

DOCUMENT PUBLIC

*Les eaux souterraines de la Guyane :
Caractéristiques hydrogéochimiques et isotopiques*

Philippe NÉGREL et Emmanuelle PETELET-GIRAUD

**Mai 2001
BRGM/RP-50306-FR**



Mots clés : géochimie, isotopes Sr - Nd - B, Guyane, eaux souterraines

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Négré Ph., Petelet-Giraud, E. (2001) - Les eaux souterraines de la Guyane : caractéristiques hydrogéochimiques et isotopiques, Rapport BRGM/PP-50306-Fr, 80 p., 32 fig., 2 tableaux.

Synthèse

Les eaux souterraines en Guyane sont un enjeu majeur pour l'alimentation en eau potable de ce Département d'Outre Mer. La synthèse des informations réalisée en 1994 (Comte & Rampoux, 1994) dans le cadre de l'élaboration de la banque « Eau » de la Guyane montre que plus de 95% de la population était alimentée en eau potable par des eaux de surface. La bande côtière de la Guyane constitue le secteur le plus peuplé, les deux fleuves frontaliers (i.e. le Maroni et l'Oyapock) représentant la seconde zone de peuplement.

Les ressources en eau souterraine de la Guyane, relativement mal connues, font l'objet d'un programme de recherche au sein duquel la géochimie des eaux (teneurs élémentaires et isotopes) tient une place importante.

L'étude hydrogéochimique et isotopique des eaux souterraines de la Guyane dans un référentiel plus large incluant les eaux de pluies et les eaux de surface est une étape obligatoire dans la connaissance des gisements. L'accent a été mis sur la caractérisation géochimique de l'environnement naturel des eaux, en particulier grâce à l'apport des systématiques isotopiques du strontium et du néodyme.

La chimie des eaux

Les eaux souterraines sont incluses dans les quatre grandes classes hydrochimiques : eau sulfatée-calcique (eaux souterraines provenant des cordons littoraux et une source sur altérites), eau bicarbonaté-sodique sur le site de Camopi, eau chlorurée-sodique dans les eaux d'altérites du moyen Maroni et Inini et la majorité des eaux se situant dans le domaine bicarbonaté-calcique.

La comparaison des faciès chimiques des eaux de surface et des eaux souterraines met en évidence des enrichissements en Ca et Mg dans ces dernières. Les eaux souterraines prélevées dans le socle fracturé montrent le plus net enrichissement. Celles prélevées dans les cordons littoraux ou les zones d'altérites ont des faciès similaires aux eaux de surface.

Le chlore des eaux majoritairement d'origine marine et la comparaison de ce dernier avec les autres éléments chimiques met en évidence des enrichissements (Ca, Na, Mg, K...) à relier avec des processus d'interaction eau-roche, quelques cas d'enrichissements en Cl sont à rapprocher d'activités anthropogéniques.

Les systématiques isotopiques

Les eaux souterraines se positionnent dans la corrélation globale obtenue pour les isotopes de la molécule d'eau (^{18}O et ^2H) dans les eaux de pluies et de surface démontrant l'origine météorique des eaux et des processus d'évaporation peu significatifs.

En systématique strontium, dans un schéma entre les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $1/[\text{Sr}]$ deux alignements linéaires peuvent être mis en évidence à partir des données des eaux de surface. Ces alignements décrivent un modèle de mélange simple entre trois composants qui peuvent être raccordés avec la nature lithologique des substratums drainés. On retrouve la signature de la série P (Paramaca inférieur : schistes, quartzites, métavolcanites), de la série S (Paramaca supérieur : schistes, micashistes, grès) et des séries $\delta\gamma$ (plutonisme "Guyanais" : orthogneiss / granodiorites / migmatites).

La divergence de certaines eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites vers des teneurs très faibles en Sr et des rapports isotopiques variant peu est à rapprocher d'une forte composante pluie dans ces eaux, comme l'indique la ressemblance avec les points des pluies. Les autres échantillons d'eau provenant de ces systèmes de cordons littoraux se positionnent tous sur une tendance linéaire avec enrichissement en Sr (et donc $1/\text{Sr}$ plus petit) associée à une faible diminution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. L'utilisation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ couplée avec la teneur en Sr permet d'identifier des pôles de mélanges mais illustre bien aussi les fortes fluctuations des teneurs au travers des eaux souterraines dans les altérites et cordons littoraux. Les eaux de zone de socle fracturé présentent par contre des teneurs élevées et ainsi restent relativement groupées avec des $1/\text{Sr}$ peu variables.

Pour déconvoluer plus, il est possible d'utiliser les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ avec des teneurs élémentaires. Une illustration est donnée dans la relation entre les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et la somme Ca+Mg.

Les concentrations des Terres Rares dissoutes regardées de manière individuelle ou au travers de la somme des concentrations (ΣREE) dans l'ensemble des eaux de la Guyane varient de plusieurs ordres de grandeur tout en restant dans les gammes données par d'autres études. On note une absence de relation claire entre les concentrations en Terres Rares et les autres caractéristiques de l'eau (pH, conductivité C, charge chimique TDS...) impliquant que les concentrations en Terres Rares ne sont pas contrôlées initialement par ces paramètres. Par contre le rôle de la matière organique, testée indirectement par les relations avec l'aluminium n'est pas négligeable. Les spectres des Terres Rares des eaux de la Guyane montrent un enrichissement en HREE pour eaux de surface, pour certaines eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites et de socle fracturé mais également des spectres opposés.

L'application des isotopes du néodyme vient conforter les interprétations issues des isotopes du strontium. Ainsi les eaux souterraines des cordons littoraux et des altérites présentent des teneurs en Nd fortes, associées avec des rapports isotopiques radiogéniques ($\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ entre -15 et -9). Les deux échantillons d'eau souterraine de socle fracturé présentent des teneurs similaires en Nd et des rapports isotopiques très différents.

La comparaison des rapports $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ et des rapports Sm/Nd dans les eaux montrent des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ plus élevés que dans les roches tandis que les rapports $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ sont

dans la même gamme que ceux des roches. Le décalage des eaux vers des plus bas rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ peut illustrer le fractionnement entre Sm et Nd lors des processus d'altération. On note également une tendance linéaire négative entre les rapports $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ dans les eaux de la Guyane.

Prises dans leur ensemble, les eaux de Guyane ne démontrent aucune relation, ni positive, ni négative entre les rapports $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ils se situent avec des rapports $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ plus radiogéniques en dehors des gammes isotopiques des grands fleuves mondiaux. De même, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont légèrement plus radiogéniques dans les eaux de Guyane que ceux mis en évidence dans cette relation générale. Si l'on s'intéresse seulement aux eaux de Guyane, trois nuages de points et un point solitaire peuvent être individualisés dans la comparaison entre les rapports $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Les différents nuages de points correspondent à des pôles roches différents qui signent les eaux de la Guyane. En particulier, les eaux issues des cordons littoraux semblent être influencées par les vases d'origine amazonienne.

Les isotopes du bore ont été analysés sur les échantillons de la zone côtière, soit 3 rivières, 11 eaux souterraines issues des dépôts sablo-argileux du littoral et 2 eaux souterraines drainant le socle fracturé. Les signatures en $\delta^{11}\text{B}$ ($>$ eau de mer) avec des pH faibles peuvent correspondre à une adsorption du B sur les minéraux argileux. Les $\delta^{11}\text{B}$ inférieurs à l'eau de mer avec des pH élevés peuvent correspondre à une désorption de B des argiles et/ou à des phénomènes d'interaction eau-roche. Compte tenu de la relation $\delta^{11}\text{B} - \text{Cl}$, les variations de $\delta^{11}\text{B}$ semblent être principalement liées à une interaction eau-roche.

Sommaire

1. Cadre géologique et hydrogéologique.....	10
2. Acquisition des données et résultats.....	15
2.1. Acquis antérieur au programme « Mercure »	15
2.1.1. Mission Maroni en 1996.....	15
2.1.2. Suivi des ouvrages d'eau souterraine en contexte de socle fracturé.....	16
2.1.3. Suivi des aquifères côtiers (Iracoubo, Organabo)	16
2.2. Données acquises dans le cadre du programme Mercure.....	16
2.2.1. Mission réalisée sur le bassin de l'Inini en juin 1998.....	16
2.2.2. Mission réalisée dans la bande côtière en 1999.....	17
2.3. Récapitulatif des eaux souterraines.....	18
2.3.1. Pour les altérites et cordons littoraux.....	18
2.3.2. Pour les zones de socle fracturé	21
2.4. Méthodologies et outils géochimiques.....	23
3. Discussion.....	27
3.1. Caractère chimique des eaux	27
3.1.1. Les eaux de surface.....	27
3.1.2. Les eaux souterraines.....	28
3.1.3. Les relations inter-éléments	30
3.1.4. Une première approche des interactions eau-roche.....	33
3.2. Origine de l'eau : isotopes stables ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$).....	36
3.3. Les isotopes du strontium.....	37
3.4. Les Terres Rares.....	47
3.4.1. Les Terres Rares dans les roches.....	47
3.4.2. Les Terres Rares dans les eaux de la Guyane	49
3.4.3. La spéciation des Terres Rares.....	55
3.5. Les isotopes du néodyme.....	57
3.6. Les isotopes du bore.....	66
4. Impact sur les eaux souterraines	71

Liste des illustrations

Figures

Figure 1 : Carte de localisation dans le continent sud américain et vue générale de la Guyane.....	10
Figure 2 : Caractéristiques géologiques du bouclier guyanais (Gibbs and Barron, 1993). 1 : complexe archéen Imataca, 2 : Greenstone belt, 3 : Roches granitiques et métamorphique Paléoprotérozoïques, 4 : Roches détritiques et granitiques Mésoprotérozoïques, 5 : sédiments Méso et Cénozoïc.....	11
Figure 3 : Mosaïque géologique de la Guyane et sa légende d'après BRGM (1996).....	13
Figure 4 : Cartes des prélèvements sur le Maroni (droite) et sur ces affluents (gauche) lors de la mission d'octobre et novembre 1996.....	15
Figure 5 : Carte de répartition des zones de prélèvements d'eaux souterraines en Guyane.....	19
Figure 6 : Schéma hydrogéologique du secteur Trou-Poissons, Organabo, Iracoubo d'après Fillion et al. (1995).....	22
Figure 7 : Diagramme de Piper montrant le faciès chimique des eaux de surface de la Guyane.....	28
Figure 8 : Diagramme de Piper montrant le faciès chimique des eaux souterraines de la Guyane.....	29
Figure 9 : Diagramme de Piper synthétique des eaux de surface (en bleu) et des eaux souterraines (en rouge) de la Guyane.....	30
Figure 10 : Relation entre Cl et Na, tous deux exprimés en $\mu\text{moles/l}$ dans les eaux de pluies (Rainwaters), les eaux de surface (Surface waters) et les eaux souterraines de la Guyane. La ligne grisée représente la droite de dilution de l'eau de mer. Les eaux souterraines classées GWA/alt_sed correspondent aux eaux prélevées lors de la mission de décembre 1999 dans la bande côtière de la Guyane; celles classées GWA/alt_sed2 correspondent à l'étude des aquifères côtiers (programme BRGM), celles classées GWA/alt_sed3 correspondent aux eaux souterraines prélevées lors de la mission du programme mercure sur le bassin de l'Inini en juin 1998. Les eaux souterraines classées GWA/bas correspondent aux eaux de socle fracturé (programme BRGM et mission de décembre 1999 programme mercure).....	31
Figure 11 : Relation entre Cl et Ca, tous deux exprimés en $\mu\text{moles/l}$ dans les eaux de pluies, les eaux de surface et les eaux souterraines de la Guyane. La ligne grisée représente la droite de dilution de l'eau de mer. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure10.....	32
Figure 12 : Relation entre HCO_3^- (en $\mu\text{moles/l}$) et pH dans eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10.....	34
Figure 13 : Relation entre HCO_3^- et Σ^+ (somme des cations sauf Si), tous deux exprimés en $\mu\text{moles/l}$ dans les eaux de pluies, les eaux de surface et les eaux souterraines de la Guyane. La ligne pointillée représente la droite 1:1. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10.....	35
Figure 14 : Représentation $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluies, de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10.....	37
Figure 15 : Représentation entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $1/\text{Sr}$ des eaux de pluies, de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10.....	38
Figure 16 : Représentation entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $1/\text{Sr}$ des eaux de pluies, de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Agrandissement de la figure 15. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10.....	40
Figure 17 : Représentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de la somme $\text{Ca} + \text{Mg}$ (en $\mu\text{eq/l}$) des eaux de surface et souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10..	44
Figure 18 : Représentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du rapport Ca/Cl des eaux de surface et souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10.....	45
Figure 19 : Représentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de la teneur en silice des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10.....	46
Figure 20 : Spectres des Terres Rares de quelques types de roches en Guyane (Milési et al., 1995) normalisés à la croûte continentale (Taylor & McLennan, 1985).....	48

Figure 21 : Relation entre les concentrations en Terres Rares totales (Σ REE, ng/l) et la charge dissoute (TDS, mg/l) des eaux de surface et souterraines de la Guyane. TDS correspond à la somme des cations et anions. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10	51
Figure 22 : Relation entre les concentrations en aluminium et en lanthane des eaux souterraines et de surface de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10.....	52
Figure 23 : Spectres des Terres Rares des eaux souterraines et de surface de la Guyane normalisés à la croûte continentale (Taylor & McLennan, 1995).....	54
Figure 24 : Représentation entre les rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{Nd}(0)$ en fonction de 1/Nd des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10	58
Figure 25 : Représentation entre les rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{Nd}(0)$ en fonction de la teneur en Cl (en μ mol/l) des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10	60
Figure 26 : Représentation entre les rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{Nd}(0)$ et des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Représentation des signatures des substratums de la Guyane (Gruau et al., 1985, Delor et al., en préparation) et des matières en suspension du bassin de l'Amazone (Allegre et al., 1996). Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10	62
Figure 27 : Représentation entre les rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{Nd}(0)$ et du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$ des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Représentation des signatures des grands fleuves mondiaux (World rivers, Goldstein & Jacobsen, 1987). Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10	63
Figure 28 : Représentation entre les rapports isotopiques du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$ et néodyme $\epsilon_{Nd}(0)$ des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10	65
Figure 29 : Teneurs en bore en fonction du chlore (μ mol/l) dans les eaux de surface et souterraines en Guyane. Comparaison par rapport à l'eau de mer prélevée au niveau de Cayenne.....	66
Figure 30 : Relation entre les compositions isotopiques du Bore et la teneur en bore dans les eaux de Guyane française.....	67
Figure 31 : Relation entre $\delta^{11}B$ et Cl dans les eaux de surface et souterraines de la Guyane française. ...	69
Figure 32 : Variation du $\delta^{11}B$ en fonction du pH dans les eaux souterraines et de surface en Guyane.	70

Tableaux

Tableau 1 – Noms, références BRGM, géologie et profondeurs des venues d'eau ou des pompages des eaux souterraines en Guyane.....	20
Tableau 2 - Spéciation aqueuse de Fe, Al et terres rares (REEs) d'eaux souterraines de la Guyane (altérites et cordons littoraux Corossony14, TPS1, MAC1 ; socle fracturé L1bis, MM4). * Les terres rares sont représentées par le symbole A- dans l'écriture des complexes aqueux. ** Les paramètres pH, Eh et T n'ont pas été mesurés pour cet échantillon; les valeurs données dans le tableau ont été choisies arbitrairement (en fonction de son contexte).	56

Introduction

La Guyane française est à l'heure actuelle encore fortement alimentée en eau potable par des eaux de surface. La qualité du développement futur de ce Département d'Outre Mer passe par une diversification de ses sources d'approvisionnement en eau tant pour des raisons de santé publique, de sécurité et de coût d'approvisionnement, que du fait de la croissance de la demande en regard de la disponibilité des eaux de surface.

Le BRGM a mené un programme de recherche « Village des Fleuves », dans le cadre du Contrat de Plan Etat-Région Guyane 1994-1998, dont l'objectif était de comprendre le fonctionnement hydrogéologique ainsi que les modalités de valorisation des ressources en eau souterraine des formations constituant le socle guyanais (Lachassagne et al., 1996a, b). Ce projet s'inscrivait dans le cadre de la volonté de la Région Guyane de diversifier ses sources d'approvisionnement en eau et ce plus particulièrement dans le contexte des villages des fleuves qui, loin de toute infrastructure, ne peuvent disposer de dispositifs adaptés de traitement des eaux de surface, ce qui pose, entre autres, des problèmes aigus de santé publique. Le Maroni, et dans une moindre mesure, l'Oyapock ont été étudiés dans ce projet.

Les rejets de mercure en Guyane, en liaison avec les activités d'orpaillage, se font à la fois dans les eaux et dans l'atmosphère. Cette pollution diffuse est susceptible de concerner l'ensemble du département de la Guyane. Le programme « Mercure en Guyane », piloté par le CNRS, le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement et la Région Guyane a pour objectif principal de mener une étude intégrée du cycle du mercure sous ses différentes formes chimiques en contexte tropical et fortement influencé par les activités humaines (orpaillage). Deux zones majeures sont étudiées dans le cadre de ce programme : le haut Inini et le site de Petit Saut. Dans ce programme « Mercure en Guyane », la thématique mise en œuvre par le BRGM concerne les eaux souterraines.

L'utilisation conjointe de plusieurs systématiques isotopiques dans l'étude des eaux souterraines permet de circonscrire les hypothèses portant sur la nature des processus d'interaction roche-eau impliqués et de mieux contraindre les termes extrêmes (pôles purs) dans des phénomènes de mélange. Une boîte à outils composée des isotopes de l'oxygène, de l'hydrogène, du bore et du strontium a été testée dans des environnements hydrogéologiques différents afin de retracer l'origine de la salinité des eaux (Négrel et al., 1999, Kloppmann et al., 1999a, b, Casanova et al., 1999a, b).

Ce rapport synthétise les connaissances actuelles sur les eaux souterraines de la Guyane, connaissances acquises dans le cadre des deux programmes décrit ci dessus. Dans le cadre de cette étude, nous proposons d'appliquer cette boîte à outils et de l'étendre en y adjoignant les isotopes du néodyme afin de caractériser les eaux souterraines dans les différents contextes de la Guyane.

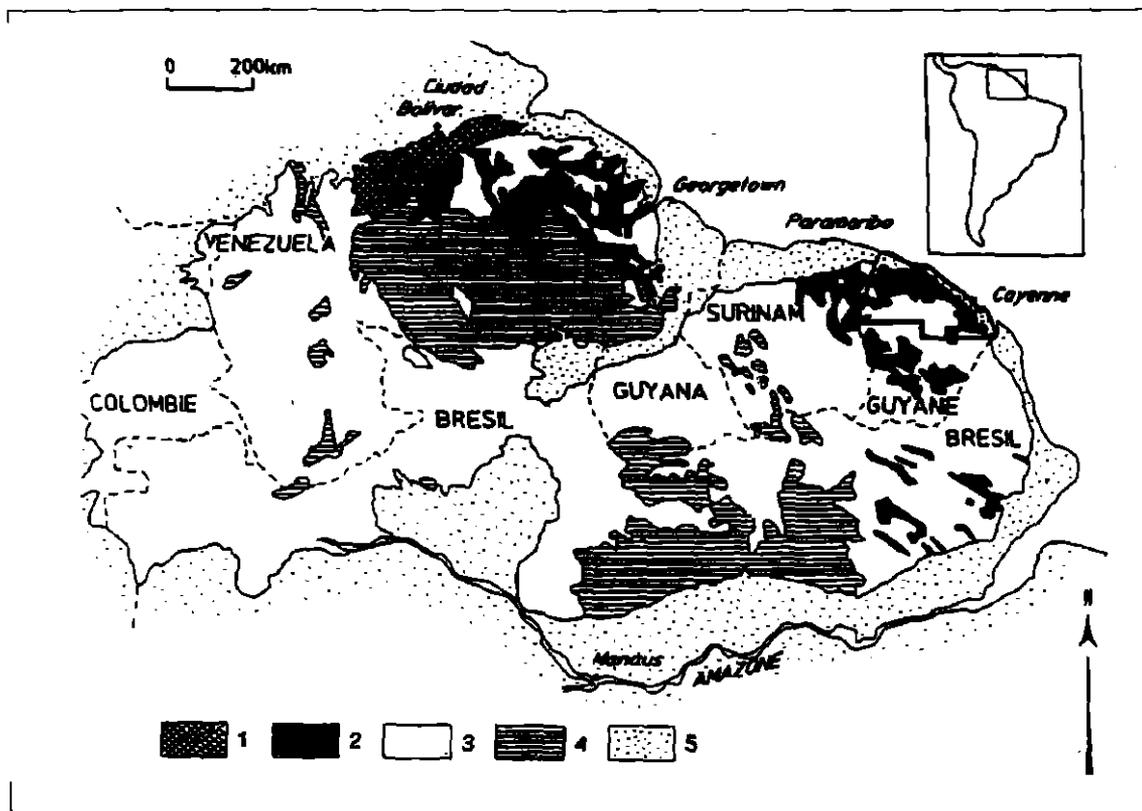
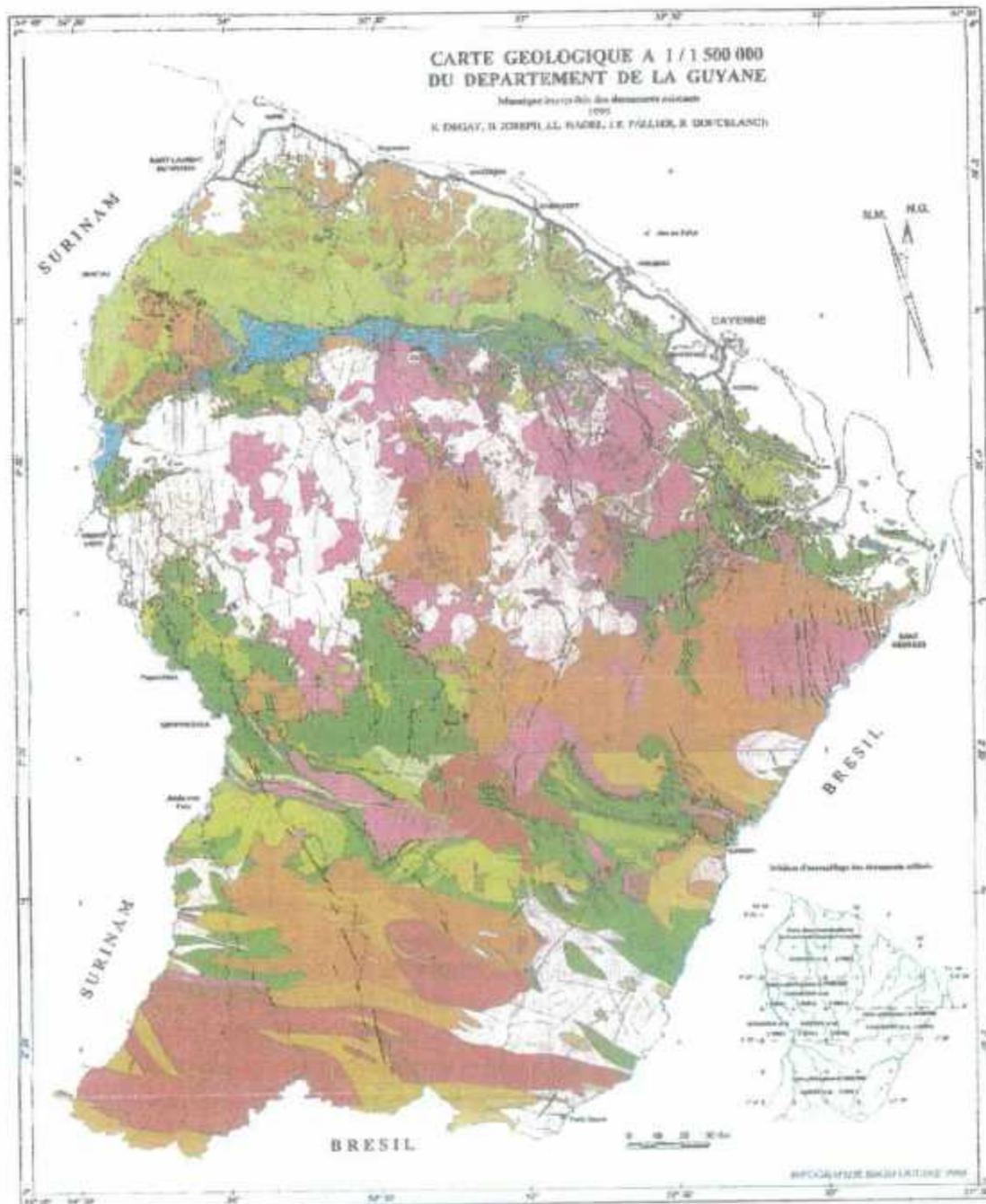


Figure 2 : Caractéristiques géologiques du bouclier guyanais (Gibbs and Barron, 1993). 1 : complexe archéen Imataca, 2 : Greenstone belt, 3 : Roches granitiques et métamorphique Paléoprotérozoïques, 4 : Roches détritiques et granitiques Mésoprotérozoïques, 5 : sédiments Mésocène et Cénozoïque

La géologie plus détaillée de la Guyane est illustrée par la Figure 3 (Milési et al., 1995, BRGM, 1996). Cette carte est constituée par une mosaïque interprétée par Milési et al. (1995) à partir de documents existants et la carte de la Guyane à 1/500 000 est en cours d'élaboration (Delor et al ; en préparation). La majorité des terrains qui constituent le sous-sol de la Guyane est constituée de roches cristallines et métamorphiques mises en place et structurées entre 2.5 et 1.9 milliards d'années. Le long du littoral, le socle cristallin est recouvert sur une bande de quelques kilomètres par des sédiments récents, sablo-argileux (Robelin et Farjanel, 1997). Le climat tropical humide est fortement hydrolisant favorisant le développement d'une couverture d'altérite (latérites).



Cette esquisse ne constitue en rien une carte de synthèse ;
elle a été composée par juxtaposition et lavage aux limites de documents très hétérogènes

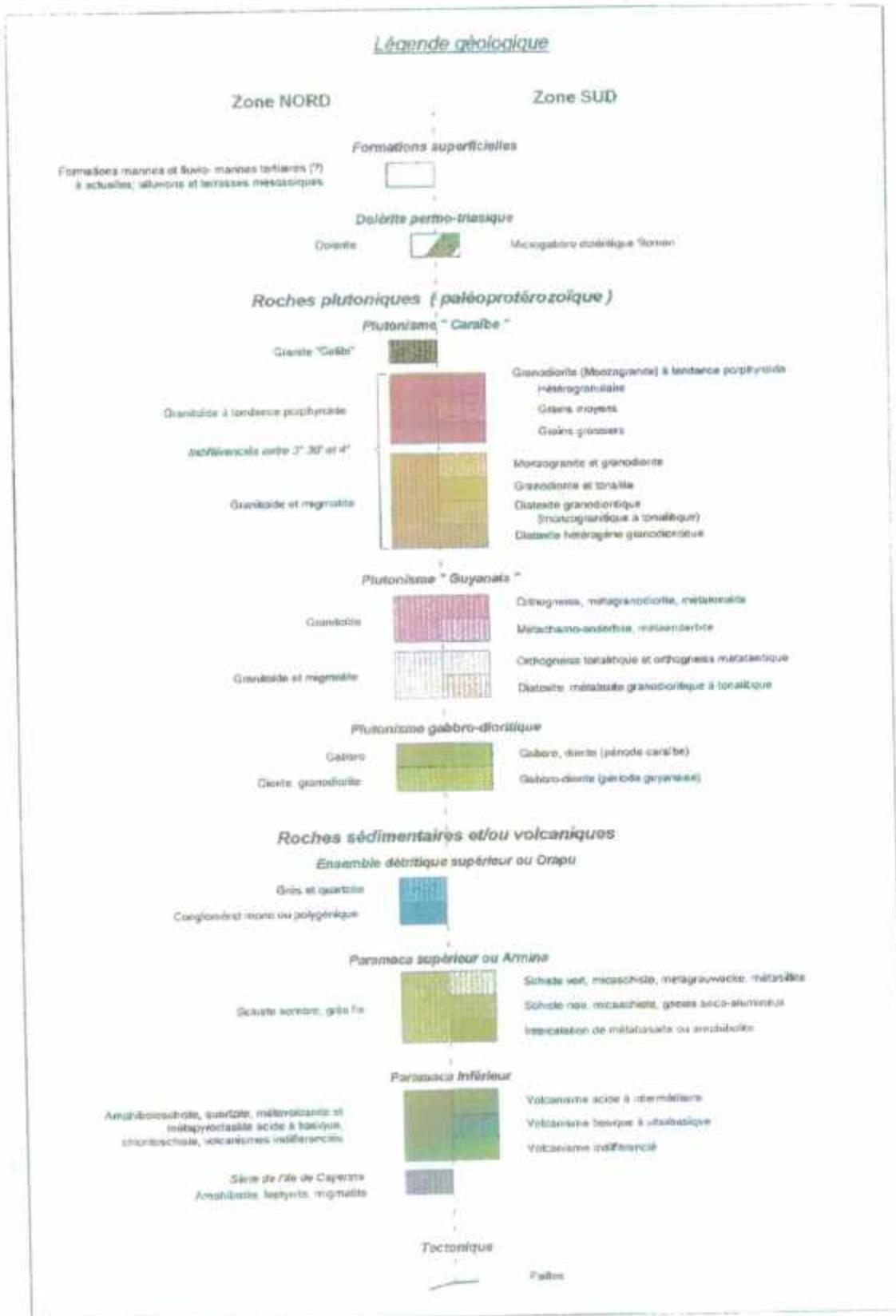


Figure 3 : Mosaïque géologique de la Guyane et sa légende d'après BRGM (1996).

L'eau météorique précipitée sur une portion de continent est pour une partie rétrocedée à l'atmosphère par évapotranspiration; l'autre partie constitue les précipitations efficaces qui vont interagir avec la croûte continentale superficielle (alluvions, altérites). Le rapport d'écoulement spécifique F en mm/an qui représente le rapport du débit des cours d'eau aux précipitations normées par la surface du bassin versant est supérieur à 1000 mm/an en Guyane. Cette valeur élevée montre que la contribution des précipitations constitue donc une composante majeure au système hydrologique en Guyane.

Les ressources en eau souterraine de cette région dont le sous-sol est constitué à plus de 95 % par du socle étaient très mal connues jusqu'aux études récentes menées par le BRGM (Fillion et al., 1995, Lachassagne et al., 1996a, b). Les formations d'altération (flat, berges...) ne sont pas susceptibles de constituer une ressource en eau souterraine importante car les débits obtenus dans ces zones ne sont que de l'ordre de 2 m³/h (Fillion et al., 1995). Altérites et saprolites (~50 m d'épaisseur) ont d'importantes capacités de rétention d'eau. Ces formations restituent l'eau de leurs nappes vers les eaux superficielles à la faveur d'écoulements souterrains sub-affleurants privilégiés, soit par la topographie, soit par la morphologie (zones filoniennes altérées, niveaux sableux). Les flats et formations alluviales, saturés en eau, d'épaisseur très limitée (~quelques m) et de nature argilo-sableuse drainent les eaux des altérites et par leur capacité de rétention, favorisent les infiltrations vers les formations sous-jacentes perméables.

Les formations géologiques à porosité de fracture constituent le principal réservoir aquifère. Ces dernières contiennent des systèmes aquifères composites qui peuvent être résumés selon :

- les formations altéritiques de recouvrement, de faible perméabilité de part leur teneur importante en minéraux argileux, mais assurant une fonction capacitive de grande ampleur au regard des eaux souterraines (Lachassagne et al., 1996a).
- les substratums de socle caractérisés par une perméabilité de fracture (Lachassagne et al., 1996b) induisant de faible perméabilité et capacité de stockage et une bonne fonction transmissive. La capacité des substratums à contenir un système aquifère est principalement lié à la fracturation (densité, géométrie, interconnections).

2. Acquisition des données et résultats

2.1. ACQUIS ANTERIEUR AU PROGRAMME « MERCURE »

2.1.1. Mission Maroni en 1996.

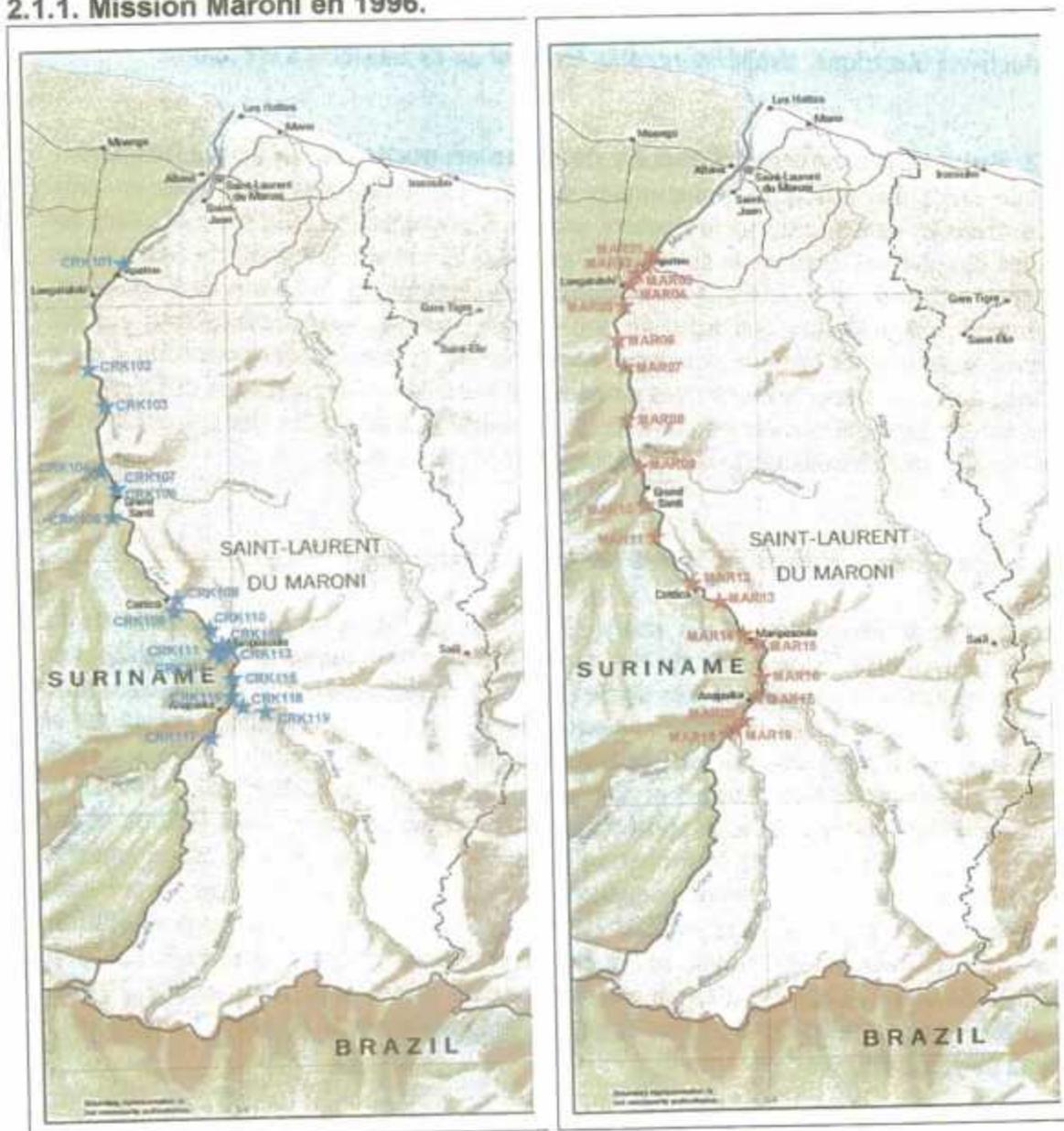


Figure 4 : Cartes des prélèvements sur le Maroni (droite) et sur ces affluents (gauche) lors de la mission d'octobre et novembre 1996

Une mission le long du fleuve Maroni a été réalisée en octobre-novembre 1996 en période de basses eaux dans le cadre du projet « Village des Fleuves ». Durant la remontée du fleuve, la stratégie de réalisation des prélèvements d'échantillons d'eau et

des mesures de paramètres non conservatifs a suivi plusieurs axes. Dans un premier axe, nous avons assuré un échantillonnage aussi exhaustif que possible du cours majeur du Maroni et de ses affluents tant du côté français que surinamien. Les affluents (ou criques) ont été, dans la mesure du possible, choisis soit de part leur taille suffisamment importante, soit par leur localisation dans des terrains géologiques bien individualisés. Une vingtaine d'échantillons du fleuve Maroni et une vingtaine de criques ont été ainsi prélevés. Dans un deuxième axe, nous nous sommes attachés à étudier l'homogénéité de la masse d'eau du Maroni, au travers de mesures de paramètres non conservatifs (conductivité électrique, température, pH). Un total de 13 transects a été réalisé.

2.1.2. Suivi des ouvrages d'eau souterraine en contexte de socle fracturé

Dans le cadre des différents programmes visant à rechercher des ressources en eaux souterraines en contexte de socle fracturé, plusieurs ouvrages (10) ont été forés dans les villages des fleuves bordant la Guyane. C'est ainsi le cas sur le bassin du Maroni des villages de Grand Santi, Loka, Maripasoula et de Camopi sur le bassin de l'Oyapock. L'échantillonnage de ces ouvrages est soit unique, soit plusieurs échantillons ont été prélevés au cours des tests de pompages afin de tester la stabilité des réservoirs d'eaux souterraines et de tracer les mélanges potentiels d'eaux entre des réservoirs différents. Trois autres ouvrages ont été échantillonnés, un sur le site de Dorlin (forage artésien) et deux sur le site de Montsinéry dans une zone proche de Cayenne.

2.1.3. Suivi des aquifères côtiers (Iracoubo, Organabo)

La zone des aquifères côtiers est située sur la frange côtière avec la majorité de sa surface (environ les $\frac{2}{3}$) occupée par des zones littorales marécageuses et des savanes et avec un réseau hydrographique très dense (Figure 5 et Figure 6). Sur un substratum de terrains métamorphiques (schistes, quartzites) et cristallins (granites caraïbes et guyanais), la frange côtière est caractérisée par la superposition de formations géologiques quaternaires marines et fluvio-marines (Robelin & Farjanel, 1997). Les formations détritiques sont le support de systèmes aquifères complexes (Fillion et al., 1995). Tout particulièrement, la formation des sables détritiques de base est un aquifère de 5 à 10 m de puissance, de bonne qualité et de faible vulnérabilité de part la présence d'argiles au toit. Un aquifère superficiel est souvent utilisé et capté par des puits (Fillion et al., 1995). Trois zones d'ouvrages ont été sélectionnées : la zone de Trou-Poissons, la zone de Bellevue et la zone d'Organabo. La zone de Trou-Poissons comprend 7 points de prélèvements, celle de Bellevue 5 points de prélèvements et celle d'Organabo 7 points de prélèvements.

2.2. DONNEES ACQUISES DANS LE CADRE DU PROGRAMME MERCURE

2.2.1. Mission réalisée sur le bassin de l'Inini en juin 1998.

Il s'agissait de réaliser un échantillonnage permettant d'établir un bilan hydrogéochimique du bassin de l'Inini, à savoir :

➤ échantillonnage d'eau de pluie au niveau de la zone de Dorlin où était installé le camp de base : Au cours des trois jours passés sur le site de Dorlin, aucun événement pluvieux important n'a été enregistré et nous ne disposons donc pas d'échantillon de pluies.

➤ échantillonnage des eaux de surface de l'Inini et de ses principaux affluents : Les affluents majeurs, généralement non orpaillés, du petit Inini ont été échantillonnés en aval de la crique Frère. Des prélèvements d'eaux du petit Inini ont été réalisés en amont et en aval de ces principaux affluents ainsi qu'en amont et en aval des principaux camps d'orpaillage de la région de Dorlin. Le grand Inini a été échantillonné en amont et en aval de la crique Eaux Claires, principal affluent orpaillé du Grand Inini, par ailleurs beaucoup moins orpaillé que le petit Inini. Enfin des prélèvements ont été réalisés en deçà de la confluence des deux Inini et au niveau de leur confluence avec le Maroni.

➤ échantillonnage d'eaux de nappe : Des essais de sondage à la tarière ont été réalisés le long du petit Inini et au niveau de Saut Sonnelle dans l'Inini, de façon à échantillonner la nappe en connexion avec la rivière. Le puits utilisé comme approvisionnement en eau potable par les orpailleurs de la crique d'Artagnan a aussi été échantillonné. Enfin, deux sorties de nappes ont été échantillonnées au niveau de la source d'une crique mineure, crique par ailleurs échantillonnée plus en aval.

Pour l'ensemble des échantillons d'eau de surface et d'eau souterraine, les paramètres physico-chimiques non conservatifs (pH, Eh, température, conductivité, oxygène dissous et l'alcalinité) ont été mesurés directement sur le terrain.

2.2.2. Mission réalisée dans la bande côtière en 1999.

La mission de décembre 1999 avait pour objet d'échantillonner le plus grand nombre possible d'ouvrages d'eau souterraine dans la bande côtière de la Guyane. Une première liste de points pouvant faire l'objet d'un prélèvement a été établie et l'ensemble des points possibles a été testé ; certains ouvrages se sont révélés secs ou ne contenant pas assez d'eau pour assurer un prélèvement représentatif, d'autres ont pu être collectés. Ainsi, des ouvrages ont été réalisés dans la zone proche de Cayenne sur les sites de Mahury et Matoury dans le cadre des différents programmes visant à rechercher des ressources en eaux souterraines en contexte de socle fracturé (Lachassagne et al., 1996a,b) et ont été échantillonnés.

Durant cette mission, on s'est plus particulièrement attaché à échantillonner les cordons littoraux dans les secteurs autour du Sinnamary (Sites de Matiti, Corossony, Bellevue et Iracoubou) et dans les environs du Maroni (sites de St Jean, Javouhey et Organabo). Les cordons littoraux sont le support de systèmes aquifères complexes présentant à la fois des superpositions de plusieurs nappes et des relations spécifiques avec les très nombreux fleuves et cours d'eau. Sur l'ensemble des points, les paramètres non conservatifs de l'eau ont été déterminés.

2.3. RECAPITULATIF DES EAUX SOUTERRAINES

Dans le présent récapitulatif ne sont indiquées que les eaux souterraines pour lesquelles la base de données géochimique et isotopique est complète. Ainsi, ne sont pas indiqués bon nombre des échantillons prélevés dans les zones d'Iracoubo et d'Organabo au cours du programme de suivi des aquifères côtiers (§ 2.1.3).

La Figure 5 synthétise les localisations des ouvrages prélevés à l'échelle de la Guyane. Le Tableau 1 indique, par type (altérites et cordons littoraux d'un côté et socle fracturé de l'autre), la géologie environnante des ouvrages sélectionnés. Dans le tableau 1 est également indiquée, pour information, la profondeur des venues d'eau ou du pompage dans les ouvrages.

La Figure 6 illustre le schéma hydrogéologique du secteur Trou-Poissons, Organabo, Iracoubo et est extraite de Fillion et al. (1995).

2.3.1. Pour les altérites et cordons littoraux

Sites de Grand Santi et Pompidou : situés sur le bassin du Maroni, il s'agit de puits communaux situés dans les villages de Grand Santi (MAR201) et Pompidou (MAR203).

Sites de Yaou et Dorlin : ils se situent sur le territoire communal de Maripasoula (carte 1), respectivement à une quinzaine et une soixantaine de km au nord-est du bourg. Le secteur de Yaou s'inscrit dans les bassins versants du Grand Inini (à l'Est) et de la Crique Chaina (à l'Ouest). Le secteur de Dorlin s'inscrit dans le bassin versant du Petit Inini. Trois eaux souterraines ont été prélevées dans ces zones. Il s'agit des échantillons Y3 et D14 correspondant à des sources issues de latosols et de cuirasses résiduelles sommitales développés sur les métavolcanites du Paramaca (Milesi et al., 1995, Gandolfi, communication personnelle) représentant la contribution des nappes superficielles.

L'échantillon Ni5, issu d'un forage artésien débitant à 1 m³/h représente une eau profonde de socle fracturé (volcanites du Paramaca) sans évidence d'oxygène dissous.

Sites de l'Inini : Les échantillons 25 (source au niveau d'une crique mineure sur le bassin de l'Inini) et P8 (nappe en connection avec la rivière prélevée par sondage à la tarière) ont été prélevés durant la mission Inini de 1998.

Site du Matoury : correspond à la source Saint Eustache, issue de la saprolite (i.e. altération isovolumétrique du substratum) elle-même développée sur migmatites et granites le long du massif du Matoury proche de Cayenne.

Site des savanes de Corossou : savanes sèches sur 5 km et situées dans les cordons littoraux, il s'agit de prélèvements dans 3 des 15 ouvrages de reconnaissance du potentiel hydrogéologique (Fillion et al., 1995). Ces trois ouvrages ont été répartis le long d'un transect entre la côte Atlantique et l'intérieur des terres.

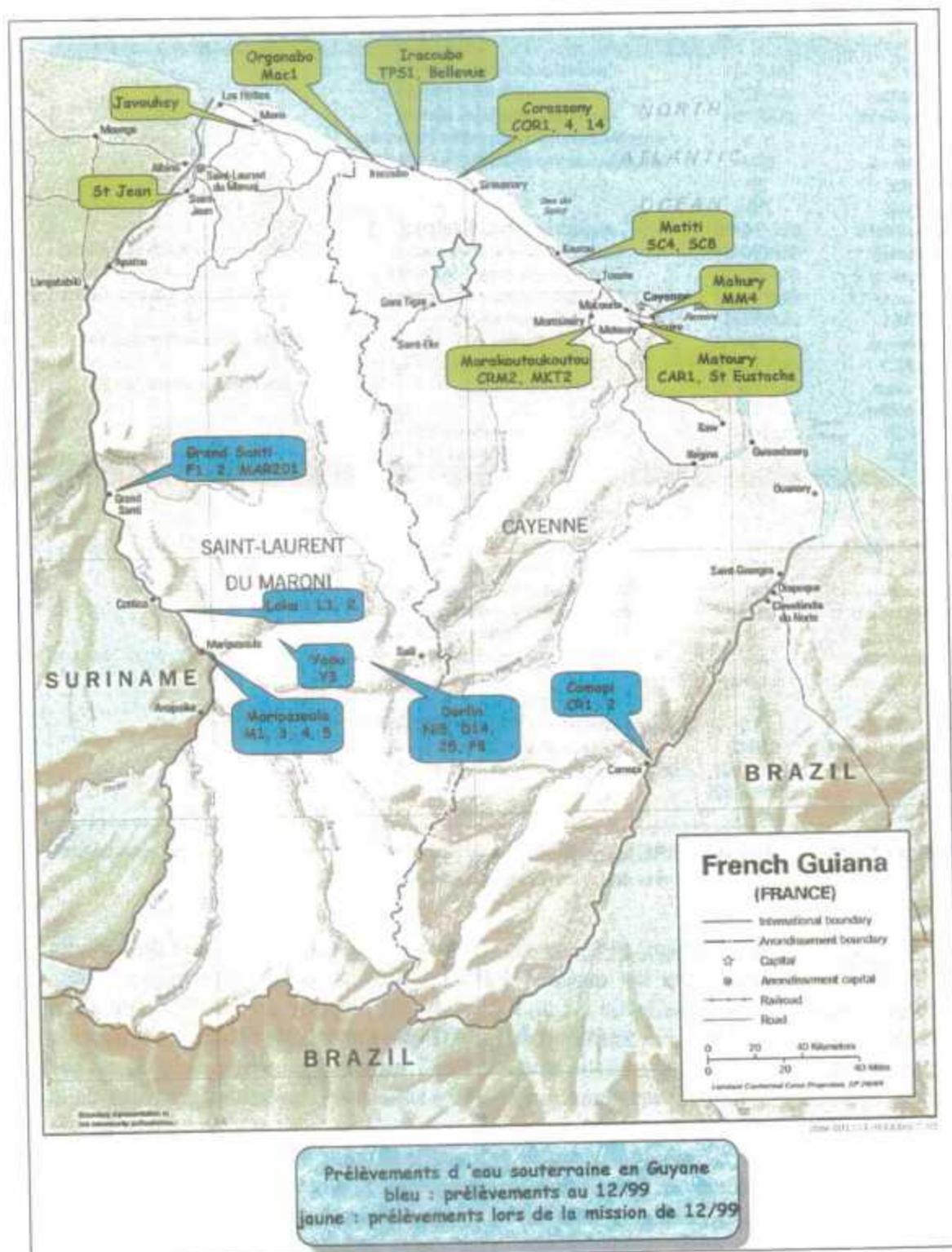


Figure 5 : Carte de répartition des zones de prélèvements d'eaux souterraines en Guyane

Nom	Référence	Venue d'eau ou pompage	
Grand Santi	MAR201	Terrasses alluviales Maroni	
Pompidou	MAR203	Terrasses alluviales Maroni	
Grand Santi	MAR201	Terrasses alluviales Maroni	
Yaou 3	Y 3	altérites sur métavolcanites Paramaca	
Dorlin14	D14	altérites sur métavolcanites Paramaca	
Inini	25		
Inini	P8		
St Eustache	GUY99-03	saprolites, Massif Matoury	
Corossony 1	GUY99-04	Transect Savanes Corossony	10m (6.5m sous le niveau d'eau)
Corossony 2	GUY99-05	Transect Savanes Corossony	9m (6m sous le niveau d'eau)
Corossony 14	GUY99-06	Transect Savanes Corossony	9m (5.5m sous le niveau d'eau)
TPS1	GUY99-07	Trou Poissons	10m
Bellevue	GUY99-08	Bellevue	9m (3m sous le niveau d'eau)
MAC1	GUY99-09	Organabo	
St Jean	GUY99-10		3m sous le niveau d'eau
Javouhey	GUY99-11		
SC8	GUY99-12	Transect Savanes Matiti	
SC4	GUY99-13	Transect Savanes Matiti	
Camopi	CR1	Migmatites, altérites	30
Camopi	CR2	Migmatites, altérites	10
Grand Santi	F1	Migmatites	40
Grand Santi	F2	Migmatites	50
Maripasoula	M1	métavolcanites Paramaca, altérites	25
Maripasoula	M3 bis	métavolcanites Paramaca, altérites	20
Maripasoula	M4	métavolcanites Paramaca, altérites	25
Maripasoula	M5	métavolcanites Paramaca, altérites	50
Loka	L1 bis	Paramaca	
Loka	L2	Paramaca	
Nivrée 5	Ni 5	métavolcanites Paramaca (faciès SiTo)	
Marakoutoukou	CRM2	Migmatites et amphibolites	40
MM4	GUY99-01	Diorites Montagne Mahury, Ile de Cayenne	30
CAR1	GUY99-02	Migmatites, fracture à 60m	35
Marakoutoukou	MKT2	Migmatites	60

Tableau 1 – Noms, références BRGM, géologie et profondeurs des venues d'eau ou des pompages des eaux souterraines en Guyane.

Site de Bellevue, Trou Poissons et Organabo : trois des ouvrages de ce site déjà étudié par le BRGM et situé dans les cordons littoraux ont été échantillonnés en 1999 : Bellevue, TPS1 et MAC1. Bellevue est un forage de 20m captant un aquifère situé dans les sables et graviers de la série détritique de base (Fillion et al., 1995) dans une zone de forêt dominante par rapport à la partie savane. TPS1 est situé dans une zone de savane humide, c'est un forage de 20m captant un aquifère situé dans des sables grossiers de la série détritique de base. MAC1 est un forage captant également un aquifère situé dans la série détritique de base surmontant un socle granitique caraïbe.

Site de Saint Jean : proche de Saint Laurent du Maroni, le site de St Jean correspond à une nappe alluviale en connexion avec une crique mineure, affluent du Maroni avec trois puits répartis le long de la crique. Ces puits présentent des niveaux d'eau supérieurs à celui de la rivière.

Site de Mana : dans la zone de Mana, le forage d'alimentation en eau potable du village de Javouhey, situé dans les cordons littoraux a été échantillonné.

Site des savanes Matiti : deux ouvrages parmi les dix qui ont servi à la caractérisation des cordons sableux littoraux (Robelin & Farjanel, 1997) ont pu être échantillonnés (i.e.

de l'eau à pu être extraite pendant un temps suffisamment important, de l'ordre de quelques heures à environ 5 m³/h). Il s'agit du forage SC4, de 18m environ atteignant les isaltérites de roches quartzo-micacées et le forage SC8, de 19m environ atteignant la même roche. Trois rythmes de dépôts ont mené à une structure incluant un premier système de sédimentation littorale (vases amazoniennes et sables de plages suivis d'une sédimentation argileuse intercalée de sables fins puis une phase terminale de sables pelliculaires. Le système aquifère se situe préférentiellement dans les sables, de plus grande perméabilité que les dépôts argileux.

2.3.2. Pour les zones de socle fracturé

Site de Camopi : Deux ouvrages (AEP de Camopi) de 30m (CR1) et 20m (CR2) recoupant des migmatites avec une relativement faible fracturation et des altérites plus ou moins sableuses d'où sont majoritairement originaires les venues d'eau prélevées (Lachassagne et al., 1996a).

Site de Grand Santi : Deux ouvrages de 50m (F1) et 60m (F2) recoupant des migmatites fracturées (AEP de Grand Santi). Les venues d'eau proviennent du socle fracturé et de la faible couverture altéritique et donnent des débits d'eau profonde importants (de l'ordre de 15m³/h).

Site de Maripasoula : 4 ouvrages (AEP de Maripasoula) M1 de 70m environ, M3bis de 65m environ, M4 de 60m environ et M5 de 75m environ ont été échantillonnés. Ils se situent tous dans les métavolcanites du Paramaca recouverts d'altérites sableuses. Les venues d'eau se situent dans des zones de fractures s'échelonnant entre 55-60m dans M1 et 40-50m dans M3bis.

Site de Loka : Deux forages destinés à l'alimentation en eau potable du village de Loka ont été prélevés. D'environ 50m, les forages recoupent des roches vertes peu altérées correspondant aux métavolcanites du Paramaca avec des zones de fractures aux alentours de 25 et 35m dans les forages.

Site de Mahury : situé dans l'île de Cayenne sur un substratum constitué de diorites (synthèse géologique dans Egal et al., 1994), le forage MM4 recoupe une zone de fractures productrices d'eau à 80m (Lachassagne et al., 1995). Le prélèvement a été effectué à 30m sous le niveau de l'eau.

Site de Matoury : situé à l'ouest de Cayenne, sur la crique des Américains ou le substratum est constitué de leptynites de la série Leptyno-amphibolitique dite « série de l'île de Cayenne » sous couverture de cuirasses latéritiques (synthèse géologique dans Egal et al., 1994). Le forage CAR1 recoupe une zone de fractures productrices d'eau à 60m et le prélèvement a été effectué à 35m sous le niveau de l'eau.

Site de Marakoutoukoutou : situé à proximité de Montsinéry à 40 km à l'ouest de Cayenne. Deux ouvrages CRM2 de 90m environ et MKT2 de 100m environ situés dans un substratum de granites sombres à biotites et amphiboles (synthèse géologique dans Egal et al., 1994) rattachés aux granitoïdes Caraïbes et affectés de nombreuses veines pegmatitiques.

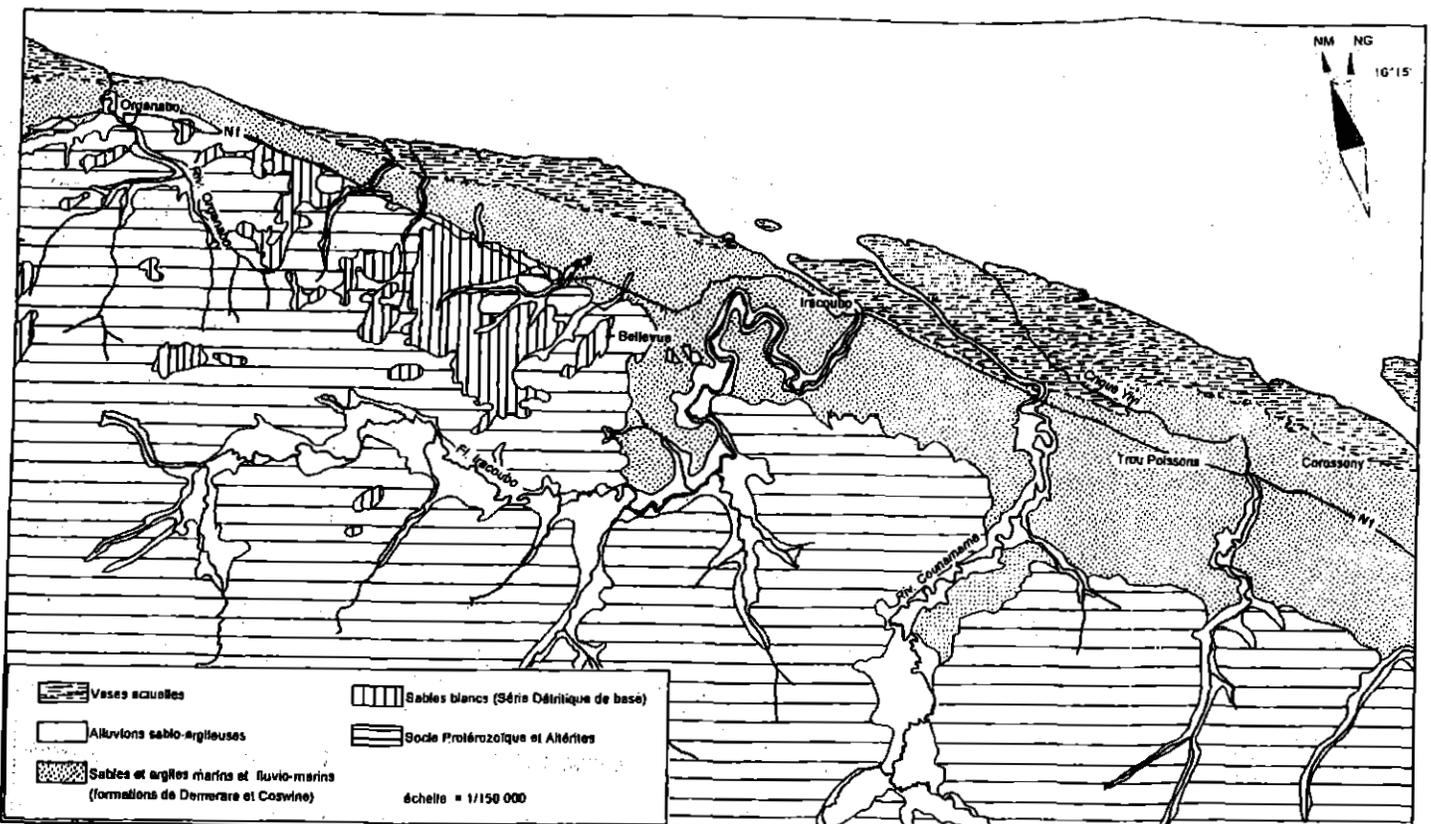


Figure 6 : Schéma hydrogéologique du secteur Trou-Poissons, Organabo, Iracoubo d'après Fillion et al. (1995)

2.4. METHODOLOGIES ET OUTILS GEOCHIMIQUES.

Les méthodes de prélèvements, de mesures chimiques et isotopiques sont résumés par ailleurs (Négrel et al., 1997, 2000, Négrel & Lachassagne, 2000).

L'abondance relative des différents isotopes stables des éléments chimiques légers (masse atomique inférieure ou égale à 40) varie dans la nature et ces variations sont liées à des fractionnements par des processus physiques ou chimiques et organiques.

➤ Les isotopes stables de l'eau : le rapport des isotopes de l'oxygène est exprimé en unité δ de déviation par rapport à un standard de référence. Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ d'une eau s'écrit donc :

$$\delta = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ech}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}}}$$

Le standard de référence est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) qui est une eau de mer moyenne. En l'absence d'évaporation ou d'échange avec des gaz dissous, les isotopes stables de la molécule d'eau se comportent comme des traceurs conservatifs et reflètent le mélange des différentes recharges ayant alimenté les eaux souterraines considérées. L'histoire hydroclimatique d'un aquifère peut donc être reconstituée par l'abondance des isotopes stables lourds de l'oxygène (^{18}O) et de l'hydrogène (^2H) dont les signatures correspondent à des environnements et des épisodes hydroclimatiques spécifiques. Sous certaines conditions (faible rapport eau/roche, temps de résidence long, température élevée du réservoir), les interactions roche-eau peuvent modifier la composition isotopique initiale de l'eau.

➤ Le bore est un élément en trace possédant deux isotopes stables ^{10}B et ^{11}B extrêmement solubles dans les fluides aqueux. La grande différence relative de masse entre ses isotopes stables ainsi que la forte réactivité géochimique de cet élément entraînent un fractionnement isotopique naturel du bore de l'ordre de 90 unités delta. Les valeurs de $\delta^{11}\text{B}$ les plus basses (-30) correspondent aux évaporites non-marines, tandis que le réservoir le plus enrichi en ^{11}B est représenté par les saumures des lacs salés d'Australie et par la Mer Morte en Israël ($\delta^{11}\text{B}$ jusqu'à +59). Le réservoir océanique présente une valeur de $\delta^{11}\text{B}$ mondialement constante de l'ordre de +39.5. Le bore présente ainsi un fort potentiel de signature isotopique en terme de mélange ou de processus spécifiques.

Les éléments dont la masse est supérieure à 40 présentent des variations d'abondance de certains isotopes suite à la désintégration radioactive naturelle. Ces isotopes dits radiogéniques sont issus de la désintégration d'isotopes radioactifs. L'utilisation de ces désintégrations au travers des variabilités isotopiques permet de développer le concept de traceur isotopique.

➤ Le rapport isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) d'un fluide est directement relié à celui du minéral ou à des associations minéralogiques avec lesquelles le fluide a interagi. Les effets de fractionnements isotopiques liés à la différence de masse ne sont pas détectables pour des éléments dont la masse est proche de 80. De plus, les effets de variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ liés à la décroissance radioactive du nucléide père (^{87}Rb) en nucléide fils (^{87}Sr) ne sont pas significatifs, compte tenu de la courte échelle de temps à laquelle ces processus sont étudiés en géochimie environnementale par rapport à la période de décroissance.

Dans le cadre de l'étude des circulations de fluides, la nature a directement marqué ceux-ci. En effet, le rapport isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) d'un fluide est directement relié à celui du minéral ou à des associations minéralogiques avec lesquelles le fluide a interagi. Dans le cas de l'altération, par un fluide, d'une roche silicatée (granite...) les différents minéraux présentent des rapports chimiques Rb/Sr et donc des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ différents en liaison avec leur formation. Lors des phénomènes d'interaction eau-roche, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la fraction de strontium libéré sera différent de la roche totale et typique du ou des minéraux altérés et ceci en liaison avec la "résistance" des minéraux vis-à-vis de l'agressivité du fluide. Globalement, le strontium solubilisé dans la roche et transporté vers l'extérieur du système formé par la roche est beaucoup moins radiogénique (c'est-à-dire de rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus bas) que le strontium dans la roche non altérée ; d'autre part, le strontium des argiles résiduelles est beaucoup plus radiogénique. Les variations isotopiques observées dans les fluides peuvent être issues du mélange de Sr de compositions isotopiques différentes provenant de différentes sources. Ainsi, dans le cas simple où deux sources de rapport isotopique ou chimique sont présentes, la composition du mélange peut être déterminée.

Les variations du rapport isotopique du strontium dans un hydrosystème donnent ainsi des informations sur (1) l'origine et les proportions de mélange des différents composants fluides ainsi que sur (2) la nature et l'intensité des processus d'interaction roche-eau liés notamment à l'altération et à l'érosion.

➤ Les Terres Rares (REE) comprennent 14 éléments depuis le Lanthane ($Z = 57$) jusqu'au Lutétium ($Z = 71$) et font partie du groupe IIIB de la série des lanthanides de la table périodique des éléments. Les propriétés physiques et chimiques des Terres Rares sont proches, en liaison avec la configuration similaire de leurs couches électroniques. Sous des conditions de température et pression normales, les Terres Rares existent sous une forme trivalente ($3+$). Deux d'entre elles (Europium Eu et Cérium Ce) peuvent se trouver sous des états d'oxydation différents ($4+$ pour Ce et $2+$ pour Eu) selon les états d'oxydoréduction des environnements où elles se trouvent.

Classiquement, les Terres Rares sont subdivisées en deux sous-groupes, les Terres Rares légères (LREE) incluant La- Eu et lourdes (HREE) incluant Sm-Lu. De plus en plus fréquemment, elles sont subdivisées en trois sous-groupes, les Terres Rares moyennes (MREE) incluant Sm-Tm s'intercalant entre les LREE (La-Nd) et HREE (Dy-Lu). Les Terres Rares sont un constituant important des roches ignées alors qu'elles représentent un constituant mineur de l'eau de mer. Dans les océans, les concentrations

en Terres Rares avoisinent quelques ng/l et présentent un temps de résidence très court, notamment par rapport au Sr. Les Terres Rares sont incorporées dans les diverses phases solides précipitées en milieu océanique ou adsorbées sur les phases argileuses. Dans ces cas, elles s'incorporent avec les profils de l'eau de mer. Relativement peu mobilisées par les processus d'altération des roches à la surface des continents, les développements analytiques (ICP-MS) permettent des déterminations précises et rapides des Terres Rares à des niveaux de teneurs très bas, à la fois dans les eaux et dans les solides résultant des interactions eau-roche. En dépit de leurs similitudes physico-chimiques, les Terres Rares peuvent être fractionnées partiellement par différents processus géochimiques. Les profils de Terres Rares évoluent en fonction de ces processus. Par exemple, la fixation de terres Rares sur des oxy-hydroxydes de fer ou manganèse génère des profils enrichis en MREE.

Parmi les différents paramètres qui peuvent être mis en œuvre pour caractériser les spectres de Terres Rares, nous utiliserons les rapports Lu/La et Er/Nd normalisés représentés par $(Lu/La)_N$ and $(Er/Nd)_N$ et les anomalies en cerium et europium représentées par Ce/Ce* et Eu/Eu*.

Les rapports $(Lu/La)_N$ and $(Er/Nd)_N$ sont définis comme les rapports $(Lu_{\text{échantillon}}/La_{\text{échantillon}})/(Lu_{UCC}/La_{UCC})$ et $(Er_{\text{échantillon}}/Nd_{\text{échantillon}})/(Er_{UCC}/Nd_{UCC})$. La référence UCC correspond à la composition de la croûte continentale supérieure et répond à la définition et à la composition donnée par Taylor and McLennan (1985). Les anomalies en cerium et europium sont calculées d'après la formule donnée par De Baar et al. (1985) et définies comme $Ce/Ce^* = 2Ce_N/[La_N + Pr_N]$ et $Eu/Eu^* = 2Eu_N/[Sm_N + Gd_N]$. Ce_N , La_N , Pr_N , Eu_N , Sm_N and Gd_N correspondent aux concentrations normalisées à la croûte continentale supérieure UCC.

► Une des Terres Rares, le néodyme, possède 7 isotopes stables (142, 143, 145, 146, 148, 150) parmi lesquels le 143 résulte pour une part de la désintégration radioactive de l'isotope ^{147}Sm . La mesure du rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est souvent utilisé en géochimie à la fois dans le domaine marin (traçage des masses d'eaux) ainsi que dans le domaine continental (datation des roches ignées). Tout comme le Sr, l'utilisation des isotopes du Nd dans les traçages d'autres processus (interaction eau-roche par exemple) se développe de plus en plus (Négre et al., 2000, Négre et al., en préparation).

Le rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est exprimé sous forme epsilon $\{\epsilon_{Nd}(0)\}$ qui représente la déviation exprimée en part par 10^4 (unités ϵ) du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ d'un réservoir chondritique avec une valeur actuelle CHUR de 0.512636 (DePaolo and Wasserburg 1976).

Les isotopes du néodyme sont modifiés en fonction des différentes sources de Nd dans le système. Les différents minéraux des roches silicatées répondent différemment aux processus d'érosion et d'altération et donc il est possible que les compositions isotopiques du Nd ne reflètent pas complètement celle des roches totales. Dans leur étude des isotopes du Nd dans de grands fleuves mondiaux, Goldstein & Jacobsen (1987) ont montré de faibles différences entre le rapport isotopique $\epsilon_{Nd}(0)$ des fractions dissoutes et particulaires dans un même cours d'eau. Dans les rivières drainant les

roches silicatées (ignées et métamorphiques), la dissolution préférentielle de minéraux tels que les plagioclases, pyroxenes, amphiboles, et grenats peut être plus importante que pour les autres minéraux porteurs de Terres Rares et être responsable de l'écart observé sur l' $\epsilon_{Nd}(0)$. En dépit de cette possible divergence, quoique relativement faible, la composition isotopique du Nd est un très bon indicateur des roches mères soumises à l'érosion et à l'altération.

3. Discussion

3.1. CARACTERE CHIMIQUE DES EAUX

3.1.1. Les eaux de surface

L'approche de la variabilité des eaux de surface a été faite sur un total de treize transects latéraux et verticaux de conductivité électrique et pH réalisés sur le Maroni (10) et sur trois affluents (Crique Beimann, la Tapanahoni et la Crique Gonini) durant la mission de l'automne 1996 (Figure 4). L'ensemble des mesures effectuées dans la totalité des transects montre une homogénéité de la tranche d'eau tant latéralement entre les deux berges que verticalement. Les légères variations de conductivité électrique ne sont liées qu'à la précision de la mesure. Cette homogénéité permet d'utiliser chaque échantillon d'eau de surface en faisant abstraction de possibles effets de berge (apport d'eau souterraine).

Dans les eaux de surface, la somme des cations (Σ^+) et des anions (Σ^-) analysés a été calculée en $\mu\text{eq/l}$. La plupart des échantillons présentent un déséquilibre des charges qui peut être important. Ce déséquilibre, majoritairement en faveur des anions, est généralement expliqué par la présence d'anions organiques dosés lors de la mesure de l'alcalinité (Meybeck, 1986). Des déséquilibres identiques ont été mis en évidence sur le bassin du Congo (Négre et al., 1993) et de l'Amazone (Gaillardet et al., 1997).

Pour les cations dans les grands cours d'eau (Maroni, Oyapock, Kourou) l'ordre d'abondance décroissante est $\text{Na} > \text{Ca} > \text{K} > \text{Mg}$. Pour les petits cours d'eau (affluents du Maroni...), l'ordre d'abondance décroissante est $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$. Pour les anions dans l'ensemble des cours d'eau, l'ordre d'abondance décroissante est $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{NO}_3$. Ceux-ci sont similaires à ceux donnés par Grimaldi (1988), Farah (1994), Freyssinet et Farah (2000).

Le diagramme de Piper (Figure 7) permet de visualiser et d'apprécier le caractère chimique des eaux analysées ainsi que de les classer selon leur faciès chimique. Il est également possible d'identifier des processus de mélange. Aucune eau ne présente le faciès sulfaté-calcique, elles sont principalement bicarbonatées-calciques (zone 1) tendant vers bicarbonatées-sodiques (zone 3) et chlorurées-sodiques (zone 2). Dans cette dernière zone sont regroupées des eaux de la frange côtière de la Guyane, les eaux de pluies, bien que non représentées dans cette figure, se situent dans la même zone.

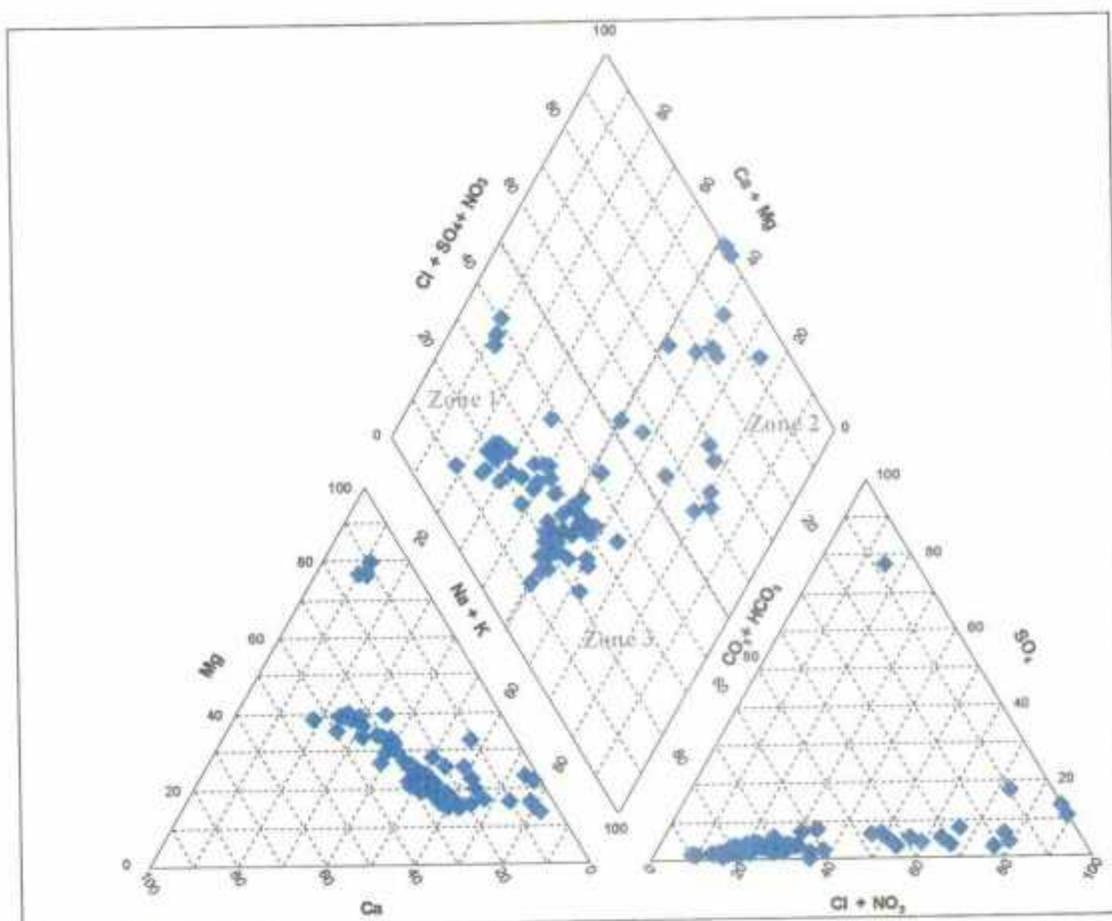


Figure 7 : Diagramme de Piper montrant le faciès chimique des eaux de surface de la Guyane

3.1.2. Les eaux souterraines

Le diagramme de Piper (Figure 8) permet à nouveau de visualiser et d'apprécier le caractère chimique des eaux analysées. Les quatre grandes classes hydrochimiques sont représentées, eau sulfatée-calcique : eaux souterraines provenant des cordons littoraux et une source sur altérites (D14), eau bicarbonatée-sodique (site de Camopi), eau chlorurée-sodique (P8, 25 et MAR203) et la majorité des eaux se situant dans le domaine bicarbonatée-calcique.

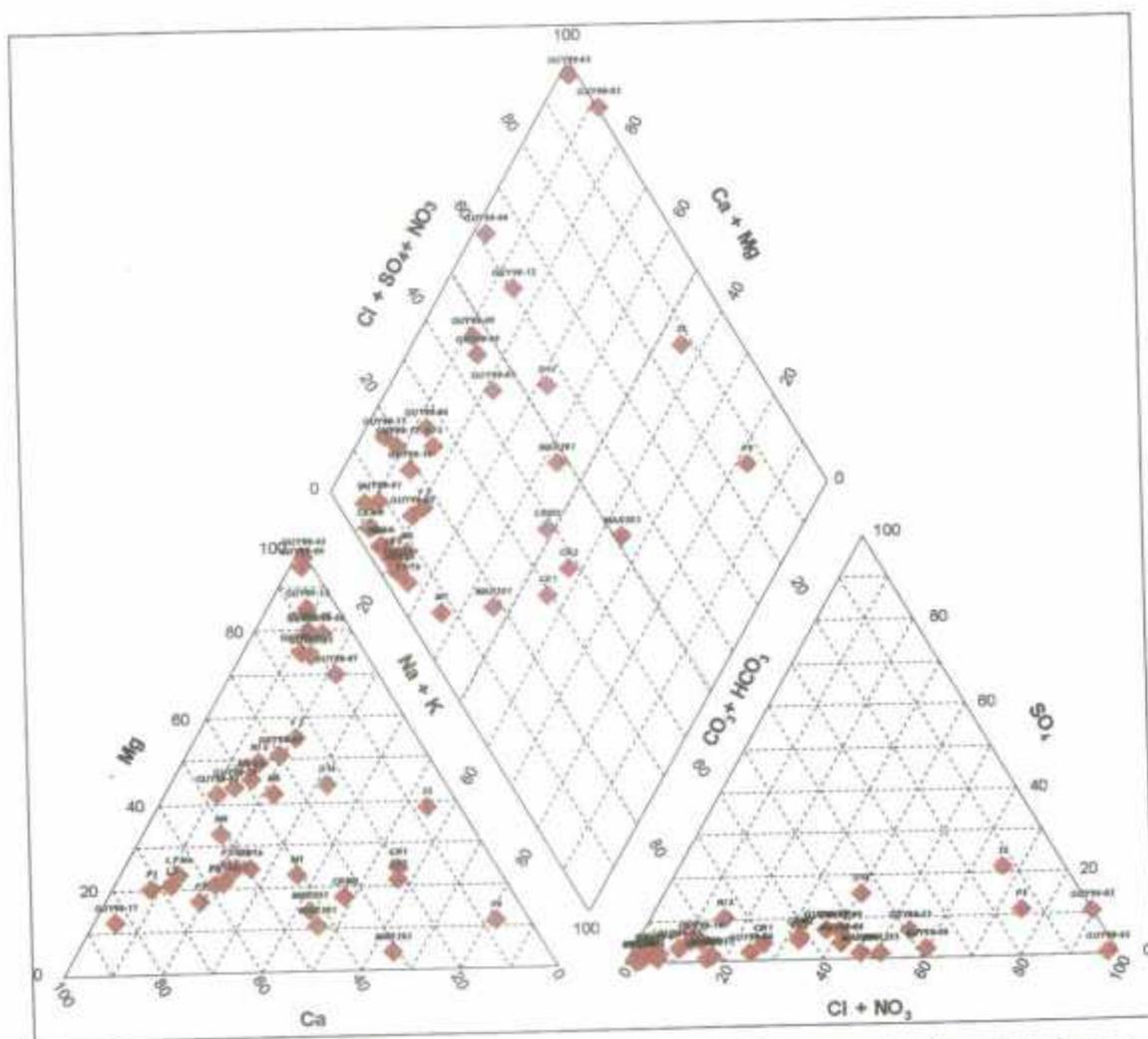


Figure 8 : Diagramme de Piper montrant le faciès chimique des eaux souterraines de la Guyane

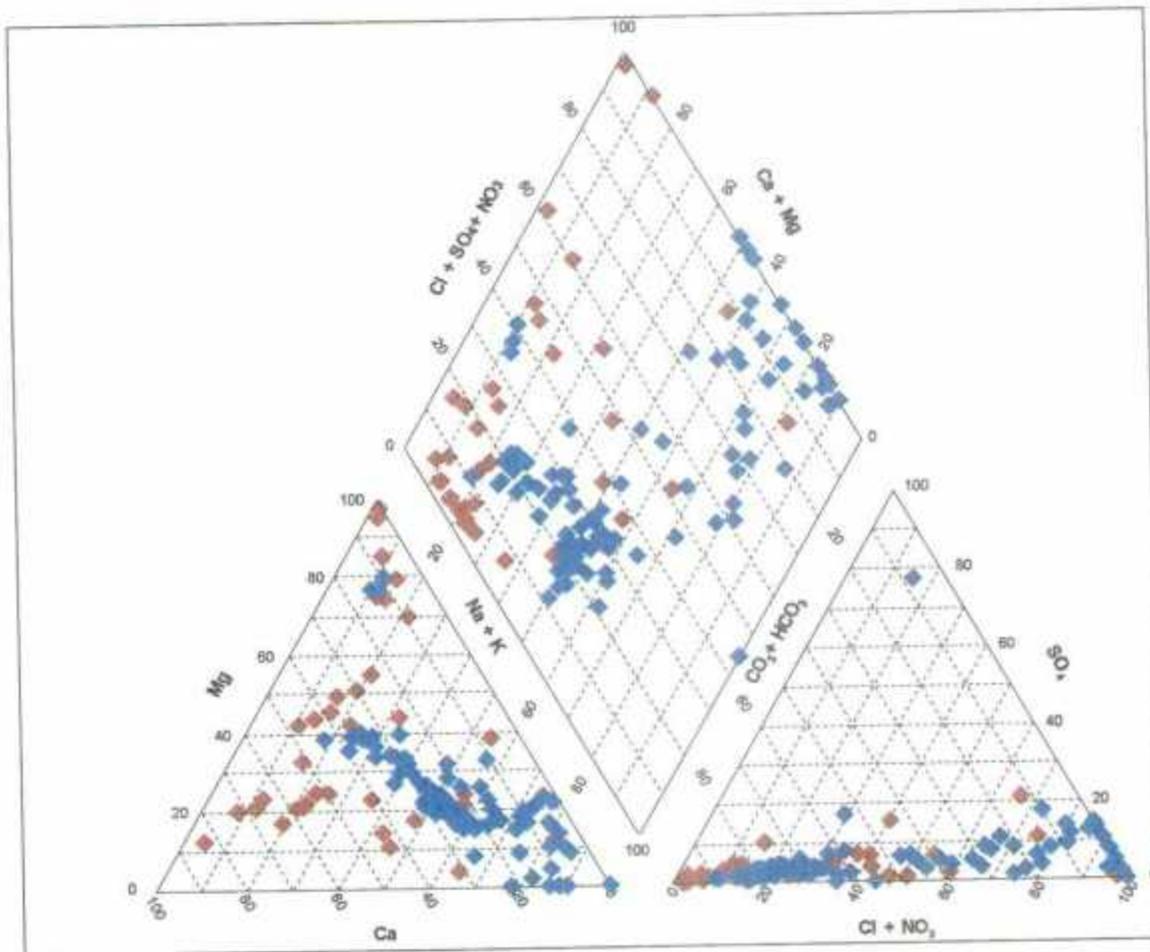


Figure 9 : Diagramme de Piper synthétique des eaux de surface (en bleu) et des eaux souterraines (en rouge) de la Guyane

La comparaison des faciès chimiques des eaux de surface et des eaux souterraines illustrées dans la Figure 9 montre de nets enrichissements en Ca et Mg dans les eaux souterraines. Les eaux souterraines où cet enrichissement est le plus marqué correspondent au type d'eau prélevé dans le socle fracturé tandis que celles prélevées dans les cordons littoraux ou les zones d'altérites ont des faciès beaucoup plus semblables à ceux des eaux de surface.

3.1.3. Les relations inter-éléments

Le chlore des eaux de pluie est d'origine marine exclusivement (Meybeck, 1986, Berner & Berner, 1987) dans la mesure où aucun affleurement de roches salines de type évaporitique ne peut produire des aérosols continentaux susceptibles d'apporter une contribution en Cl à la pluie. De même, l'absence de ces types de dépôts ne permet pas d'apport de Cl aux eaux en dehors de celui provenant des apports de pluie. Le chlorure est donc tout naturellement un élément de référence et il est possible de comparer les autres éléments chimiques à ce dernier.

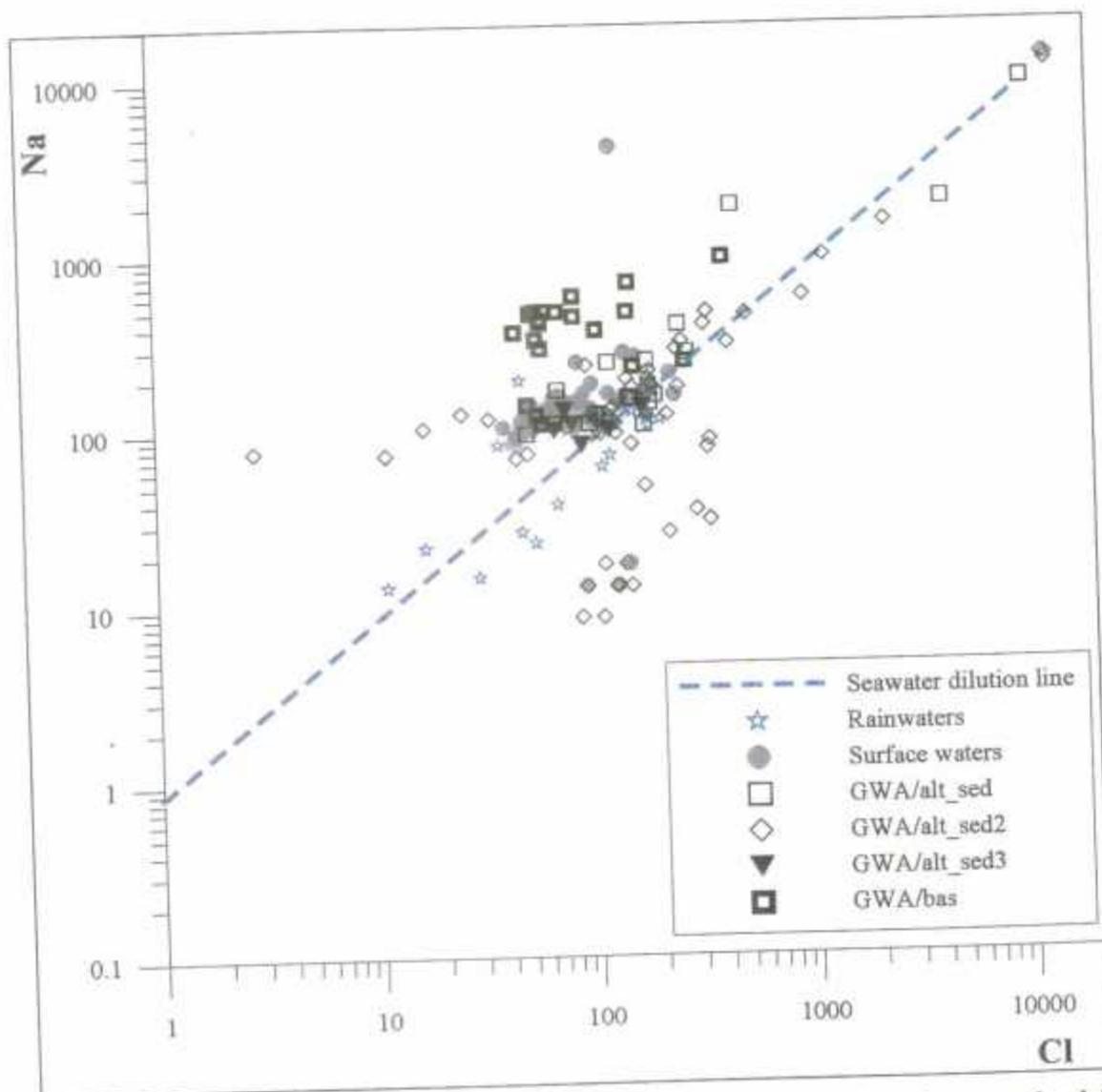


Figure 10 : Relation entre Cl et Na, tous deux exprimés en $\mu\text{moles/l}$ dans les eaux de pluies (Rainwaters), les eaux de surface (Surface waters) et les eaux souterraines de la Guyane. La ligne grisée représente la droite de dilution de l'eau de mer. Les eaux souterraines classées GWA/alt_sed correspondent aux eaux prélevées lors de la mission de décembre 1999 dans la bande côtière de la Guyane; celles classées GWA/alt_sed2 correspondent à l'étude des aquifères côtiers (programme BRGM), celles classées GWA/alt_sed3 correspondent aux eaux souterraines prélevées lors de la mission du programme mercure sur le bassin de l'Inini en juin 1998. Les eaux souterraines classées GWA/bas correspondent aux eaux de socle fracturé (programme BRGM et mission de décembre 1999 programme mercure)

La Figure 10 illustre la relation entre Na et Cl, la ligne grisée représente la droite de dilution de l'eau de mer. Il apparaît que la quasi-totalité des échantillons de pluie se reporte à proximité de cette ligne et on peut donc raisonnablement conclure à une bonne relation entre ces deux éléments, tous deux originaires majoritairement de l'eau de mer comme montré par Négrel (1996) et Négrel et al. (1997). Les échantillons d'eau de surface présentent (i) des caractéristiques proches de l'eau de mer pour certains, (ii) un net enrichissement en Na pour d'autres et (iii) des enrichissements en Cl pour trois d'entre eux. L'enrichissement en Na est à relier avec des processus d'interaction eau-

roche tandis que l'enrichissement en Cl observé dans les eaux de surface du secteur Iracoubo-Organabo est à rapprocher d'activités anthropogéniques. Ces effets sont également visibles sur les eaux souterraines classées dans la catégorie GWA/alt_sed2 issues du même secteur.

Les eaux souterraines des cordons littoraux et des altérites présentent des caractéristiques proches de l'eau de mer pour certains, et un enrichissement en Na pour d'autres. Par contre, les eaux souterraines des zones de socle présentent pour la plupart un fort enrichissement en Na, preuve d'une forte interaction entre l'eau et les soubassements rocheux.

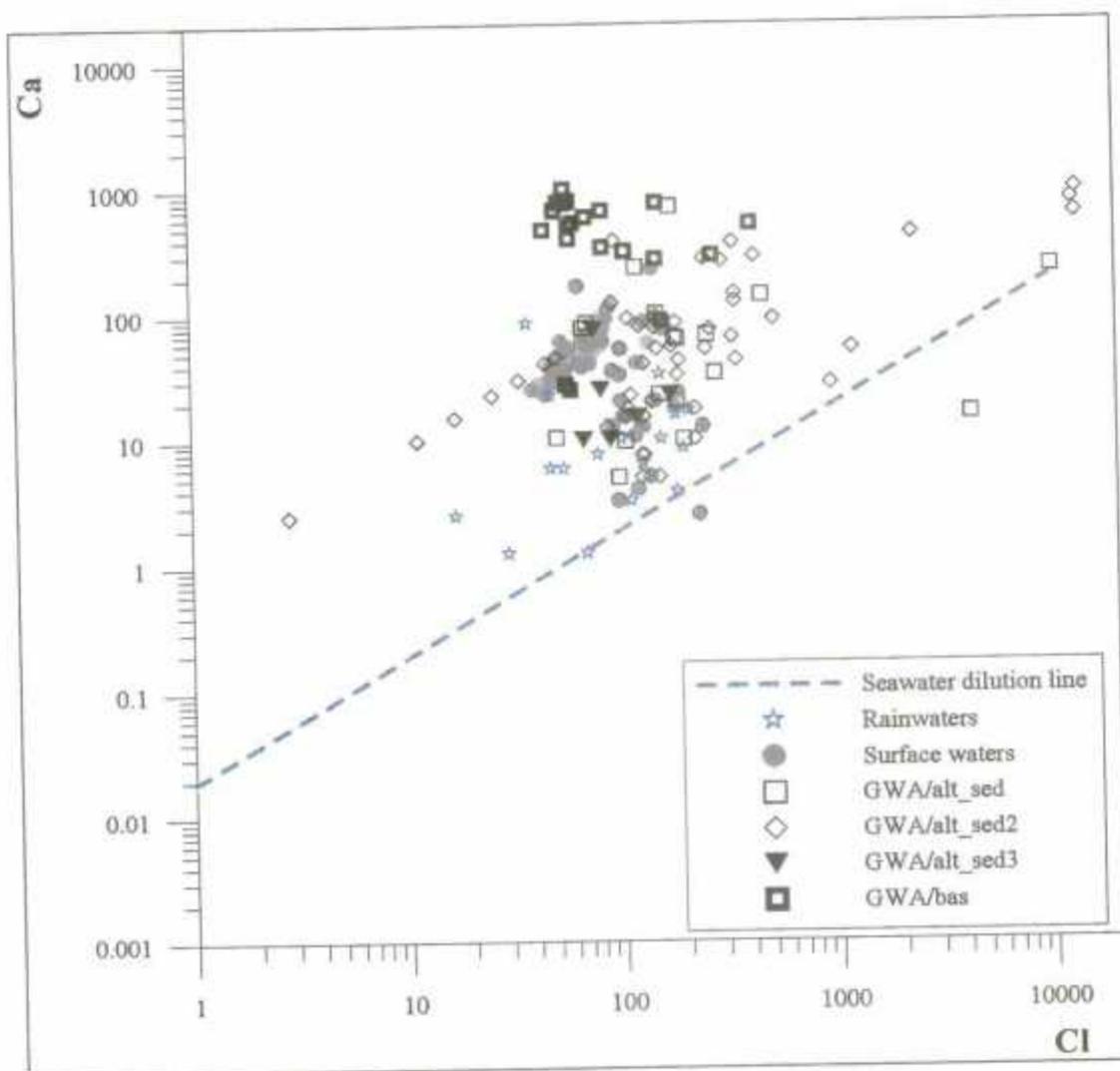


Figure 11 : Relation entre Cl et Ca, tous deux exprimés en $\mu\text{moles/l}$ dans les eaux de pluies, les eaux de surface et les eaux souterraines de la Guyane. La ligne grisée représente la droite de dilution de l'eau de mer. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

D'une manière identique, la Figure 11 illustre les relations entre Cl et Ca. On observe cette fois un enrichissement en Ca de toutes les eaux, tout particulièrement des eaux de pluies. Pour expliquer les valeurs de Ca au-dessus de la moyenne marine, un apport de

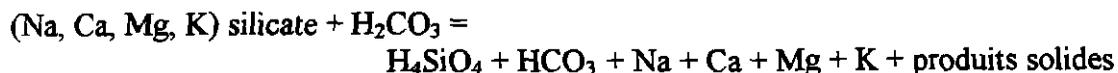
Ca d'origine continentale doit donc être envisagé. Ce calcium peut être lié à des apports de poussières continentales entre les pluies et issues de source(s) locale(s), soit à une circulation de particules carbonatées plus générale à l'échelle de l'atmosphère comme l'ont envisagé Négrel et al. (1997).

Les eaux de surface présentent toutes un enrichissement en Ca qui est à rapprocher pour les plus diluées d'entre elles aux apports de pluies et pour les autres aux processus d'interaction avec les roches. Les eaux souterraines sont également toutes enrichies en Ca, les eaux souterraines des zones de socles étant plus enrichies que celles des cordons littoraux ou des zones d'altérites.

D'une manière similaire mais non illustrée ici, des enrichissements en K, Mg, Sr sont observés dans l'ensemble des eaux prélevées en Guyane.

3.1.4. Une première approche des interactions eau-roche

La géologie des roches de la Guyane comprend majoritairement des termes aluminosilicatés avec des roches granitiques (granitoïdes, granodiorite et tonalite), des roches silicatées (schistes, micaschistes et grès) et des roches volcaniques (basaltes, amphibolites). Les processus d'altération des aluminosilicates mettent en jeu des réactions incongruentes, suivies par la formation de minéraux secondaires (argiles...). Une réaction générale traduisant les interactions de l'eau et des roches silicatées peut s'écrire (Garrels and Mackenzie, 1967; Sarin et al., 1989) :



Dans cette réaction d'altération des silicates, Na est dans les albites ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Ca dans les plagioclases ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), Mg dans les minéraux silicatés magnésiens ($\text{MgAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), et K dans les minéraux silicatés potassiques (biotite et K-feldspars). Les bicarbonates HCO_3 proviennent soit du CO_2 atmosphérique comme indiqué par Probst et al. (1994) pour les eaux de surface, soit lors du passage dans la zone non saturée pour les eaux souterraines.

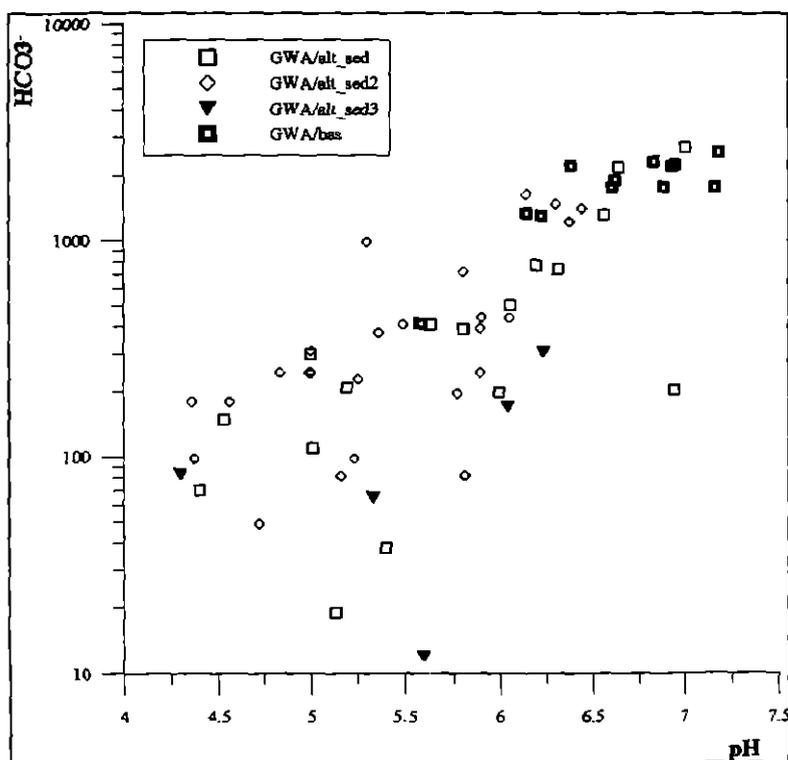


Figure 12 : Relation entre HCO_3^- (en $\mu\text{moles/l}$) et pH dans eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

Sur la Figure 12, une relation apparaît entre pH et HCO_3^- dans un diagramme où l'échelle des concentrations en bicarbonates est en logarithmes. Cette relation, dans ce diagramme, se traduit par un nuage de points dont la pente est voisine de 1 impliquant une pression partielle en CO_2 variant relativement peu d'une eau à l'autre.

Le calcul des pressions partielles en CO_2 dans les eaux, faites avec le code géochimique EQ3NR (Wolery, 1992), indique des valeurs en général peu différentes de 0.01 bar dans les eaux souterraines de socle fracturé ou d'altérites et de cordons littoraux.

Ceci implique que les pressions partielles en CO_2 soient acquises essentiellement lors du passage au travers de la zone non saturée. Autrement si ce caractère s'acquerrait dans les aquifères, la dégradation des matières organiques pourrait conduire à la consommation totale de l'oxygène et à son remplacement par du CO_2 , donc à des pressions partielles susceptibles d'atteindre 0.2 bar. Or ceci n'a pas été noté, y compris pour des eaux pratiquement dépourvues d'oxygène telles que les eaux de socle fracturé (MM4, Ni5, CAR1...).

Dans la Figure 13 qui représente HCO_3^- en fonction de la somme des cations (Σ^+), la majeure partie des eaux de surface se situe sur la droite 1:1 en accord avec les travaux réalisés dans le Parana (Brésil) par Benedetti et al. (1994). Ces auteurs expliquent cette relation linéaire par un mélange entre deux composants. En Guyane, il n'y a pas de lien direct entre Σ^+ (et/ou HCO_3^-) et la géologie des terrains drainés, les points se situent sur la droite 1:1 en fonction du degré d'interaction avec les roches du bassin versant (Négre & Lachassagne, sous presse). Ceci implique que les cations libérés par altération sont contre balancés par l'alcalinité comme montré par Tardy et al. (1993) sur le bassin de l'Amazonie.

Les eaux souterraines de zone de socle se situent sur cette droite 1:1 mais à plus forte concentration en Σ^+ et HCO_3^- , simple reflet d'une augmentation de l'intensité de l'interaction eau-roche. Les eaux souterraines des cordons littoraux ou des zones d'altérites se situent pour beaucoup sur la droite 1:1. Ceci est confirmé par les relations positives existantes entre pH, teneurs en Ca+Mg et teneurs en Si. Les eaux à pH élevé (>6) peuvent être considérées comme des eaux ayant dissout une quantité notable de minéraux silicatés calco-magnésiens, comme celles de socle fracturé. Les eaux à pH bas (<5.5) ont, elles, manifestement peu interagi avec de tels minéraux, et gardé leur caractère acide d'eaux de pluie, elles sont représentés par les eaux d'altérites et cordons littoraux.

Dans la Figure 13, les seules exceptions se positionnent sur la partie droite de la droite 1:1 traduisant un déficit de HCO_3^- plutôt qu'un excès de cations. Ces eaux, comme les eaux de surface qui se situent dans la même partie du schéma, présentent des pH bas et des balances électriques marquées par un déficit de charges négatives (HCO_3^- ?).

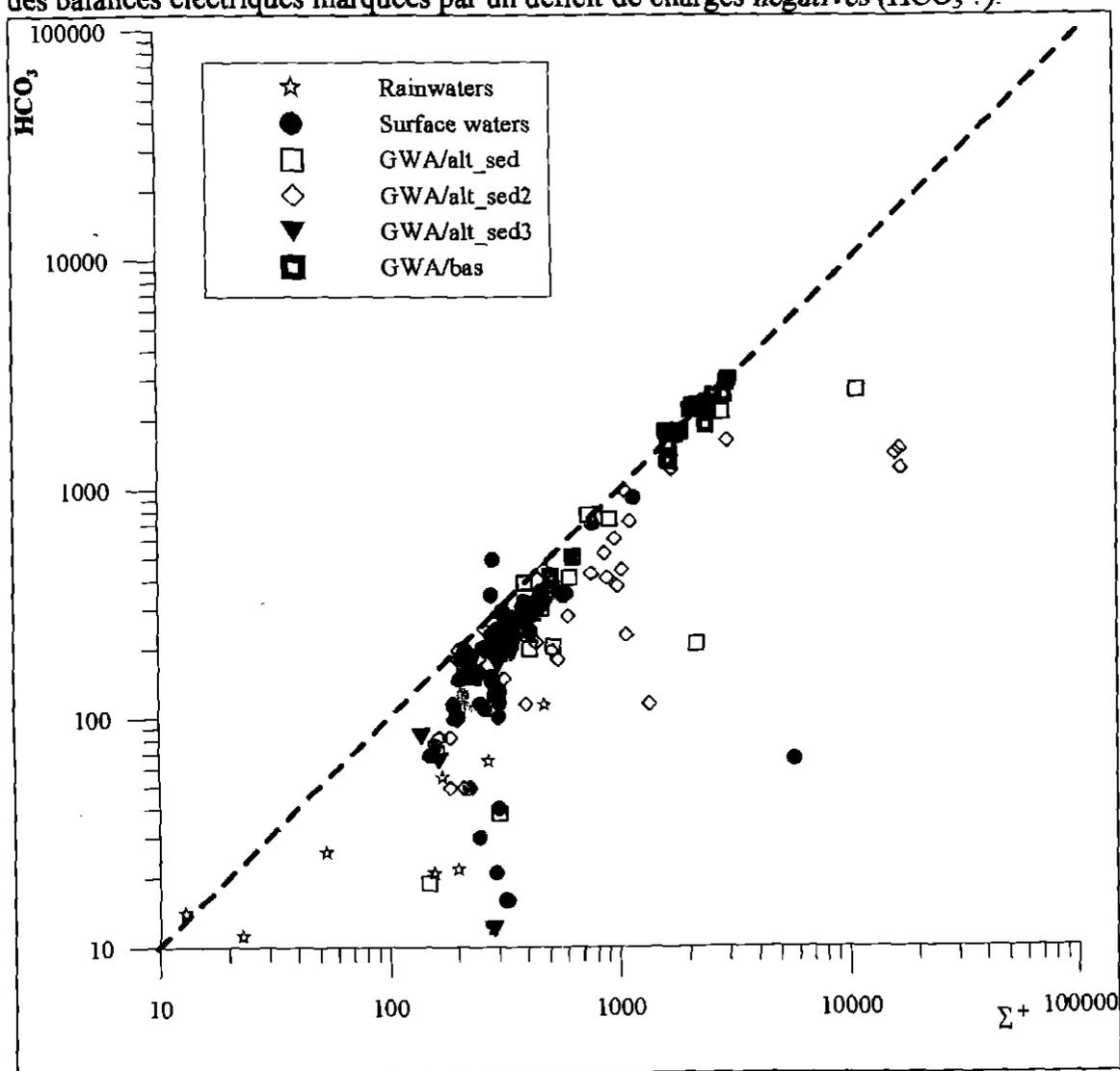


Figure 13 : Relation entre HCO_3^- et Σ^+ (somme des cations sauf Si), tous deux exprimés en $\mu\text{moles/l}$ dans les eaux de pluies, les eaux de surface et les eaux souterraines de la Guyane. La ligne pointillée représente la droite 1:1. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

3.2. ORIGINE DE L'EAU : ISOTOPES STABLES ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$)

L'ensemble des mesures $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ incluant les pluies mensuelles et les événements ponctuels à Cayenne définissent en 1995 une parfaite relation linéaire dont l'équation est la suivante :

$$\delta^2\text{H} = 10.43 + 7.72 \delta^{18}\text{O} \quad r = 0.99 \text{ (Négre} \text{l et al., 1997)}$$

L'excès en deutérium (d) calculé selon $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ présentait une valeur moyenne de 11.4‰ confirmant la légère déviation par rapport à la ligne météorique mondiale ($d = 10\text{‰}$).

La Figure 14 illustre, dans une représentation $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$, l'ensemble des données incluant le transect de pluie réalisé sur le Maroni se positionnent le long de la droite déjà définie à partir des pluies de 1995 et la relation linéaire donne maintenant une équation qui est :

$$\delta^2\text{H} = 9.22 \pm 2.10 + 7.34 \pm 0.56 \delta^{18}\text{O} \quad r = 0.99$$

L'excès en deutérium qui est de 10.9‰ pour l'ensemble des données présente une valeur inférieure à l'ensemble de celles données par Martinelli et al. (1996) pour les pluies en Amazonie (gamme 11.8-15.8). Cette valeur située dans la partie basse de la gamme correspond à un apport faible d'eau évaporée depuis le continent (évaporation depuis les cours d'eau..., Martinelli et al., 1996).

La droite locale correspond à la corrélation obtenue dans les pluies. L'ensemble des données dans la Figure 14 permet de remarquer que les points des eaux de surface et souterraines de la Guyane sont très proches de la droite locale. Les données des eaux sont encadrées par les valeurs des pluies démontrant l'origine météorique des eaux.

Les données obtenues sur le bassin du Maroni (Négre l et Lachassagne, sous presse) permettent de montrer que certains échantillons d'eau de surface se positionnent sur la droite locale alors que d'autres s'en éloignent caractérisant des processus d'évaporation avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ moins négatives. Des processus d'évaporation directement depuis le fleuve nécessitent une surface minimale et un environnement favorable (IAEA, 1981). Ainsi, le Maroni subira d'autant plus ce processus qu'il ne coule pas sous couverture végétale. De même, deux affluents de taille identique mais coulant l'un sous couverture végétale et l'autre non, ne seront pas soumis d'une manière identique à l'évaporation. Ces effets différents seront enregistrés par les isotopes stables de l'eau.

Les données obtenues par Hyeronimus et al. (1995) dans le bassin du Tocantins sont en tout point comparables avec celles obtenues sur le bassin du Maroni. Les eaux souterraines se positionnent également dans la corrélation globale obtenue pour le bassin du Maroni démontrant l'origine météorique des eaux et des processus d'évaporation peu significatifs. Un circuit rapide pour les aquifères de cordons littoraux ou d'altérites, isolation rapide par rapport à la surface pour les aquifères plus profonds de socle.

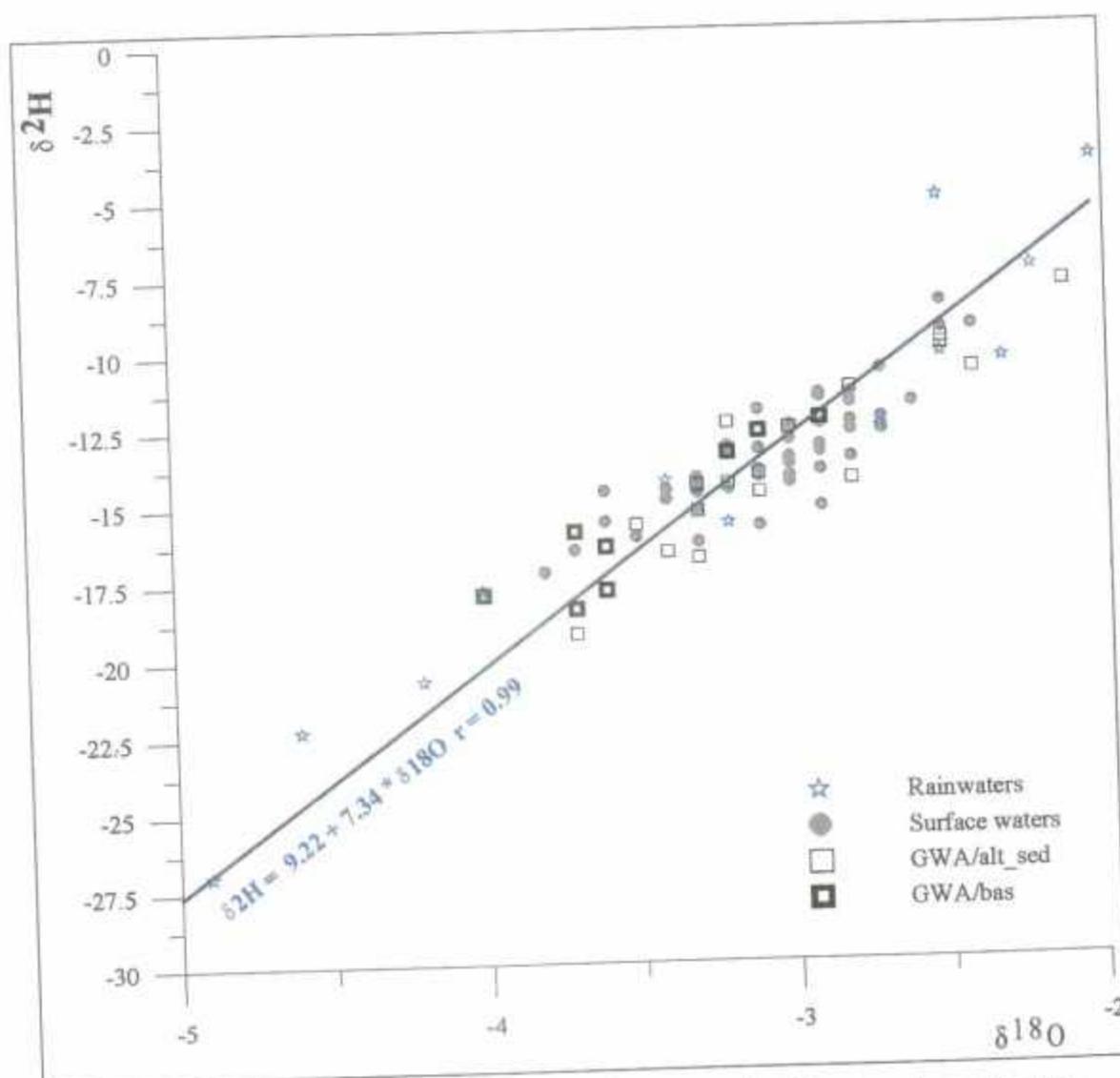


Figure 14 : Représentation δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ des eaux de pluies, de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

3.3. LES ISOTOPES DU STRONTIUM

Pour les échantillons des eaux de surface, les valeurs des rapports isotopiques du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$ varient entre 0.720985 et 0.730773 pour le Maroni (Négré et Lachassagne, sous presse). Ces valeurs sont dans la gamme de celles précédemment trouvées sur l'amazone (Gaillardet et al., 1997), les fleuves drainant le Guayana Shield (Edmond et al., 1995) et le Congo (Négré et al., 1993, Négré et Dupré, 1995). Pour les affluents du Maroni, les valeurs des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ varient entre 0.705321 et 0.726314, pour les autres eaux de surface, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ varient entre 0.712444 et 0.716416. Cette gamme de variation, importante, reflète la diversité des substratums drainés.

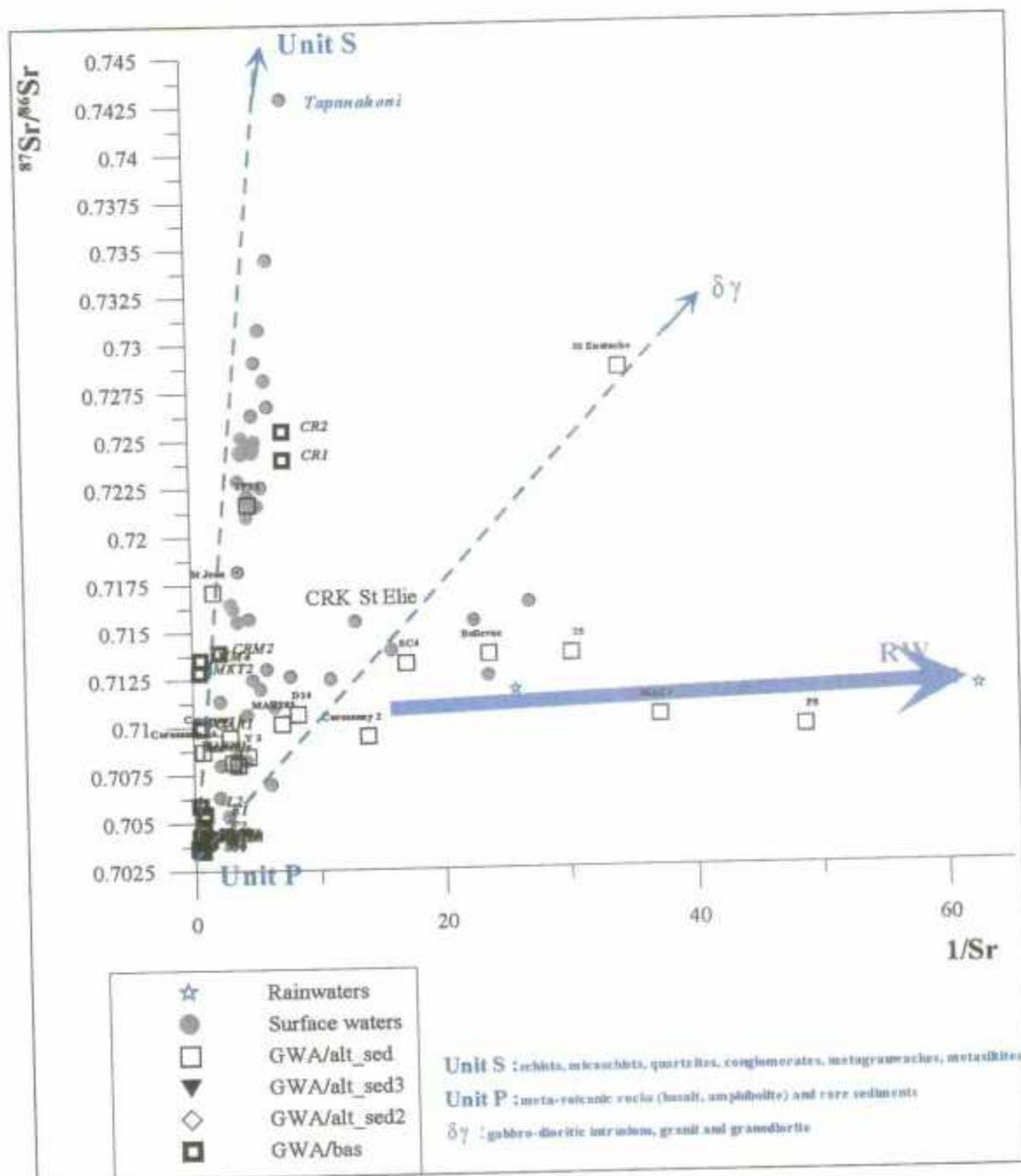


Figure 15 : Représentation entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $1/\text{Sr}$ des eaux de pluies, de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

Les résultats des isotopes du strontium sont présentés dans la Figure 15 dans une représentation entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $1/\text{Sr}$. Sur ce diagramme sont représentées les eaux de pluies, les eaux de surface et les eaux souterraines. Le schéma $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de l'inverse de la teneur en Sr est classiquement une figure de mélange où les mélanges sont symbolisés par des droites (Faure, 1986). A partir des données des eaux de surface, deux alignements linéaires peuvent être mis en évidence qui décrivent un modèle de mélange simple entre trois composants. Pour chacun des

composants, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ainsi que les teneurs (via le rapport $1/\text{Sr}$) peuvent être déterminés.

- Le premier composant est caractérisé par un bas rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de l'ordre de 0.704, et une teneur en Sr relativement forte ($1/\text{Sr} \# 2.5$). Ce composant est commun aux deux lignes de mélange.

- Le deuxième composant présente un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très élevé ($\# 0.750$) et une teneur en Sr moindre ($1/\text{Sr} \# 9$). Ce composant est représenté par la Tapanahoni.

- Le troisième composant est caractérisé par un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermédiaire ($\# 0.710$) et une teneur faible ($1/\text{Sr} > 10$). Pour les affluents, ce composant est représenté par la crique Grand Santi (MAR107), la crique St Elie et la source St Eustache. Les pluies se situent en dehors de ces deux alignements linéaires en présentant des concentrations en Sr beaucoup plus faibles. L'alignement horizontal des pluies est marqué par la présence d'eaux souterraines des cordons littoraux (MAC1...) et des sources des altérites prélevées sur le bassin de l'Inini (25, P8) ainsi que par des eaux de surface du secteur de Marakoutoukoutou (W Cayenne, Figure 5).

Il est possible de raccorder ces trois composants avec la nature lithologique des substratums drainés. Ainsi, le premier composant correspond à la série **P (Paramaca inférieur : schistes, quartzites, métavolcanites)** et présente des caractéristiques propres au drainage de roches typiquement volcaniques (0.703-0.706, Faure, 1986, Négrel & Deschamps, 1996; Négrel, 1997). Le deuxième composant est difficilement qualifiable au travers de la géologie du bassin de la Tapanahoni. Cependant, sur la même droite de mélange, se situe la crique Sabakou qui draine la série **S (Paramaca supérieur : schistes, micashistes, grès)**. Il est raisonnable d'affecter à ce composant les caractéristiques de la série S. Le troisième composant correspond, lui, au drainage des séries **$\delta\gamma$ (plutonisme "Guyanais" : orthogneiss/granodiorites/migmatites)**.

Les alignements linéaires définissent des mélanges d'eau dont les bassins de drainage correspondent aux plus grandes lithologies identifiables sur le bassin du Maroni (et dans une moindre mesure sur les bassins du fleuve Kourou, de l'Oyapock) avec les schistes pour le composant le plus radiogénique, les métavolcanites pour le composant le moins radiogénique et les séries granitiques pour le troisième composant. Un seul point (MAR117) draine les séries **$\zeta\gamma$ (plutonisme "Guyanais" : granitoïdes)** et **$\zeta\theta$ (plutonisme gabbro-dioritique : gabbro-diorite)** et se positionne sur la droite de mélange entre les deuxième et troisième composants.

La divergence de certaines eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites vers des teneurs très faibles en Sr et des rapports isotopiques variant peu est à rapprocher d'une forte composante pluie dans ces eaux, comme l'indique la ressemblance avec les points des pluies indiqués dans la Figure 15 et Figure 16.

Ainsi les points P8 et 25 correspondant au site du haut Inini ainsi que ceux des cordons littoraux (Bellevue et MAC1 sur le site d'Organabo) sont très proche d'une composante maximale pluie. La correction des apports de pluies selon la méthode développée par Négrel et al. (1993) dans le bassin du Congo et reprise dans des contextes plus tempérés sur des rivières drainant des substratums volcaniques (Négrel & Deschamps, 1996) ou granitiques (Négrel, 1999) et appliquée aux échantillons d'eau de surface (Maroni...,

Négreil & Lachassagne, 2000) montre des proportions de 10 à 30% de strontium provenant des pluies. Appliquée à ces échantillons très peu concentrés, la correction de pluie montre que tout le strontium est dérivé des pluies. Il apparaît donc que ces systèmes aquifères de cordons littoraux sont très sensibles aux apports d'eau de pluie et peuvent donc être fragilisés par des contaminations atmosphériques.

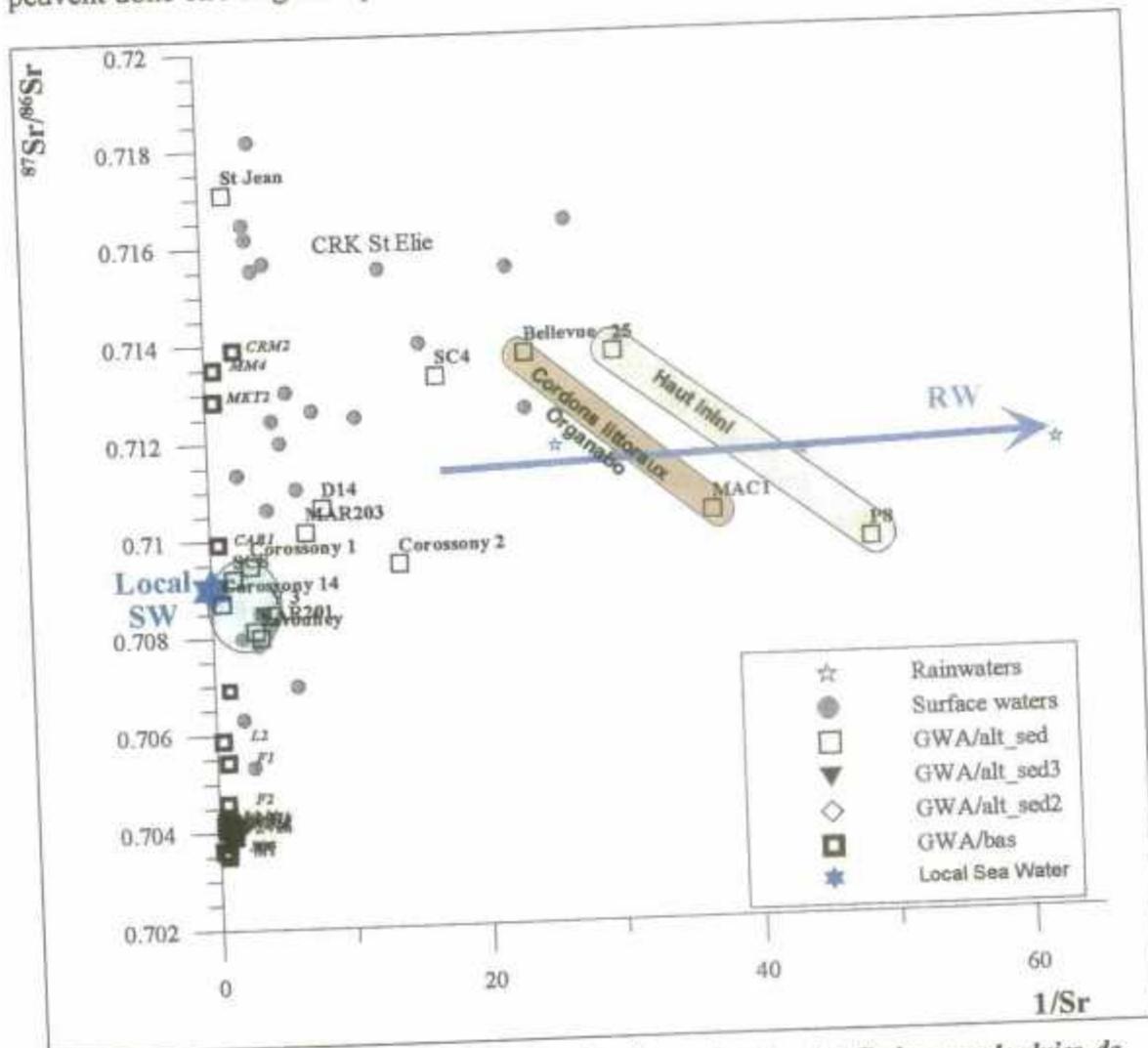


Figure 16 : Représentation entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $1/\text{Sr}$ des eaux de pluies, de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Agrandissement de la figure 15. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

Les autres échantillons d'eau provenant de ces systèmes de cordons littoraux se positionnent tous sur une tendance linéaire avec enrichissement en Sr (et donc $1/\text{Sr}$ plus petit) associé à une faible diminution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Les plus enrichis sont les points de Corossony14 et Javouhey. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ces échantillons est proche de celui de la mer (c.a. 0.70917, cette étude; Hodell et al., 1990) et une influence marine par remontée d'un biseau salé est possible. Un tel biseau a été mis en évidence par Lachassagne et al (1996a) dans l'île de Cayenne. L'analyse de l'eau de mer locale réalisée au droite de Cayenne donne une valeur du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.709170, soit la valeur de l'eau de mer actuelle à l'échelle mondiale, mais avec une

concentration de 3.25 mg/l de Sr fortement diluée par rapport à la moyenne mondiale (8 mg/l). Cette dilution peut s'expliquer par les apports d'eau diluée via les rivières de Guyane mais aussi par le panache de l'Amazone.

Les points intermédiaires entre un pôle purement atmosphérique et un potentiel pôle marin tels que SC4, Corrossony2, D14 et MAR203 se situent sur la droite entre le Paramaca inférieur et les granitoïdes impliquant une contribution de ces deux types de substratums. La source St Eustache étant un terme très influencé par le pôle granite (source issue de saprolites développés sur granites et migmatites).

Deux autres points, St Jean situé vers St Laurent du Maroni et TPS1 (secteur de Trou Poissons), présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus radiogéniques associés à des concentrations relativement fortes en Sr ce qui les placent sur la droite entre les composants 1 (unité P) et 2 (unité S). Ces caractéristiques peuvent s'expliquer par la nature des dépôts dans les cordons littoraux. Une partie des vases est d'origine amazonienne (avec un drainage de roches de même type, i.e. paléoprotérozoïques, Milesi et al, 1995) et de même, les sables sont issus des processus d'érosion des rivières guyanaises (Robelin & Farjanel, 1997). On a donc un système de dépôts très perméables où les eaux de pluies peuvent interagir avec des minéraux représentant les principaux types de substratum de la Guyane et générer des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qui se positionnent sur la droite entre les deux composants géologiques majeurs de la Guyane.

Pour l'échantillon de St Jean, localisé à proximité du Maroni, une influence directe de la nappe alluviale du fleuve peut être également supposée et expliquer ainsi la grande ressemblance des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Pour TPS1, il est remarquable de constater la divergence de sa signature $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ par rapport à MAC1 et Bellevue qui drainent le même type de sables (série détritique de base, Fillion et al., 1995). Il y a manifestement pour ce dernier ouvrage une interaction beaucoup plus importante entre l'eau et son encaissant que dans le cas des deux autres ouvrages pourtant peu distants les uns des autres.

Le groupe des eaux souterraines de socle fracturé provenant de la partie médiane du bassin du Maroni (Loka, Grand Santi, Maripasoula) ainsi que le point du secteur de Dorlin (Ni5) présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas. Les eaux des secteurs de Matoury, Mahury et Marakoutoukoutou présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de plus en plus élevés (~0.710 à 0.713). Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus forts sont observés dans les eaux souterraines du secteur de Camopi.

Les eaux de Loka, Grand Santi, Maripasoula présentent des rapports peu variables au sein du groupe qu'elles forment. Les concentrations en Sr sont fortes et génèrent des rapports 1/Sr faibles et également peu variants. Cet ensemble de points correspond à l'interaction entre eau et roches volcaniques ou métavolcaniques, d'où les caractéristiques observées.

Toutefois, un point remarquable mais difficilement explicable concerne le secteur de Grand Santi. La géologie reconnue dans les forages F1 et F2 met en avant des migmatites fracturées. Or les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observés ne se différencient pas de la

série des rapports obtenus dans des zones proches sur les ouvrages reconnus dans les roches métavolcaniques (Loka, Maripasoula, Nivrée). Le drainage de migmatites devrait donner des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés comme ceux observés par exemple dans les ouvrages de Mahury et Marakoutoukoutou. La nature géologique des roches rencontrées dans les forages de Grand Santi n'est pas mise en doute, elle est d'ailleurs confirmée par les deux criques de taille réduite et drainant la partie nord et sud du village de Grand Santi et qui présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'ordre de 0.7106-0.7112. Ces rapports sont dans une gamme très ressemblante de ceux obtenus par exemple dans les ouvrages de Mahury et Marakoutoukoutou (0.712-0.713). On peut donc penser que les migmatites fracturées n'assurent qu'un transfert d'une eau souterraine dont la signature des isotopes du strontium est celle de roches métavolcaniques. Ces roches peuvent être présentes dans la zone mais ne pas avoir été reconnues.

Il faut également apporter certaines remarques quant à la position de certaines eaux souterraines dans ce schéma par rapport à la géologie environnante de l'ouvrage échantillonné. Ainsi des eaux souterraines des zones de socle fracturé se positionnent sur la droite de mélange caractérisé par les composants 1 et 2. Or certaines de ces eaux sont réputées n'avoir interagi qu'avec des migmatites (Camopi, Mahury, Maratoukoutou). Dans ce contexte, les eaux souterraines de Camopi ont les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus élevés tandis que les autres, également issues de migmatites présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus bas que les eaux de Camopi. Les eaux positionnées sur la tendance définie par le drainage des séries des granitoïdes ($\delta\gamma$) sont toutes issues de zones d'altérites (Dorlin D14, St Eustache...) et présentent donc des rapports 1/Sr faibles. Une interaction plus forte avec les roches doit générer des teneurs en Sr plus importantes et induire un déplacement des points vers la gauche et donc les rapprocher de la droite définie par les composants 1 et 2.

Pour Mahury et Maratoukoutou, on peut donc envisager une influence nulle des altérites dans les eaux des forages CRM2, MM4 et MKT2 et une interaction plus importante avec les roches. Cette interaction met en jeu des minéraux de plus bas rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Négrell et al., en préparation) et se traduit par des rapports plus proches de 0.7125. Pour Camopi, les eaux souterraines proviennent d'une zone de fracture recoupée par le forage et des altérites sus-jacentes. On obtient des eaux souterraines différentes des eaux de surface en regard des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.723 contre 0.715), relativement concentrées en Sr par interaction importante entre eau et roche. L'augmentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ peut traduire une interaction avec des minéraux plus radiogéniques comme ceux qui perdurent dans les altérites (Négrell, 1999) et expliquer la différence de concentration en Sr entre les eaux de Camopi et les eaux du secteur de Maratoukoutou et Mahury.

L'échantillon du secteur de Matoury (CAR1) présente quant à lui un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus bas que les eaux de Maratoukoutou et Mahury, certainement en liaison avec la nature du substratum qui est constitué de leptynites de la série Leptyno-amphibolitique.

L'utilisation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ couplée avec la teneur en Sr permet d'identifier des pôles de mélanges mais illustre bien aussi les fortes fluctuations des teneurs au travers

des eaux souterraines dans les altérites et cordons littoraux. Les eaux de zone de socle fracturé présentent par contre des teneurs élevées et ainsi restent relativement groupées avec des $1/\text{Sr}$ peu variables. Pour déconvoluer plus, il est possible d'utiliser les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ avec des teneurs élémentaires. Dans ce cas, les relations de mélange entre deux composants n'ont plus obligatoirement la forme de relations linéaires mais peuvent devenir hyperboliques. La Figure 17 illustre les relations entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et la somme des teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$ (exprimées en $\mu\text{eq/l}$). En effet, nous avons vu en utilisant les diagrammes de Piper que les eaux souterraines de socle présentent de forts enrichissements en ces deux éléments tandis que les eaux des altérites et cordons littoraux présentent des teneurs $\text{Ca}+\text{Mg}$ proches de celles des eaux de surface.

Les eaux souterraines des altérites et cordons littoraux se répartissent dans trois directions principales et trois points constituent les extrêmes. Il s'agit de l'échantillon de Javouhey dans la zone de Mana qui présente une teneur $\text{Ca}+\text{Mg}$ de l'ordre de $1500 \mu\text{eq/l}$ avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas (~ 0.7075). A l'opposé, la source St Eustache présente une très faible valeur des teneurs $\text{Ca}+\text{Mg}$ (de l'ordre de $80 \mu\text{eq/l}$) associée à un fort rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~ 0.729). Le troisième point extrême se situe à de faibles valeurs des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (proche de ceux de l'eau de mer) et des teneurs $\text{Ca}+\text{Mg}$ (de l'ordre de $80 \mu\text{eq/l}$). Pour certains de ces échantillons, une influence d'un biseau salé est toujours possible (Corosony 14, Fillion et al., 1995). Par contre cette hypothèse ne peut expliquer l'échantillon de Javouhey. Son rapport isotopique plus bas que celui de l'eau de mer et la forte teneur en $\text{Ca}+\text{Mg}$ peuvent être rapprochés d'une interaction de l'eau avec des calcaires coquillés dont la présence dans la zone de Mana est reconnue (Milési et al., 1995). L'échantillon de Javouhey dans la zone de Mana a un rapport Ca/Cl de 4.11 ± 0.12 (Figure 18, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Ca/Cl), largement supérieur à celui de l'océan, confirmant ainsi l'interaction avec des calcaires pour expliquer les fortes teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$. L'ensemble des autres points de ce type d'aquifère se positionne dans l'environnement des eaux de surface en regard des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des teneurs $\text{Ca}+\text{Mg}$.

Pour les eaux souterraines des zones de socle fracturé, celles du secteur de Camopi présentent des teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$ relativement faibles (de l'ordre de $80 \mu\text{eq/l}$). Ces teneurs sont en tout point semblables avec celles observées dans les eaux de surface environnantes du site ainsi que dans les échantillons du type St Eustache et Trou Poissons (TPS1). On retrouve une bonne identité entre le secteur de Camopi et Trou Poissons, les eaux souterraines semblent dérivées de zones d'altérites sur socle migmatitique.

Les eaux souterraines du secteur de Marakoutoukoutou et Mahury définissent un alignement caractérisé par un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ invariant et une forte augmentation des teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$, qui passent de $220 \mu\text{eq/l}$ dans CRM2 à Marakoutoukoutou à plus de $1800 \mu\text{eq/l}$ dans MM4 à Mahury. De plus, les teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$ sont clairement plus élevées que celles mesurées dans les eaux de surface environnantes (gamme $15\text{-}25 \mu\text{eq/l}$). Cette augmentation des teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$ traduit bien une interaction eau-roche plus intense, interaction plus intense que l'on peut également percevoir dans la Figure 18 où le rapport Ca/Cl augmente fortement (0.56 ± 0.02 à 1.83 ± 0.05).

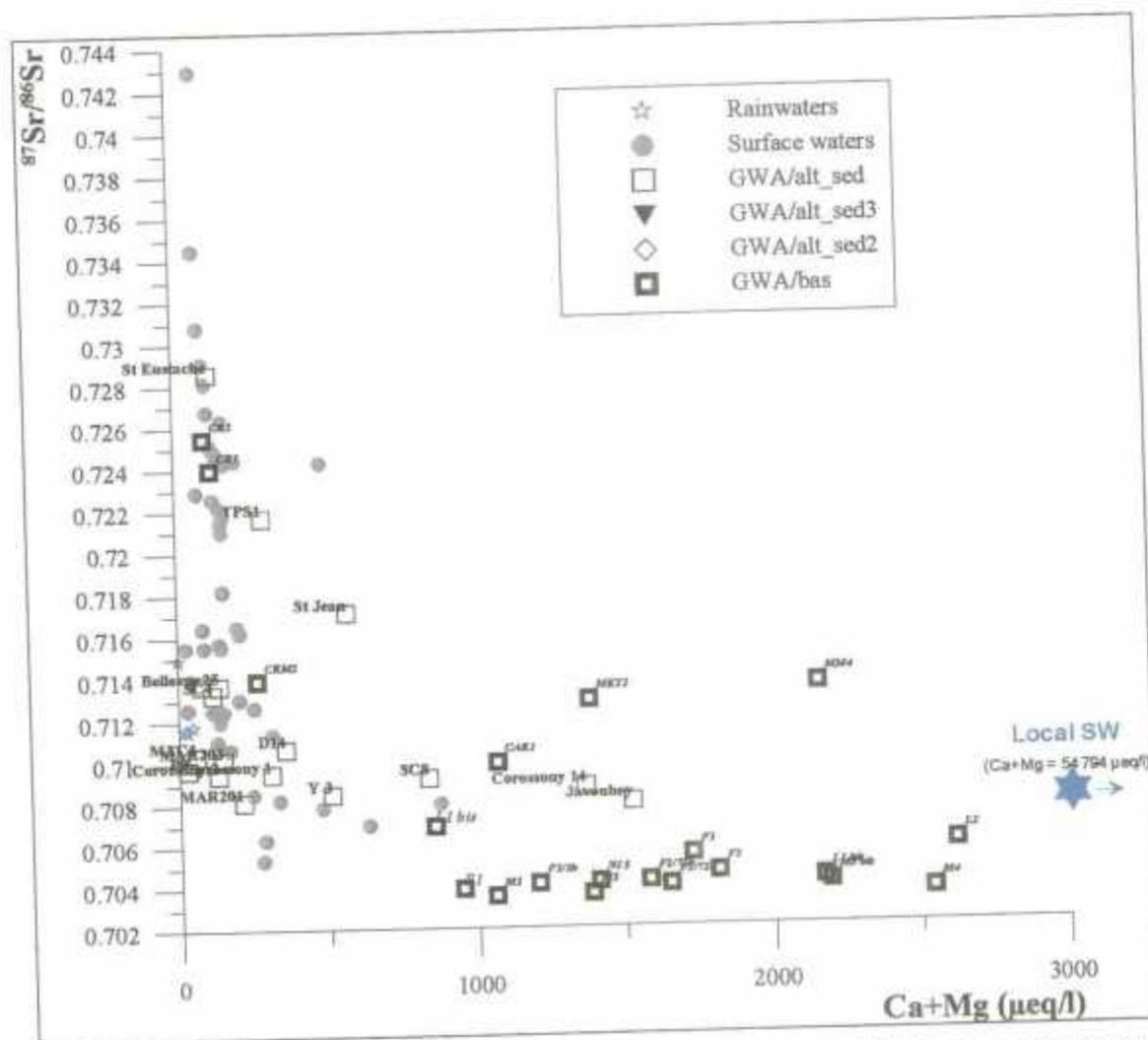


Figure 17 : Représentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de la somme $\text{Ca}+\text{Mg}$ (en $\mu\text{eq/l}$) des eaux de surface et souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

Les eaux souterraines de socle fracturé provenant de la partie médiane du bassin du Maroni (Loka, Grand Santi, Maripasoula) définissent le même type d'évolution que les précédentes avec toutefois un rapport isotopique du strontium plus bas. Les teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$ évoluent depuis 1061-1410 $\mu\text{eq/l}$ (Maripasoula M1 et Nivrée Ni5) jusqu'à 2616 (Loka L2). On note toutefois une perceptible augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en corollaire à l'augmentation des teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$. De manière identique aux eaux du secteur de Marakoutoukoutou et Mahury, l'augmentation des teneurs en $\text{Ca}+\text{Mg}$ traduit bien une interaction eau-roche plus intense comme l'indiquent également les rapports Ca/Cl qui augmentent eux aussi.

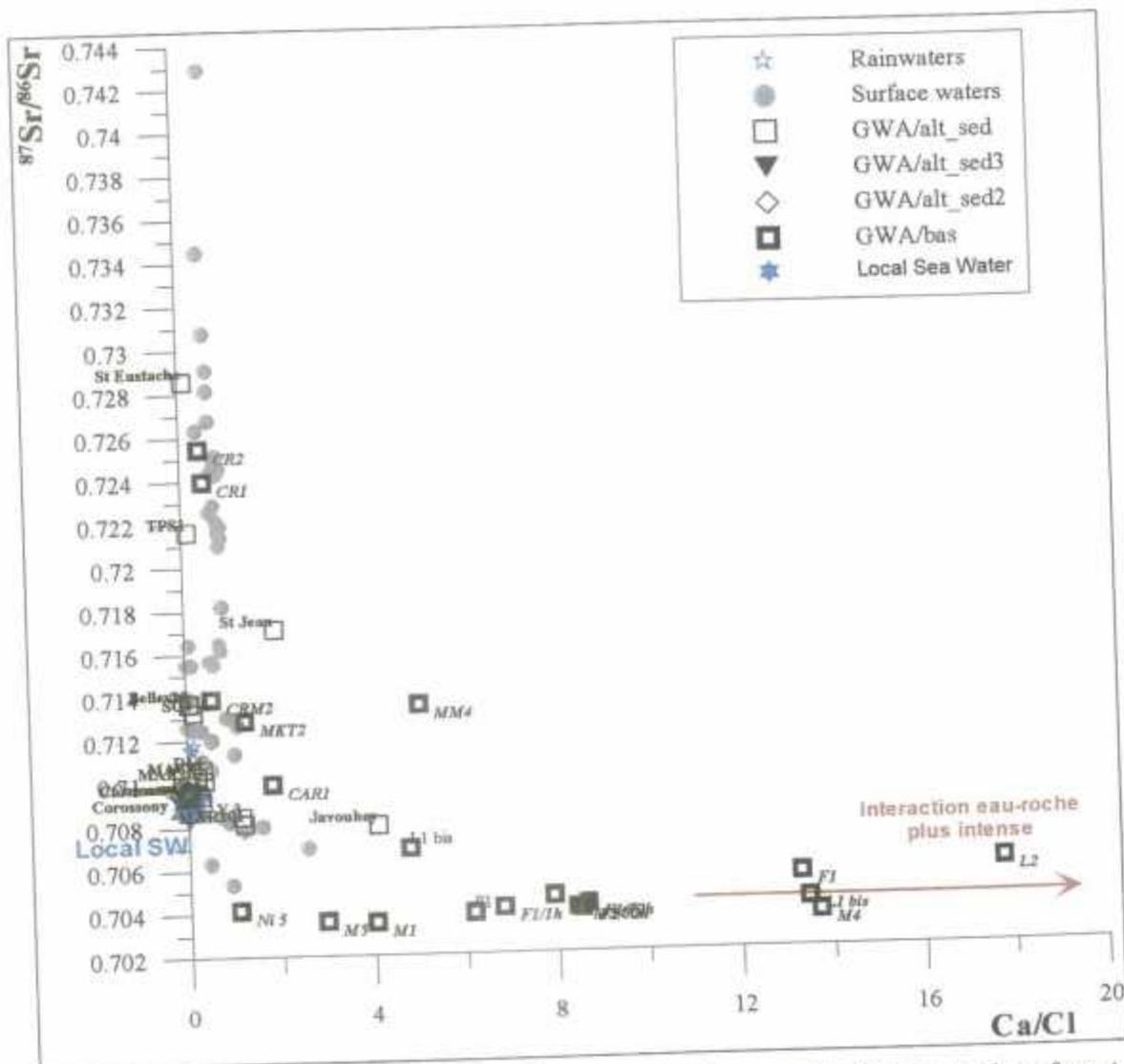


Figure 18 : Représentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du rapport Ca/Cl des eaux de surface et souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

La teneur en silice ne peut pas être exploitée en tant que traceur dans les eaux de surface car dans les environnements tropicaux, elle est souvent contrôlée par les diatomées (Négré et al., 1993; Gaillardet et al., 1997). Par contre dans les eaux souterraines, elle peut être utilisée comme indicateur supplémentaire de l'interaction entre les roches silicatées et les eaux. La Figure 19 présente les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux souterraines de la Guyane et les champs des eaux minérales issues d'environnements gneissiques et granitiques du Massif Central (Négré et al., 2000), des Pyrénées (Krimissa, 1995) et des Iles volcaniques (Réunion, Açores, Louvat, 1997, Louvat et Allègre, 1997).

Il apparaît un recouvrement quasiment complet des eaux souterraines de socle fracturé provenant de la partie médiane du bassin du Maroni (Loka, Grand Santi, Maripasoula) par le champ des eaux minérales issues d'environnements volcaniques (Louvat, 1997, Louvat et Allègre, 1997) confirmant la nature du substratum avec lequel les eaux ont interagit.

3.4. LES TERRES RARES

En partie grâce à leurs propriétés physiques et chimiques similaires, les Terres Rares se comportent comme un groupe d'éléments chimiques cohérent dans les processus de surface. Les Terres Rares sont associées aux feldspaths et micas comme éléments traces et comme constituants majeurs de certains minéraux accessoires (Henderson, 1984). La mobilisation des Terres Rares durant les processus d'interaction eau-roche dépend de différents facteurs, comme leur abondance dans les roches mères, leur distribution dans les principales phases minérales porteuses (c'est le paramètre le plus important), et la stabilité de ces minéraux en regard des processus d'altération (Nesbitt 1979, Humphris 1984). Il est généralement admis que les Terres Rares légères (référéncées LREE) sont moins mobiles que les Terres Rares lourdes (HREE) ainsi que le montre l'enrichissement de ces dernières dans les solides résiduels des altérites (Braun *et al.* 1990, Andersson *et al.*, 2000).

3.4.1. Les Terres Rares dans les roches.

Les spectres de Terres Rares des principaux substratums de la Guyane (donnés dans Milési *et al.*, 1995) sont représentés dans la Figure 20, normés à la composition de la croûte continentale supérieure référencée UCC (valeurs de normalisation de Taylor and McLennan, 1985). Quatre grands types de roches ont été étudiés par Milési *et al.* (1995) et comprennent :

- Série de l'Île de Cayenne, dénommée Gneiss dans la Figure 20, constituée d'un ensemble de roches fortement métamorphiques, localement migmatitiques. Le spectre de Terres Rares correspond à deux échantillons de gneiss leucocrates.
- Série Paramaca, dénommée métalaves dans la Figure 20, constituée essentiellement de laves de composition variable depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites. Le spectre de Terres Rares correspond à la moyenne de 16 échantillons : roches ultramafiques (4), roches basiques (8) et roches calco-alcalines (4).
- Roches plutoniques du Paléoprotérozoïque du type gabbro-dioritique, dénommées Ton/Dio dans la Figure 20. Le spectre de Terres Rares correspond à la moyenne de 3 échantillons provenant du massif de la Montagne Mahury (1 diorite et 2 tonalites).
- Roches plutoniques du Paléoprotérozoïque du type granitoïdes guyanais et caraïbes, dénommées Gra dans la Figure 20. Le spectre de Terres Rares correspond à la moyenne de 7 échantillons provenant de massifs situés au sud de Regina (2 tonalites, 1 échantillon de granite à biotite, monzogranite, aplite, granite porphyroïde, granite leucocrate).

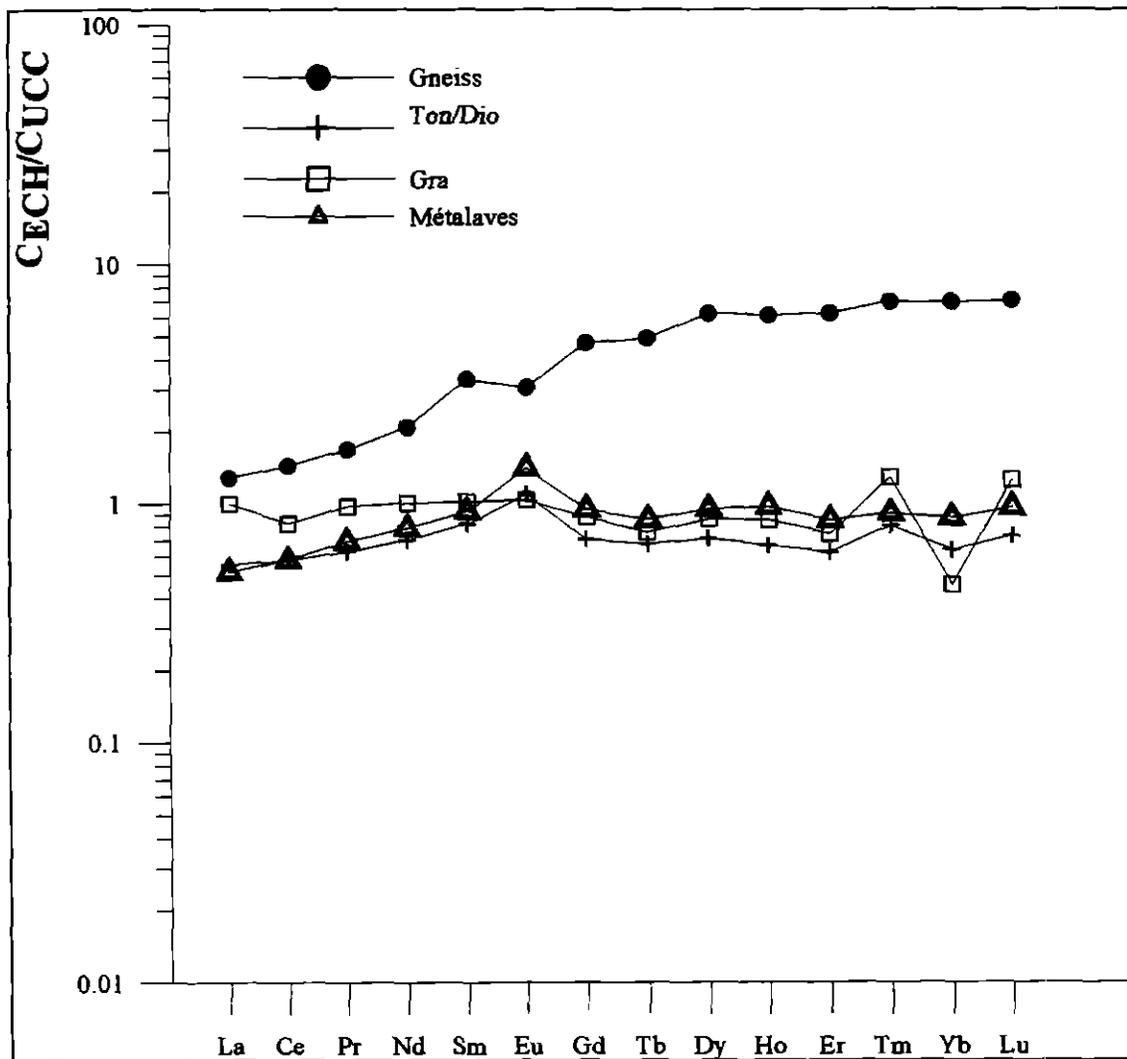


Figure 20 : Spectres des Terres Rares de quelques types de roches en Guyane (Mùlési et al., 1995) normalisés à la croûte continentale (Taylor & McLennan, 1985)

Les spectres de Terres Rares présentent tous des enrichissements en Terres Rares lourdes avec des rapports de fractionnement $(Lu/La)_N$ s'échelonnant entre 1.25 (Gra) et 5.5 (Gneiss). On note toutefois des spectres très semblables pour les roches plutoniques du type gabbro-dioritique (Ton-Dio) et du type granitoïdes guyanais et caraïbes (Gra) qui présentent des rapports de fractionnement $(Lu/La)_N$ de l'ordre de 1.2-1.3. Ce rapport de fractionnement est un peu plus élevé pour les roches volcaniques (métalaves) en atteignant 1.9, traduisant un enrichissement plus marqué pour les Terres Rares lourdes. Des anomalies légèrement négatives sont observées pour Ce (Ce/Ce^* de l'ordre de 0.5-0.7) et on note une anomalie négative en Eu pour les roches métamorphiques (gneiss) avec $Eu/Eu^* = 0.76$. Les autres types de roches démontrent des anomalies positives en Eu : Eu/Eu^* entre 1.1 (granitoïdes guyanais et caraïbes) et 1.5 (roches volcaniques).

3.4.2. Les Terres Rares dans les eaux de la Guyane

Les concentrations des Terres Rares dissoutes regardées de manière individuelle ou au travers de la somme des concentrations (Σ REE) dans l'ensemble des eaux de la Guyane varient de plusieurs ordres de grandeur. Comparativement aux données existantes, elles sont dans une même gamme que celles trouvées par exemple par Gaillardet et al. (1997) dans les eaux de surface du bassin de l'Amazone, par Goldstein et Jacobsen (1987) dans un ensemble de fleuves mondiaux, par Négrel et al. (2000) dans des eaux minérales dans le Massif Central en France.

Les Terres Rares ont été analysées dans quatre eaux de surface qui sont issues de bassins versants de tailles très différentes. Deux sont représentatifs de petits bassins de drainage : la crique Eau Claire sur la route du barrage de Petit Saut et la crique St Elie sur la piste de St Elie. Les deux autres représentent des bassins versants de plus grande taille : la crique Yiyi et le fleuve Kourou. Dans ces eaux de surface, Σ REE varie depuis la centaine de ng/l (crique St Elie et crique Yiyi) jusqu'à atteindre 480 ng/l pour la crique Eau Claire. Les variations individuelles des concentrations en Terres Rares dissoutes peuvent être illustrées par celles du néodyme. Les concentrations en Nd évoluent depuis 20 ng/l environ dans les deux criques St Elie et Yiyi pour atteindre 102 ng/l dans la crique Eau Claire. Il n'apparaît aucun lien direct entre les concentrations en Terres Rares totales (Σ REE) ou individuelles et les paramètres physico-chimiques de l'eau. Ainsi, les conductivités électriques de l'eau sont très proches dans tous les cas (20 à 30 μ S/cm), de même que les pH (5.16 à 5.76) ou la charge dissoute (12.3 à 15.9 mg/l). Cette absence de relation claire entre les concentrations en Terres Rares et les autres caractéristiques de l'eau implique que les concentrations en Terres Rares ne sont pas contrôlées initialement par ces paramètres.

L'exemple de la relation entre Terres Rares et pH (i.e. corrélation négative entre Σ REE et pH, Goldstein and Jacobsen 1987, Elderfield et al. 1990, Keasler and Loveland 1982, Fee et al. 1992, Johannesson et al. 1994, Dupré et al. 1996, Gaillardet et al., 1997), est le plus fréquemment mis en avant, y compris dans les eaux souterraines (Banks et al., 1999). Dans les rivières coulant sur le massif granitique de la Margeride (France), une telle relation inverse ($r = 0.92$) a été mise en évidence (Négrel, données non publiées) et est généralement attribuée à un contrôle des concentrations en Terres Rares par des colloïdes ou des processus d'adsorption qui sont dépendants du pH. Les très faibles variations du pH dans les eaux de surface de la Guyane ne permettent pas d'évoquer un tel type de relation. Les fortes teneurs dans la crique Eau Claire sont à rapprocher soit d'une présence en quantité importante de matière organique qui peut jouer un rôle de complexant des Terres Rares (voir Dupré *et al.*, 1996 pour synthèse), soit à la présence de roches riches en minéraux porteurs de Terres Rares sur le bassin de drainage.

Les eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites, contrairement aux eaux de surface, présentent de grandes variations de Σ REE. La valeur la plus basse est similaire à celles observées dans les eaux de surface (20 ng/l pour l'échantillon de St Jean) alors que la valeur la plus haute atteint 3330 ng/l pour l'échantillon SC8. Cet échantillon présente une conductivité électrique identique à celle de Corossony 14 (280 pour 300 μ S/cm), un pH proche (6.65 pour 7.00) et une charge dissoute plus faible. Les

concentrations en Terres Rares totales et prises individuellement sont dans la même gamme que celles mises en évidence par Braun et al. (1998) dans les horizons saprolitiques du Cameroun et par Gaillardet et al. (1997) dans les différents fleuves du bassin de l'Amazone.

A nouveau, il n'y a pas de lien entre les paramètres physico-chimiques des eaux et les concentrations en Terres Rares. Des eaux diluées comme la source St Eustache ($C = 39 \mu\text{S/cm}$), MAC1, Bellevue ($C \sim 30 \mu\text{S/cm}$) ont des concentrations en Terres Rares variant de 184 ng/l pour Bellevue jusqu'à plus de 500 ng/l pour les deux autres. Pour les transects réalisés dans les cordons littoraux (Corossony et Matiti), il n'y a pas d'évolution des concentrations en Terres Rares par rapport à la localisation des échantillons en fonction de la distance à la ligne de rivage, par exemple.

Un échantillon de Corossony (1) montre une concentration en praséodyme tout à fait surprenante (275 ng/l), largement supérieure à celles des autres points de cette zone (15 et 33 ng/l pour l'échantillon 2 et 14, respectivement). Cette très forte concentration ne représente pas un biais analytique et n'est pas expliquée à l'heure actuelle. Une concentration en praséodyme du même ordre de grandeur est observée dans l'échantillon SC8 provenant des savanes Matiti (184 ng/l) mais elle est accompagnée par des teneurs également élevées en Ce (1344 ng/l) et Nd (752 ng/l), ce qui n'est pas le cas pour l'échantillon de Corossony (Ce et Nd respectivement de 243 et 130 ng/l).

Les eaux souterraines de socle fracturé présentent de grandes variations de ΣREE , le minimum est de 15.1 ng/l dans F1, à nouveau similaire à celles observées dans les eaux de surface. La valeur la plus haute dépasse 200 ng/l (279.1 dans L1bis et 289 dans Ni5) mais reste bien inférieure à celles observées dans les eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites (3330 ng/l dans SC8). De même que précédemment, il n'y a pas de lien entre les paramètres physico-chimiques des eaux et les concentrations en Terres Rares et deux échantillons montrent une anomalie en praséodyme : Ni5 et L1bis dans une moindre mesure.

L'absence de relation claire entre les concentrations en Terres Rares et les autres caractéristiques de l'eau, à l'échelle de toutes les eaux analysés en systématique Terres Rares, est illustré par la Figure 21 qui représente les concentrations en Terres Rares totales (ΣREE , ng/l) et la charge dissoute (TDS, mg/l). On n'observe pas de relation nette entre ces deux paramètres. Les eaux de surface présentent, pour un TDS peu variant (10-20 mg/l), des variations de ΣREE relativement importantes (de 100 à 500 ng/l). Les eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites se répartissent dans le diagramme avec des couples ΣREE -TDS variables (i.e. fort-fort, faible-faible, fort-faible...). Les eaux souterraines de socle fracturé présentent des TDS relativement peu variables (100-200 mg/l) associés à de plus amples variations de ΣREE (15-300 ng/l).

Les relations entre concentrations en Terres Rares et matières organiques peuvent être testées indirectement, comme l'a démontré Ingrid et al. (2000), au travers de la corrélation entre les teneurs en aluminium et en lanthane. Ces auteurs ont tout d'abord mis en évidence une corrélation entre les concentrations en carbone organique dissous

(COD) et en lanthane sur la fraction dissoute de la Kalix River (nord de la Suède), démontrant que le COD est un facteur majeur dans le contrôle des Terres Rares, plus que le pH. Les matières organiques sont riches en Al et Fe et ces auteurs ont également mis en évidence que les teneurs en Al sont très bien corrélées avec celles en La.

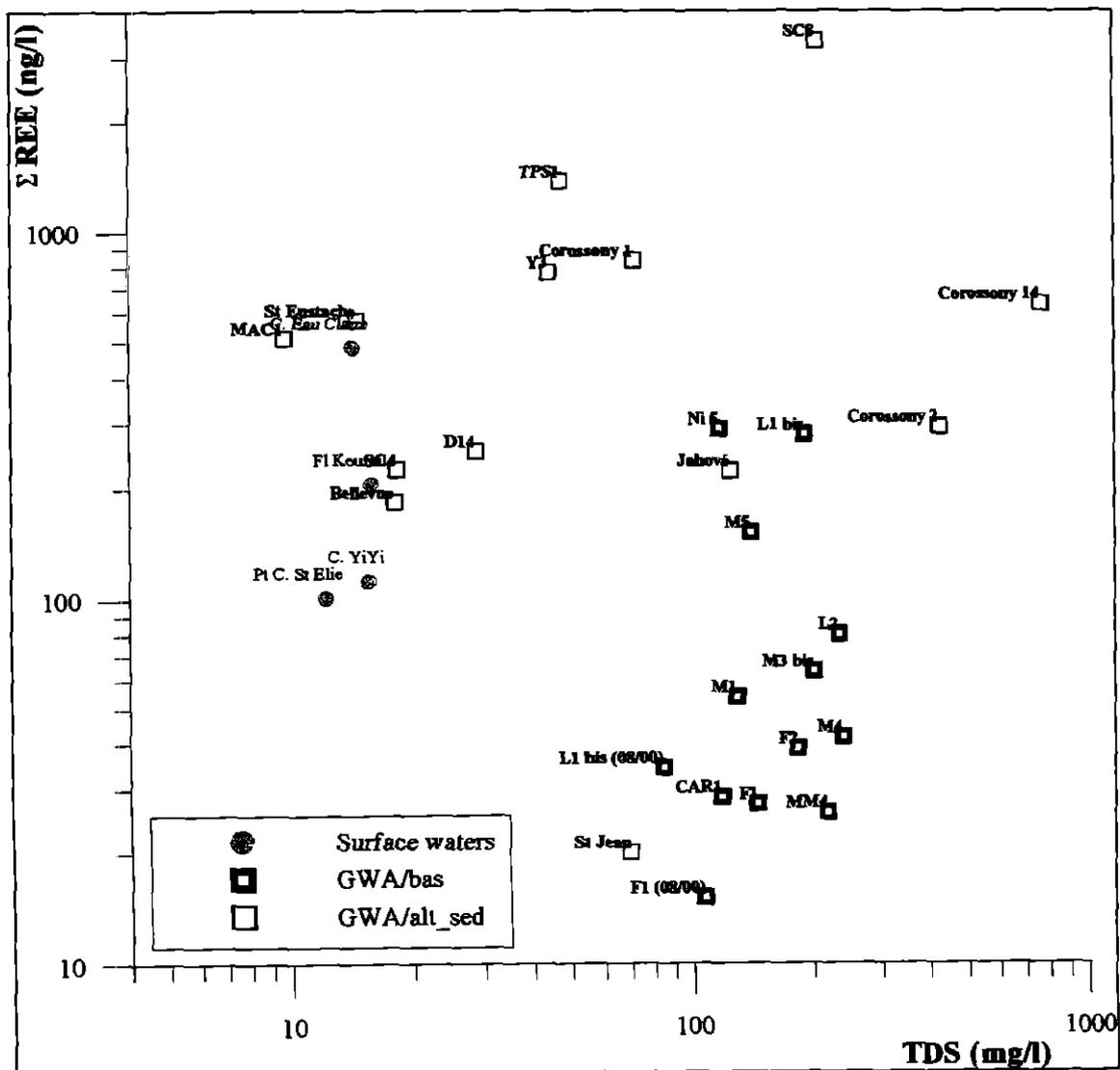


Figure 21 : Relation entre les concentrations en Terres Rares totales (Σ REE, ng/l) et la charge dissoute (TDS, mg/l) des eaux de surface et souterraines de la Guyane. TDS correspond à la somme des cations et anions. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

La Figure 22 illustre les relations obtenues dans l'ensemble des eaux de Guyane entre les concentrations en Al et en La. Il apparaît une tendance entre les deux paramètres ($r = 0.87$) qui induit un rôle important de la matière organique sur le contrôle des Terres Rares dans les eaux de la Guyane.

Les spectres de Terres Rares des eaux sont représentés dans la Figure 23, normés à la composition de la croûte continentale supérieure référencée UCC (valeurs de normalisation de Taylor and McLennan, 1985). La référence à la croûte continentale

supérieure a été choisie comme la plus représentative des substratums silicatés comme ceux de la Guyane (voir Gaillardet et al., 1997, Négrel et al., 2000).

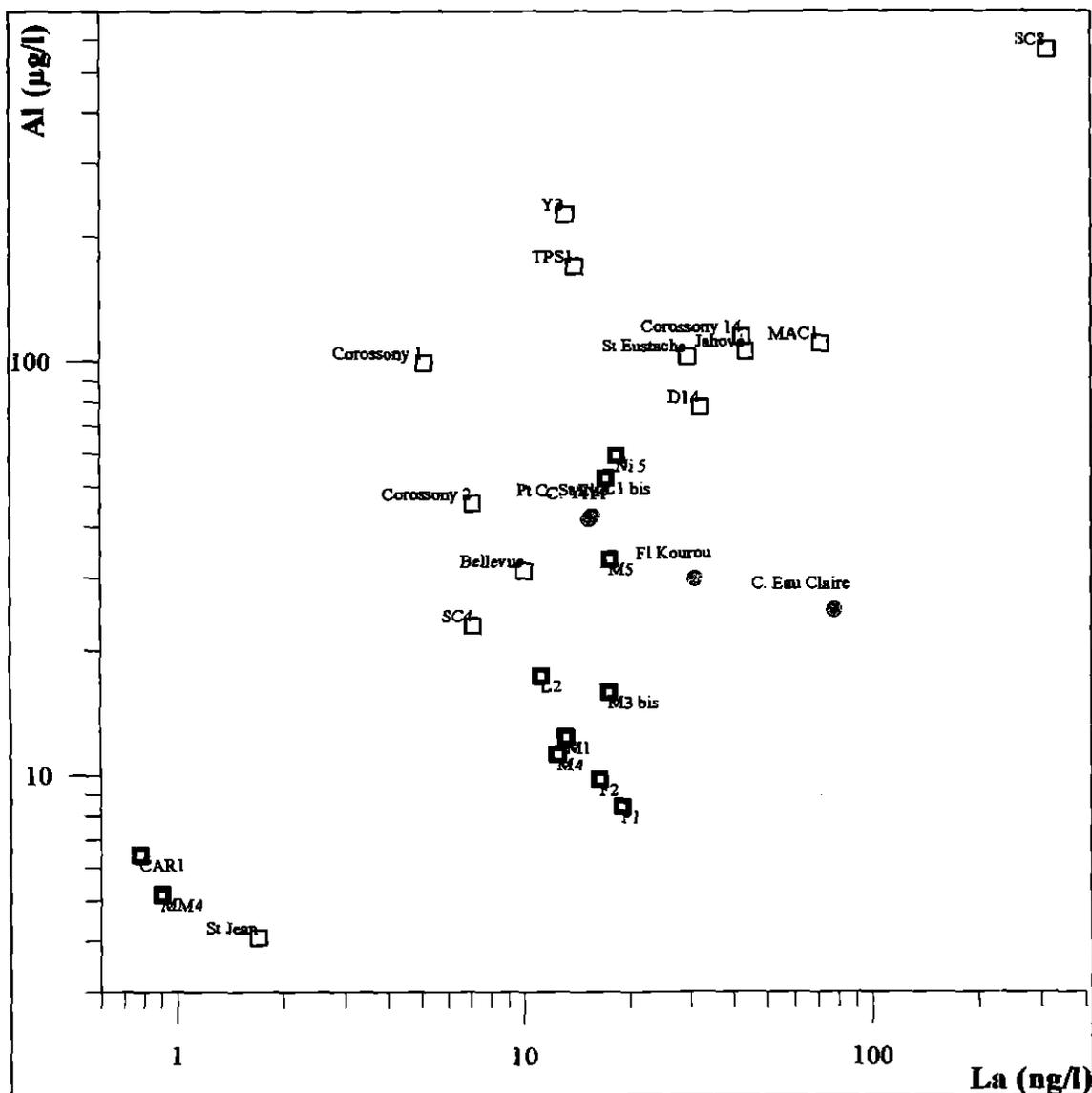


Figure 22 : Relation entre les concentrations en aluminium et en lanthane des eaux souterraines et de surface de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

Les eaux de surface, exception faite de l'échantillon de la crique Eau Claire présentent des spectres de Terres Rares enrichis en HREE avec des rapports de fractionnement $(Lu/La)_N$ s'échelonnant entre 1.56 (fleuve Kourou) et 2.09 (crique St Elie). Les Terres Rares moyennes ne sont pas fractionnées $\{(Er/Nd)_N$ de l'ordre de 1}. L'échantillon de la crique Eau Claire est caractérisé par un rapport de fractionnement $(Lu/La)_N$ de 0.9 caractérisant un profil plat, les Terres Rares moyennes sont légèrement fractionnées en faveur des plus lourdes $\{(Er/Nd)_N$ de 0.74}.

Une anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0.73-0.79$) est observée pour la Crique Yiyi et la crique St Elie alors qu'une anomalie légèrement positive est observée pour le fleuve Kourou et la crique Eau Claire. Des anomalies légèrement négatives sont observées

pour Ce (Ce/Ce^* de l'ordre de 0.8-0.9). Les profils de Terres rares des eaux de surface de la Guyane sont similaires à ceux observés par Gaillardet et al. (1997) dans le bassin de l'Amazonie.

Les eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites présentent des spectres pouvant être soit enrichis en HREE (SC4 $(Lu/La)_N = 4.7$, TPS1 $(Lu/La)_N = 3.3$, Corossony 2 $(Lu/La)_N = 2.1$), soit appauvris en HREE (MAC1, Javohé $(Lu/La)_N = 0.4$, SC8, Corossony 14 $(Lu/La)_N = 0.7$ et Y3 $(Lu/La)_N = 0.1$). Les Terres Rares moyennes sont parfois fractionnées en faveur des plus lourdes dans certains cas comme Corossony1, 14, MAC1, Javohé et SC8 avec des $(Er/Nd)_N$ variant entre 0.6-0.9 ou très fractionnées comme dans le cas de Y3 $\{(Er/Nd)_N = 0.1\}$. Dans d'autres cas, elles sont fractionnées en faveur des plus légères Corossony2, Bellevue, St Eustache, SC4, et TPS1 avec des $(Er/Nd)_N$ variant entre 1.1-1.4.

Les anomalies en Eu sont majoritairement négatives ($Eu/Eu^* = 0.4-0.8$) sauf pour les échantillons St Eustache, TPS1 et SC8 qui présentent des anomalies légèrement positives ($Eu/Eu^* = 1.1-1.2$) et SC4 qui ne présente pas d'anomalie en Eu particulière ($Eu/Eu^* = 1$). Les anomalies en Ce sont toutes négatives, la majorité des valeurs Ce/Ce^* est de l'ordre de 0.6 à l'exception de l'échantillon de Javouhey qui montre une très forte anomalie ($Ce/Ce^* = 0.03$). Ces anomalies sont du même ordre de grandeur que celles montrées dans les eaux souterraines du Cameroun par Braun et al. (1998).

On ne note pas d'enrichissements spécifiques des Terres Rares moyennes dans les échantillons à pH le plus acide (~ 4.4 à MAC1 et St Eustache) avec des profils convexes comme montré par Johannesson et Zhou (1999).

Les eaux souterraines de socle fracturé présentent des spectres pouvant être appauvris en HREE avec des rapports $(Lu/La)_N$ variant de 0.31 (M5) à 0.82 (Ni5) mais également enrichis avec des rapports $(Lu/La)_N$ variant de 1.83 (F2) à 5.27 (MM4). L'échantillon du forage M1 à Maripasoula présente un spectre plat $\{(Lu/La)_N = 1\}$. Les spectres de Terres Rares sont parfois différents dans des eaux de zones proches. C'est le cas à Grand Santi où les échantillons F1 et F2 montrent des profils opposés avec des rapports $(Lu/La)_N$ de 0.56 pour F1 en octobre 1998 et 1.81 pour le même ouvrage en août 2000 et de 1.83 pour F2. Les Terres Rares moyennes sont fractionnées en faveur des plus lourdes dans M5 et Ni5 avec des rapports $(Er/Nd)_N$ variant entre 0.67-0.76. Dans tous les autres cas, elles sont fractionnées en faveur des plus légères avec des rapports $(Er/Nd)_N$ variant entre 1.1 (M3bis à Maripasoula) et 2.1 (L2 à Loka).

Les anomalies en Eu sont majoritairement négatives dans les trois échantillons (M3bis, L1, L2) ou Eu n'est pas inférieur à la limite de détection ($Eu/Eu^* = 0.37-0.91$). Les anomalies en Ce sont toutes négatives, les valeurs Ce/Ce^* varient de 0.08 (Ni5) à 0.73 (M5), la majorité des valeurs étant proche de 0.4 (moyenne 0.4 \bullet 0.19).

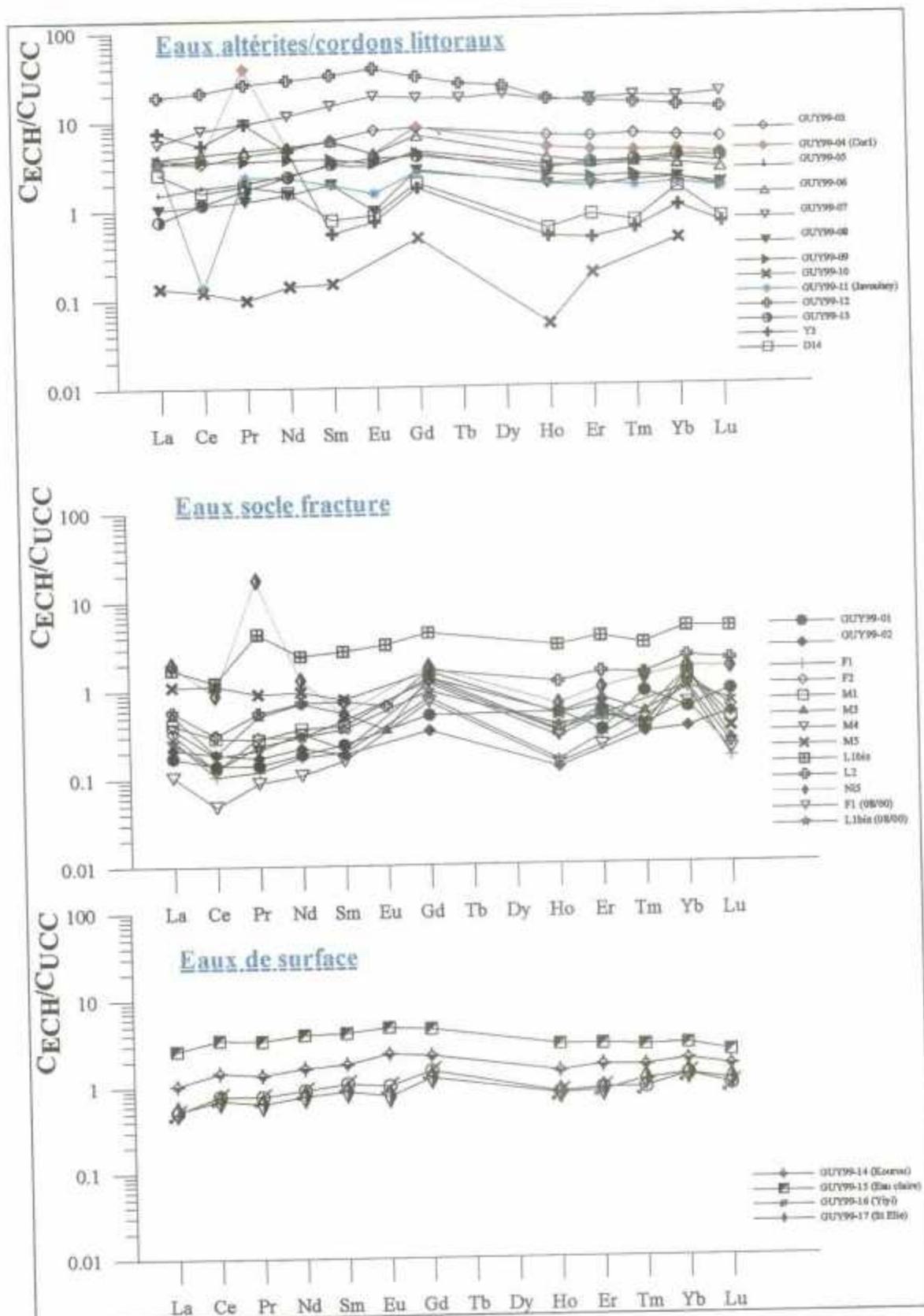


Figure 23 : Spectres des Terres Rares des eaux souterraines et de surface de la Guyane normalisés à la croûte continentale (Taylor & McLennan, 1995)

Les spectres des Terres Rares des eaux souterraines de la Guyane ne sont pas complètement compatibles avec ceux observés dans les substratums. Les spectres des Terres Rares dans la fraction dissoute sont généralement définis par la nature des réactions chimiques entre ces éléments et les phases secondaires. Il est généralement admis que les Terres Rares lourdes (HREE) sont préférentiellement libérées dans la solution durant les interactions eau-roche et que les Terres Rares légères sont préférentiellement adsorbées à la surface des particules selon des réactions combinant adsorption et équilibre (Braun et al., 1990). L'altération supergène de roches granitiques met en évidence de forts appauvrissements des Terres Rares légères et de beaucoup plus faibles en HREE (Anderton et al. 1980, Tricca et al., 1999) tandis que les eaux minéralisées de zone de socle démontrent un enrichissement en HREE (Michard et al., 1987, Alaux-Négrel et al., 1993, Négrel et al., 2000)

Les spectres des Terres Rares des eaux de la Guyane montrent un enrichissement en HREE pour eaux de surface, pour certaines eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites et de socle fracturé mais également des spectres opposés.

De plus, deux des Terres Rares (Eu and Ce) peuvent développer des anomalies dues à leur changement d'état d'oxydoréduction. L'état le plus stable des Terres Rares est la forme III mais sous des conditions soient oxydantes, soit réductrices, Ce^{4+} et Eu^{2+} représentent un autre état d'oxydation important pour Ce et Eu. La réduction de Eu, et par la même une anomalie positive, est fréquemment observée dans les processus magmatiques (Henderson, 1984) et les systèmes hydrothermaux (Michard and Albarède, 1986). Si Ce^{3+} sous forme dissoute est oxydé en Ce^{4+} , le Ce précipite à partir de la solution pour former un minéral insoluble (cérianite CeO_2). En conséquence de quoi, la solution montre une anomalie négative en Ce. Toutefois, la présence de cerianite dans les systèmes naturels n'a pas été rapportée fréquemment (Braun et al. 1990) et l'appauvrissement en Ce peut être contrôlé par une fixation de cet ion Ce^{4+} sur des oxydes de fer ou manganèse ou par échange avec les phases secondaires (argiles, Braun et al., 1998).

La plupart des anomalies en Eu dans les eaux sont négatives indiquant une fixation de Eu^{2+} par des oxydes. Les quelques anomalies positives peuvent correspondre soit à la prédominance d'Eu dissous sans effet de fixation, soit à l'altération préférentielle de feldspaths (Cullers and Graf 1984, Sverjensky 1984). Les anomalies en Ce sont toutes négatives et indiquent que les eaux sont sous conditions oxydantes et n'excluent pas un rôle des oxydes ou des phases secondaires (Beaucaire et al. 1986, Braun et al., 1998).

3.4.3. La spéciation des Terres Rares.

Les analyses physico-chimiques des eaux peuvent être examinées quant à leur spéciation en phase aqueuse pour étudier les mécanismes de transfert des éléments et d'anticiper leur interaction et leur échange avec l'encaissant. La spéciation aqueuse d'un élément dépend de sa concentration totale et de la concentration des ions complexants (e.g., acides organiques (AO^-), Cl^- , OH^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , ...). L'importance relative

des espèces aqueuses et donc de la solubilité des minéraux est très sensible aux concentrations de ces ligands. Les caractéristiques des eaux souterraines de la Guyane (cf § 3.1) sont une faible salinité (< 1 g/l), un pH variant de 4.4 à 7.84, des valeurs de Eh (paramètre rédox) qui varient entre -375 et +640 mV et une température comprise entre 20 et 33 °C.

Le code géochimique EQ3NR (Wolery, 1992) a été utilisé pour modéliser les processus d'interaction entre ions (spéciation aqueuse). L'accent est plus particulièrement mis sur les terres rares, l'aluminium et le fer. Cinq échantillons d'eau issue de différents contextes sont examinés de point de vue spéciation aqueuse et état de saturation vis-à-vis d'un certain nombre de minéraux. Le Tableau 2 montre les résultats de la modélisation.

	Espèce	<i>Corossony 14</i> • pH = 7 • Eh = 155 mV • T = 28.9°C	<i>TPS1</i> • pH = 5,63 • Eh = 280 mV • T = 27,7°C	<i>MAC1</i> • pH = 4,4 • Eh = 280 mV • T = 29,2°C	<i>L1 bis**</i> • pH = 6 • Eh = 400 mV • T = 25°C	<i>MM4</i> • pH = 7,18 • Eh = -12 mV • T = 26,6°C
Fe	Fe ⁺⁺	79 %	87 %	93 %	29 %	47 %
	FeHCO ₃ ⁻	17	13	7	29	50
	Fe(OH) ₃ ^o	2	-	-	13	-
	FeCO ₃ ^o	1	-	-	-	3
	Fe(OH) ₂ ⁺	1	-	-	29	-
Al	Al ⁺⁺⁺	-	6	73	2	-
	Al(OH) ₃ ^o	16	24	-	39	14
	Al(OH) ₄ ⁻	82	4	-	15	86
	Al(OH) ₂ ⁺	2	34	2	29	-
	AlOH ⁺⁺	-	32	25	15	-
REE*	A ⁺⁺⁺	2	63	95	10	-
	A-OHCO ₃ ^o	88	9	1	44	92
	A-HCO ₃ ⁺⁺	-	1	-	1	-
	A-CO ₃ ⁺	9	18	1	44	6
	A-OH(CO ₃) ₂ ⁻	0,5	-	-	1	1
	A-(OH) ₂ CO ₃ ⁻	0,5	-	-	-	1
	A-SO ₄ ⁺	-	9	3	-	-

Tableau 2 - Spéciation aqueuse de Fe, Al et terres rares (REEs) d'eaux souterraines de la Guyane (altérites et cordons littoraux Corossony14, TPS1, MAC1 ; socle fracturé L1bis, MM4). * Les terres rares sont représentées par le symbole A- dans l'écriture des complexes aqueux. ** Les paramètres pH, Eh et T n'ont pas été mesurés pour cet échantillon; les valeurs données dans le tableau ont été choisies arbitrairement (en fonction de son contexte).

Les concentrations en fer des eaux souterraines sont comprises entre 0.4 et 145 µmol/l sans différenciation nette entre les eaux de socle fracturé et celles des altérites et cordons littoraux. Les concentrations de Al sont assez élevées et variables (0.02 à 12 µmol/l). Les terres rares présentent des teneurs <0.2 à 1300 ppt comme précédemment décrit. Le calcul de la spéciation de Fe, de Al et des terres rares montre que le mode de transfert de ces éléments est très complexe et est variable selon l'importance relative des différents ligands inorganiques et des conditions d'oxydo-réduction du système. Les bicarbonates peuvent jouer un rôle très important dans la solubilisation et la mobilité du

fer puisque le complexe FeHCO_3^- peut atteindre 50 % du fer total dissous comme dans l'échantillon MM4. L'aluminium est très sensible à l'effet du pH. Les teneurs élevées en Al peuvent s'expliquer en partie par des valeurs de pH relativement basses comme dans le cas des échantillons TPS1 et MAC1. Quant à la spéciation des terres rares, elle est dominée par les complexes carbonatés qui jouent un rôle très important dans leur solubilisation. Toutefois, le tableau 2 montre que le pourcentage d'ions libres (REEs^{+3}) peut être très élevé (jusqu'à 95 %). Les valeurs données dans le tableau 2 correspondent à celles obtenues pour Eu^{3+} .

3.5. LES ISOTOPES DU NÉODYME

Par comparaison avec les isotopes du strontium, la systématique isotopique du néodyme n'a pas été intensivement utilisée dans les études hydrogéologiques. Quelques données sont disponibles sur des eaux de surface (Goldstein and Jacobsen 1987, Tricca, 1997, Tricca et al., 1999, Martin and McCulloch, 1999, Andersson et al., 2000), des fluides hydrothermaux (Michard *et al.* 1987), des eaux minérales en contexte de socle gneissique et granitique (Négre et al., 2000) et des eaux souterraines en contexte de socle fracturé (Finlande, Négre et al., en préparation).

Les différents minéraux des roches silicatées répondent différemment aux processus d'érosion et d'altération et donc il est possible que les compositions isotopiques du Nd ne reflètent pas complètement celles des roches totales. Dans leur étude des isotopes du Nd dans de grands fleuves mondiaux, Goldstein & Jacobsen (1987) ont montré de faibles différences entre le rapport isotopique $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ des fractions dissoutes et particulaires dans un même cours d'eau. Dans les rivières drainant les roches silicatées (ignées et métamorphiques), la dissolution préférentielle de minéraux tels que les plagioclases, pyroxènes, amphiboles et grenats peut être plus importante que pour les autres minéraux porteurs de Terres Rares et être responsable de l'écart observé sur le rapport $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$. En dépit de cette possible divergence, quoique relativement faible, la composition isotopique du Nd est un très bon indicateur des roches mères soumises à l'érosion et à l'altération (Martin and McCulloch, 1999, Tricca et al. 1999).

La composition isotopique observée dans l'ensemble des eaux de Guyane (incluant les eaux de surface) varie entre $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -9.25$ (SC4) et -24.56 (CAR1). Les 4 eaux de surface analysées montrent des rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ compris entre -15.27 (Crique St Elie) et -19.49 (crique Eau Claire, site de Petit Saut). Les eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites ont des rapports isotopiques du néodyme plus variables et qui sont compris entre $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -9.25$ (SC4) et -17.83 (MAC1). Les échantillons d'eaux souterraines de socle fracturé (MM4, CAR1, F1 et L1bis) ont des $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ très différents s'échelonant entre -15.16 pour MM4 (diorites) et -24.56 pour CAR1 (leptynites).

De même que dans la systématique Sr, il est possible de représenter les rapports isotopiques du néodyme en fonction de l'inverse de la concentration en Nd (Figure 24). Dans ce type de représentation, les mélanges sont symbolisés par des droites. Plusieurs remarques découlent de ce schéma :

➤ Les eaux de surface décrivent un alignement linéaire, caractéristique d'un mélange à deux composants. Le premier présente une teneur forte en Nd associée avec un rapport $\epsilon_{Nd}(0)$ de l'ordre de -20 , il correspond à la crique Eau Claire qui draine des schistes et grès. A contrario, le second est plus dilué et présente un rapport isotopique plus radiogénique ($\epsilon_{Nd}(0)$ de l'ordre de -15). Il correspond à la Pt crique St Elie qui draine des granites et migmatites. La crique Yiyi et le fleuve Kourou se situent en position intermédiaire.

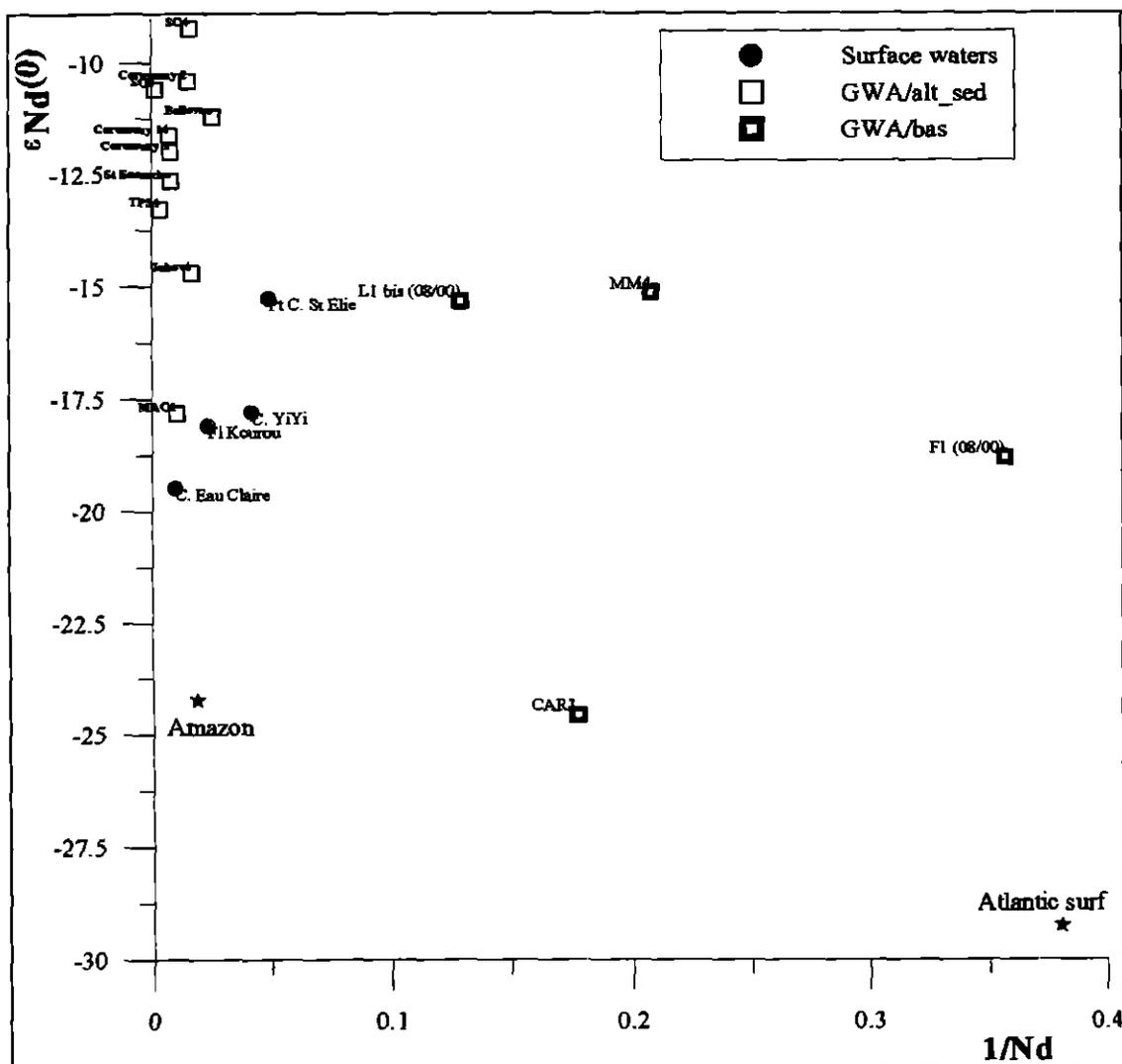


Figure 24 : Représentation entre les rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{Nd}(0)$ en fonction de $1/Nd$ des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

➤ Exception faite de l'échantillon MAC1 qui se trouve proche de ceux de la crique Yiyi et du fleuve Kourou, les eaux souterraines des cordons littoraux et des altérites présentent des teneurs en Nd fortes associées avec des rapports isotopiques radiogéniques ($\epsilon_{Nd}(0)$ entre -15 et -9).

➤ Les échantillons d'eau souterraine de socle fracturé présentent des teneurs en Nd et des rapports isotopiques très différents. Les échantillons de Mahury (MM4 dans des diorites) et de Loka (dans les métavolcanites du Paramaca) présentent des rapports isotopiques proches de celui observé dans la Pt crique St Elie avec des teneurs en Nd plus faibles. On peut voir une identité surprenante des signatures $\epsilon_{Nd}(0)$ entre migmatites, diorites et métavolcanites du Paramaca. L'échantillon de Matoury présente un rapport isotopique plus négatif ($\epsilon_{Nd}(0) = -24.56$). En position intermédiaire, l'échantillon de F1 (migmatites) présente un rapport isotopique proche de celui observé dans la crique Eau claire (schistes et grès) mais avec une teneur en Nd beaucoup plus faible

➤ Aucun échantillon ne présente un rapport identique à ceux de l'Amazone et de l'océan Atlantique ($\epsilon_{Nd}(0)$ respectivement de -24.23 et -29.26 , Piepgras & Wasserburg, 1987). Les teneurs en Cl fortes observées dans les échantillons de Corossony (1 et 14) et Matiti (SC8) et illustrées dans la Figure 25 ne semblent pas être dues à l'existence d'un biseau salé mais plutôt à la dissolution de sels résiduels ou à la présence de saumures qui ne correspondent pas, en signatures isotopiques, à l'océan actuel.

Cette salinité et son origine devraient être mieux précisées avec les isotopes du bore, qui seront abordés au paragraphe 3.6. Si l'on s'intéresse aux teneurs de cet élément dans les eaux de surface, on observe une gamme comprise entre 0.5 et 0.9 $\mu\text{mole/l}$. Dans les eaux de socle fracturé (CAR1 et MM4), les teneurs en bore se situent dans la même gamme. Dans les eaux souterraines de cordons littoraux et d'altérites, les teneurs en bore évoluent entre 0.8-0.9 $\mu\text{mole/l}$ (MAC1, SC4) pour atteindre 14.4 $\mu\text{mole/l}$ dans l'échantillon SC8. Il n'y a pas de lien direct entre les concentrations en Cl et B. Ainsi, les teneurs en Cl augmentent de l'échantillon SC4 à SC8, tout comme de Corossony 1 vers Corossony 14 le long d'un transect depuis l'intérieur des terres vers l'océan. Par contre les teneurs en bore qui augmentent entre chaque couple d'échantillon sont plus faibles dans Corossony, qui ont pourtant de plus fortes teneurs en Cl que dans Matiti (échantillons SC).

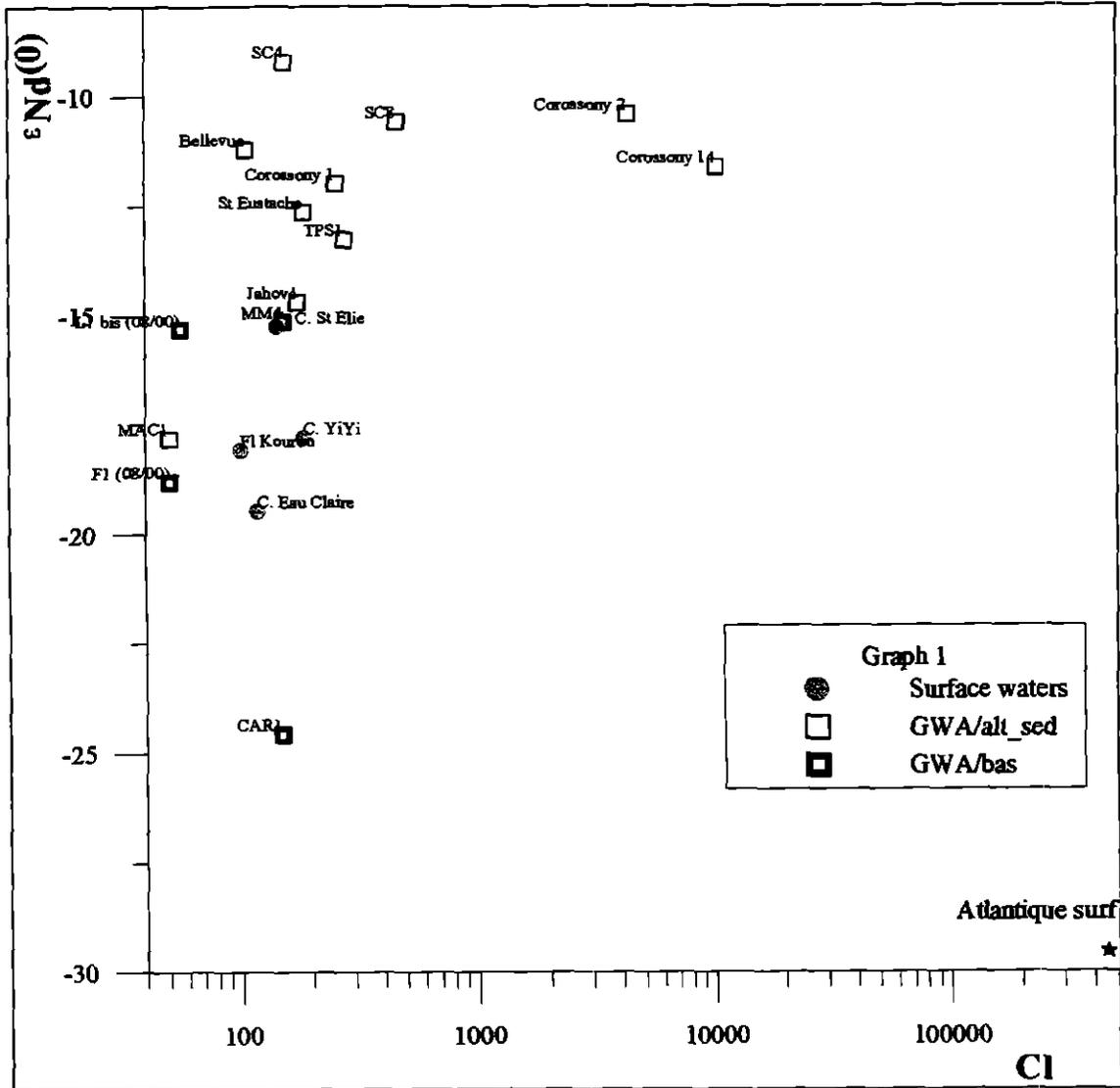


Figure 25 : Représentation entre les rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{Nd}(0)$ en fonction de la teneur en Cl (en $\mu\text{mole/l}$) des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

La comparaison des rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et des rapports Sm/Nd permet d'avoir accès à plus d'informations sur l'origine des Terres Rares dans les eaux. Comme pour la systématique Sr, l'utilisation de rapports élémentaires permet de s'affranchir des effets de concentrations. La Figure 26 illustre les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ dans les eaux de la Guyane auxquels sont rajoutés les points représentatifs des substratums analysés par Gruau et al. (1985) et dans le cadre de la carte géologique de la Guyane par Delor et al. (en préparation) ainsi que les analyses des matières en suspension du bassin de l'Amazonie données par Allègre et al. (1996).

Les roches analysées en Sm-Nd par Gruau et al. (1985) sont du type métavolcanites. Elles définissent un alignement linéaire dans la Figure 26 que ces auteurs utilisent pour donner un âge isochrone au volcanisme de la série Paramaca (pour mémoire 2.1 Ga).

Les roches analysées en Sm-Nd par Delor et al. (en préparation) représentent différents granitoïdes et métavolcanites en Guyane et définissent un champ plus vaste que les métavolcanites *s.s.* Les matières en suspension du bassin amazonien représentent les produits de l'érosion mécanique des différents fleuves (Tapajos, Trombetas, Negro, Madeira) ainsi que de l'Amazone proprement dite. Ils présentent des rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ dans la même gamme que ceux des roches de Guyane mais des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ plus bas.

Les eaux de la Guyane prises dans leur ensemble se reportent dans la Figure 25 entre ces deux blocs, le bassin amazonien d'un côté et l'ensemble des substratums guyanais de l'autre. Un petit nombre d'échantillons présente des caractéristiques semblables à celles des substratums drainés. Pour la plupart, les eaux montrent des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ plus bas que dans les roches tandis que les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ sont dans la même gamme que ceux des roches. Le décalage des eaux vers des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ plus bas peut illustrer le fractionnement entre Sm et Nd lors des processus d'altération. On note également une tendance linéaire négative entre les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{147}Sm/^{144}Nd$ dans les eaux de la Guyane.

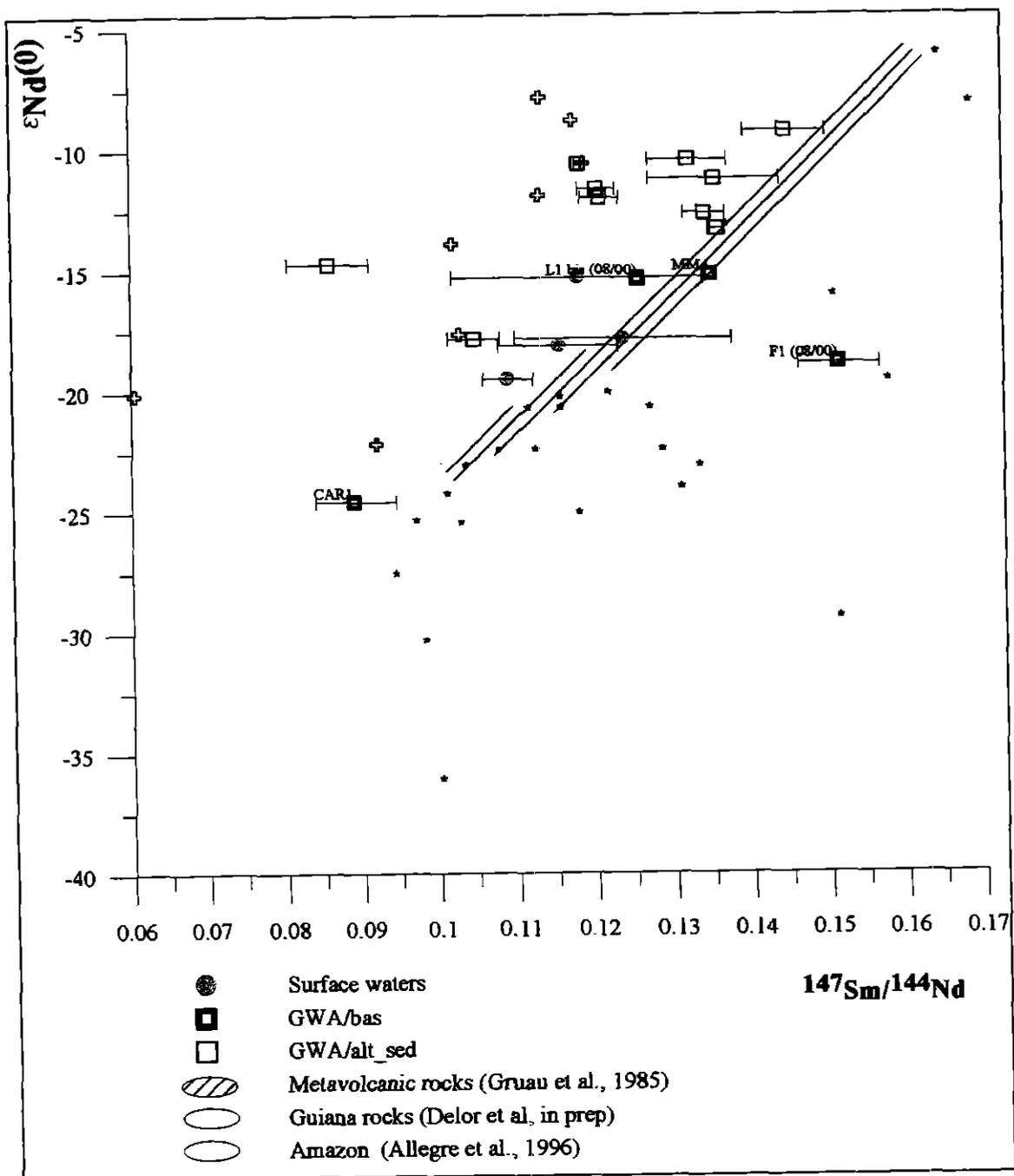


Figure 26 : Représentation entre les rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ et des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Représentation des signatures des substratums de la Guyane (Gruau et al., 1985, Delor et al., en préparation) et des matières en suspension du bassin de l'Amazonie (Allegre et al., 1996). Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

Les rapports isotopiques du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et du néodyme $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ sont considérés comme le reflet des caractéristiques isotopiques (i.e. des signatures) des lithologies drainées (Goldstein & Jacobsen, 1987). Ces auteurs ont montré que les grands fleuves mondiaux sont liés par une corrélation inverse entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$

comme illustré dans la Figure 27. Peu de points des eaux de la Guyane se positionnent dans cette relation. Pour beaucoup, ils se situent avec des rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ plus radiogéniques qui les positionnent dans la partie haute de la relation mais en dehors des gammes isotopiques mises en évidence par Goldstein & Jacobsen (1987). De même, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont légèrement plus radiogéniques dans les eaux de Guyane que ceux mis en évidence dans cette relation générale. Prises dans leur ensemble, les eaux de Guyane ne démontrent aucune relation, ni positive, ni négative entre les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$.

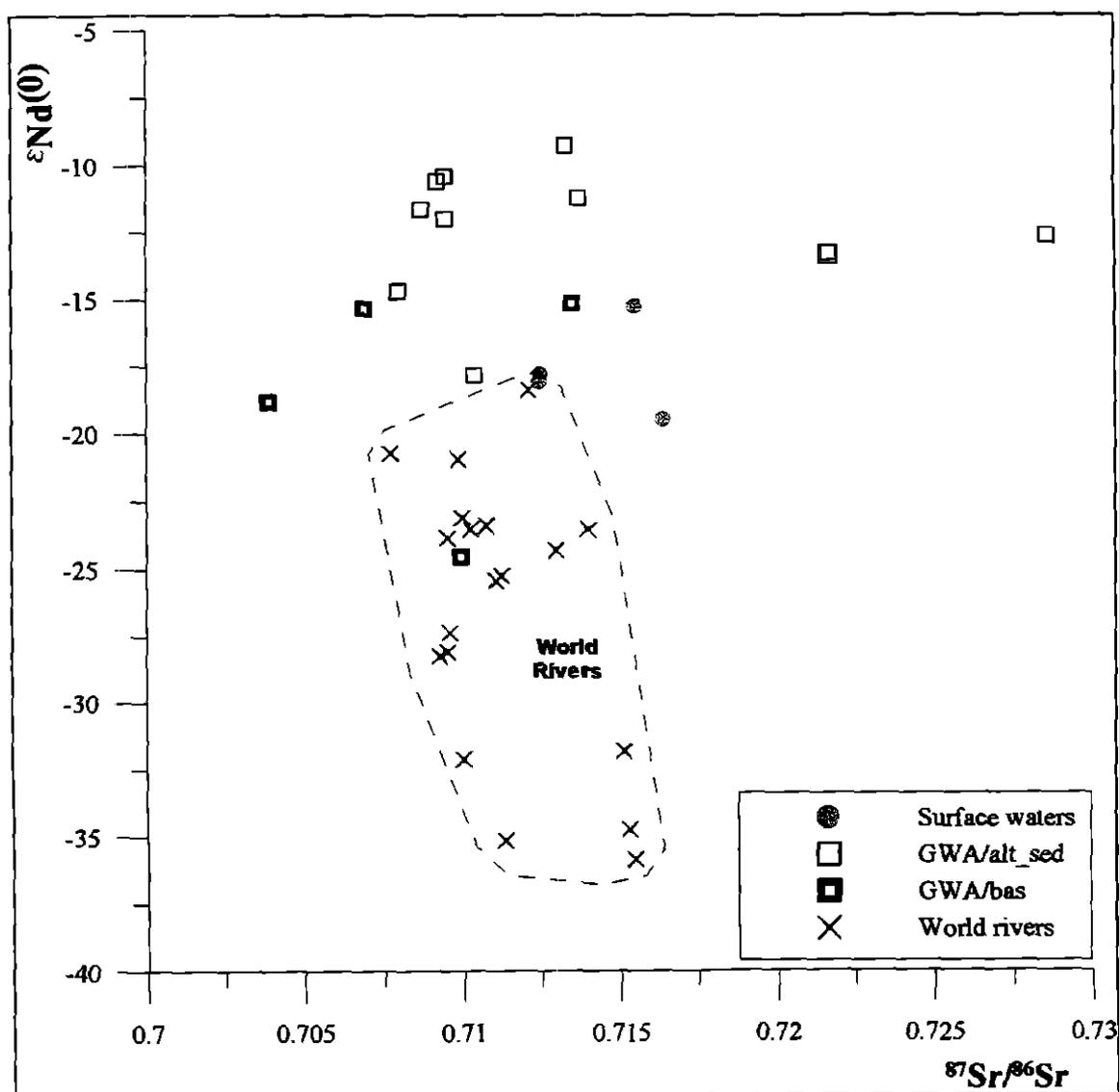


Figure 27 : Représentation entre les rapports isotopiques du néodyme $\epsilon_{Nd}(0)$ et du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$ des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Représentation des signatures des grands fleuves mondiaux (World rivers, Goldstein & Jacobsen, 1987). Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

Si l'on s'intéresse à une vue agrandie du schéma précédent où seules les eaux de Guyane sont représentées (Figure 28), on peut individualiser trois nuages de points et un

point solitaire. Ce dernier correspond à l'échantillon CAR1 (dans la série des leptynites) avec des rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ bas, rapports très différents de tous les autres observés dans l'ensemble des eaux de la Guyane. Les différents nuages de points correspondent à des pôles roches différents qui signent les eaux de la Guyane.

Les trois nuages regroupant les échantillons d'eau de la Guyane montrent des relations différentes entre les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$:

- (1) Le premier nuage ne regroupe que des points correspondant à des échantillons des cordons littoraux (Corossony, Matiti, Javouhé et Bellevue). Dans ce nuage, les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ montrent une corrélation positive avec une forte augmentation des rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et une moindre des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$.
- (2) Le deuxième nuage englobe des points des cordons littoraux (TPS1), des altérites (St Eustache), une eau de surface (crique St Elie) et une eau de socle fracturé (MM4). La relation qui lie les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ est légèrement positive. A l'inverse du premier nuage, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ varient de manière plus importante que les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$.
- (3) Le troisième nuage regroupe l'échantillon MAC1 et les trois autres eaux de surface (crique Yiyi, eau claire et le fleuve Kourou) et met en évidence une corrélation négative entre les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Le premier nuage de points regroupe les échantillons issus des cordons littoraux, drainant 3 séquences de dépôts : (1) une sédimentation littorale (vases amazoniennes et sables de plage), (2) une sédimentation argileuse intercalée de sable fin, (3) une sédimentation de sables pelliculaires. Le pôle à $\epsilon_{Nd}(0) > -9$ et $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.713$ correspond aux matières en suspension actuellement transportées par l'Amazone (Allègre et al., 1996) traduisant bien les signatures isotopiques, à la fois en Nd et en Sr, des dépôts des cordons littoraux.

Pour le deuxième nuage, un des pôles extrêmes correspond aux échantillons MM4 dans des diorites et Pt crique St Elie qui draine des granites et migmatites. Comme précédemment, on peut voir une identité des signatures $\epsilon_{Nd}(0)$ mais aussi $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre migmatites et diorites, comme illustré par ces deux échantillons. Le second pôle correspond à l'échantillon de la source Saint Eustache, issue de la saprolite développée sur migmatites et granites le long du massif du Matoury. L'échantillon de TPS1 captant un aquifère situé dans des sables grossiers de la série détritique de base se situe en position intermédiaire. La relation dans ce nuage entre les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ reflète la variation de l'intensité de l'interaction eau-roche. La forte augmentation du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans l'eau drainant la saprolite traduisant l'altération de minéraux de haut rapport isotopique du strontium. La plus faible variation $\epsilon_{Nd}(0)$ confirme la différence entre les deux systématiques isotopiques, celle du néodyme représentant plus la roche totale dans les interactions eau-roche.

Le troisième nuage montre une relation entre les rapports $\epsilon_{Nd}(0)$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la crique Eau Claire qui draine des schistes et grès et MAC1 qui est situé dans la série détritique de base surmontant un socle granitique caraïbe. Le drainage des schistes et grès génère

des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativement élevés et des rapports $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ négatifs de l'ordre de -20 . Toutefois, nous avons vu dans la Figure 14 que l'échantillon MAC1 est très fortement contraint par le pôle « pluie » (RW), sa teneur en Sr étant faible.

Le point F1 n'appartient à aucun de ces trois ensembles, il s'agit du forage de Grand Santi, dans le socle fracturé, qui recoupe les migmatites fracturées.

Le drainage des métavolcanites du Paramaca dans L1 bis et des diorites, des granites et migmatites dans Pt crique St Elie et MM4 permet de définir un pôle commun « roche » ($\text{SUB}\alpha$) à ces deux nuages de points, proche de la signature de F1 (migmatites fracturées), avec des rapports $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ de l'ordre de -20 et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'environ 0.7035 . Toutefois, une influence du pôle représenté par MAC 1 (pluie) n'est pas à exclure pour le second nuage de points.

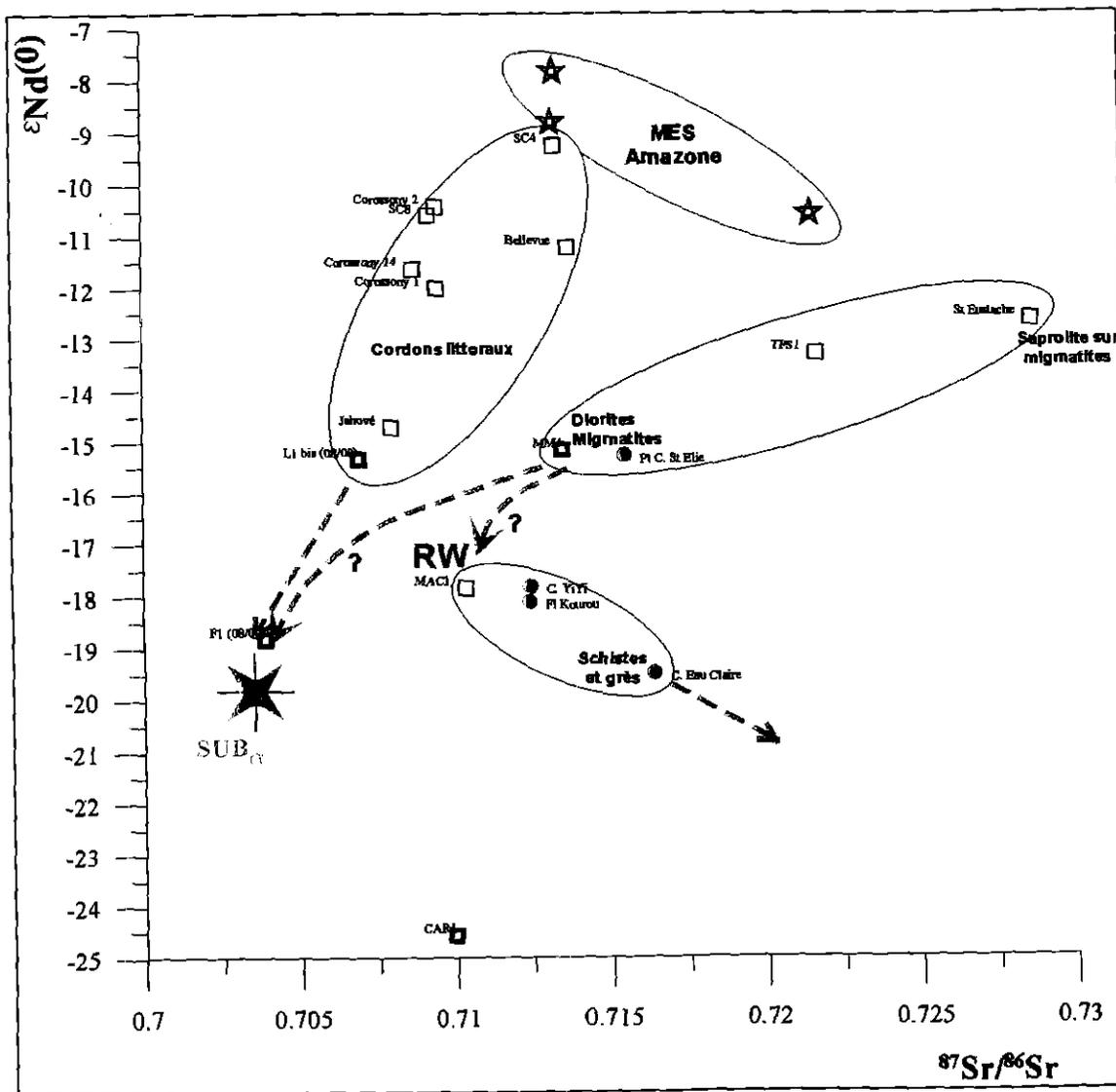


Figure 28 : Représentation entre les rapports isotopiques du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et néodyme $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ des eaux de surface et des eaux souterraines de la Guyane. Pour le descriptif détaillé de la légende, voir figure 10

3.6. LES ISOTOPES DU BORE

Le bore est un élément mobil dans les eaux souterraines (Bottomley et al., 1994; Barth, 2000), c'est potentiellement un bon traceur pour identifier les eaux marines des eaux non marines (Vengosh, 1992; Casanova et al., 2001), ou pour déterminer l'origine des eaux et des mélanges entre réservoirs de systèmes géothermaux (Palmer et Sturchio, 1990; Aggarwal et al., 2000). Le fractionnement isotopique peut être important et conduire à une grande variation des rapports $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ (jusqu'à 90 ‰, Barth, 1993) dans les échantillons naturels issus d'environnements géologiques variés. Ce phénomène induit des perspectives intéressantes telles que l'origine de la salinité des eaux souterraines.

Sur tous les échantillons utilisés dans cette étude, seuls ceux de la zone côtière ont été analysés en composition isotopique du Bore, soit 3 eaux de rivière, 11 eaux souterraines issues des dépôts sbo-argileux du littoral (GWA/alt-sed) et 2 eaux souterraines drainant le socle non altéré et fracturé (GWA/bas).

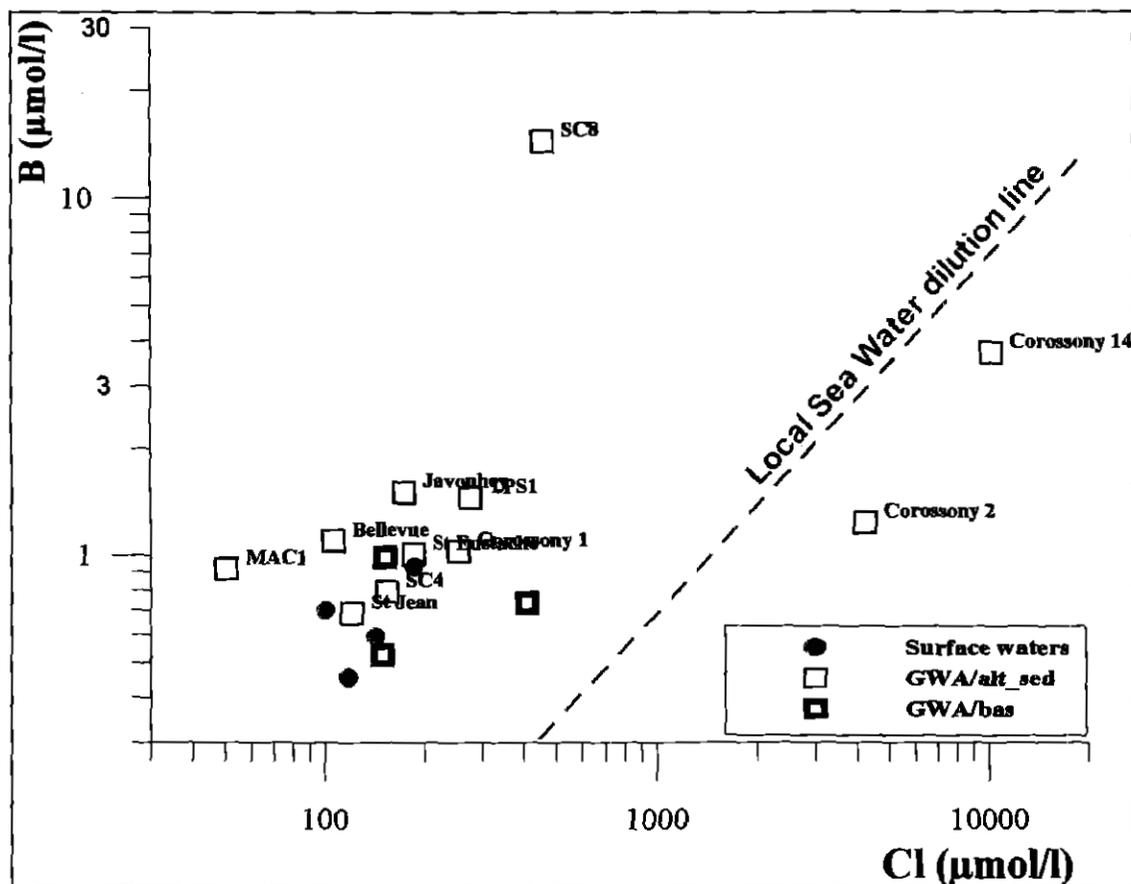


Figure 29 : Teneurs en bore en fonction du chlore (µmol/l) dans les eaux de surface et souterraines en Guyane. Comparaison par rapport à l'eau de mer prélevée au niveau de Cayenne.

La Figure 29 représente les variations des teneurs en bore par rapport au chlore dans les eaux souterraines et de surface, tous les échantillons, à l'exception de Cor 2 et Cor 14, présentent un enrichissement en bore par rapport à l'eau de mer analysée au droit de la

ville de Cayenne. Cette source supplémentaire de bore est à rechercher dans des interactions eau-roche (Aggarwal et al., 2000; Casanova et al., 2001).

L'eau de mer prélevée à proximité de la ville de Cayenne présente des teneurs en Cl et B, ainsi que les autres éléments chimiques, diluées par rapport à l'eau de mer moyenne telle que décrite par Berner et Berner (1987), avec respectivement 254 000 $\mu\text{mol/l}$ de Cl et 174 $\mu\text{mol/l}$ de B. D'autre part, la composition isotopique de cette eau de mer ($\delta^{11}\text{B} = 40.76 \text{ ‰}$) est tout à fait similaire à la valeur de référence donnée par Barth (1993) malgré une teneur en bore plus faible.

Ce phénomène observé sur les côtes de Guyane française (teneur en B diluée et $\delta^{11}\text{B}$ proche de la valeur théorique de l'eau de mer) a déjà été observé en mer Baltique par Casnova et al. (1999a) où sur 10 échantillons analysés, ils observent un rapport $\delta^{11}\text{B}$ proche de 40 ‰ avec une teneur en bore comprise entre 45 et 95 $\mu\text{mol/l}$. Sur les côtes de Guyane française, cette dilution des teneurs en bore pourrait être liée à l'apport des rivières (Maroni, Kourou, Comte, ...) ainsi que le panache de l'Amazonie.

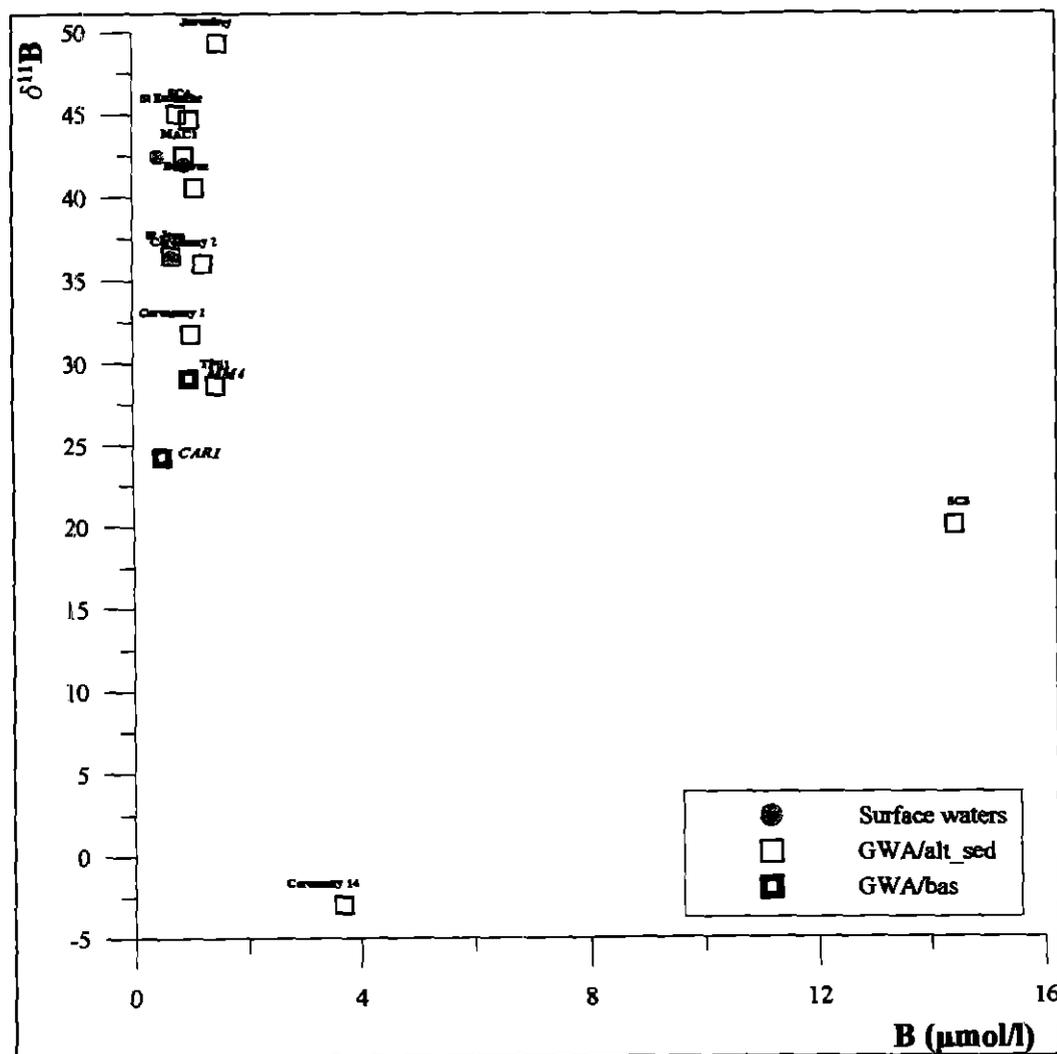


Figure 30 : Relation entre les compositions isotopiques du Bore et la teneur en bore dans les eaux de Guyane française.

Dans les eaux souterraines, on observe de grandes variations de la teneur en B, de 0.69 $\mu\text{mol/l}$ (St Jean) à 14.44 $\mu\text{mol/l}$ (SC8), ainsi que des variations importantes des rapports isotopiques en B, de $\delta^{11}\text{B} = -2.98 \text{ ‰}$ (COR14) à $\delta^{11}\text{B} = 49.35 \text{ ‰}$ (SC4). Ces variations ne sont cependant pas corrélées dans un diagramme $\delta^{11}\text{B}$ en fonction de la concentration en bore (Figure 30) qui met classiquement en évidence des mélanges. Ceci suggère donc que les variations isotopiques du bore observées dans les eaux souterraines de Guyane ne sont pas liées à de simples processus de mélange.

Les échantillons de rivières présentent des teneurs en bore faibles (0.45 à 0.93 $\mu\text{mol/l}$) et ont des rapports isotopiques relativement élevés ($\delta^{11}\text{B} = 36.35$ à 42.41 ‰).

La systématique des isotopes du Sr a permis de mettre en évidence que certaines eaux souterraines de Guyane française sont des eaux de pluie qui ont subi peu de modifications (Mac 1). Ces eaux représentent donc les entrées atmosphériques, via la pluie, contenant des aérosols marins dont la composition isotopique en bore est proche de celle de l'eau de mer.

A l'heure actuelle, il existe peu de mesures isotopiques de bore dans les eaux de pluie (Spivack, 1986; Mather et Porteous, 2001), les variations du rapport $\delta^{11}\text{B}$ sont très importantes. Mather et Porteous (2001) ont mesuré des rapports $\delta^{11}\text{B}$ dans les eaux de pluies du Royaume Uni inférieurs à l'eau de mer, même en région côtière. Casanova et al. (2001) suggèrent que des eaux souterraines de l'Ouest de la France (infra-toarcien) correspondent à des eaux de pluies non modifiées avec un $\delta^{11}\text{B}$ d'environ 13 ‰ et des teneurs en bore très faibles.

L'explication des rapports isotopiques en bore faibles dans les eaux de pluies côtières n'est pas encore élucidée. L'enrichissement en ^{10}B d'une micro-couche à la surface de l'océan, lié à l'évaporation de bore sous forme d'acide borique ($\text{B}(\text{OH})_3$ contenant préférentiellement du ^{11}B) peut conduire à la formation de d'aérosols enrichis en ^{10}B , c'est à dire avec un rapport isotopique $\delta^{11}\text{B}$ plus faible que celui de l'eau de mer.

Cependant, en Guyane française, une composante terrigène enrichie en Ca doit être prise en compte comme l'ont montré Négrel et al. (1997), et cet apport de poussières riches en Ca peut influencer le rapport isotopique $\delta^{11}\text{B}$ de la pluie. On considérera donc les apports de pluie dans les eaux souterraines de la zone d'étude ont des signatures en bore similaires à Mac1.

Dans le bassin versant du Maroni, le Cl ne participe pas aux réactions d'altération, et donc en l'absence de niveaux évaporitiques, le Cl a un comportement conservatif au cours du cycle hydrologique (Meybeck, 1983). Dans ces conditions, le diagramme $\delta^{11}\text{B}$ en fonction de la teneur en Cl (Figure 31) permet d'identifier trois pôles :

- (1) l'eau de mer mesurée à Cayenne,
- (2) les entrées atmosphériques via la pluie,
- (3) les interactions eau-roche avec le socle, ce pôle étant représenté par COR 14 qui a été échantillonné dans un forage proche de la mer. Dans les environs de ce forage, le réservoir d'eau semble être de petite taille avec une mauvaise conductivité hydraulique, ce qui implique un temps de résidence long en milieu "clos".

Cet échantillon (COR 14) se trouve sur la droite de dilution de l'eau de mer dans un diagramme Na-Cl. Les teneurs élevées en Na et Cl de cet échantillon peuvent être liées à une origine marine compte tenue de la proximité de ce forage avec la mer (Robelin et Farjanel, 1997). Les teneurs élevées en Ca en HCO_3 traduisent une interaction eau-roche

ce qui peut expliquer la signature isotopique en bore typique des silicates (Barth, 2000; Casanova et al., 2001).

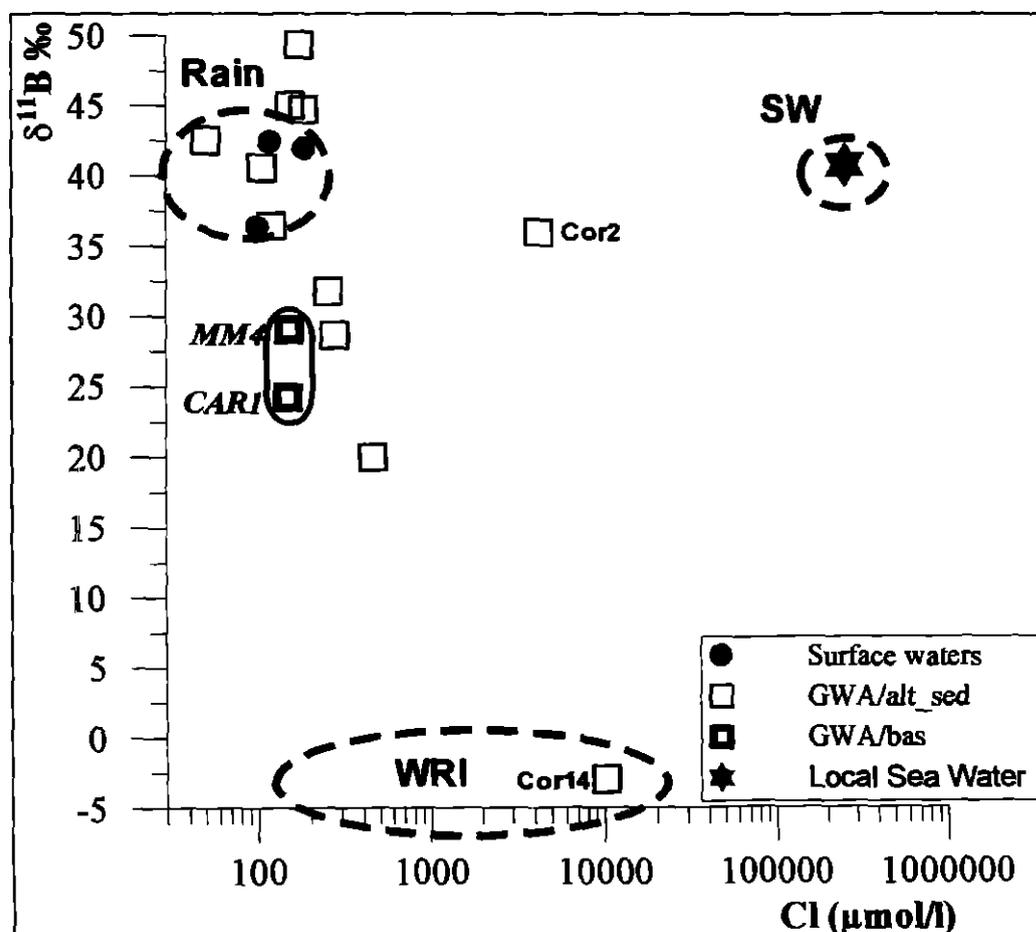


Figure 31 : Relation entre $\delta^{11}\text{B}$ et Cl dans les eaux de surface et souterraines de la Guyane française.

Dans la Figure 31, la plupart des points se situent sur une droite entre les pôles pluie et interaction eau-roche. Les échantillons MM4 et CARI, qui proviennent de forages profonds du socle de l'île de Cayenne (Lachassagne et al., 1996a), représentent des eaux avec un temps de contact eau-roche relativement long. Ces deux échantillons présentent des teneurs en Cl aux environs de 150 $\mu\text{mol/l}$ avec des $\delta^{11}\text{B}$ entre 24 et 29 ‰. De telles valeurs pourraient être expliquées par une taille de réservoir souterrain plus important avec une meilleure conductivité hydraulique par rapport à Cor 14. Cependant, les faibles teneurs en bore suggèrent un apport faible par l'altération des roches ce qui peut expliquer les rapport isotopiques $\delta^{11}\text{B}$ enrichis par rapport aux signatures $\delta^{11}\text{B}$ classiques dans les eaux souterraines en milieu silicaté (Barth, 2000; Casanova et al., 2001).

L'échantillon Cor 2 est riche en Cl (4240 $\mu\text{mol/l}$) et se situe sur la droite de dilution de l'eau de mer dans un diagramme Na-Cl. D'après la Figure 31, cet échantillon peut être influencé par les 3 pôles définis précédemment. Cependant, une contribution directe de l'eau de mer actuelle est peu probable du fait de l'éloignement de ce forage par rapport à la mer puisqu'il se trouve plus à l'intérieur des terres par rapport à Cor14. Une telle

teneur en Cl ne peut pas s'expliquer par un phénomène de concentration par évaporation puisque la relation $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ ne met pas en évidence de processus d'évaporation. Cet échantillon d'eau souterraine pourrait représenter un stockage d'une eau de mer holocène dans les sables (Robelin et Farjanel, 1997). COR 2 présente des teneurs en Ca et HCO_3 faibles mais supérieures au pôle eau de mer pure. Cette augmentation du Ca et des bicarbonates traduit une interaction eau-roche mais son influence est moins marquée sur la signature isotopique en bore que pour l'échantillon COR 14.

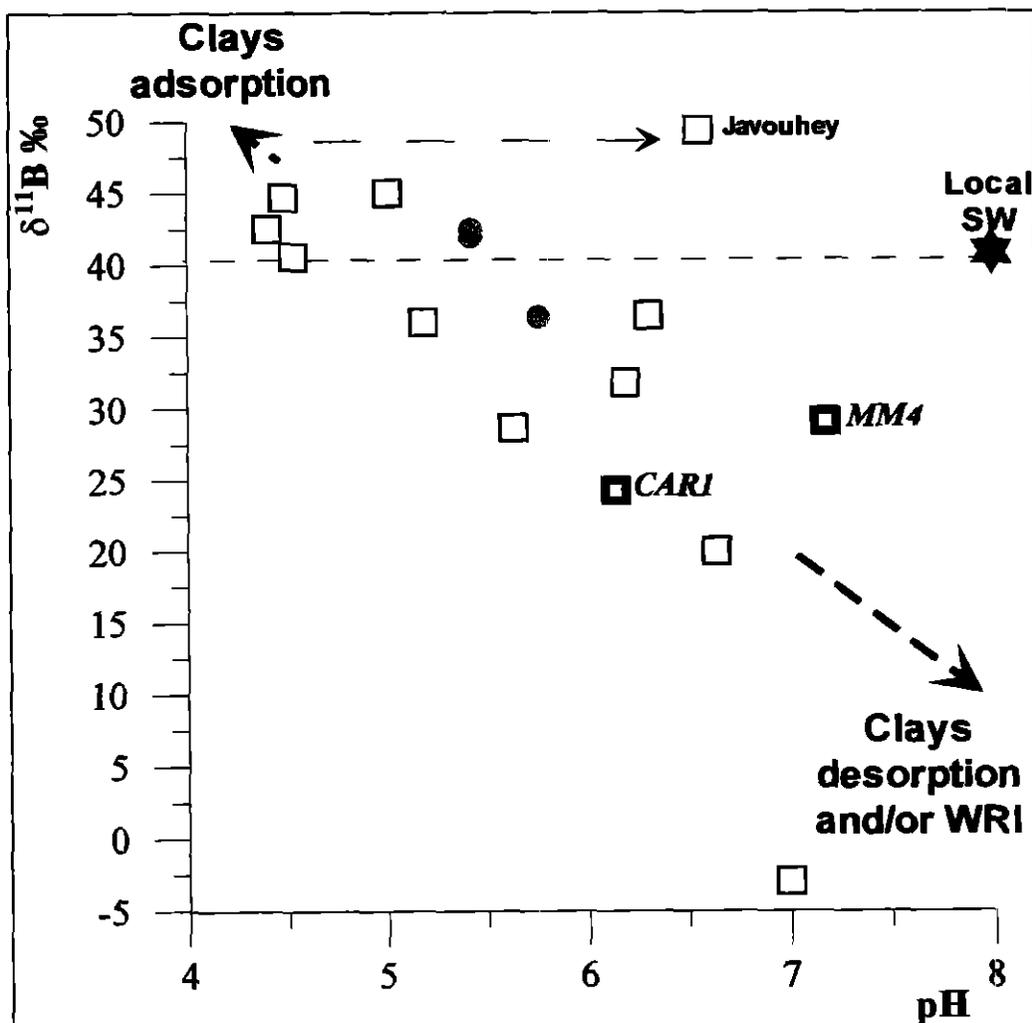


Figure 32 : Variation du $\delta^{11}\text{B}$ en fonction du pH dans les eaux souterraines et de surface en Guyane.

L'effet du pH sur le fractionnement isotopique du bore a été mis en évidence par Palmer et al. (1987), il est lié à l'adsorption préférentielle du $\text{B}(\text{OH})_4^-$ sur les minéraux argileux. Comme le $\text{B}(\text{OH})_4^-$, qui contient préférentiellement du ^{10}B , devient l'espèce dominante à pH élevé, il est adsorbé sur les minéraux argileux, ce qui induit une augmentation du $\delta^{11}\text{B}$ dans l'eau résiduelle. De plus, Bullen et Kendall (1998) ont montré que "le contrôle principal du $\delta^{11}\text{B}$ des eaux de bassin versant est certainement lié à l'efficacité de la sorption des ions borate en fonction du pH et de la chimie". De plus, l'étude récente de Xiao et Wang (2001) a montré que le même phénomène (c'est à dire une augmentation

du $\delta^{11}\text{B}$) pour des mesures expérimentales de fractionnement isotopique du bore entre des eaux salées et des sédiments en fonction du pH. Cependant, d'après la bibliographie pour des études en milieu naturel, les variations de pH sont souvent trop faibles (une à deux unités pH au maximum) pour mettre en évidence une relation $\delta^{11}\text{B}$ - pH (Barth, 2000; Casanova et al., 2001).

La grande gamme de pH rencontrée dans les eaux des aquifères côtiers de Guyane (entre 4.18 et 7.64), liée aux différentes lithologies drainées et aux pluies acides (pH jusqu'à 3.91) (Négre et al., 1997), permet de mettre en évidence une relation négative bien définie entre $\delta^{11}\text{B}$ et le pH (Figure 32).

Les signatures en $\delta^{11}\text{B}$, supérieures à celle de l'eau de mer de Cayenne, associées à des pH faibles peuvent correspondre à une adsorption du bore sur les minéraux argileux (adsorption préférentielle du ^{10}B sous forme de $\text{B}(\text{OH})_4$, Palmer et al., 1987).

Les signatures en $\delta^{11}\text{B}$ inférieures à l'eau de mer avec une augmentation des valeurs du pH peuvent quant à elles correspondre à une désorption de bore depuis les minéraux argileux et/ou à des phénomènes d'interaction eau-roche. Compte tenu de la relation $\delta^{11}\text{B}$ - Cl telle qu'illustrée dans la Figure 31, les variations de $\delta^{11}\text{B}$ semblent être principalement liées à une interaction eau-roche plutôt qu'à une désorption de bore depuis les argiles.

La forte valeur de $\delta^{11}\text{B}$ associée à un pH de 6.56 de l'échantillon de Javouhey peut s'expliquer par le drainage de calcaires coquillés. En effet, les fortes teneurs en Ca et Mg de cet échantillon confirment la dissolution de ces carbonates qui peut induire une augmentation de pH.

4. Impact sur les eaux souterraines

Il ressort des travaux des différentes équipes du programme « Mercure en Guyane » que le sol constitue un lieu de stockage important pour cet élément. Dans les zones de forte contamination comme Dorlin, les teneurs en Mercure restent élevées dans les sols, y compris en deçà de l'horizon superficiel (i.e. jusqu'à 1.5m).

Certaines eaux souterraines des zones de cordons littoraux ou d'altérites montrent des divergences vers des teneurs très faibles en Sr et des rapports isotopiques peu variant (Figure 15) qui ont été rapproché d'une forte composante pluie dans ces eaux comme l'indique la ressemblance avec les points des pluies. Ces eaux, dont certaines sont situées dans les savanes bordant la Sinnamary, sont un enjeu de l'alimentation en eau des populations (Fillion et al., 1995). L'augmentation de la population sur la frange côtière de la Guyane implique une augmentation de la demande et donc doit générer une meilleure connaissance de la ressource. La protection de la ressource est un paramètre important dans l'alimentation des populations.

La mise en évidence de potentialités de pollution en liaison avec des activités d'orpaillage, soit par voie atmosphérique, soit par interconnexion entre les rivières et les nappes, doit inciter à se focaliser plus sur les liens entre ces deux réservoirs afin de permettre une bonne mise en valeur de la ressource en eau dans le département de la Guyane.

Références

- AGGARWAL, J.K., PALMER, M.R., BULLEN, T.D., ARNORSSON, S., and RAGNARSDOTTIR, K.V., 2000. The boron isotope systematics of Icelandic geothermal waters : 1. Meteoric water charged systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64(4): 579-585.
- ALAUX-NEGREL G., BEAUCAIRE, C., MICHARD, G., TOULHOAT, P., OUZOUNIAN, G. 1993. Trace-metal behaviour in natural granitic waters. *J. Contam. Hydrol.*, 13, 309-325.
- ALLEGRE C.J., DUPRE B., NEGREL Ph., GAILLARDET J. 1996. Sr-Nd-Pb isotopes systematics in Amazon and Congo River systems. Constraints about erosion processes. *Chem. Geol.*, 131, 93-112.
- ANDERSSON, P.S., INGRI, J., ÖHLANDER, B., LAND, M., WIDERLUND, A., DAHLQVIST, R., GUSTAFSSON, O., 2000. Weathering, transport and sedimentation of Rare Earth Elements and Nd-isotopes in a Boreal River Basin, Brackish Bay Area. *Journal of Conference Abstracts*, 5(2), 146.
- ANDERTON, D.H.M., PEARCE, J.A., POTTS, P.J. (1980) Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 149-165.
- BANKS, D., HALL, G., REIMANN, C., SIEWERS, U. 1999. Distribution of rare earth elements in crystalline bedrock groundwaters: Oslo and Bergen regions, Norway. *App. Geochem.* 14, 27-39.
- BARTH, S., 1993. Boron isotope variations in nature : a synthesis. *Geol Rundsch*, 82: 640-651.
- BARTH, S.R., 2000. Geochemical and boron, oxygen and hydrogen isotopic constraints on the origin of salinity in groundwaters from the crystalline basement of the Alpine Foreland. *Applied Geochem.*, 15: 937-952.
- BEAUCAIRE, C., CRIAUD, A., MICHARD, G. 1986. Contrôle des concentrations de certains éléments traces (As, Sb, Ge, U, Ra, Ba) dans les eaux du Cézaillier (Massif Central, France). *Chem. Geol.*, 63, 85-99.
- BENEDETTI, M.F., MENARD, O., NOACK, Y., CARVALHO, A., NAHON, D. 1994. Water-rock interactions in tropical catchments: field rates of weathering and biomass impact. *Chem. Geol.* 118: 203-220.
- BERNER-KAY, E., BERNER, R.A. 1987. *The Global Water Cycle. Geochemistry and Environment.* Prentice Hall, 396 p.

BOTTEMLEY, D.J., GREGOIRE, D.C. and RAVEN, K.G., 1994. Saline groundwaters and brines in the Canadian Shield : Geochemical and isotopic evidence fro a residual evaporite brine component. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58(5): 1483-1498.

BRAUN, J.J, POGEL, M., MULLER, J.P., BHONG, P., MICHARD, A., B. GUILLET, B. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 781-795.

BRAUN, J.J., VIERS, J., DUPRE, B., POLVE, M., NDAM, J, MULLER, J.P. 1998. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon: the implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 273-299.

BRGM. 1996. Inventaire minier du département de la Guyane . Bilan des travaux et résultats. Rapport BRGM R38633, 112p.

BULLEN, T.D. and KENDALL,C., 1998. Tracing of weathering reactions and water flow paths: a multi-isotope approach. In: Kendall,C. and McDonnell,J.J. (Eds), *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 611-646.

CASANOVA J., NÉGREL Ph., FRAPE S., KAIJA J. and BLOMQUIST R. 1999a. Multi isotopes geochemistry of the Palmottu hydrosystem (Finland). In *Geochemistry of the Earth's Surface* (Armannsson Ed.), Balkema, Rotterdam. 483-486.

CASANOVA, J., ARANYOSSY, J.F., KLOPPMANN, W., NÉGREL, Ph. 1999b. Une approche multi-isotopique des interactions roche-eau : Traçage O, H, B, Sr des eaux souterraines. Apport de la Géochimie Isotopique dans les Sciences de la Terre, Hammamet, 6-8 Avril 1999, 13-15.

CASANOVA,J., NÉGREL,Ph., KLOPPMAN,W., and ARANYOSSY,J.-F., 2001. Origin of deep saline groundwaters in the Vienne granitic rocks (France); constraints inferred from boron and strontium isotopes. *Geofluids*, 1, 91-102.

CULLERS, R.L., GRAF, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust : intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis. In : P Henderson (Editor), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp 275-308.

DE BAAR, H.J.W., BACON, M.P., BREWER, P.G. and BRULAND, K.W. (1985) Rare earth elements in the Atlantic and Pacific Oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1943-1959.

DELOR, C., EGAL, E., LAHONDERE, D., MARTEAU, P. 2000. Carte géologique de la Guyane, 1/500000, 2ed. en préparation.

DE PAOLO D.J. and WASSERBURG G.J. 1976. Interferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geoph. Res. Lett.*, 3: 743-746.

DUPRE, B., GAILLARDET, J., ROUSSEAU, D., ALLEGRE, C.J. 1996. Major and trace elements of river borne material : the Congo basin. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 60, 1301-1321.

ELDERFIELD, H., UPSTILL-GODDARD, R., SHOLKOVITZ, E.R. 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 54, p. 971-991.

EDMOND, J.M., PALMER, M.R., MEASURES, C.I., GRANT, B., STALLARD, R.F. 1995. The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana shield in Venezuela. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59: 16: 3301-3325.

EGAL, E., MILESI, J.P., LEDRU, P., CAUTRU, J.P., FREYSSINET, P., THIEBLEMONT, D., VERNHET, Y. 1994. Ressources minérales et évolution lithostructurale de la Guyane. Carte thématique minière à 1/100000, Feuille Cayenne. Rapport BRGM, R38019, 59p.

FARAH, S. 1994.- Bilan de l'érosion chimique et mécanique dans un bassin forestier en milieu tropical humide. Prospect aurifère de Yaou, Guyane française.- Rapp. BRGM R37993, 153p.

FAURE, G. 1988. *Principles of Isotope Geology*. J. Wiley & Sons, 589 pp.

FEE, J.A., GAUDETTE, H.E., LYONS, W.B. and LONG, D.T. (1992) Rare earth element distribution in the Lake Tyrrel groundwaters, Victoria, Australia. *Chem. Geol.*, 96, 67-93.

FREYSSINET, P., FARAH, A.S., 2000. Geochemical mass balance and weathering rates of ultramafic schists in Amazonia. *Chem. Geol.*, 170, 133-151.

GARRELS, R.M., MACKENZIE, F.T. 1967. Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In W. Stumm (ed.) *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems*. *Advances in Geochemistry Series*, 67: 222-242.

GAILLARDET, J., DUPRE, B., ALLEGRE, C.J., NÉGREL, PH. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon river basin. *Chem. Geol.* 142: 141-173.

GIBBS, A.K., BARRON, C.N. 1993. *The Geology of the Guayana Shield*. Oxford Monog. Geol. Geophys. No. 22.

GOLDSTEIN, S.J. and JACOBSEN, S.B. 1987. The Nd and Sr Isotopic systematics of river-water dissolved material: implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chem. Geol.*, 66, 245-272.

GRIMALDI, C. 1988.- Origine de la composition chimique des eaux superficielles en milieu tropical humide : Exemple de deux petits bassins versants sous forêt en Guyane Française.- *Sci. Géol. Bull.*, 41, n°3-4, 247-262.

GRUAU, G., MARTIN, H., LEVEQUE, B., CAPDEVILLA, R., MAROT, A. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precamb. Res.* 30, 63-80.

HODELL, D.A., MEAD, G. A., MUELLER, P.A. 1990. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implication for chemical rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 80, 291-307.

HIERONIMUS, B., GODOT, J.M., BOULEGUE, J., BARIAC, T., NÉGREL, Ph., DUPRÉ, B. 1995. Chimie du fleuve Tocantins et de rivières cotières de l'est du Para (Bresil): Colloques et Séminaires de l'ORSTOM, Grands Bassins Fluviaux: 357-374.

IAEA 1981. Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. *Gat, J.R and Gonfanti, R (eds.) Technical Report Series 210; 339 p.*

INGRI, J., WIDERLUND, A., LAND, M., GUSTAFSSON, O., ANDERSSON, P., OHLANDER, B. 2000. Temporal variations in the fractionation of the Rare Earth Elements in a boreal river; the role of colloidal particles. *Chem. Geol.* 166, 23-45.

JOHANNESSON, K.H., LYONS, W.B., FEE, J.A., GAUDETTE, H.E., McARTHUR, J.M. 1994. Geochemical processes affecting the acidic groundwaters of Lake Gilmore, Yilgarn Block, Western Australia : a preliminary study using neodymium, samarium and dysprosium. *J. Hydrol.*, 154, 271-289.

JOHANNESSON, K., ZHOU, X. 1999. Origin of middle rare earth enrichments in acid waters from a Canadian high arctic lake. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 153-166.

KLOPPMANN, W., NÉGREL, Ph., CASANOVA, J. 1999a. A combined isotopic tool for water-rock interaction studies : B, Sr, O, H isotopes in groundwater. *International Symposium on Isotope Techniques in Water Resources Development and Management, Vienne, Autriche, 10-14 mai 1999, IAEA-SM-361/38, 84-86.*

KLOPPMANN, W., NÉGREL, Ph., CASANOVA, J., GUERROT, C., KLINGE, H. 1999b. Boron and Strontium isotopes in saline groundwaters in the North German Basin (Gorleben diapir). *European Union of Geosciences Strasbourg, 1999, J. of Conference Abstracts, vol 4, n°1, p 584.*

KRIMISSA, M. 1995. Application des méthodes isotopiques à l'étude des eaux thermales en milieu granitique (Pyrénées, France). *Ph.D. Thesis, Paris XI, 248p.*

LACHASSAGNE, P, LAPORTE, P., POINTET, Th. 1995. Recherche d'eau souterraine au sein du socle fracturé en Guyane : Ile de Cayenne. *Rapport BRGM R38284 DR/HYT 95, 45p.*

LACHASSAGNE, P., RAMPNOUX, N., DEROIN, J.P., DUTARTRE, Ph., LAPORTE, P., MERCIER, F. 1996a. Compréhension de l'hydrogéologie du socle fracturé. Mise au point de méthodologies de prospection : Ile de Cayenne (Guyane). Rapport BRGM R38761 DR/HGT 96, 67p.

LACHASSAGNE, P., CASTAING, C., DEROIN, J.P., DUTARTRE, Ph., GIRAUD, F., GIRAULT, F., LAPORTE, P., MERCIER, F., NÉGREL, Ph., RAMPNOUX, N. 1996b. Compréhension de l'hydrogéologie du socle fracturé, mise au point de méthodes de prospection : villages des fleuves de Guyane. Rapport BRGM R38760 DR/HGT 96, 41p.

LOUVAT, P., 1997. Etude géochimique de l'érosion fluviale d'îles volcaniques à l'aide des bilans d'éléments majeurs et traces. PhD Thesis, Univ. Paris VII/IPGP. 322p.

LOUVAT, P., ALLÈGRE, C.J. 1997. Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry: basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61: 3645-3669.

MARTIN, C.E., McCULLOCH, M.T. 1999. Nd-Sr isotopic and trace element geochemistry of river sediments and soils in a fertilized catchment, New South Wales, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 287-305.

MARTINELLI, L.A., VICTORIA, R.L., STRENBURG, L.S.L., RIBEIRO, A., MOREIRA, M.Z. 1996. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon Basin. *J. of Hydrol.* 183: 191-204.

MATHER, J.D. and PORTEOUS, N.C., 2001. The geochemistry of boron and its isotopes in groundwaters from marine and non-marine sandstone aquifers. *Applied Geochem.*, 16: 821-834.

MEYBECK, M., 1983. Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances. Hamburg Symposium. Hamburg. IAHS publ. 141, 173-192.

MEYBECK, M., 1986. Composition chimique des ruisseaux non pollués en France. *Sci. Géol. Bull.* 39, 1: 3-77.

MICHARD, A., ALBAREDE, F. 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chem. Geol.*, 55, 51-60.

MICHARD, A., BEAUCAIRE, C. and MICHARD, G. 1987. Uranium and REE in CO₂ rich-waters from Vals les Bains (France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, p. 901-909.

MILÉSI, J.P., EGAL, E., LEDRU, P., VERNHET, Y., THIEBLEMONT, D., COCHERIE, A., TEGYEY, M., MARTEL-JANTIN, B., LAGNY, P. 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane française dans leur cadre géodynamique. *Chronique de la Recherche Minière* 518: 5-58.

NÉGREL, Ph, ALLÈGRE, C.J., DUPRÉ, B., LEWIN, E. 1993. Erosion sources determined from inversion of major, trace element ratios and strontium isotopic ratio in riverwater: the Congo Basin case. *Earth, Planet. Sci. Lett.* 120: 59-76.

NÉGREL Ph., DUPRÉ B. 1995. Temporal variations of strontium isotopic ratios of the Oubangui river basin: implications for the sources of material. *Colloques et Séminaires de l'ORSTOM, Grands Bassins Fluviaux*: 181-198.

NÉGREL, Ph. 1996. Caractérisation chimique et isotopique des pluies de Guyanne. *Rapport BRGM R 38902*, 53p.

NÉGREL, Ph., DESCHAMPS, P. 1996. Natural and anthropogenic budgets of a small watershed in the Massif Central (France): chemical and strontium isotopic characterization in water and sediments. *Aquatic Geochemistry*, 2: 1-27.

NÉGREL, PH., LACHASSAGNE, P., LAPORTE, p. 1997. Caractérisation chimique et isotopique des pluies de Cayenne (Guyane Française). *C.R. Académie des Sciences* 324: 379-386.

NÉGREL, Ph., 1999. Geochemical study of a granitic area - the Margeride mountains, France: chemical element behaviour and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ constraints. *Aquatic Geochemistry* 5: 125-165.

NÉGREL, Ph., CASANOVA, J., KLOPPMANN, W., ARANYOSSY, J.F. 1999. Origin of deep saline groundwaters in the Vienne granitoids (France); constraints inferred from strontium and boron isotopes. *European Union of Geosciences Strasbourg, 1999, J. of Conference Abstracts*, vol 4, n°1, p 520.

NÉGREL, Ph., GUERROT, C., COCHERIE, A., AZAROUAL, M., BRACH, M., FOUILLAC, C. 2000. Rare Earth Elements, neodymium and strontium isotopic systematics in mineral waters: evidence from the Massif Central, France. *Applied Geochemistry*, 15, 1345-1367.

NÉGREL, Ph., LACHASSAGNE, P. 2000. Geochemistry of the Maroni River (French Guyana) during low water stage: Implications for water rock interaction and groundwater characteristics. *Journal of Hydrology*, 237, 212-233.

PALMER, M.R., SPIVACK, A.J., and Edmond, J.M., 1987. Temperature and pH controls over isotopic fractionation during adsorption of boron on marine clay. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 2319-2323.

NÉGREL, Ph., CASANOVA, J., ARANYOSSY, J.F. 2000. Strontium isotope systematics used to decipher the origin of groundwaters sampled from granitoids: the Vienne case (France). *Chemical Geology*, soumis.

- NÉGREL, Ph., CASANOVA, J., BLOMQUIST, R. Nd isotope variation in groundwater and mixing phenomena from Palmottu (Finland). *Water Research*, 35, (6), 1617-1623.
- PALMER, M.R., N.C. STURCHIO. 1990. The boron isotope systematics of the Yellowstone National Park (Wyoming) hydrothermal system : a reconnaissance. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54 2811-1815.
- PIEPGRAS, D.J., WASSERBURG, G.J. 1987. Rare earth element transport in the Western North Atlantic inferred from Nd isotopic observations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1257-1271.
- PROBST, J.L., MORTATTI, J., TARDY, Y. 1994. Carbon river fluxes and weathering CO₂ consumption in the Congo and Amazon river basins. *App. Geochem.* 9: 1-13.
- ROBELIN, C., FARJANEL, G. 1997. Evolution géologique et sédimentologique du littoral guyanais. Rapport BRGM R39883, 179p.
- SARIN, M.M., KRISHNASWAMI, S., DILLI, K., SOMAYAJULU, B.L., MOORE, W.S. 1989. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 997-1009.
- SPIVACK, A.J., 1986. Boron isotope geochemistry. Ph. dissertation, MIT/WHOI, Joint Program in Oceanography.
- SVERJENSKY, D.A. 1984. Europium redox equilibria in aqueous solutions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 70-78.
- TARDY, Y., MORTATTI, J., VICTORIA, R., MARTINELLI, L., RIBEIRO, A., CERRI, L., PICCOLO, M., LEITE DE MORAES, J., PROBST, J.L., ANDREUX, F., VOLKOFF, B. 1993. Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon: 2. Geochemical cycles. *Chem. Geol.* 107: 411-414.
- TAYLOR, S.R. and MAC LENNAN, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell scientific publications, 312 p.
- TRICCA, A., 1997. Transport mechanisms of trace elements in surface and groundwater: Sr, Nd, U and Rare Earth Elements evidence. PhD Thesis, University of Strasbourg, 234 p.
- TRICCA, A., STILLE, P., STEINMANN, M., KIEFEL, B., SAMUEL, J., EIKENBERG, J. 1999. Rare earth elements and Sr and Nd isotopic compositions of dissolved and suspended loads from small river systems in the Vosges mountains (France), the river Rhine and groundwater, *Chem. Geol.* 160, 139-158.

VENGOSH, A., 1992. Boron isotope variations during brine evolution and water-rock interactions. In: Kharaka & Maest (Eds), *Water-Rock Interaction*. Balkema, Rotterdam, pp. 693-696.

WOLERY, T. J. 1992. EQ3NR, A computer program for geochemical aqueous speciation- solubility calculations : theoretical manual, user's guide and related documentation (Version 7.0). UCRL-MA-110662-PT-I, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California, pp. 246.

XIAO, Y. and WANG, L., 2001. The effect of pH and temperature on the isotopic fractionations of boron between saline brine and sediments. *Chem. Geol.*, 171: 253-261.