

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE**

**PAR
ABDELMOUNEM BENLAHCEN**

**MODÉLISATION DE SAUMURES CARBONATÉES PAR
LE TRAITEMENT MULTIVARIABLE EN HYDROGÉOCHIMIE
À LA MINE NIOBEC DE SAINT-HONORÉ (QUÉBEC)**

Septembre 1996



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Cette étude est réalisée sur les eaux souterraines de la mine Niobec (St-Honoré, Québec), située dans un complexe carbonatitique de la province structurale de Grenville, partie intégrante du Bouclier Canadien. Elle consiste en une modélisation géochimique par l'analyse de correspondance.

Le modèle géochimique, établi à l'aide des programmes PHREEQE et PHRQPITZ, suggère deux types principaux d'eaux souterraines dans le contexte de la mine. Le premier représente les eaux à faible concentration ($TSD < 10 \text{ g/L}$) correspondant aux eaux saumâtres. Il reflète en grande partie la géologie de la mine. La force ionique n'y dépasse pas 0,2. Ces eaux sont sous-saturées aussi bien en calcite qu'en dolomite favorisant leur enrichissement en calcium, bicarbonate et en magnésium. Ce dernier ne montre pas une distribution régulière à cause de l'effet des minéraux secondaires présents dans les fractures, tels que la chlorite. Le sulfate est aussi abondant dans ces eaux. Il est le résultat de l'oxydation des sulfures présents dans la carbonatite (pyrite et pyrrhotite) dans un environnement physico-chimique superficiel. Le strontium précipite avec le sulfate en célestite, rendant ces eaux sursaturées en ce minéral, ce qui explique sa faible concentration. Le sodium, après le chlore, est l'ion majeur le plus abondant.

Le deuxième type d'eau correspond aux eaux salines et saumures ($TSD > 10 \text{ g/L}$). Les forces ioniques sont de 0,2 à 2,6 et de 2,6 à 5,2 respectivement. Ce type d'eau est caractérisé par une augmentation de la concentration de Na, Cl, Ca, Sr et K avec la profondeur. Le bicarbonate est moins présent à cause des eaux acides, témoignant de l'important phénomène de dégazage. Le magnésium est moins abondant à cause des conditions plus élevées de la température ne facilitant pas la dissolution de la dolomite. Par contre, ces conditions sont favorables pour la libération du K, provenant des micas et des feldspaths. Le sulfate disparaît sous l'effet du changement du comportement de son coefficient d'activité aux conditions des eaux salines. Il précipite en minéraux secondaires, tels que le gypse.

L'utilisation de l'analyse de correspondance, en parallèle avec les observations des résultats hydrogéochimiques préliminaires, a permis de confirmer le résultat du modèle géochimique. Trois groupes d'eaux souterraines ont été signalés, à savoir les eaux saumâtres diluées ($TSD < 5 \text{ g/L}$) correspondant aux circulations d'eaux superficielles, les eaux saumâtres à salines ($TSD = 5-13 \text{ g/L}$) représentant la zone saturée et enfin les eaux plus salines et les saumures profondes ($TSD > 13 \text{ g/L}$).

La surface du cône de rabattement est localisée à des profondeurs de 300 mètres au voisinage du puits et monte jusqu'à 140 mètres de profondeur à l'ouest de ce dernier.

Par contre, l'interface d'eau saline est abaissée au voisinage du puits sous l'effet du drainage minier, alors qu'elle prend sa forme normale à l'ouest en passant par des profondeurs de 300 mètres.

Enfin, la saumure originelle profonde à la mine semble avoir des concentrations plus élevées que 172 g/L enregistrées à 430 mètres de profondeur. La saumure à la mine est une solution sursalée en Ca-Na-Cl. Elle est aussi riche en ions K et Sr. L'hypothèse d'une origine autochtone de la saumure est favorisée, notamment si on considère les interactions intenses qui ont eu lieu avec l'encaissant.

REMERCIEMENTS

Un tel projet résulte de la contribution de plusieurs personnes, qui y sont impliquées à divers titres. Je tiens à leur témoigner toute ma reconnaissance.

Tout d'abord, je voudrais remercier Messieurs Jacques Carignan, Alain Rouleau et Denis W. Roy, professeurs au département des sciences appliquées de l'Université du Québec à Chicoutimi, dont le premier a agi comme directeur de recherche et dont les derniers ont agi comme membres de comité de recherche. Leur disponibilité, leur support et leurs conseils tout au long de cette démarche ont largement favorisé la réalisation de ce projet.

Je tiens ensuite à remercier Monsieur Richard Lechasseur, technicien du laboratoire de chimie analytique, de m'avoir initié aux techniques d'échantillonnage à la mine Niobec et pour son aide à la réalisation des analyses chimiques.

Par ailleurs, je tiens à remercier aussi Messieurs Denis Villeneuve, géologue de Niobec, et Jacques Mallette, technicien de Niobec, pour le temps qu'il nous ont consacré, soit à l'organisation de nos campagnes d'échantillonnage à la mine, soit à la recherche de documents des archives de Niobec.

Enfin, je remercie mes parents, Thami et Amina, mes frères, Mohamed et Khalil, mes soeurs, Faraj et Aouatif et ma conjointe, Sara, car c'est grâce à leur soutien et leurs encouragements que j'ai puachever ce projet.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
Liste des annexes	vii
Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xii
1. INTRODUCTION	1
2. GÉOLOGIE ET HYDROLOGIE RÉGIONALE ET LOCALE	4
2.1 Géologie régionale	4
2.2 Géologie du site de la mine Niobec	8
2.3 Fracturation	11
2.4 Hydrologie	14
2.5 Contribution envisagée de cette étude à la géochimie	17
2.5.1 Études antérieures	17
2.5.2 Contribution envisagée à la géochimie	18
3. MÉTHODOLOGIE D'ACQUISITION DES DONNÉES	21
3.1 Échantillonnage sur le terrain	22
3.2 Paramètres mesurés <i>in-situ</i>	24
3.3 Analyses au laboratoire	27

3.3.1 Les cations	27
3.3.2 Les anions	27
3.4 Contrôle de la qualité des données	28
3.5 Résultats hydrogéologiques préliminaires	31
4. MODÉLISATION GÉOCHIMIQUE	34
4.1 Méthode de calcul	35
4.1.1 Force ionique	36
4.1.2 Coefficient d'activité	37
4.1.3 Distribution des espèces et indice de saturation des phases aqueuses	40
4.2 Résultats géochimiques	40
4.2.1 Les corrélations du chlore et les réactions minérales	41
4.2.2 Le sodium	42
4.2.3 Le calcium	47
4.2.4 Le sulfate et le strontium	52
4.2.5 Le magnésium	55
4.2.6 Le potassium	57
4.3 Limitations de la modélisation géochimique	59
4.3.1 Analyses chimiques	60
4.3.2 Paramètres thermodynamiques	62
5. UTILISATION DE L'ANALYSE DE CORRESPONDANCE	63
5.1 Principe de la méthode	64
5.2 Résultats de l'analyse de correspondance	69

5.3 Discussion des résultats de l'analyse	72
5.4 Conclusions statistiques	82
6. INTERPRÉTATION HYDROGÉOLOGIQUE	84
6.1 Eaux souterraines météoriques	85
6.2 Eaux souterraines salines	88
6.3 Saumure profonde	91
6.4 Surface du cône de rabattement	92
6.5 Interface d'eau saline	94
6.6 Origine de la saumure profonde	95
7. CONCLUSION	98
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	103

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Description du matériel de spectrophotométrie d'absorption atomique (PERKIN-ELMER 603).	111
Annexe 2 : Résultats des mesures sur le terrain.	112
Annexe 3 : Résultats d'analyses chimiques.	113

Annexe 4 : Résultats des calculs de la molalité totale des éléments.	115
Annexe 5 : Force ionique et distribution des espèces.	117
Annexe 6 : Tableau des résultats d'indice de saturation des phases importantes.	123
Annexe 7 : Équation de Pitzer.	124
Annexe 8 : Histogrammes de fréquence des variables physico-chimiques.	126
Annexe 9 : Figures des contributions des Facteurs 3 et 4 issus de l'analyse de correspondance	128
Annexe 10 : Plans de la mine Niobec.	129

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Géologie régionale du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Tirée de Higgins et Van Breemen, 1992).	5
Figure 2: Vue en plan du complexe alcalin de St-Honoré (D'après Thivierge et al., 1983).	10
Figure 3: Diagramme équiaire contourné des pôles de fractures dans les niveaux 700 et 1000 (Tremblay, 1993).	13
Figure 4: Réseau hydrographique du secteur de la mine Niobec (Tremblay, 1993).	15
Figure 5: Effet du pompage de la mine Niobec sur l'hydrogéologie de la carbonatite de Saint-Honoré (Martin, 1993).	16

Figure 6 : Répartition spatiale des 53 échantillons projetés sur une section Ouest-Est.	23
Figure 7: Histogramme du bilan de charges électriques des 53 échantillons analysés.	30
Figure 8: Histogramme du bilan de charges électriques des échantillons de Martin (1993).	30
Figure 9 : Relation entre la concentration en TSD et la profondeur.	32
Figure 10 : Relation entre la concentration en TSD et la direction Ouest-Est.	32
Figure 11 : Schéma idéalisé de la montée d'intrusion saline à la mine Niobec.	33
Figure 12 : Comparaison des valeurs du coefficient d'activité de Na_2SO_4 calculées avec ou sans la correction de l'appareillement d'ions (Whitfield, 1979).	38
Figure 13 : Comparaison des coefficients d'activité pour le CaCl_2 des données expérimentales avec ceux calculées par les trois méthodes théoriques (Whitfield, 1979).	38
Figure 14 : Relation entre la concentration de Na et celle de Cl.	43
Figure 15 : Relation entre I.S. de la halite et la concentration de Cl (I.S. = indice de saturation).	44
Figure 16 : Relation entre la concentration de Na (échelle logarithmique) et celle de Cl.	44
Figure 17 : Relation entre la concentration de Ca et celle de Cl.	48
Figure 18 : Relation entre l'indice de saturation de la calcite et la concentration de Cl.	48
Figure 19 : Relation entre le pH et la concentration de Cl.	49

Figure 20 : Relation entre l'alcalinité et la concentration de Cl.	49
Figure 21 : Distribution à l'équilibre des espèces dissoutes $\text{CO}_2/\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$ en fonction du pH ($\text{pCO}_2 = 0.1 \text{ atm. à } 25^\circ\text{C}$) (Andrews et Wilson, 1987).	51
Figure 22 : Teneur en CO_2 de la phase gazeuse pour un dégazage des eaux souterraines à différentes concentrations en HCO_3^- à 1 bar et 40°C . (Andrews et Wilson, 1987).	51
Figure 23 : Relation entre la concentration de Sr et celle de Cl.	52
Figure 24 : Relation entre la concentration de SO_4 et celle de Cl.	54
Figure 25 : Relation entre l'indice de saturation de la célestite et la concentration de Cl.	54
Figure 26 : Relation entre la concentration de Mg et celle de Cl.	56
Figure 27 : Relation entre l'indice de saturation de la dolomite et la concentration de Cl.	56
Figure 28 : Relation entre la concentration de K et celle de Cl.	58
Figure 29 : Représentation des échantillons dans l'espace des variables (David et al., 1977).	65
Figure 30 : Représentation des variables dans l'espace des échantillons (David et al., 1977).	65
Figure 31 : Nuage des échantillons et facteurs de variation dans l'espace des variables (David et al., 1977).	67
Figure 32 : Projection du nuage des échantillons sur le plan de projection F1 x F2 (David et al., 1977).	67

Figure 33 : Distribution des éléments majeurs sur le diagramme Facteur 1 vs Facteur 2 de l'analyse de correspondance.	74
Figure 34 : Distribution des éléments majeurs et des échantillons sur le diagramme facteur 1 vs Facteur 2 de l'analyse de correspondance.	76
Figure 35 : Distribution des échantillons sur l'agrandissement du diagramme Facteur 1 vs Facteur 2 de l'analyse de correspondance.	77
Figure 36 : Distribution des éléments majeurs, des paramètres physiques et des échantillons sur le diagramme Facteur 1 vs Facteur 2 de l'analyse de correspondance.	81
Figure 37 : Position des 53 échantillons dans le diagramme de stabilité des sulfures en fonction du Eh-pH à 25 °C et 1 atm.	86
Figure 38 : Relation entre l'indice de saturation du gypse et la concentration de Cl.	86
Figure 39 : Relation entre la concentration du calcium et celle du strontium.	90
Figure 40 : Relation entre la température et la concentration en potassium.	90
Figure 41 : Position du cône de rabattement dans le plan O-E des échantillons.	93
Figure 42 : Distribution des échantillons par l'analyse de correspondance avec la ligne de séparation entre les eaux saumâtres et salines.	96
Figure 43 : Position de l'interface d'eau saline dans le plan O-E des échantillons.	96

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 a) : Corrélation des éléments majeurs pour les échantillons dont les TSD < 13 g/L.	46
Tableau 1 b) : Corrélation des éléments majeurs pour les échantillons dont les TSD > 13 g/L.	46
Tableau 2 : Résultat de la contribution des différents facteurs par l'analyse de correspondance.	70
Tableau 3 : Résultat de la contribution des différents facteurs par l'analyse de correspondance avec l'utilisation des paramètres physico-chimiques.	79

INTRODUCTION

Les saumures du Bouclier canadien ont été le sujet de nombreuses recherches pendant ces dernières années. Un survol de ces études est donné dans Fritz et Frape (1987). Étant située dans un contexte de roches platoniques, la région s'avère un site potentiel pour l'enfouissement des déchets radioactifs. Les recherches étudient généralement l'origine des saumures profondes et leurs processus d'interaction avec l'encaissant. Le complexe de Saint-Honoré, appartenant au Bouclier canadien, renferme aussi des saumures dont la qualité chimique est encore très mal connue. De même, les recherches géochimiques accomplies jusqu'à maintenant dans ce complexe n'utilisaient qu'un traitement statistique bivariable, ce qui donnait une faiblesse dans les corrélations entre les différentes variables étudiées dans ces saumures. Martin (1993) a effectué une première étude de ce genre. La saumure du complexe de Saint-Honoré semblerait à première vue avoir une composition semblable à celle des autres saumures du Bouclier canadien. Son étude pourrait apporter de

nouvelles connaissances au niveau du comportement de ces types d'eaux souterraines et de leur origine.

La mine est un environnement approprié pour l'étude du comportement des eaux souterraines et des interactions de celles-ci avec les milieux dans lesquels elles circulent. Cependant, les caractéristiques physico-chimiques naturelles des eaux souterraines s'y trouvent perturbées par l'activité minière, surtout au niveau du régime d'écoulement et de la création d'un cône de rabattement, qui sont fonction de la variation de la pression hydraulique. Un autre problème plus visible et parfois plus néfaste est celui du drainage minier. Cette situation nous confronte à la résolution de deux problématiques, la première concernant la détermination de la géochimie originelle des eaux souterraines à l'intérieur d'un site minier perturbé et la deuxième étant la comparaison avec les autres saumures à l'échelle régionale.

Cette étude est réalisée sur les eaux souterraines de la mine Niobec à Saint-Honoré au Québec, dans la province structurale de Grenville, partie intégrante du Bouclier canadien. L'environnement immédiat de la mine étant un complexe de carbonatite plus ou moins homogène, les interactions eau-roche sont plus facilement identifiables et moins complexes que dans beaucoup d'autres environnements.

Des travaux antérieurs en pétrographie, en minéralogie et en hydrogéologie sont importants pour cette étude, en particulier l'étude hydrogéochimique réalisée par Martin (1993).

La qualité des eaux souterraines sera évaluée. Ainsi, différents types d'eaux seront caractérisés à partir de leurs compositions chimiques et de certains paramètres physico-chimiques qui en découlent. Une caractérisation des éléments essentiellement majeurs devrait permettre de déterminer les facteurs de contrôle minéralogique particuliers responsables de la variation de la composition de l'eau au sein de la carbonatite. Par la suite, la position du cône de rabattement pourra ainsi être précisée. Cette étude mettra aussi en évidence la présence de saumures. Il sera donc intéressant de localiser l'interface de l'eau saline et de poser une hypothèse quant à l'origine possible de ces saumures.

À l'aide des programmes PHREEQE (Parkhurst et al., 1993) et PHRQPITZ (Plummer et al., 1993), un modèle géochimique sera établi. L'utilisation d'une méthode statistique multivariable, l'analyse de correspondance, constituera une première étude appliquée pour l'analyse des saumures. L'analyse de correspondance permettra de synthétiser les caractéristiques globales des différents types d'eau souterraine et leurs interactions.

2

GÉOLOGIE ET HYDROLOGIE RÉGIONALE ET LOCALE

2.1 Géologie régionale

Les roches de la région du Saguenay appartiennent à la province structurale de Grenville (Stockwell, 1964) du Bouclier Canadien. Dimroth et al. (1981) ont divisé ces roches en trois unités litho-structurales bien distinctes: un complexe de gneiss, des masses batholithiques d'anorthosite et de la suite charnockite-mangérite, et des masses plutoniques tardi- à post-cinématiques. On retrouve également des calcaires et des shales ordoviciens (figure 1).

La première unité est formée par un complexe de gneiss qui se divise en trois groupes de roches dont la complexité structurale et pétrogénétique augmente du plus jeune au plus vieux. La présence de trois familles de dykes d'amphibolite (amphibolite I, II et III)

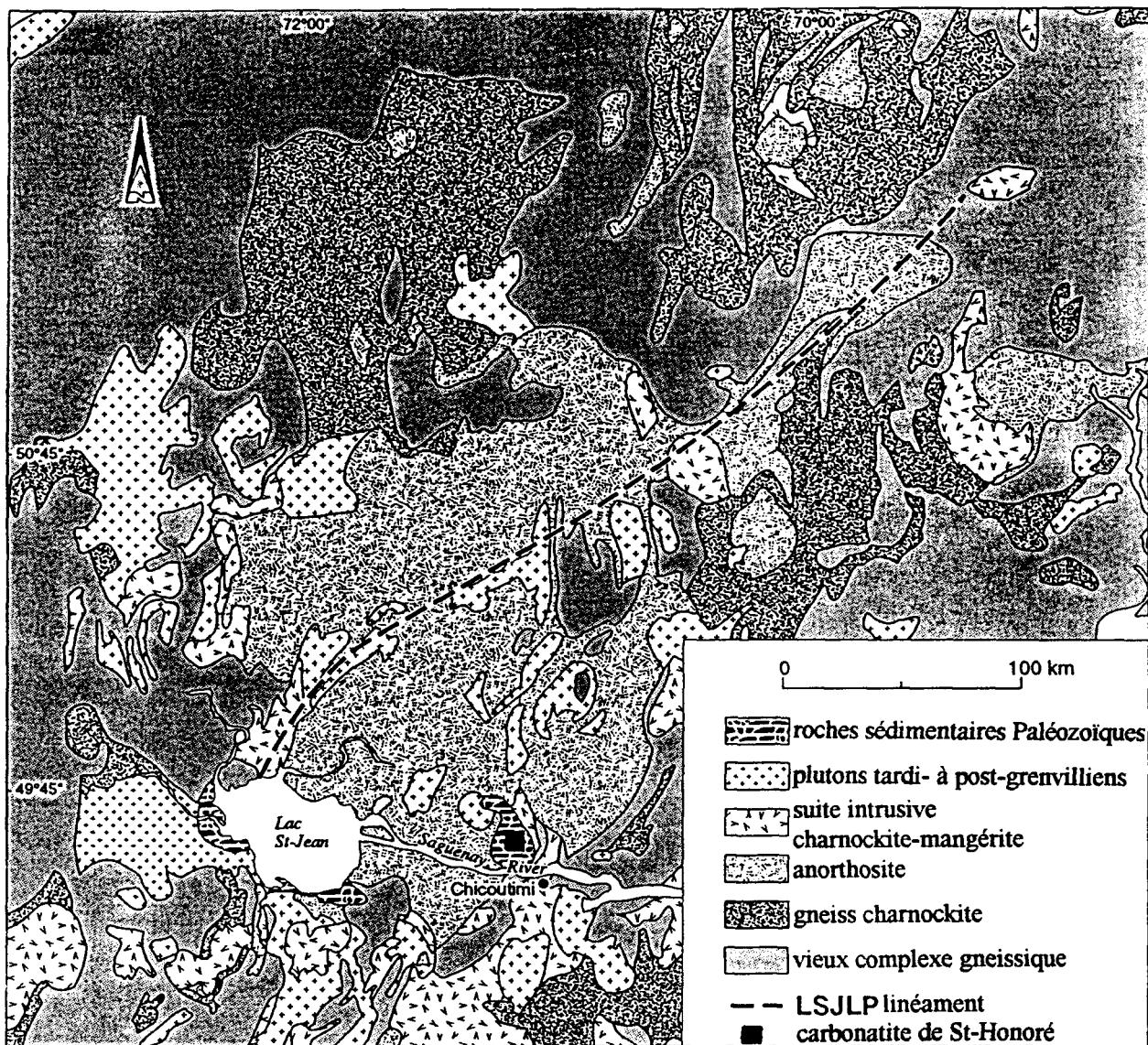


Figure 1: Géologie régionale du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Tirée de Higgins et van Breemen, 1992)

dans ces roches est le résultat d'au moins trois épisodes d'extension de la croûte ayant affecté les roches de cette unité. Toutes les roches du groupe I ont été migmatisées et déformées durant l'orogénie hudsonienne, il y a 1 735 millions d'années, alors que les roches du groupe II peuvent s'être mises en place après cette orogénie ou durant une période anorogénique de magmatisme felsique. Les roches du groupe III sont formées de dykes de composition granitique (granite III) et amphibolitique (amphibolite III). Ces dykes, principalement le granite III, sont généralement parallèles au contact de l'anorthosite.

La deuxième unité est formée par des masses batholitiques d'anorthosite et de la suite charnockite-mangérite. Les analyses U-Pb sur zircon et baddeleyite des parties centre-sud et sud-est du complexe d'anorthosite du Lac-Saint-Jean fournissent un âge de cristallisation ignée de 1157 ± 3 Ma. La cristallisation et la déformation de l'anorthosite sont essentiellement synchrones (Higgins et van Breemen, 1992). Cette histoire, qui traduit une très courte durée de cristallisation et de déformation synchrone, élimine l'hypothèse d'une ascension diapirique lente comme mécanisme de mise en place de l'anorthosite. Les magmas parentaux de l'anorthosite auraient probablement migré rapidement vers le haut, en continuité, dans les zones de cisaillement décrochant subverticales jusqu'à leur niveau actuel (Higgins et van Breemen, 1992).

Dans la partie sud-ouest du complexe d'anorthosite du Lac-Saint-Jean, un âge obtenu de 1142 ± 3 Ma est considéré comme l'âge de cristallisation ignée (Higgins et van Breemen, 1992). Deux petites intrusions de leucogabbro qui se sont mises en place dans le complexe d'anorthosite, il y a 1076 ± 3 Ma, étaient associées à un événement magmatique étendu, analogue à l'événement principal apparu il y a 1157-1142 Ma (Higgins et van Breemen, 1992).

La fin de l'orogénie grenvillienne représente la fin de l'activité felsique et se traduit par l'emplacement de masses plutoniques (granite IV) tardi- à post-cinématiques (Roy et al., 1986). Ces intrusions calco-alcalines forment la troisième unité et sont caractérisées par des relations de recouplement avec les roches encaissantes et par une minéralogie au faciès amphibolite supérieur (Dimroth et al., 1981).

Au début du Paléozoïque, une tectonique d'extension produit le système de rift du St-Laurent. Le graben du Saguenay est une filiale du système de rift du St-Laurent qui a subi plusieurs phases de failles normales et d'intrusions alcalines entre 850 Ma et le post-Ordovicien. Il commence avec une extension de la croûte marquée par une injection très répandue de dykes dans le craton Nord Atlantique (750-560 Ma), suivie par des intrusions alcalines (560-540 Ma) qui correspondent à l'ouverture proprement dite de l'océan Iapetus (Higgins et van Breemen, 1989). Plusieurs réactivations des failles de l'Iapetus, le long de la partie Nord de la vallée du St-Laurent, étaient premièrement déclenchées par l'emplacement

de l'allochtone appalachien pendant l'orogenèse taconique (environ 450 Ma). Davantage de réactivations se sont produites dans les failles après la lithification des sédiments ordoviciens, comme indiqué par les brèches de faille dans les sédiments ordoviciens et les remblais de carbonate associés au quartz.

Dans le graben du Saguenay, les failles, qui sont probablement associées à l'ouverture de l'Iapetus, pourraient être responsables de la topographie inégale au-dessus de laquelle la transgression de l'Ordovicien moyen a déposé plus de 100 m de calcaires et de shales (Harland et al., 1985; Desbiens et Lespérance, 1989). Il n'y avait alors ni "slumping" ni biseaux de sédiments associés aux sédiments des versants du graben (Thivierge et al., 1983). C'est seulement après la lithification des sédiments ordoviciens que les versants du graben ont développé leurs caractéristiques actuelles. Dans la région, on retrouve principalement ces sédiments marins dans le secteur de la municipalité de St-Honoré et au sud du lac St-Jean.

2.2 Géologie du site de la mine Niobec

Saint-Honoré se situe à environ 12 km au Nord de Chicoutimi et la mine Niobec est à 2 km à l'ouest du village. La topographie est plane sur une échelle de plusieurs kilomètres autour de la mine.

Les dépôts meubles de surface, d'origine glaciaire, fluvio-glaciaire ou postglaciaire, recouvrent en discordance 20 à 50 mètres de sédiments ordoviciens (schiste d'Utica, calcaire de Trenton), reposant en discordance sur le complexe de carbonatite partiellement érodé (Lasalle et Tremblay, 1978; Bélanger, 1992).

Le coeur du complexe se compose de carbonatite dolomitique ankéritique grenue, contenant des terres rares, quelques sulfures, de la chlorite ainsi que de la matière organique en trace. Ce coeur réniforme est entouré par un feuillet conique de carbonatite dolomitique foliée à grains plus fins, riche en apatite (15%) et où se trouve le gisement. Les carbonatites extérieures sont calcitiques (Vallée et Dubuc, 1970; Gauthier, 1984), (figure 2).

En ce qui concerne la minéralogie de la zone économique, le coeur de la carbonatite est fortement dolomitisé, contrairement à la périphérie de la carbonatite où la calcite prédomine. A Niobec, l'apatite est fréquente et peut atteindre 15% (Vallée et Dubuc, 1970). La biotite varie de 0 à 15%. On signale fréquemment du pyrochlore, du zircon, de la chlorite, du quartz, de l'hématite, de la pyrite, de la magnésite, de l'ankérite et de la fluorine. Occasionnellement se trouvent de la barytine, du feldspath potassique, de la néphéline, de la pyrhotite, de la chalcopyrite, du sphène, de la sphalérite et de la molybdénite (Fortin-Bélanger, 1977; Gauthier, 1980).

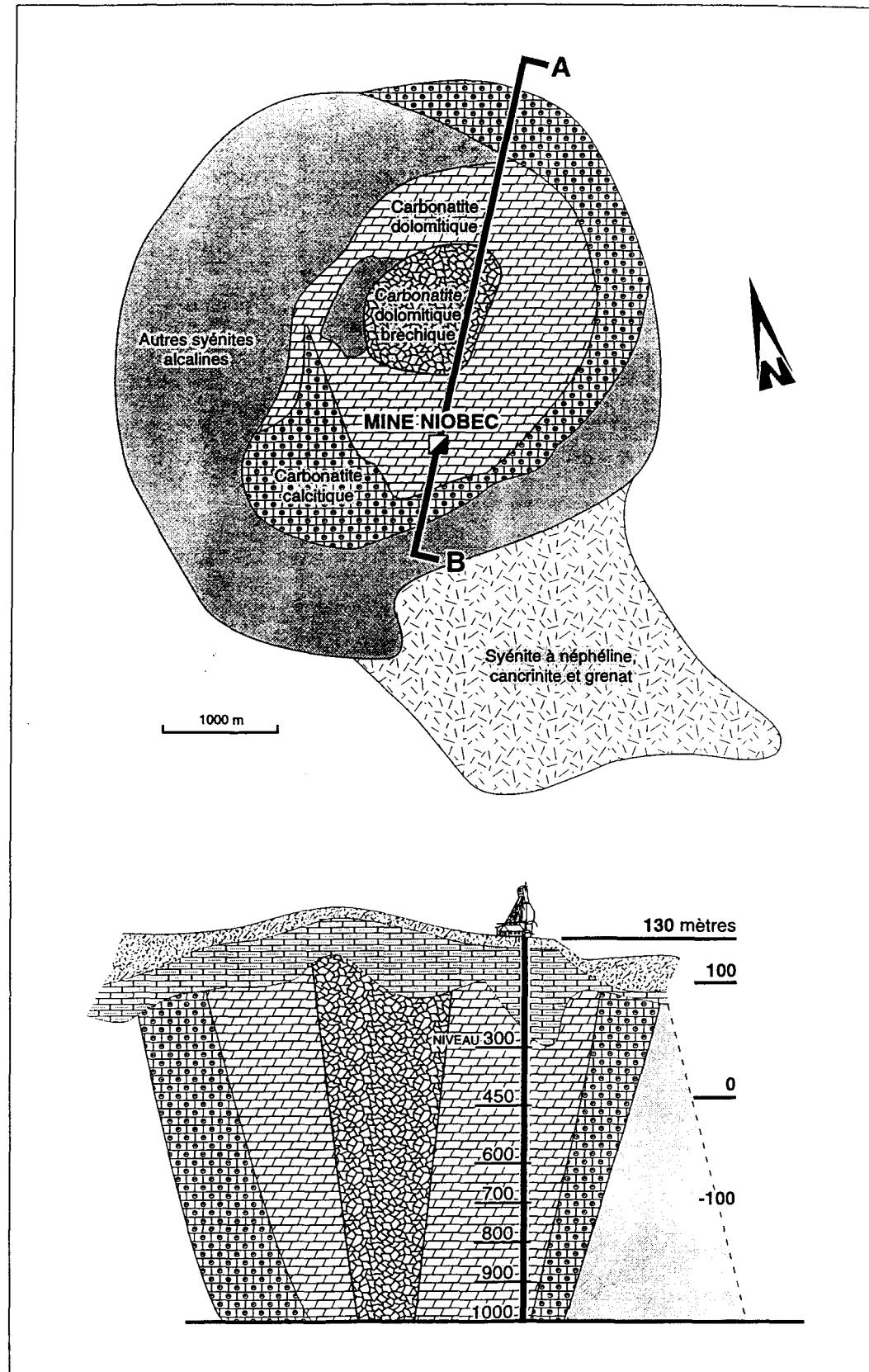


Figure 2: Le complexe alcalin de St-Honoré (adapté de Thivierge et al., 1983).

2.3 Fracturation

La perméabilité de la carbonatite de la mine Niobec est contrôlée principalement par les fractures. L'analyse de la fracturation de ce massif rocheux est présentée en deux volets. Il y a les travaux antérieurs réalisés par Archambault (1978) et Thivierge (1979), et les travaux récents faits par Tremblay (1993).

Les travaux antérieurs ont porté sur près de 2300 fractures relevées dans la partie sud-est des infrastructures actuelles de la mine. A cette époque, seuls les niveaux 300, 450 et 600 étaient minés. Les fractures mesurées dans la mine ont été divisées en deux classes: soit les fractures mineures et les fractures majeures.

Les fractures majeures forment des discontinuités importantes de dimensions décimétrique à hectométrique. La majorité de ces fractures sont subhorizontales à légèrement inclinées vers le sud-est. Les autres fractures majeures (environ 15%) sont subverticales et de directions variées. L'ensemble de ces fractures majeures découpent la roche en plaques subhorizontales dont l'étendue peut atteindre une dizaine de mètres de longueur et quelques mètres d'épaisseur, formant ainsi, des blocs de quelques milliers de mètres cubes.

Les fractures mineures sont d'extension décimétrique. Près de 60% des fractures mineures sont subverticales et de directions variées. Les autres fractures mineures sont subhorizontales à légèrement inclinées vers le sud-est. Les blocs de roches formés par ces fractures varient de 0,04 à 0,1m³.

La figure 3 montre les résultats des travaux récents; 200 fractures mineures et 146 fractures majeures ont été relevées en divers endroits aux niveaux 700 et 1000, soit à la verticale de la zone échantillonnée par Archambault (1978), ainsi que dans certaines galeries se trouvant à proximité des forages F-2 et F-3 (annexes 10D et 10F).

Deux familles de fractures mineures ont été identifiées. La première est subhorizontale, légèrement inclinée vers le sud, avec une attitude moyenne de 096°/35°. La seconde famille est subverticale, avec les orientations de fractures variant de 0° à environ 110°. Pour cette dernière famille, on note une concentration de pôles correspondant à des fractures dont l'attitude moyenne est de 071°/73°. D'autre part, trois familles de fractures majeures ont été identifiées à partir des données provenant des niveaux 700 et 1000 (figure 3). La famille de fractures qui est subhorizontale semble être la plus importante et son attitude moyenne est d'environ 186°/08°. La seconde famille a une attitude moyenne de 070°/51° alors que la troisième famille est subverticale et semble montrer quelques orientations préférentielles notamment l'une est-ouest et l'autre nord-sud.

La majorité des fractures sont remplies par des minéraux secondaires. La chlorite y est la plus présente (Tremblay, 1993). Aussi, on retrouve des quantités moindres en calcite, barytine, biotite, pyrite, hématite, quartz, apatite et de la magnétite.

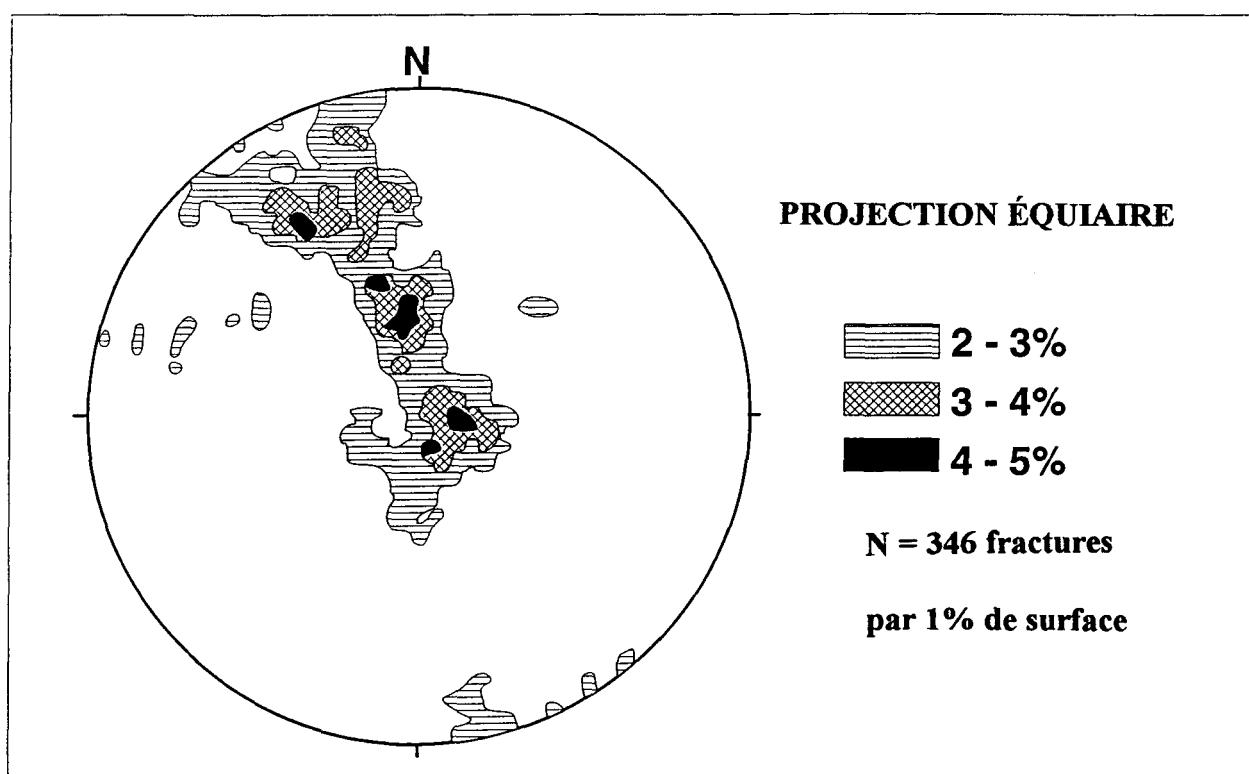


Figure 3 : Diagramme équiaire contourné des pôles de fractures dans les niveaux 700 et 1000 (Tremblay, 1993).

2.4 Hydrologie

La présence des dépôts meubles de surface est marquée par des dépôts de sables deltaïques qui surmontent les argiles. Les sables deltaïques sont discontinus latéralement. Le dépôt d'argile est beaucoup plus continu. Il est percé à certains endroits par des zones d'affleurement. Alors qu'il surmonte souvent des bancs de sables et graviers qui sont d'excellents aquifères surtout alimentés latéralement. La recharge de la nappe profonde se fait donc partiellement par les affleurements qui percent l'argile, partiellement par les sables et graviers sous l'argile et partiellement à travers l'argile.

Le réseau hydrographique montre un drainage annulaire autour du complexe alcalin, avec au centre l'absence de ruisseau. L'absence de cours d'eau au centre suggère l'infiltration d'eau dans le secteur carbonatitique (Tremblay, 1993).

La rivière des Vases est le principal exutoire dans le secteur de la mine et elle prend sa source à la limite des cantons de Simard et de Falardeau (figure 4) pour se terminer dans la rivière Saguenay. Elle coule généralement sur un fond argileux (Bouchard, 1981) et elle a développé un réseau de drainage se rapprochant d'un réseau dendritique. À la hauteur de la mine, les terrains situés à l'ouest du chemin du Columbium sont drainés vers cette rivière. Par ailleurs, le ruisseau Cimon qui est un tributaire de la rivière des Vases est le second cours d'eau en importance. Il prend sa source à l'est de la mine. De nombreuses zones de

marécages sont également présentes dans un rayon de 3 km des infrastructures de la mine (figure 4).

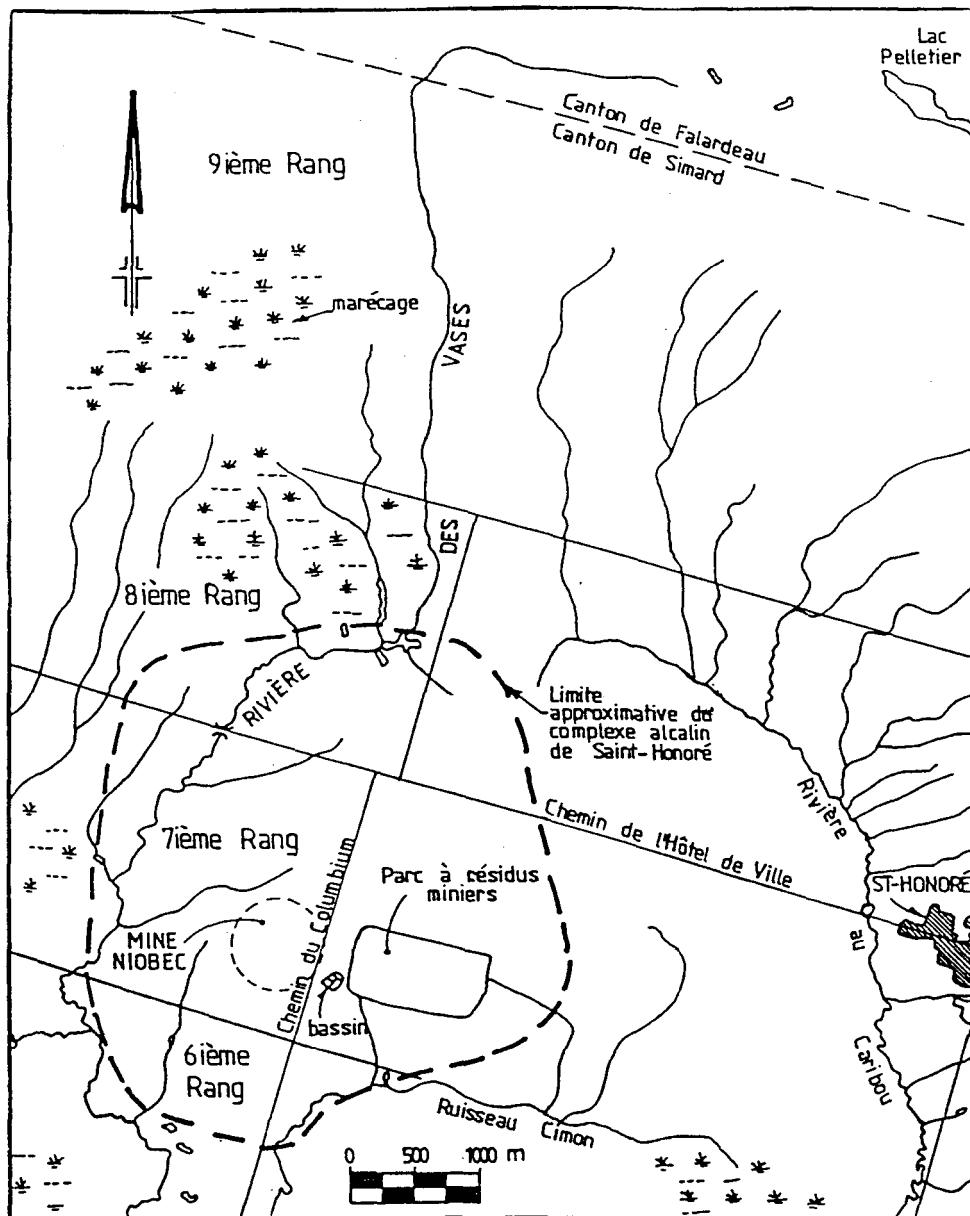


Figure 4: Réseau hydrographique du secteur de la mine Niobec (Tremblay, 1993).

Les travaux précédents ont montré que l'exploitation minière, depuis ses débuts il y a plus de vingt-cinq ans, a causé la connexion de la nappe profonde avec les eaux superficielles. Le pompage perturbe l'écoulement hydraulique naturel, en faisant remonter l'eau profonde et faisant pénétrer l'eau de recharge récente jusqu'à une profondeur de l'ordre de 300-400 m. Ainsi, augmenterait la recharge en surface (figure 5).

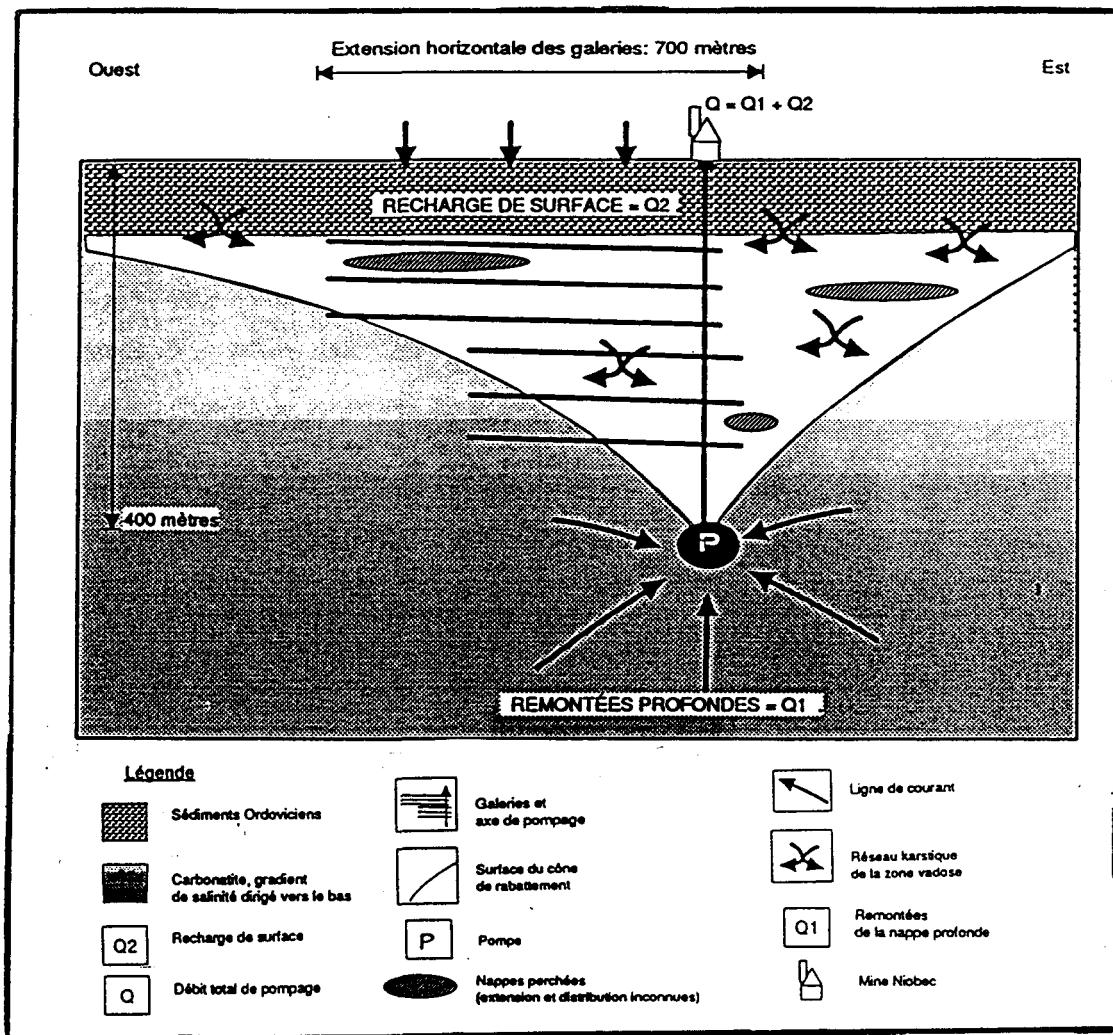


Figure 5: Effet du pompage de la mine Niobec sur l'hydrogéologie de la carbonatite de Saint-Honoré (Martin, 1993).

2.5 Contribution envisagée de cette étude à la géochimie

2.5.1 Études antérieures

La première recherche hydrogéochimique effectuée à la mine Niobec, soit les travaux de Martin (1993) sur la modélisation de saumures carbonatées, était basée sur la variation de certains paramètres en fonction de la profondeur; la force ionique était, en particulier, le paramètre décisif sur la variation de la teneur en sulfate et strontium pour la distinction des eaux de surface et des eaux profondes. Ceci a permis de déterminer trois sous-populations des eaux souterraines.

La première sous-population est caractérisée par une faible force ionique (0,15 ou moins) et se compose des infiltrations de surface. Une deuxième sous-population, caractérisée par des forces ioniques de 0,2 à 0,4 ainsi que par une abondance de sulfate (200 à 800 ppm), représente le haut de la nappe. Elle est soumise à l'influence des eaux de surface (mélange) et aux réactions avec l'encaissant carbonaté. Une troisième sous-population, de faible effectif, correspond à la nappe profonde au sens strict. Le sulfate y est moins présent (100 ppm ou moins) et la force ionique y croît très vite avec la profondeur.

Le sulfate est considéré provenir de l'oxydation des sulfures de la carbonatite dans la zone désaturée. Il est lessivé par les infiltrations de surface, s'accumule à la surface du cône de rabattement et pourrait faire précipiter le strontium en célestite. Le sulfate est de ce fait utilisé comme un marqueur de l'interface des systèmes désaturé et saturé.

Le gradient de salinité, laquelle augmente avec la profondeur, a été interprété comme le résultat de la dilution d'une saumure originelle très profonde et saturée en halite par les eaux météoriques enrichies par des réactions dans la zone désaturée. Les eaux de dilution sont météoriques et le taux de dilution décroît avec la profondeur. Cette dilution se fait à l'échelle régionale pendant des milliers d'années. La salinité originelle migre de bas en haut par diffusion sur des profondeurs hectométriques. Par ailleurs le gradient de salinité, dans les échantillons pris dans les forages à Niobec, semble beaucoup plus important qu'ailleurs dans le socle précambrien (Martin, 1993).

2.5.2 Contribution envisagée à la géochimie

Notre recherche à la mine Niobec vise à améliorer notre état de connaissance sur la géochimie des saumures carbonatées. Elle se fera par une étude plus poussée sur d'autres paramètres physiques, chimiques ou physico-chimiques des eaux souterraines. Nous allons essayer de préciser la position et l'évolution temporelle du cône de rabattement en utilisant le phénomène de mélange des eaux de surface et des solutions profondes. Pour réaliser cet

objectif, nous allons aussi essayer de caractériser les eaux profondes à plus de 300 mètres de profondeur en supposant qu'elles sont représentatives de la chimie des saumures originelles.

La qualité chimique de ces eaux est encore très mal connue. Il en est de même pour l'eau d'infiltration récente circulant dans la carbonatite. Une caractérisation des éléments essentiellement majeurs devrait permettre de déterminer les facteurs de contrôle minéralogique particuliers responsables de la variation de composition au sein de cette carbonatite. Nous allons utiliser des logiciels de modélisation géochimique plus performants permettant d'améliorer les calculs.

De même les recherches géochimiques effectuées jusqu'à maintenant dans le complexe de Saint-Honoré (Martin, 1993) n'utilisaient qu'un traitement statistique bivariable, ce qui donnait une défaillance dans les corrélations entre les différentes variables étudiées dans les eaux souterraines. L'utilisation d'une méthode statistique, permettant de rassembler plusieurs variables en même temps, est jugée importante dans les recherches actuelles, car elle permet une meilleure performance dans l'interprétation des analyses chimiques. Une tentative de modélisation par analyse multivariable en hydrogéochimie des saumures carbonatées de la mine Niobec permettra de bien tracer les tendances géochimiques des eaux de la mine. Les analyses multivariables sont plus avantageuses que les graphiques classiques. En effet, les espèces chimiques neutres et les données non chimiques peuvent

être incluses dans l'interprétation. De plus, les variations d'ions en faibles concentrations ne sont pas masquées par la chimie des ions en grande concentration dans les eaux souterraines échantillonnées et les tendances de mélange secondaire ressortent mieux (Harris et al., 1987; Usunoff et Guzman, 1989).

3**MÉTHODOLOGIE D'ACQUISITION DES DONNÉES**

Le gisement de St-Honoré a été découvert par la SOQUEM (Société Québécoise d'Exploration Minière), à l'aide de relevé radiométrique aéroporté. Ouvert depuis 1968, il est le deuxième producteur de niobium en Occident.

La mine Niobec est subdivisée en 6 niveaux: le premier à 300, le deuxième à 450, le troisième à 600, le quatrième à 700, le cinquième à 850 et le sixième à 1000 pieds (305 mètres). L'extension des différents niveaux est est-ouest et les trous de forages sont nord-sud. L'axe de pompage est situé à l'est, ce qui induira une dyssymétrie du cône de rabattement. L'échantillonnage est par conséquent concentré sur un côté de celui-ci (figure 5).

3.1 Échantillonnage sur le terrain

Notre campagne d'échantillonnage à la mine Niobec s'est faite durant la période des mois de juin (dernière semaine) et juillet 1995.

L'échantillonnage a été réalisé en fonction de la présence de l'eau s'écoulant à débit suffisant, et ce à tous les niveaux de la mine, soit à partir de fractures soit sortant de forages. Les rigoles des galeries ont été négligées, vu qu'elles contiennent des eaux de mélanges. Par exemple, au niveau 300, on n'a pas recueilli d'échantillon car il est totalement sec. C'est à partir du niveau 450 qu'on a pu récolter quelques échantillons. Au fur et à mesure qu'on descend vers des niveaux plus profonds, on a une augmentation du nombre de points d'échantillonnage. Au niveau 1000, le plus humide, on a récolté la majorité des échantillons.

Un total de 53 échantillons furent recueillis: soit 2 au niveau 450 (137 m), 5 au niveau 600 (183 m), 6 au niveau 700 (213 m), 3 dans la rampe entre le niveau 700 et 850, 2 au niveau 850 (259 m), 3 dans la rampe entre 850 et 1000 et 32 au niveau 1000 (305 m).

L'estimation de la profondeur réelle des eaux échantillonnées dans les forages, par l'utilisation des coordonnées de ces derniers, nous a permis de bien voir la répartition spatiale des échantillons et d'éviter leur encombrement dans le cas des trous de forages à différents pendages mais de même point origine (figure 6 et annexe 2). De plus, nous aurons

une idée beaucoup plus précise sur la position du cône de rabattement de même que sur les limites des eaux superficielles et profondes.

Une première visite dans la mine, suivie d'une analyse géochimique préliminaire, nous a permis de connaître le volume d'échantillonnage suffisant pour les analyses, ce qui nous a permis de réduire celui-ci à 250 ml par échantillon.

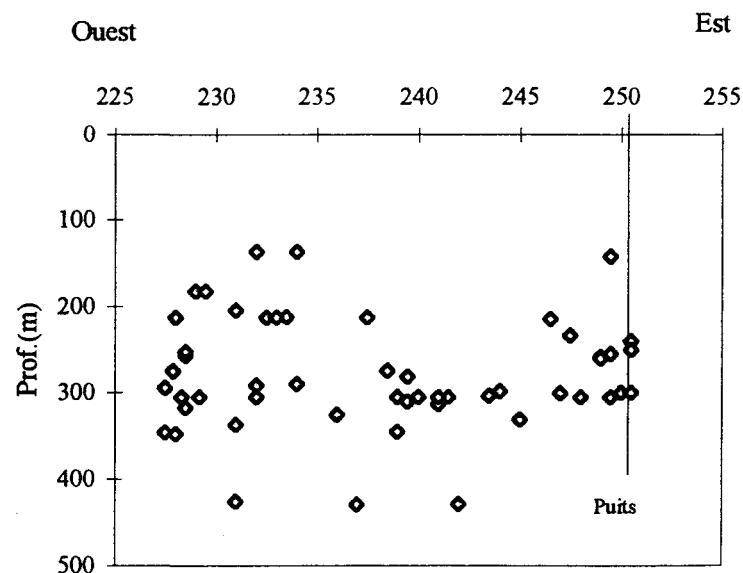


Figure 6: Répartition spatiale des 53 échantillons projetée sur une section Ouest - Est

3.2 Paramètres mesurés *in-situ*

Pour réaliser nos objectifs, nous avons subdivisé notre travail en deux étapes. La première étape consiste en la mesure sur le terrain, pour chaque échantillon, de cinq paramètres qui sont la température, le pH, la conductivité électrique, la teneur totale en solides dissous (TSD) et l'oxygène dissous. La deuxième étape se fait au laboratoire juste quelques heures après l'échantillonnage. Le Eh et le bicarbonate sont les paramètres mesurés. Le Eh est long à se stabiliser (environ 9 min par échantillon); pour cette raison, on l'a mesuré au laboratoire en prenant soin de bien remplir les bouteilles d'eau de façon à ce qu'il n'y ait pas d'échange avec l'oxygène atmosphérique.

Nous avons utilisé un ensemble de matériel analytique de marque Hatch (annexe 1), permettant de mesurer 26 paramètres usuels de chimie minérale. Il est généralement conçu pour les agronomes, les pisciculteurs, les stations de captage d'eau ou la surveillance antipollution. Il s'est avéré d'après notre expérience que ce matériel est très pratique pour ce type de projet. Il est contenu, dans une valise en plastique résistant, et il comprend un pH-mètre numérique, un conductivimètre numérique, un petit spectrophotocolorimètre électronique muni de divers programmes informatiques de mesure et d'étalonnage, pouvant entre autres doser le sulfate, le nitrate, le chlorure ou le phosphate, avec un seuil de détection de l'ordre du ppm. Une électrode Eh adaptable au pH-mètre est ajoutée.

Le pH était mesuré par le pH-mètre, ce dernier nécessitant un ré-étalonnage fréquent avec des solutions tampons (pH 4,00 et pH 7,00 à 25 °C); La température était mesurée à l'aide d'un thermomètre numérique incorporé au pH-mètre ou au conductivimètre. La précision est de l'ordre de un demi-degré centigrade environ.

La conductivité ainsi que les solides dissous totaux (TSD) sont mesurés à l'aide d'un conductivimètre. Lorsqu'ils dépassaient la limite de détection de l'appareil, ce qui était souvent le cas, les mesures ont été reprises au laboratoire. Une vérification de mesures des échantillons qui étaient à l'intérieur du seuil de détection de l'appareil, avant et après dilution, nous a permis de constater que ces mesures sont peu différentes entre elles. La concentration des solides dissous totaux permet de distinguer entre les différentes types d'eau souterraine.

L'oxygène dissous est mesuré à l'aide d'un oxygénomètre YSI modèle 58. Cet appareil était calibré par rapport à la quantité de l'oxygène dans l'air à la température de l'eau souterraine (Langmuir, 1971). Il est généralement utilisé par les biologistes. Les mesures de l'oxygène dissous, souvent longues à se stabiliser, étaient prises systématiquement après un écoulement d'une durée de cinq minutes.

Le Eh est mesuré par une électrode de platine adaptable au pH-mètre. Un Eh positif correspond à des teneurs en oxygène dissous dosables et aux milieux oxydants. Il peut être

corrélé avec les mesures de l'oxygène dissous faites avec l'oxygénomètre. Les mesures du Eh, très longues à se stabiliser, étaient prises de façon systématique après une durée de neuf minutes pour chaque échantillon.

Le bicarbonate, ayant des propriétés basiques, est dosé par une solution de HCl 0.1N. C'est une méthode volumétrique. Elle est basée sur la neutralisation d'un certain volume d'eau (100 ml dans notre cas) par un acide minéral dilué (HCl 0,1N), en présence d'un pH-mètre. Il s'agit du calcul de l'alcalinité totale, considérée égale à l'alcalinité du bicarbonate, par la détermination du volume de HCl ajouté jusqu'au virage du pH aux environs de 4,3. La formule reliant ces deux paramètres, donnée dans A.S.T.M (1982), est la suivante :

$$\text{HCO}_3^- \text{, mg/litre} = (A * N * 61 * 1000) / M$$

où :

A est le volume d'acide HCl,

N est la normalité de l'acide HCl,

M est le volume de l'échantillon.

La détermination de la concentration de bicarbonate est déterminée aussi par la méthode D 4130-82 de A.S.T.M (1982) par la formule suivante:

$$\text{HCO}_3^-, \text{ mg/L} = (2440 / S)(V_2 - V_1)$$

où

S est le volume de l'échantillon en ml,

V₁ est le volume de HCl nécessaire pour titrer jusqu'au pH 8.3 (dans notre cas nul),

V₂ est le volume de HCl nécessaire pour titrer du pH 8.3 au pH 4.5.

3.3 Analyses au laboratoire

3.3.1 Les cations

Les cations majeurs, tels que Ca, Na, K, Mg et Sr, sont dosés par le spectrophotocolorimètre d'absorption atomique. Le dosage des éléments mineurs, tels que Si, Zn, Ni, Fe, Cu, et Co, par la même méthode a donné des concentrations inférieures au ppm. La précision des mesures reste toujours variable en fonction du facteur de dilution de chaque élément.

3.3.2 Les anions

Le chlore est dosé par le spectrophotocolorimètre électronique (annexe 1). Vu le seuil de détection de l'appareil qui est variable en fonction de chaque élément, les échantillons ont subi des dilutions variables. Les sulfates sont dosés aussi par la même

méthode (annexe 1). Le dosage du nitrate, par la même méthode, a montré que sa concentration est toujours inférieure au ppm. La précision des mesures avec le spectrophotocolorimètre électronique est variable selon le facteur de dilution pour chaque élément. Les valeurs des carbonates, étant en faible concentration, sont données après exécution de calcul avec les logiciels PHREEQE (Parkhurst et al., 1993) et PHRQPITZ (Plummers et al., 1993).

3.4 Contrôle de la qualité des données

Les analyses d'eau montrent souvent un déséquilibre de charges électriques, ce qui est le résultat des erreurs analytiques. Ceci rend ces analyses plus ou moins convenables pour les simulations de réactions. Le bilan des charges électriques nous permet donc de juger de la qualité de nos analyses. Ainsi on peut omettre les échantillons dont l'équilibrage des charges électriques s'éloigne de zéro. À l'aide du logiciel Hydrowin (Calmbach, 1995), nous avons évalué ce bilan de charge électrique et construit l'histogramme de la répartition statistique des erreurs d'équilibrage des charges ioniques (figure 7). On constate une distribution normale centrée autour - 4%. Si on se réfère à Freeze et Cherry (1979), seuls les échantillons dont l'erreur est inférieure ou égale à 5% doivent être pris en compte. Dans notre cas, on fixera cette valeur à 12 % comme l'avait fait Martin (1993) et il sera ainsi possible de faire une comparaison avec les mesures de ce dernier. Nous avons traité les données de Martin avec le logiciel Hydrowin (Calmbach, 1995) et l'histogramme obtenu

(figure 8) est sensiblement différent de celui qui a été établi avec nos données. On peut constater une nette amélioration de la qualité de nos données. Presque tous nos échantillons sont acceptés, à l'exception des échantillons 4 et 51 dont l'erreur d'équilibrage de charge pour le premier est de 13,2% et pour le deuxième de 15,8%.

L'excès de charge négative issu du bilan de charge électrique est dû à l'existence d'ions mineurs, les cations, dont on a pu déceler l'existence, tels que Si, Zn, Ni, Fe, Cu, et Co. D'autres ions mineurs et traces sont susceptibles d'être présents, notamment si on considère l'environnement géologique du cœur de la carbonatite minéralisé en terres rares légères (Vallée et Dubuc, 1970).

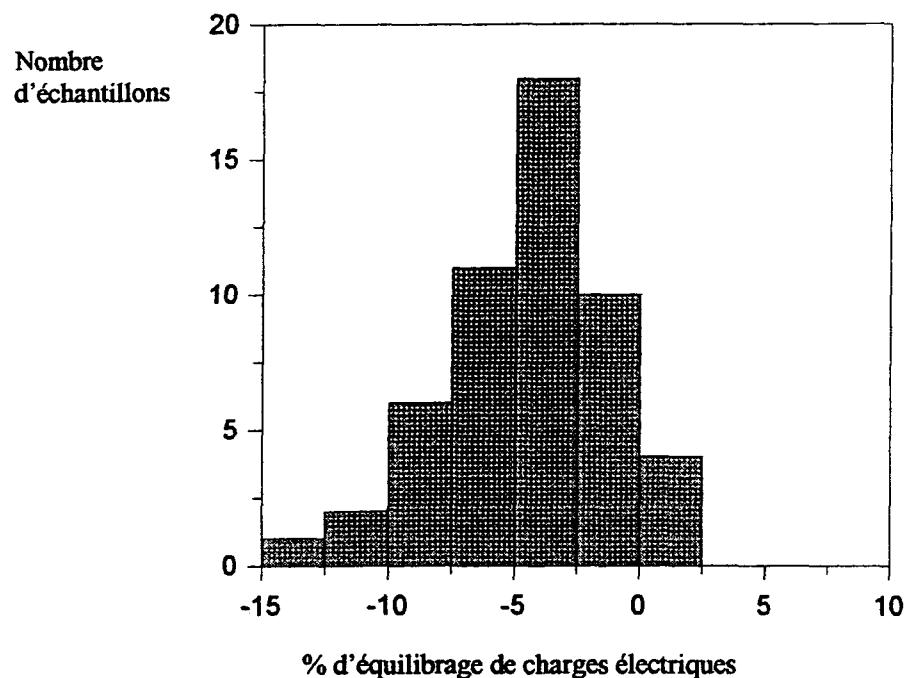


Figure7: Histogramme du bilan de charges électriques des 53 échantillons analysés.

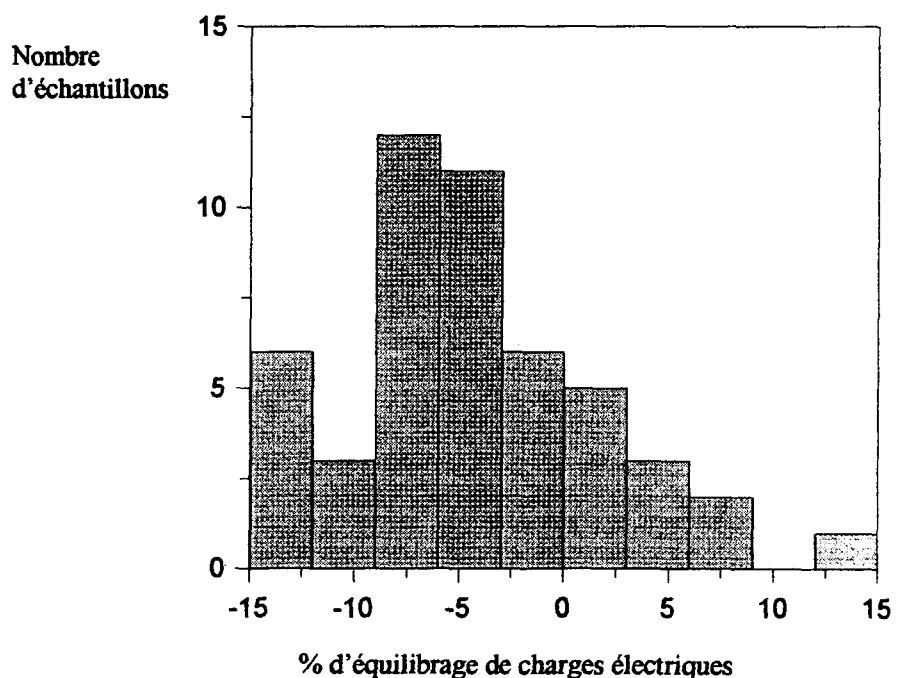


Figure 8: Histogramme du bilan de charges électriques des échantillons de Martin (1993).

3.5 Résultats hydrogéologiques préliminaires

Les résultats de la concentration des solides dissous totaux nous ont révélé différents types d'eau souterraine. Il y a les eaux douces dont la concentration des TSD est inférieure à 1 000 mg/L (représentées par un seul échantillon), les eaux saumâtres dont la concentration des TSD est comprise entre 1 000 et 10 000 mg/L (représentées par 25 échantillons), les eaux salées avec des concentrations de TSD comprises entre 10 000 et 100 000 mg/L (représentées par 24 échantillons) et les saumures dont la concentration en TSD est supérieure à 100 000 mg/L (représentées par 3 échantillons).

La relation entre la concentration des TSD et la profondeur, montrée à la figure 9, expose des tendances très variées. Des échantillons dont la concentration de TSD allant de très faible, inférieure à 5 000 mg/L, à moyennement faible, de l'ordre de 5 000 à 13 000 mg/L, s'étalent jusqu'à des profondeurs de 300 m. Cependant, nous remarquons qu'un groupe d'échantillons n'apparaissant qu'à partir de 300 m de profondeur montre des concentrations de TSD supérieures à 13 000 mg/L, allant jusqu'à plus de 100 000 mg/L.

La présence des eaux météoriques (premier groupe) qui s'étend jusqu'à des profondeurs de 300 m est inattendue. Cependant, après avoir représenté la concentration de TSD en fonction de la direction ouest-est (figure 10), nous avons constaté que le premier groupe est plutôt concentré à l'est, c'est à dire, proche de l'axe de pompage.

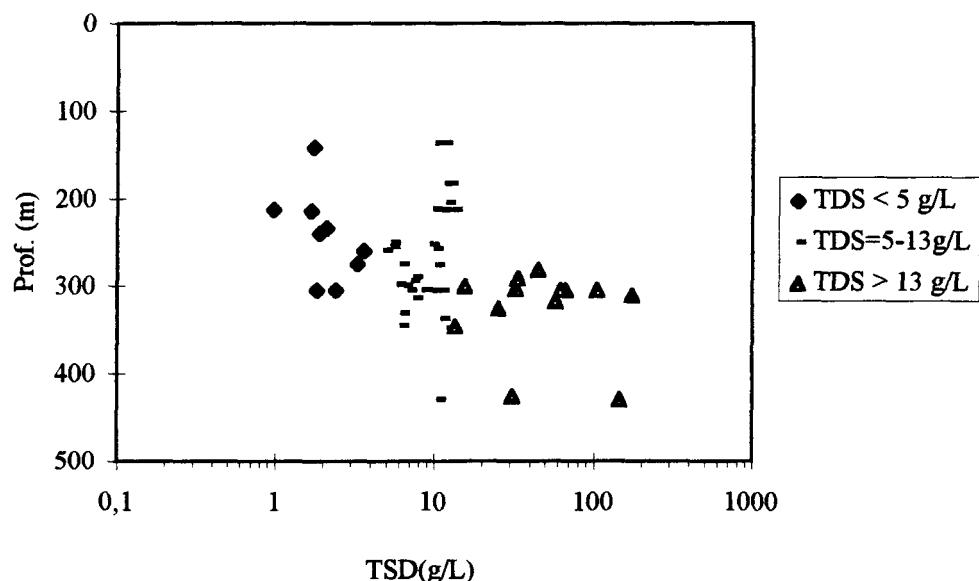


Figure 9 : Relation entre la concentration en TSD et la profondeur.

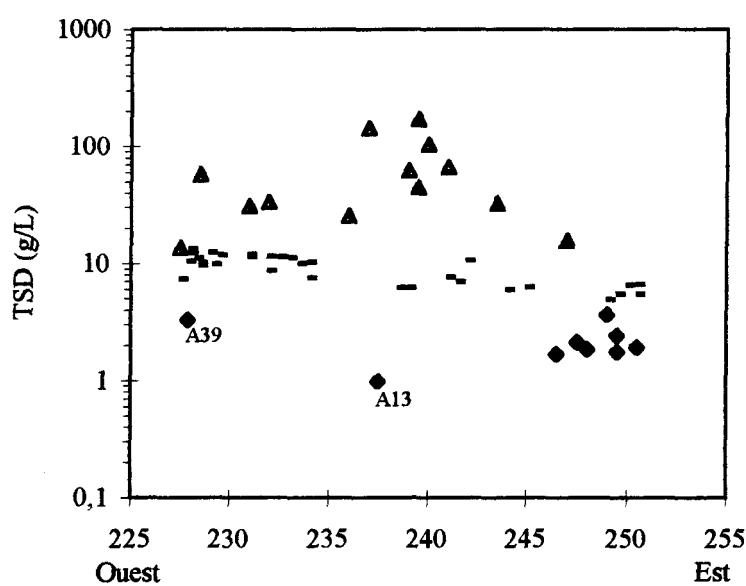


Figure 10: Relation entre la concentration en TSD et la direction Ouest-Est.

À priori, on s'attendrait à ce que la concentration en TSD à l'approche de l'axe de pompage soit plus élevée qu'en périphérie de la mine. En l'absence d'un bilan sur la densité de fractures à la mine, nous nous sommes permis de supposer qu'il y a une forte perméabilité au sud-est de la mine (autour de l'axe de pompage) puisque cette région présente une connexion avec les différents niveaux de la mine et donc un endroit idéal pour l'entrée d'un grand volume d'eau de surface à de grandes profondeurs.

La figure 11 montre un schéma idéalisé de la montée de l'intrusion d'eau saline due au pompage, mais aussi une zone de dilution, dans la dépression de la nappe tout autour de l'axe de pompage, conséquence des entrées d'eau météorique dans cette région.

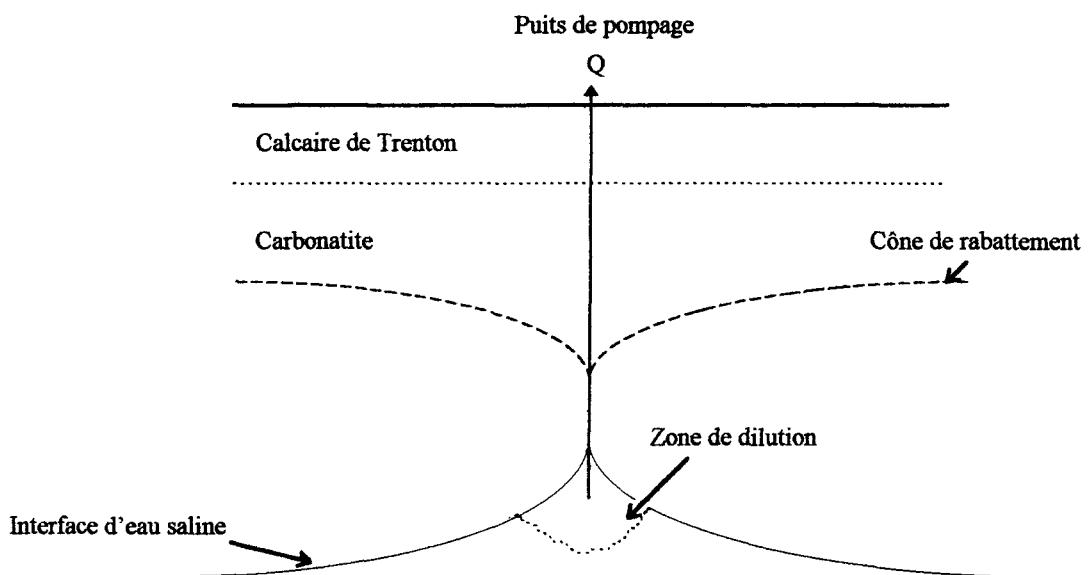


Figure 11 : Schéma idéalisé de la montée d'intrusion saline à la mine Niobec.

4

MODÉLISATION GÉOCHIMIQUE

Les modèles géochimiques sont extrêmement utiles pour la compréhension des processus d'interaction eau-roche et l'identification de leurs conséquences. Selon la méthode utilisée, les erreurs impliquées dans les calculs font souvent éloigner ces modèles géochimiques de la réalité. La majorité des erreurs sont liées à la quantité et la qualité des données thermodynamiques et autres qui sont utilisées pour le calcul des constantes d'équilibre (K), de dissociation des complexes et de dissolution des minéraux. En outre, il y a les erreurs commises dans les calculs des coefficients d'activité des espèces aqueuses surtout carbonatées (Garrels et Christ, 1967).

Les programmes PHREEQE (Parkhurst et al., 1993) et PHRQPITZ (Plummer et al., 1993) ont été utilisés pour les calculs géochimiques. PHREEQE est un programme FORTRAN capable de faire des modèles de réaction géochimique. Il est basé sur le modèle

aqueux des paires d'ions. Il peut calculer le pH, le potentiel redox, et le transfert de masse en fonction de la progression de la réaction. La composition des solutions en équilibre avec des phases multiples peut être calculée. Le résultat du programme pour chaque solution aqueuse inclut le coefficient osmotique, l'activité de l'eau, les coefficients totaux de chaque espèce, la valeur du pH, la force ionique, les activités et les coefficients d'activité des ions individuels et l'indice de saturation des phases présentes.

Le deuxième programme, PHRQPITZ, est une version modifiée de PHREEQE capable de faire des calculs géochimiques pour des saumures et autres solutions électrolytiques de forte concentration. Il utilise l'équation de Pitzer (Pitzer, 1981; Harvie et al., 1984) à cette fin. Il contient la plupart des possibilités de modèles de réactions du programme PHREEQE.

4.1 Méthode de calcul

Les calculs basés sur les équilibres ioniques deviennent relativement compliqués dans des eaux de forte concentration, telles que les saumures. Le degré d'interaction entre les ions en solution augmente et il se forme des espèces complexes contenant plusieurs ions (Garrels et Christ, 1967). Des méthodes de calculs employées par les programmes PHREEQE et PHRQPITZ tiennent compte de cette complexation pour le calcul des coefficients d'activité.

4.1.1 Force ionique

La force ionique est une grandeur qui mesure la concentration totale des charges dans une solution. Elle est une indication précieuse permettant de comparer des solutions de composition variée. Elle tient compte en effet des interactions d'origine électrique entre les différents ions présents dans la solution.

La force ionique est définie par la formule empirique établie par Lewis et Randall (1961) :

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2$$

où m_i est la molalité et z_i la charge d'un ion i de la solution, la sommation \sum portant sur tous les ions de la solution, positifs et négatifs.

Dès lors, nous avons choisi de calculer les autres paramètres, essentiellement les coefficients d'activité des espèces présentes dans la solution, en fonction de la valeur de la force ionique.

4.1.2 Coefficient d'activité

Le coefficient d'activité est l'écart par rapport à l'idéalité de certains éléments dans une solution. Une solution idéale est une solution où il n'existe pas d'interactions entre les différentes espèces qui s'y trouvent. Dans une solution très diluée, le coefficient d'activité s'approche de un. Souvent sa valeur devient plus petite au fur et à mesure que la concentration de la solution augmente, reflétant les effets d'interface électrique qui sont causés par une augmentation du nombre d'ions. Cependant, il peut augmenter et dépasser la valeur de un dans des solutions extrêmement salées (Schwartz et Longtaffe, 1988). Nos résultats montrent cette variation du coefficient d'activité (annexe 5).

Dans le cas des eaux souterraines à forte concentration ionique de la mine Niobec, les associations entre les espèces qui y sont présentes sont dominantes. Si on ignore ces associations, on surestime la valeur du coefficient d'activité (Whitfield, 1979). La figure 12 établie par Whitfield (1979) montre la différence entre les coefficients d'activité corrigés et non corrigés. Par conséquent il est important de faire le bon choix de la méthode de calcul. Dans la figure 13 établie aussi par Whitfield (1979), le coefficient d'activité moyen expérimental pour CaCl_2 est montré avec les approximations de Debye- Hückel et Truesdell-Jones. Les profils montrent que l'équation de Debye-Hückel commence à s'éloigner de la courbe expérimentale à environ $m = 0,2$ ($I = 0,6$), tandis que l'équation de Truesdell-Jones reste valable jusqu'à environ $2m$ ($I = 6$). L'équation établie par

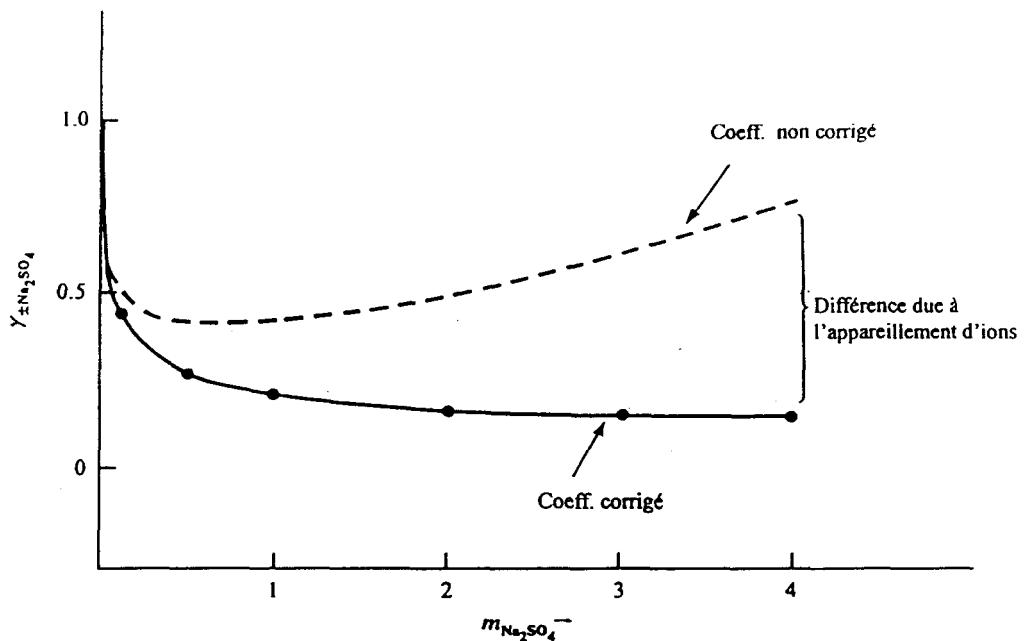


Figure 12 : Comparaison des valeurs du coefficient d'activité de Na_2SO_4 calculés avec ou sans la correction de l'appareillement d'ions (Whitfield, 1979).

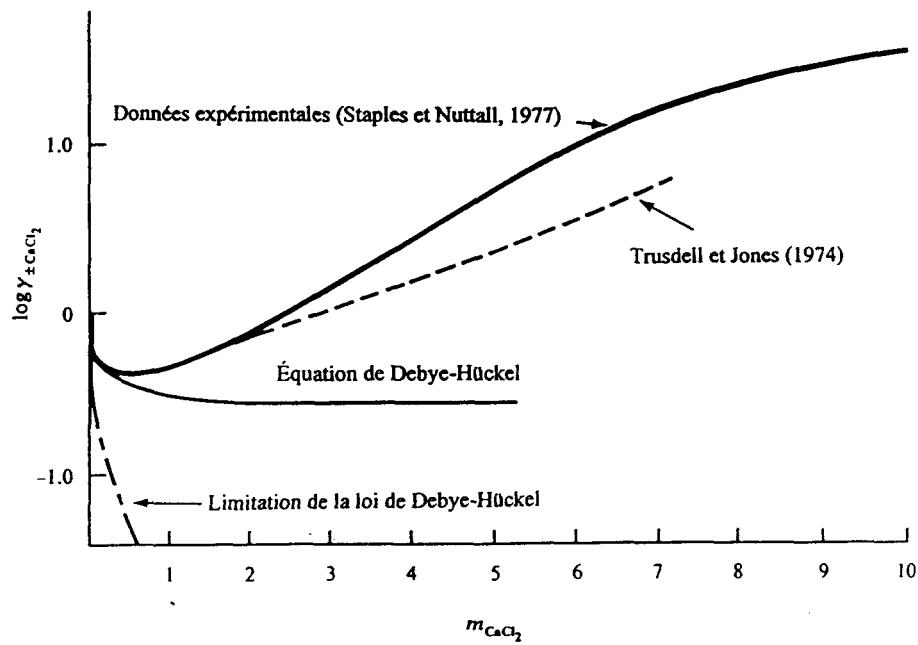


Figure 13: Comparaison des coefficients d'activité pour le CaCl_2 des données expérimentales avec ceux calculés par les trois méthodes théoriques (Whitfield, 1979)

Pitzer (1977), qui n'est pas représentée dans cette figure, s'est avérée plus efficace que celle de Truesdell-Jones pour les solutions à force ionique moyenne et élevée (Whitfield, 1979).

Martin (1993) a utilisé la méthode moyenne des sels établie par Garrels et Christ (1967). Cependant, il s'est avéré que des problèmes se manifestent avec son utilisation. Par exemple, cette méthode ne tient pas compte de la variation des coefficients d'activité à des forces ioniques élevées (Whitfield, 1979).

En conséquence, pour des forces ioniques inférieures à 0,6, nous avons eu recours au programme PHREEQE qui utilise l'équation améliorée de Debye- Hückel :

$$\text{Log } \gamma_i = - \frac{A z_i^2 \sqrt{I}}{1 + B a_i \sqrt{I}} + b_i I$$

où a_i est le paramètre représentant la taille de l'ion i , A et B sont les coefficients molaires de Debye-Hückel à la température T , z_i est la charge de l'ion i , I est la force ionique, et b_i est la fonction de déviation.

Pour des forces ioniques supérieures à 0,6, nous avons utilisé le programme PHRQPITZ qui utilise plutôt l'équation de Pitzer. Cette dernière, montrée dans l'annexe 7, est une extension de la théorie de Debye- Hückel (Pitzer, 1973, 1981; Silvester et Pitzer, 1978).

4.1.3 Distribution des espèces et indice de saturation des phases aqueuses

Les programmes PHREEQE et PHRQPITZ sont dotés d'une révision des expressions des constantes d'équilibre (Plummer et Busenberg, 1982; et Busenberg et al., 1984) affectant plusieurs espèces, en particulier les espèces carbonatées (CaHCO_3^+ , CaCO_3 , $\text{CO}_2 \text{ aq}$, HCO_3^- , CO_3^{2-} , SrHCO_3^+ et SrCO_3). Ceci permet d'obtenir toutes les espèces simples, appariées ou complexes, qui sont présentes dans la solution avec leur molalité, activité et coefficient d'activité. En outre, l'état de saturation des phases aqueuses, en relation avec les phases minérales spécifiées, est aussi donné. Les résultats issus des données des eaux souterraines à la mine Niobec sont montrés à l'annexe 5 pour les distributions des espèces et à l'annexe 6 pour l'indice de saturation des minéraux.

Plusieurs tests réalisés avec les programmes cités ci-haut, sur des données géochimiques d'eaux marines, ont donné de bons résultats de modélisation (Parkhurst et al., 1993; Plummer et al., 1993).

4.2 Résultats géochimiques

Plusieurs types de réactions entre les eaux souterraines et les roches encaissantes peuvent être identifiés en utilisant les tracés de corrélation du chlore (Norsdtrom et al., 1989). Nous essayerons, à la lumière des résultats produits par les programmes PHREEQE

et PHRQPITZ, d'expliquer si c'est possible l'origine et les processus évolutifs de la chimie des eaux souterraines à la mine Niobec à partir des interactions qui se font entre les eaux douces météoriques, les saumures profondes et la carbonatite encaissante.

4.2.1 Les corrélations du chlore et les réactions minérales

Dans la plupart des processus hydrochimiques, le chlore réagit selon un patron fortement conservatif (Nordstrom et al., 1989). Il n'entre dans les réactions de précipitation et de dissolution qu'à des concentrations élevées en sels (saumure), et il n'entre que rarement dans les réactions d'oxydo-réduction ou d'adsorption (Feth, 1981). Il est donc souvent utilisé dans le déchiffrement des processus hydrochimiques. Les données de la chimie des eaux souterraines à la mine Niobec couvrent un large intervalle de concentration en Cl et la plupart n'atteignent pas la concentration des saumures. Le chlore peut être utilisé comme un traceur permettant de définir la quantité de perte (ou de gain) des autres constituants, et aussi comme un facteur normalisant pour interpréter les sources possibles des constituants salins (Frape et Fritz, 1987; Nordstrom et al., 1989).

Tous les éléments qui ont une tendance positive avec le chlore impliquent que le processus qui fournit la source d'eau saline a la même signature chimique, sans tenir compte des solides dissous totaux ni de la localisation à l'intérieur de la carbonatite (Nordstrom et al., 1989).

4.2.2 Le sodium

Le sodium est fréquemment conservé dans les processus hydrochimiques dans lesquels il est fortement associé avec le chlore (Duce et Hoffman, 1976). Le sodium et le chlore sont les ions dominants dans les eaux souterraines profondes, et dans plusieurs cas ils peuvent avoir la même source (Nordstrom et al., 1989). Le tracé de la concentration du sodium en fonction du chlore pour les eaux souterraines de la mine Niobec (figure 14) montre un groupement de données fortement linéaire. Ceci laisse supposer une tendance de mélange des eaux profondes plus salines avec les eaux météoriques de surface. La pente de la courbe est plus faible que celle des eaux de la ligne du mélange qui est basée sur la dilution des eaux marines et elle est inférieure à un (1 mole pour le rapport de la halite). La figure 15 (I.S. de la halite en fonction du Cl) montre que la saumure originelle est une solution probablement sursaturée en halite puisque l'indice de saturation de la halite augmente avec la concentration en chlore et atteint la saturation dans les échantillons les plus concentrées de la mine (I.S. ≥ 0), certains processus devant être responsables des pertes d'une quantité de sodium. Dans la figure 16, le tracé semi-logarithmique de la concentration du sodium en fonction de celle du chlore, suggère qu'il y a deux pentes différentes. La première pente raide représentant les plus faibles concentrations en chlore allant jusqu'à peu près 10 000 mg/L et une deuxième pente moins raide pour les concentrations les plus élevées. D'ailleurs l'histogramme de fréquence du Na (annexe 8) montre deux populations qui ne sont pas indépendantes, la première à grand effectif

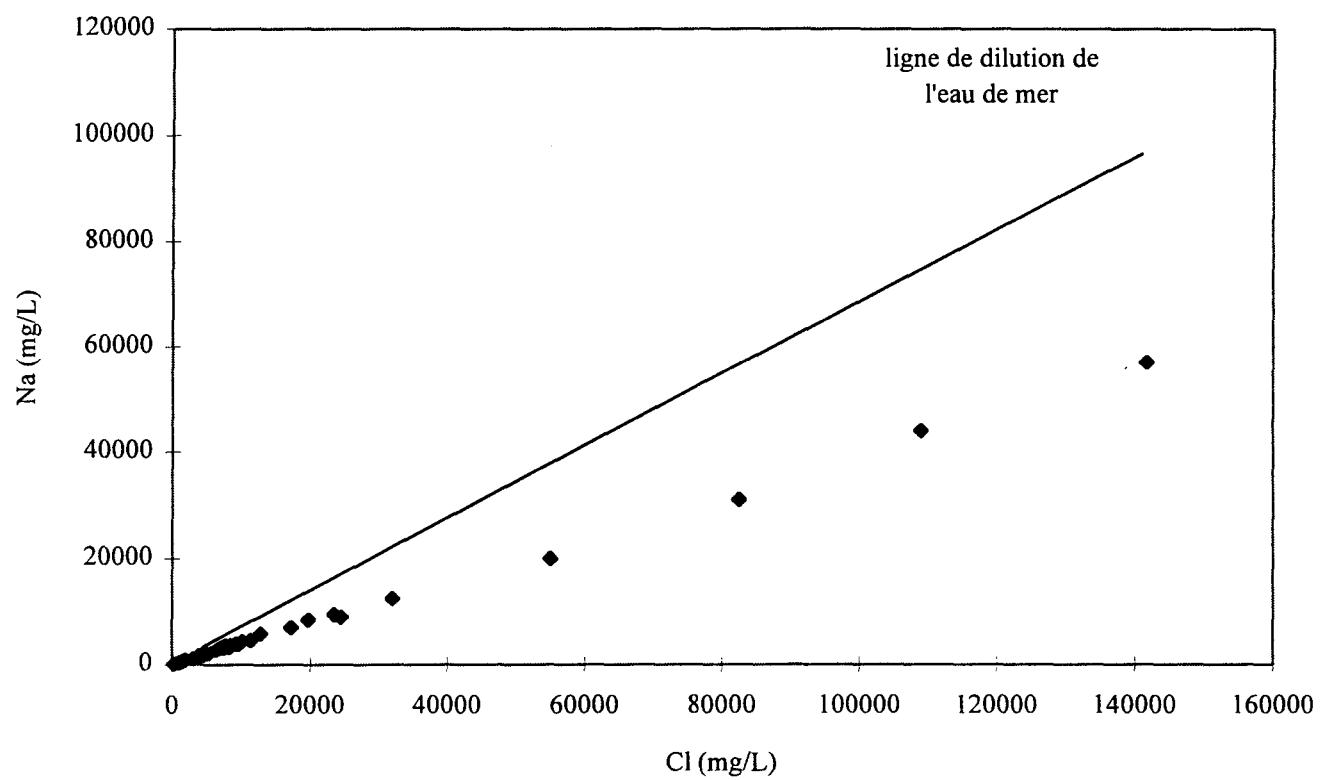


Figure 14 : Relation entre la concentration de Na et celle de Cl.

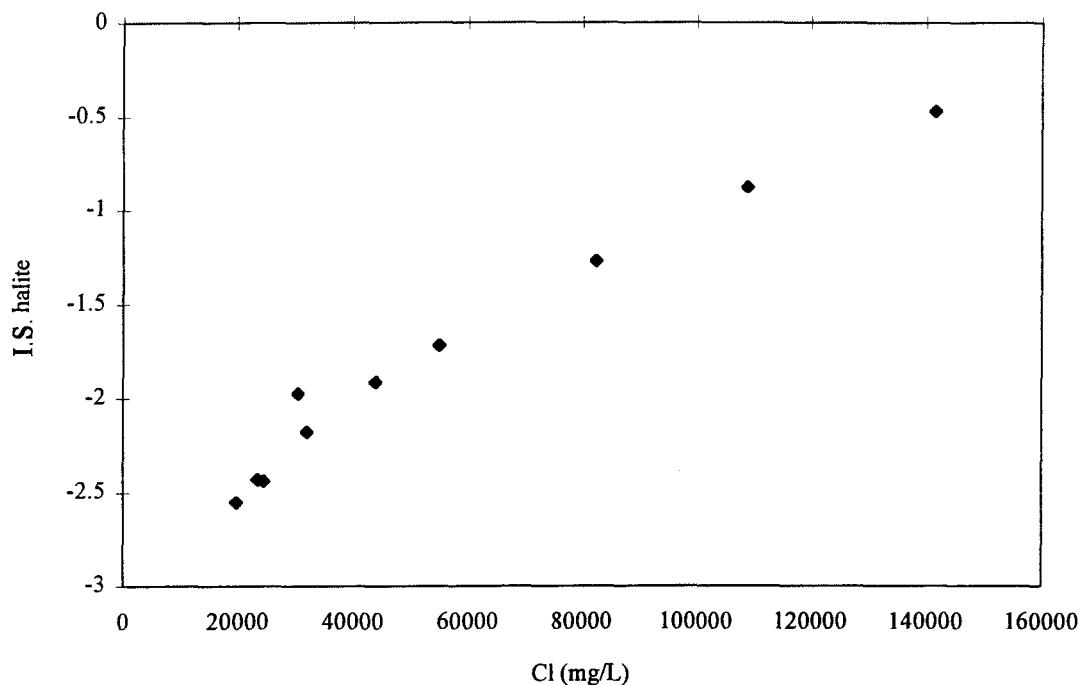


Figure 15 : Relation entre I.S. de la halite et la concentration de Cl.
(I.S. = indice de saturation)

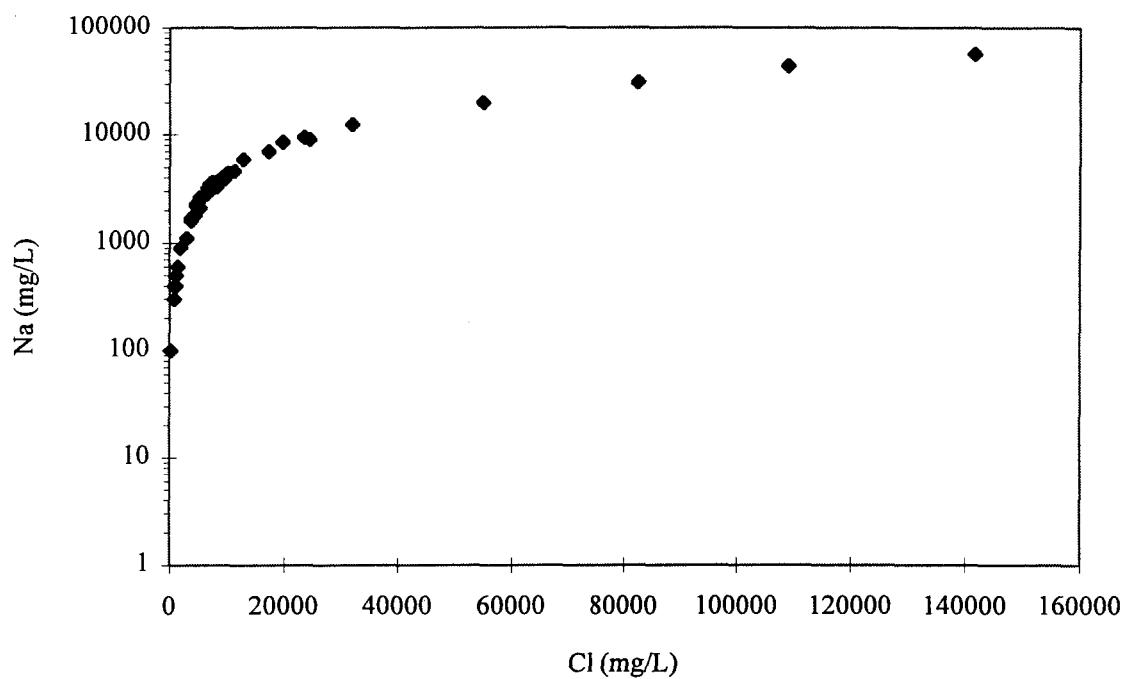


Figure 16 : Relation entre la concentration de Na (échelle logarithmique) et celle de Cl.

correspond aux faibles concentrations (100-5000 mg/L). Le rapport de Na/Cl pour la première pente est à peu près le même que celui des eaux marines diluées qui est de 0,55. La deuxième pente moins raide a un rapport Na/Cl de 0,4.

Un rapport de Na/Cl élevé est typique des eaux de rivières, eaux de pluie, eaux souterraines douces et eaux souterraines dominées par une dissolution de la halite (Nordstrom et al., 1989). Alors qu'un rapport plus faible apparaît généralement quand il y a implication d'autres cations, essentiellement le calcium dont la concentration devient comparable ou supérieure à celle du sodium. Les eaux souterraines du Bouclier Canadien montrent cet effet (Frape et Fritz, 1987). Or dans notre cas, le sodium est toujours l'élément dominant après le chlore. Il est trois fois, ou plus, supérieur à la concentration de calcium (annexe 2). Malgré l'augmentation assez importante de la concentration d'autres éléments, tels que le strontium, le magnésium et le potassium (annexe 2), leur proportion par rapport au sodium reste très inférieure. La corrélation entre Na et Cl est toujours élevée et la même dans les eaux à faible concentration et salines (tableaux 1a et 1b). Il faut noter que la valeur 13 g/L en TSD, prise dans les tableaux 1a et 1b pour bien distinguer les deux types d'eaux, a été la plus efficace. Le changement de la pente est probablement dû à une transition d'une eau météorique de la zone d'altération, moins profonde ou proche de l'axe du pompage (zone plus perméable), à une eau saline profonde.

Tableau 1 a) : Corrélation des éléments majeurs pour les échantillons dont les TSD < 13 g/L.

Tableau 1 b) : Corrélation des éléments majeurs pour les échantillons dont les TSD > 13 g/L.

4.2.3 Le calcium

Le calcium montre une évolution assez semblable à celle du sodium (figure 17). Le calcium montre une bonne corrélation avec le chlore. Il y a augmentation rapide de la concentration en calcium avec celle du chlore jusqu'à une concentration de ce dernier de l'ordre de 10 000 mg/l (zone moins profonde). Avec des concentrations en chlore élevées, il y a une augmentation continue mais moins rapide de la concentration du calcium. L'histogramme de fréquence du Ca (annexe 8), peu différent de celui du Cl et Na, montre aussi deux populations. La première population correspond aux eaux de la première pente, et peut être interprétée en terme de la géochimie de la carbonatite. Pour la deuxième population représentant la deuxième pente, les eaux souterraines plus concentrées suggèrent que le calcium ne pourrait provenir que d'une saumure profonde originellement concentrée en cet élément. Le phénomène de dissolution de la calcite est donc probablement dominant dans la zone superficielle. Ceci est supporté par la figure 18 qui montre que les eaux souterraines de cette zone sont généralement sous-saturées à saturées en calcite.

Cependant, l'alcalinité et le pH ont un comportement différent (figures 19 et 20). On remarque que l'alcalinité et le pH diminuent tous les deux en même temps en fonction de la concentration du chlore, ce qui est logique. Par conséquent, les eaux météoriques diluées, proches de la surface ont des propriétés basiques alors qu'avec la profondeur, les eaux

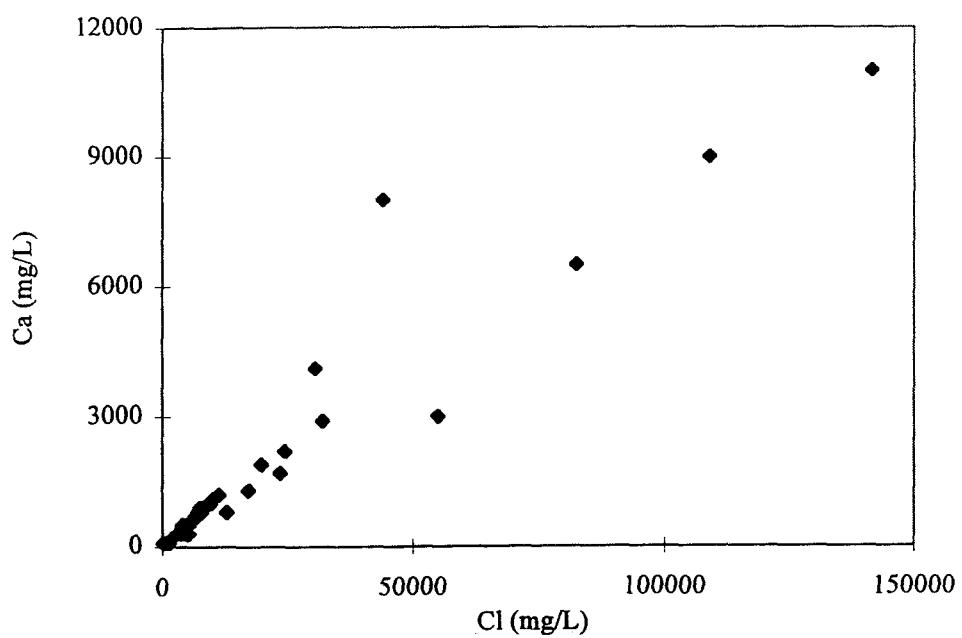


Figure 17 : Relation entre la concentration de Ca et celle de Cl.

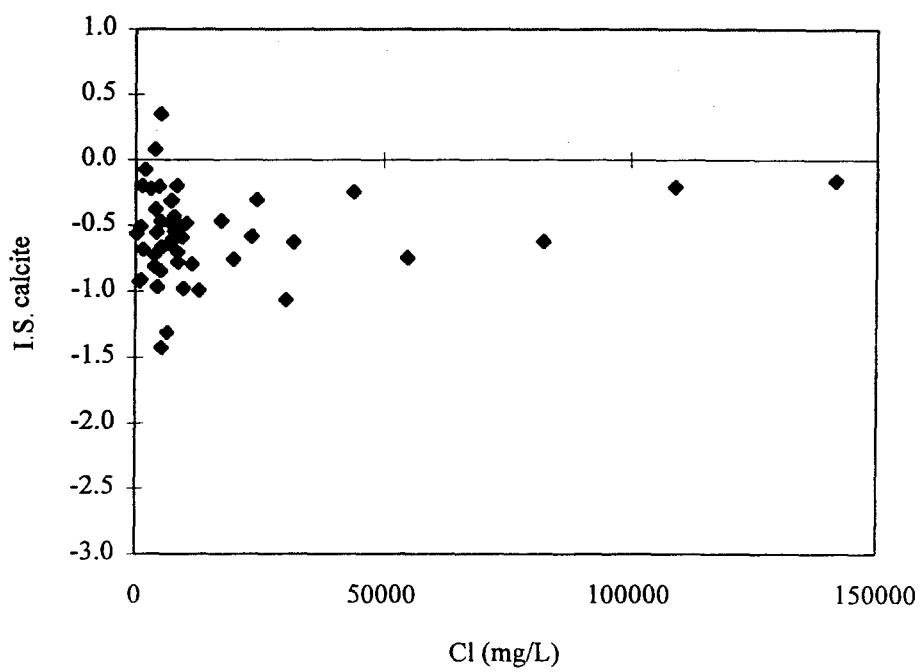


Figure 18 : Relation entre l'indice de saturation de la calcite et la concentration de Cl.

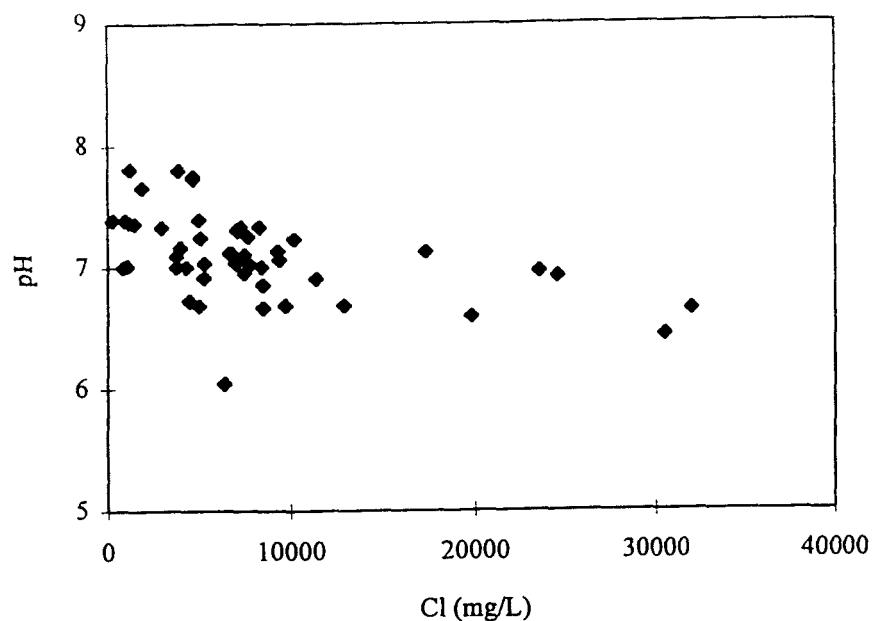


Figure 19 : Relation entre le pH et la concentration de Cl.

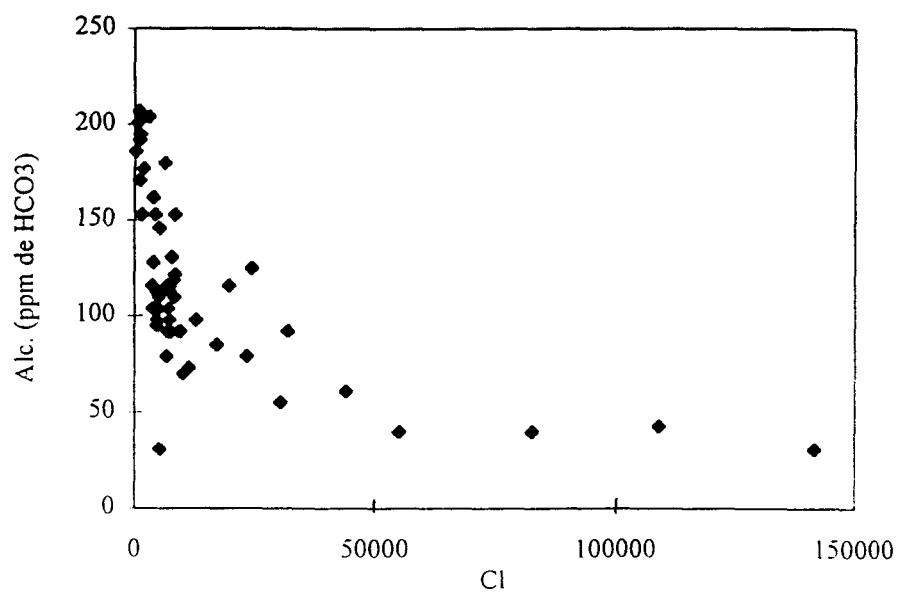


Figure 20 : Relation entre l'alcalinité et la concentration de Cl.

deviennent de plus en plus acides. Ceci est plus accentué à des concentrations en chlore supérieur à 10 000 mg/L.

Généralement, dans une solution, l'équilibre existe entre les espèces CO_2 aq, H_2CO_3 , HCO_3^- , et CO_3^{2-} (Stumm et Morgan, 1981). À de faibles valeurs de pH (correspondant aux eaux les plus concentrées en chlore et profondes), le CO_2 aq est l'élément dominant dans la solution (figure 21) (Andrews et Wilson, 1987). D'après Andrews et Wilson (1987), les eaux souterraines évoluées avec des teneurs élevées en $\text{HCO}_3/\text{CO}_3^{2-}$ peuvent, par conséquent, contenir des volumes significatifs de CO_2 dissous qui seront libérés lors d'un rééquilibrage avec la pression de l'air atmosphérique. La figure 22 (Andrews et Wilson, 1989) montre le domaine dans lequel le CO_2 est présent parmi les gaz évolués quand le dégazage apparaît. Ce phénomène de dégazage est donc plus apparent au niveau des eaux souterraines profondes de la mine, (eaux acides), alors qu'au niveau des eaux superficielles, la dissolution de la calcite serait responsable de la compensation de la perte de bicarbonate ce qui rend ce phénomène non apparent, et ceci malgré que la corrélation entre Ca et HCO_3 est toujours négative pour ces eaux (tableaux 1a et 1b). Cette hypothèse est conforme au résultat obtenu pour le calcium, qui montre qu'on a une augmentation plus rapide du calcium pour des eaux souterraines moins concentrées.

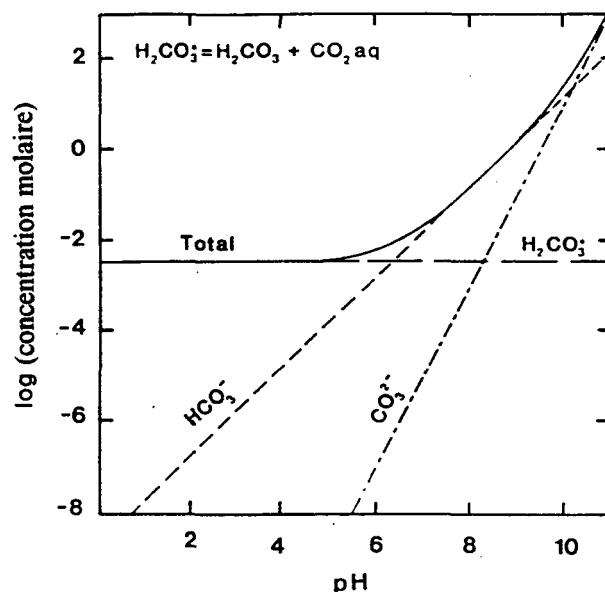


Figure 21 : Distribution à l'équilibre des espèces dissoutes $\text{CO}_2/\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$ en fonction du pH ($\text{pCO}_2 = 0.1 \text{ atm. à } 25^\circ\text{C}$) (Andrews et Wilson, 1987).

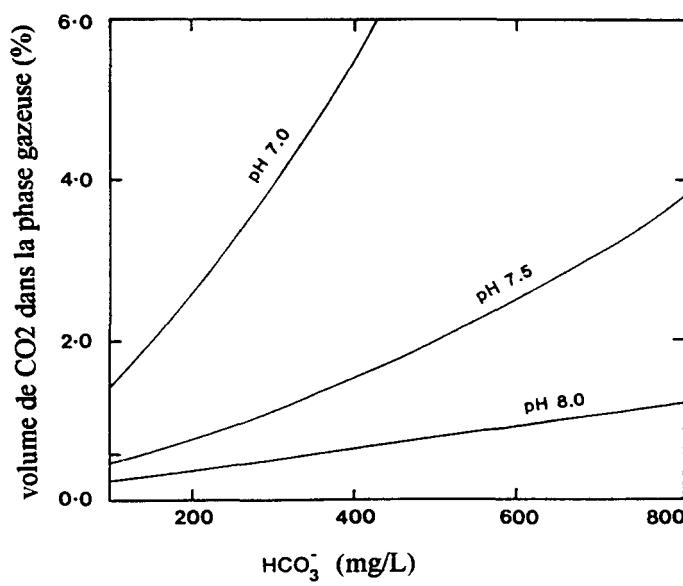


Figure 22 : Teneur en CO_2 de la phase gazeuse pour un dégazage des eaux souterraines à différentes concentrations en HCO_3^- à 1 bar et 40°C (Andrews et Wilson, 1987).

4.2.4 Le sulfate et le strontium

La figure 23 montre un tracé de la concentration du strontium en fonction de celle du chlore avec une première pente moins raide jusqu'à une concentration en chlore de 10000 mg/L et une deuxième pente plus raide pour les concentrations plus élevées.

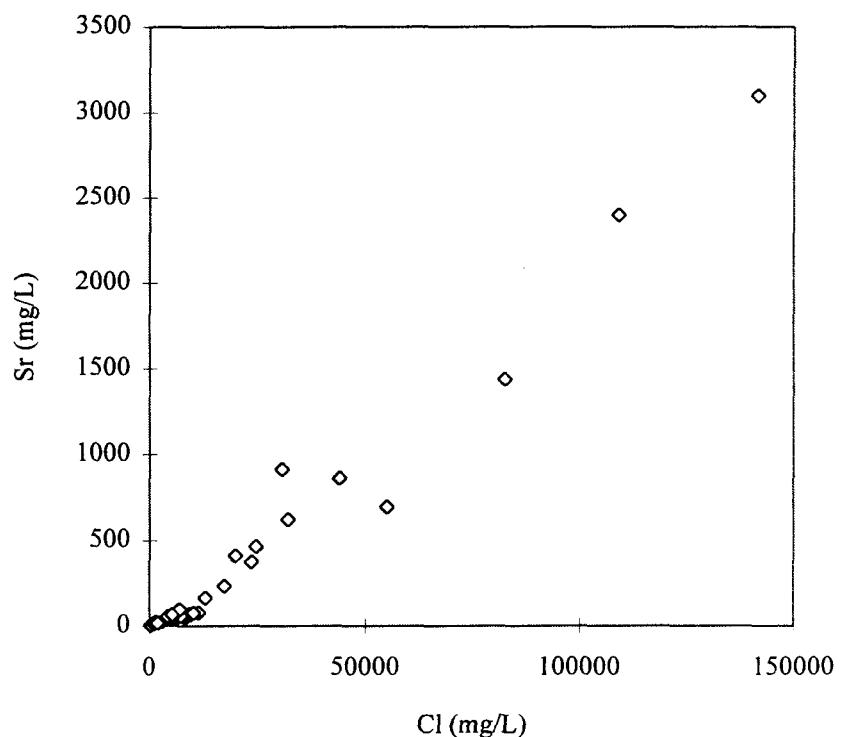


Figure 23 : Relation entre la concentration de Sr et celle de Cl.

Pour le sulfate, la tendance est particulièrement différente (figure 24 et tableaux 1a et 1b). On constate une augmentation rapide de la concentration du sulfate jusqu'à sa

valeur maximale (754 mg/L) correspondant à une concentration en chlore de l'ordre de 10 000 mg/L. Au delà de cette concentration en chlore, le sulfate commence à chuter jusqu'à des valeurs presque nulles pour les eaux les plus concentrées.

La corrélation observée sur le diagramme Sr vs Cl (figure 23) permet de déduire deux types de tendances. La première correspond aux eaux souterraines dont les concentrations en sulfate sont élevées mais les concentrations en strontium faibles et la deuxième à des eaux souterraines dont les concentrations en sulfate sont très faibles mais avec des concentrations en strontium augmentant avec celles du chlore. Le sulfate a donc probablement une origine superficielle, en particulier provenant de l'oxydation des sulfures de la carbonatite. Par contre, le strontium provient probablement des eaux plus profondes, comme on l'a vu pour le calcium. Les histogrammes de fréquence du Sr et Ca sont semblables (annexe 8). Nous pouvons aussi remarquer l'augmentation du coefficient de corrélation entre Sr et les autres ions dans les eaux plus salines (tableaux 1a et 1b).

Le tracé de l'indice de saturation en célestite en fonction de la concentration en chlore (figure 25) montre une augmentation de cet indice jusqu'à saturation à des concentrations de chlore de l'ordre de 10 000 mg/L. Pour des concentrations plus élevées en chlore, on assiste à un appauvrissement en ions sulfates. L'indice de saturation en célestite suit la même tendance que le sulfate (Figure 24). Il semble donc que ce soit le sulfate qui influence la saturation en célestite.

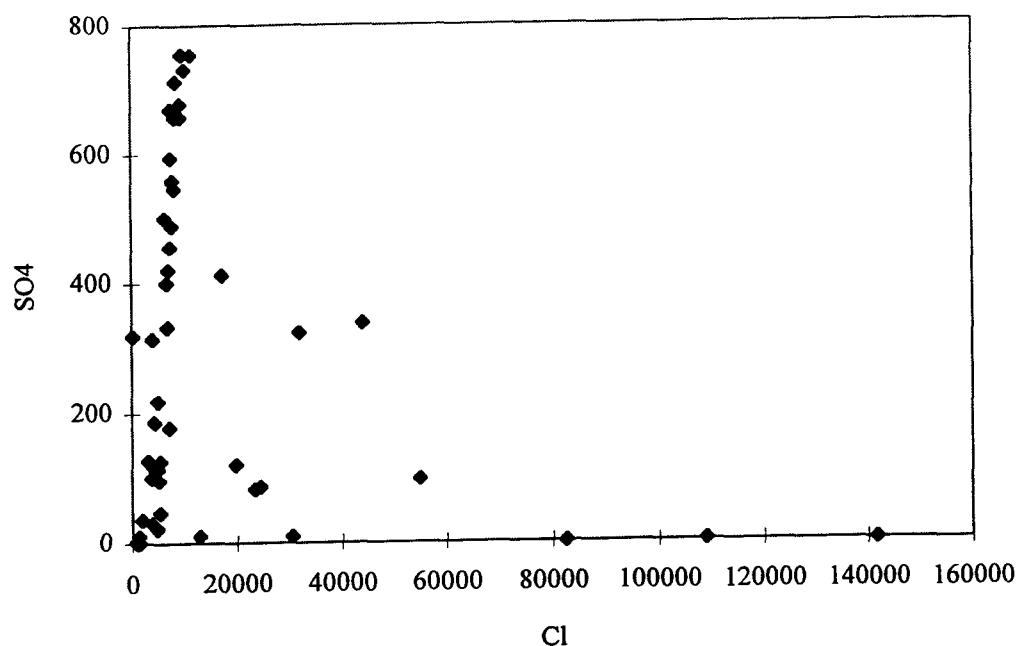


Figure 24 : Relation entre la concentration de SO₄ et celle de Cl.

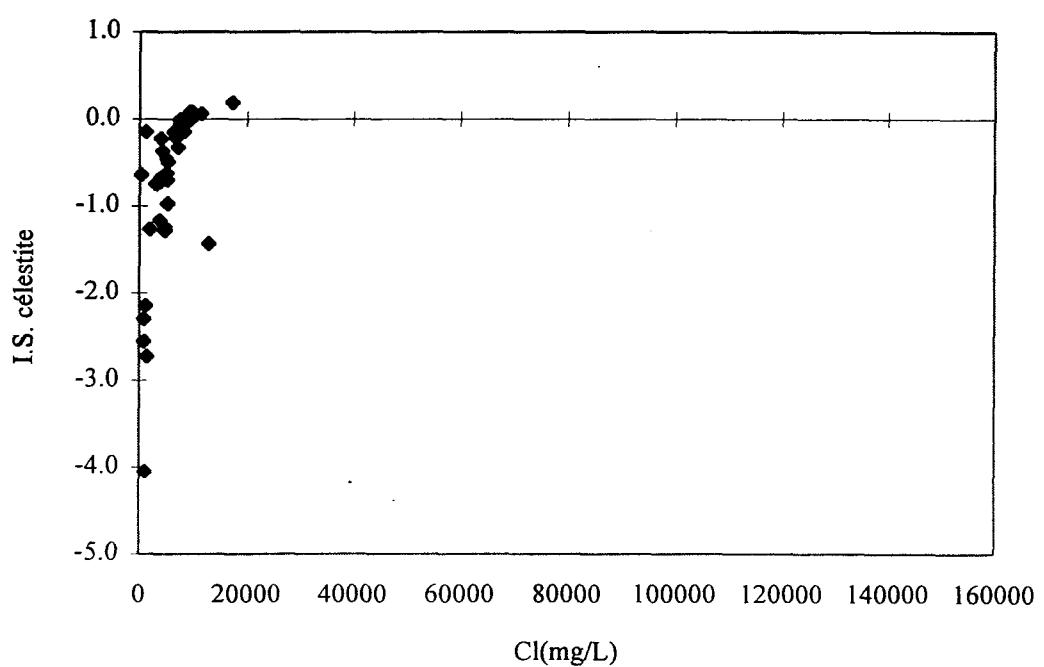


Figure 25 : Relation entre l'indice de saturation de la célestite et la concentration de Cl.

4.2.5 Le magnésium

Le magnésium a aussi un comportement différent du Na et du Ca (figure 26 et annexe 8). Dans la figure 26, sa concentration augmente de façon plus rapide pour des concentrations en chlore inférieures à 10 000 mg/L correspondant à des eaux météoriques et de mélange, alors que son augmentation est moins grande mais linéaire dans les eaux plus concentrées. L'hypothèse d'une origine superficielle de cet élément est difficile à expliquer. Nous retenons, cependant, l'hypothèse, la plus probable, d'une interaction avec l'encaissant de carbonatite dolomitique.

L'indice de saturation de la dolomite en fonction de la concentration en chlore (Figure 27) donne un profil très irrégulier ne permettant pas de tirer des conclusions significatives. Cependant, on peut remarquer que la majorité des eaux souterraines à la mine sont sous-saturées par rapport à la dolomite. Cette situation, à laquelle on pourrait s'attendre pour des conditions de température au dessus de 10 degrés Celsius, favoriserait une dissolution plus facile de la calcite que celle de la dolomite (Langmuir, 1971; Freeze et Cherry, 1979). La température moyenne des eaux souterraines enregistrée à la mine, qui est de 11,5 degrés Celsius (annexe 2), serait plus en faveur de la dissolution de la calcite.

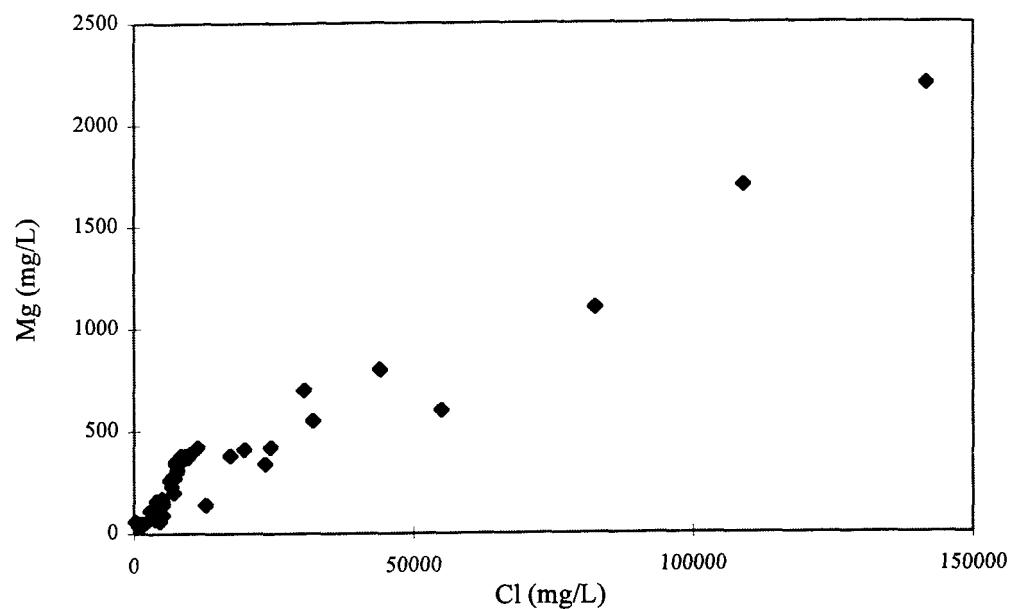


Figure 26 : Relation entre la concentration de Mg et celle de Cl.

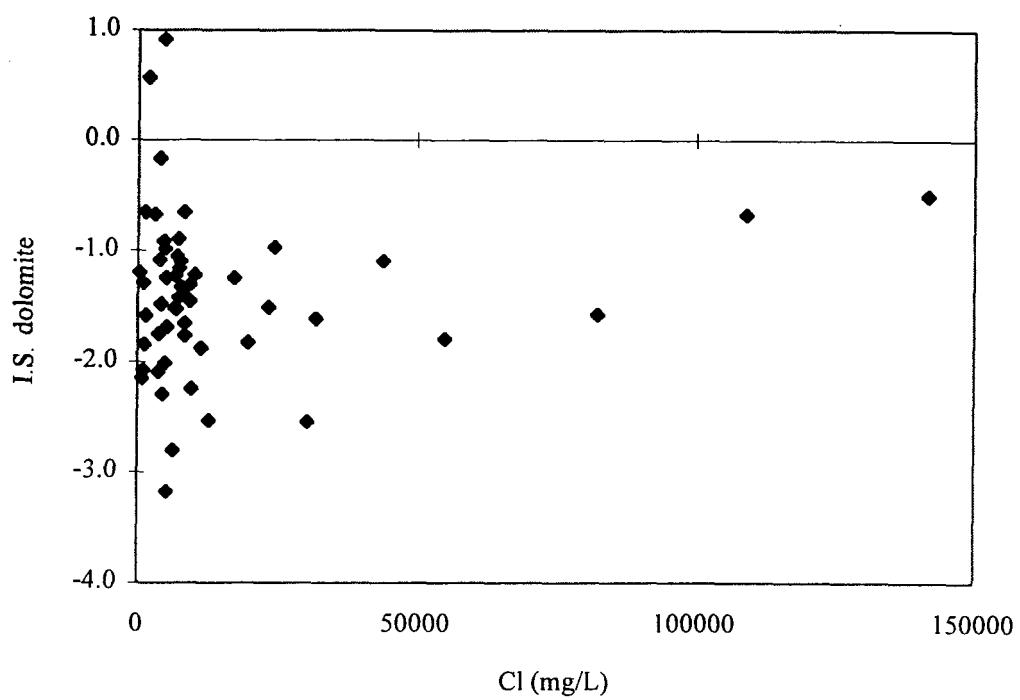


Figure 27 : Relation entre l'indice de saturation de la dolomite et la concentration de Cl.

Ce phénomène de distribution du magnésium (figure 26) est observé aussi dans plusieurs régions du Bouclier Canadien (Frape et Fritz, 1987). Deux explications y sont proposées. La première est la source ou la composition de la roche. En effet, il a été constaté que les roches riches en magnésium contiennent des eaux avec une concentration en magnésium élevée, observation faite aussi par Garrels (1967; 1976) et Tamari et al., (1983). Le deuxième mécanisme majeur contrôlant le magnésium est son incorporation dans la composition des minéraux secondaires, tels que la chlorite ou d'autres silicates (Edmunds et al., 1985; Frape et Fritz, 1982). Dans notre cas, le magnésium peut être associé à ces deux mécanismes. Dans le premier cas, la présence de la carbonatite dolomitique favorise la dissolution de la dolomite. Cependant, nous estimons qu'une grande partie du magnésium serait entrée par une dissolution de la chlorite qui est supposée être le minéral secondaire le plus fréquemment rencontré dans les fractures (Tremblay, 1993), ce qui expliquerait sa variabilité dans les eaux souterraines de la mine.

4.2.6 Le potassium

Le comportement du potassium en fonction de la concentration en chlore est différent de celui du magnésium (Figure 28). On remarque une présence moins importante du potassium à des concentrations de chlore inférieures à 10 000 mg/L. Cependant sa concentration commence à augmenter rapidement avec les concentrations de chlore plus

élevées. L'histogramme de fréquence du K (annexe 8) suit la même tendance que celles du Cl et du Na.

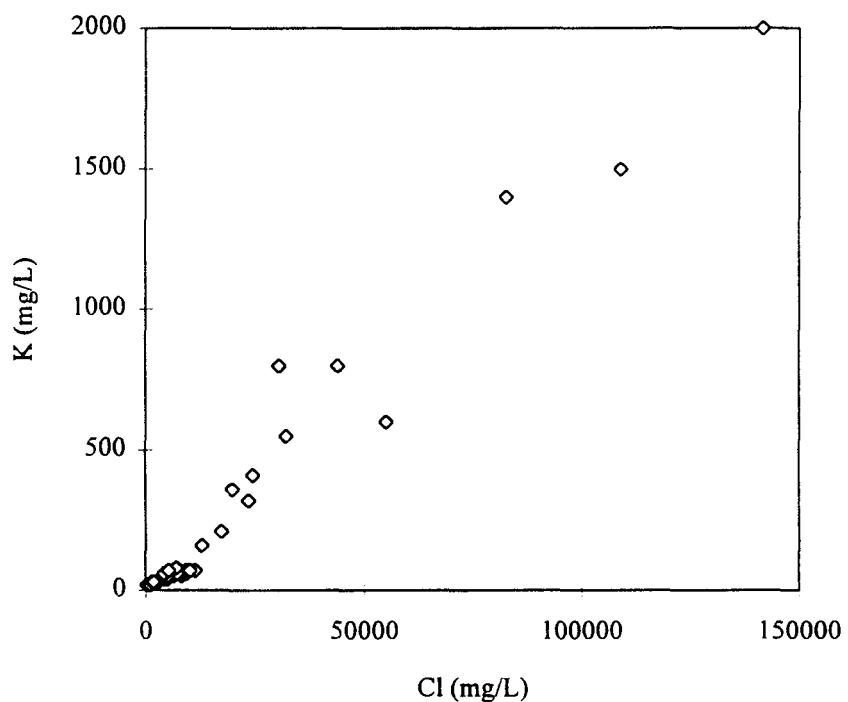


Figure 28 : Relation entre la concentration de K et celle de Cl.

Le potassium forme le composant cationique majeur de minéraux, tels que les feldspath-K, micas et plusieurs minéraux secondaires remplissant les fractures. Il est facilement dissout des roches encaissantes par l'altération et la circulation d'eau, se déposant par la suite à partir de la solution comme minéraux secondaires (Goldschmidt,

1958). De tels minéraux secondaires ne sont pas présents en grande quantité dans la carbonatite de St-Honoré. Malgré la présence importante de minéraux de K, tels que la biotite (Fortin-Bélanger, 1977; Gauthier, 1980), l'appauprissement des eaux superficielles et l'enrichissement des eaux souterraines profondes en potassium suggèrent que la saumure profonde serait riche en cet élément. Ailleurs, dans le Bouclier Canadien, il n'a pas été montré que le potassium ait une origine de saumure profonde (Frape et Fritz, 1987). Les tableaux 1a et 1b montrent bien que les corrélations entre le K et les autres ions, en particulier les ions supposés provenir de la saumure profonde (Cl, Na et Ca), sont plus élevées dans le cas des eaux plus concentrées.

4.3 Limitations de la modélisation géochimique

Comme déjà mentionné, tous les programmes de modélisation géochimique sont confrontés aux erreurs, dont la majorité sont causées par la quantité et la qualité des données thermodynamiques utilisées pour le calcul des constantes d'équilibre, de dissociation des complexes et de dissolution des minéraux. En outre, il y a aussi les erreurs dues à la méthode de calcul des coefficients d'activité des espèces aqueuses. L'utilité des résultats obtenus est aussi limitée par l'état non complet et la fiabilité des paramètres physiques et chimiques reportés et qui sont utilisés comme entrées du programme. Il y a aussi le degré de représentativité d'un échantillon d'eau, venant d'une partie spécifique de l'aquifère ou de l'ensemble de celui-ci (Hull et al., 1985).

4.3.1 Analyses chimiques

Les données chimiques peuvent être la source majeure des erreurs dans le calcul des interactions eau-roche. Ces erreurs peuvent résulter des sources suivantes:

- i) Analyses chimiques incomplètes. Les données chimiques recueillies sont très utiles, car elles englobent les cations et anions majeurs présents dans les eaux souterraines à la mine. Cependant, il n'y a pas de données sur les éléments traces et mineurs. Certains ont été détectés par la méthode d'absorption atomique, mais le fait que leurs concentrations étaient de l'ordre de la limite de détection de la méthode a fait en sorte que nous ne pouvons les exploiter. La méthode d'inductivité couplée au plasma (ICP) aurait pu être convenable pour ces éléments. De même, la quantité de CO₂ perdue du système lors du phénomène du dégazage est inconnue, ce qui modifie la vraie valeur de l'alcalinité. Une autre limitation majeure du modèle est le manque de données sur les concentrations d'espèces organiques dissoutes. Willey et al. (1975) ont démontré que les espèces organiques peuvent contribuer à l'augmentation de l'alcalinité des eaux souterraines, en plus des espèces inorganiques connues. Ils ont montré que les acides organiques anioniques contribuent jusqu'à 99 % de la mesure de l'alcalinité, dans le cas d'un contexte de roche sédimentaire. Or, d'après Vallée et Dubuc (1970), le cœur de la carbonatite contient des traces de matière organique, ce qui pourrait avoir une influence sur le modèle.

- ii) Analyses chimiques invalides. La précision de plusieurs analyses chimiques est limitée. Notre méthode d'échantillonnage et de préservation était satisfaisante. Cependant, avec la méthode des analyses, pour la détermination soit des cations par absorption atomique ou des anions par spéctrophotocolorimétrie, on a souvent eu recours à des taux variables de dilution des échantillons à cause de la limite de détection des appareils. Ceci a un effet direct sur la précision.

Ces deux types d'erreurs ont été exprimés précédemment par le pourcentage d'erreur de l'équilibrage des charges électriques des échantillons des eaux souterraines à la mine.

- iii) Représentativité des échantillons. Elle pourrait jouer un rôle important, surtout dans le cas des échantillons issus de trous de forage. Leurs eaux ont été considérées comme représentatives de leurs parties profondes, ceci malgré le fait qu'il n'y ait aucun contrôle sur les fractures en connexion avec les trous de forage sur toute leur longueur et donc sur la provenance exacte de l'eau échantillonnée.

Un échantillon particulier (A13) en est un bon exemple. Il est le seul possédant une concentration en solides dissous totaux correspondant à des eaux douces ($TSD < 1\ 000$ mg/L). Sa caractéristique est qu'il représente une eau douce du type Ca-Mg-Na-Cl-SO₄. Or il est issu d'une fracture au niveau 700 de la mine (annexe 2). Il est assez loin de l'axe de pompage (annexe 9D: Plan du niveau 700). Nous suggérons qu'il s'agit d'une connexion de

fractures verticales à l'échelle locale permettant à une importante quantité d'eau météorique de s'infiltrer et de diluer les eaux souterraines locales. Ces eaux restent toujours concentrées en Mg-Ca-SO₄, étant donné la géologie de la mine et les interactions superficielles qui y sont dominantes.

4.3.2 Paramètres thermodynamiques

La validité des constantes d'équilibre de dissociation des complexes ou de dissolution des minéraux est très variable, dépendant de la qualité et de la nature des données thermodynamiques utilisées dans les calculs (Arnorsson et al., 1982; Nordstrom et Munoz, 1985; Apps et al., 1987). L'intervalle de la variation des données thermodynamiques est large. Les valeurs de l'énergie libre de Gibbs pour le même minéral peut varier énormément dans les études rapportées dans la littérature (Tardy et Garrels, 1974, Berman et al., 1985). Les constantes d'équilibre pour la plupart des minéraux et pour certains complexes aqueux utilisés dans PHREEQE et PHRQPITZ sont calculées à partir de l'équation intégrée de Van't Hoff (mentionnée dans l'annexe 7). Ces constantes d'équilibre sont surtout valables pour les échantillons de minéraux purs utilisés pour générer des données thermodynamiques dans les expériences de laboratoire. Cependant, les minéraux dans le système naturel montrent souvent une large variation dans la composition chimique, les caractéristiques de surface, le degré de cristalinité et autre facteurs. Il doit donc s'en suivre des variations dans le modèle.

5**UTILISATION DE L'ANALYSE DE CORRESPONDANCE**

L'utilisation de la méthode de l'analyse de correspondance a débuté avec Fisher et Yates (1938) et Yates (1948). Ils en ont établi les premières notions en utilisant l'analyse des tables de contingence de correspondance. Plus récemment, Benzécri et al. (1980) ont beaucoup écrit sur ce sujet. Un certain nombre de géologues y ont trouvé leur source d'application. Nous citons, par exemple, Teil et Cheminée (1975), David et al. (1977) et Carignan (1979). Ce dernier constitue notre source pour l'établissement du principe de la méthode.

L'analyse de correspondance est une méthode qui opère sur des matrices dérivées des tables de contingence qui ont été transformées pour que les éléments de la table puissent être considérés comme des probabilités conditionnelles. À cause de la nature de la

transformation, la relation entre les rangées et les colonnes des tables transformées est la même que celle à l'intérieur de la matrice de données originelles.

L'analyse de correspondance combine le mode R qui décrit les similarités entre les variables et le mode Q qui étudie les corrélations entre les sites d'échantillonnage.

5.1 Principe de la méthode

Comme l'analyse de correspondance est une technique d'analyse factorielle, qui combine les modes R et Q, elle est indépendante du type de distribution et utilise une fonction de pondération, apparentée au X^2 , ce qui permet d'utiliser à l'intérieur d'une étude d'une part les ions à faibles concentrations et d'autre part les ions à fortes concentrations. Nous prenons l'exemple de 5 échantillons d'eaux souterraines analysés pour 3 variables (par exemple, Cl, Na, SO₄) et dont la représentation graphique est montrée à la figure 29. De même si on prend 3 échantillons d'eaux souterraines analysés pour 5 variables (par exemple, Cl, Na, SO₄, Ca, K), nous pouvons représenter les variables dans l'espace des échantillons, ce qui est montré dans la figure 30. Bien sûr, pour un espace à plus de trois dimensions, la représentation des variables et des échantillons devient complexe. L'analyse de correspondance règle ce problème posé. Ainsi on peut représenter un nombre N d'échantillons d'eaux souterraines (dans notre cas, 53 échantillons) analysés pour n variables (dans notre cas: tous les ions majeurs détectés) dans un espace de N x n dimensions.

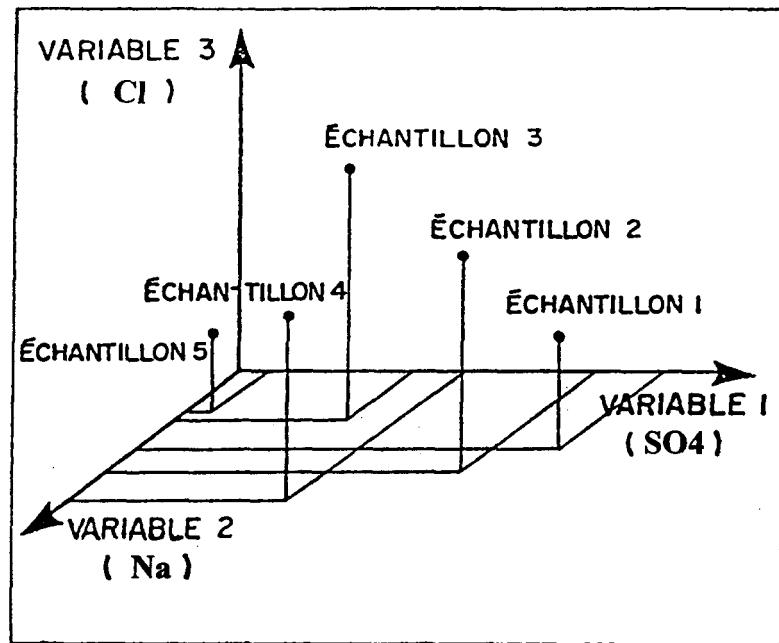


Figure 29 : Représentation des échantillons dans l'espace des variables (David et al., 1977).

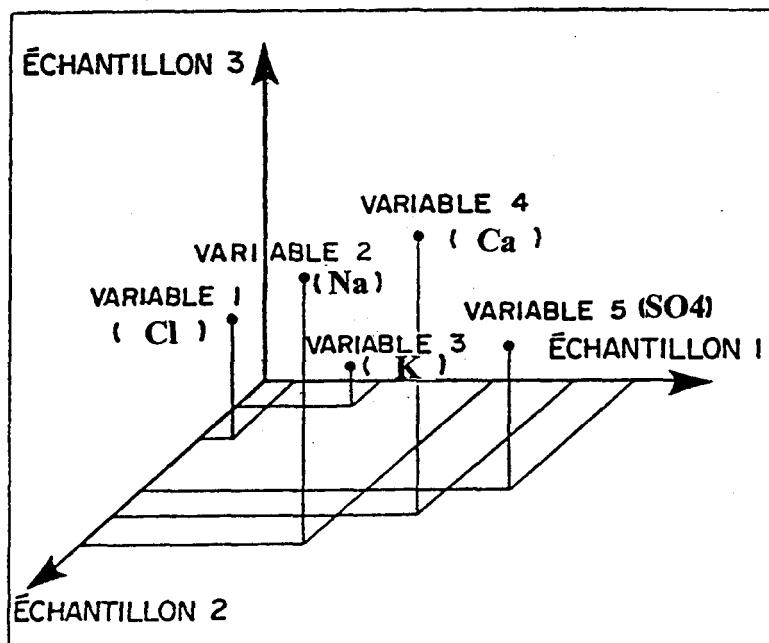


Figure 30 : Représentation des variables dans l'espace des échantillons (David et al., 1977).

Cet espace peut être représenté en trois dimensions par un nuage de points de forme ellipsoïdale (Figure 31). Le grand axe de l'ellipsoïde représente la direction de plus grande variation entre les points. Le deuxième, orthogonal au premier, est dans la direction de la deuxième plus grande variation et ainsi de suite pour les autres axes. Le nuage des échantillons peut ensuite être projeté sur les différents plans formés par les facteurs deux à deux (figure 32).

L'analyse de correspondance fait usage de la dualité entre l'espace des échantillons et celui des variables pour créer un espace $N \times n$ où les échantillons et les variables seront projetés pour former un nuage de points à partir duquel il sera possible de dégager les facteurs de variation et ultimement de projeter les points sur différents plans formées par ces facteurs.

La méthode calcule aussi les distances entre les échantillons ou les variables et le centre de gravité du nuage de points. Elle permet donc de reconnaître des groupes d'échantillons ou de variables, et les interrelations entre les deux. Ces interrelations sont expliquées par l'action des facteurs de variation mise en évidence sur les diverses représentations graphiques. Ainsi, des points voisins appartiendront au même groupe, des variables voisines seront corrélées ensemble et un groupe de points sera caractérisé par les variables adjacentes.

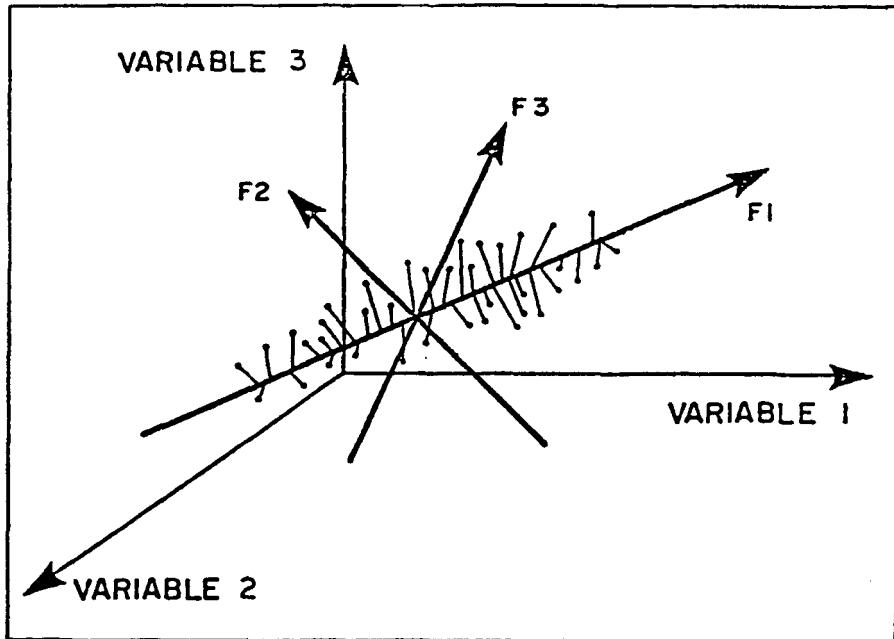


Figure 31 : Nuage des échantillons et facteurs de variation dans l'espace des variables (David et al., 1977).

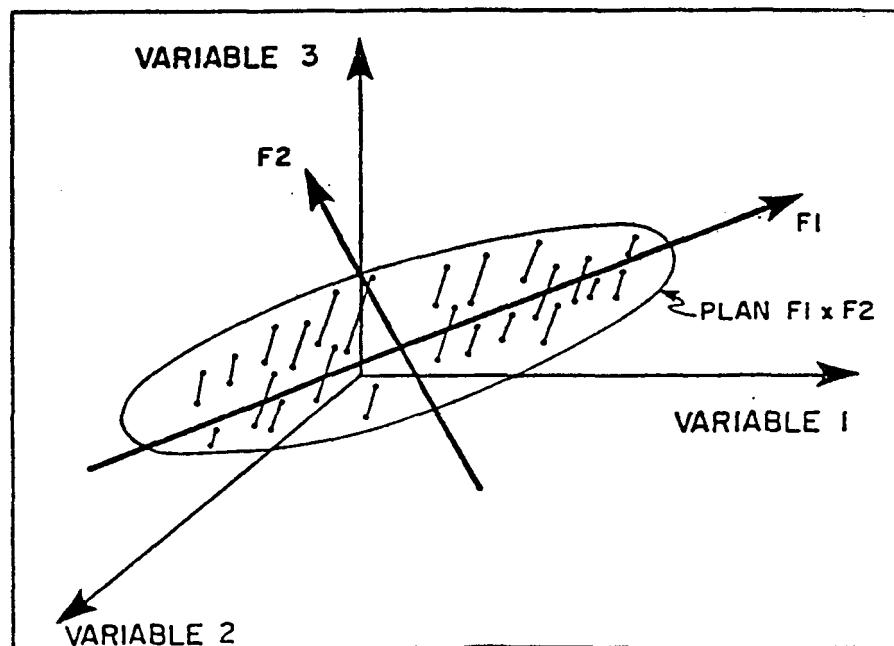


Figure 32 : Projection du nuage des échantillons sur le plan de projection $F1 \times F2$ (David et al., 1977).

En sommaire, l'analyse de correspondance nous fournit:

- Les facteurs qui expliquent la variation dans l'espace des échantillons et des variables;
- Le % de variation expliqué par chaque facteur;
- Les contributions absolues de chacun des échantillons ou de chacune des variables à la variation selon l'un ou l'autre des facteurs;
- Les contributions relatives de chaque facteur à la variation totale de tel ou tel échantillon ou telle ou telle variable par rapport au centre de gravité du nuage de points;
- Les graphiques des variables et des échantillons projetés sur les plans des facteurs.

À partir de ces éléments, nous allons essayer d'extraire les principaux facteurs géologiques responsables soit des regroupements ou des variations géochimiques au sein de nos échantillons des eaux souterraines à la mine Niobec, pour enfin comparer notre résultat statistique avec celui du modèle géochimique.

5.2 Résultats de l'analyse de correspondance

Les résultats statistiques des données d'analyse d'eau souterraine des 53 échantillons de la mine Niobec pour 9 variables sont obtenus par l'utilisation de la méthode d'analyse de correspondance développée par Hill et Gauch (1980) qui permet de corriger deux défauts de la plupart des techniques d'ordination. Le premier est l'effet de « horseshoe» qui ne montre pas l'indépendance des deux premiers axes et le deuxième est dû au fait que les points qui sont situés aux extrémités des premiers axes apparaissent plus rapprochés entre eux que ceux qui sont situés au centre.

Le tableau 2 présente, pour les quatre premiers facteurs, leur valeur propre, le pourcentage de variation expliquée, les contributions absolues et relatives de chacune des variables et de chacun des échantillons à ces facteurs.

À partir de cette analyse, les quatre premiers facteurs identifiés représentent environ 91,8 % (68 + 15,8 + 6,6 + 1,4) de la variation des données originelles. Le facteur 1 représente environ 68 % de la variation de tous les paramètres utilisés. Il explique 84 % de la variation de sulfate et 88 % de celle du strontium. Il explique aussi 66 % de la variation de bicarbonate.

Tableau 2 : Résultat de la contribution des différents facteurs par l'analyse de correspondance

Facteur	Valeur propre	% total	% cumulatif
1	0,04	67,98	67,98
2	0,009	15,76	83,74
3	0,004	6,61	90,35
4	8,40E-04	1,43	91,78

Score d'espèce	Facteur 1		Facteur 2		Facteur 3		Facteur 4	
	CA	CR	CA	CR	CA	CR	CA	CR
TDS	13	37,59	51	34,19	88	24,76	57	3,46
HCO3	218	65,75	458	32,02	-37	1,09	181	1,14
Cl	-6	39,62	25	38,26	-34	21,85	2	0,29
SO4	232	84,22	-144	12,12	-73	2,58	141	1,08
Ca	80	75	-12	2,61	211	19,24	-160	3,17
Na	9	40	20	20	72	31	88	10
K	-130	79,84	59	7,59	164	9,79	152	1,96
Mg	157	90,7	44	5,89	54	3,03	21	2,84
Sr	-202	88,4	35	3,55	139	5,91	-234	2,14

N.B. CA: contribution absolue, CR: contribution relative.

Tableau 2 (suite)

Score d'échan.	Facteur 1		Facteur 2		Facteur 3		Facteur 4	
	CA	CR	CA	CR	CA	CR	CA	CR
A1	17	77,06	16	16,81	10	4,41	18	1,72
A2	18	77,99	16	16,07	10	4,21	19	1,73
A3	15	55,84	44	37,97	13	4,71	19	1,49
A4	11	52,62	38	42,15	8	3,72	15	1,51
A5	17	77,46	15	15,85	11	4,87	19	1,82
A6	16	75,97	16	17,61	10	4,62	18	1,80
A7	17	57,87	47	37,09	12	3,97	15	1,07
A8	15	74,77	16	18,49	10	4,85	18	1,89
A9	16	75,40	16	17,48	11	5,04	21	2,08
A10	17	78,15	15	15,99	9	4,02	19	1,84
A11	18	78,70	15	15,21	10	4,25	20	1,84
A12	19	79,33	14	13,55	13	5,28	21	1,84
A13	107	99,01	0	0,00	0	0,00	51	0,99
A14	5	41,62	24	46,32	11	8,90	18	3,15
A15	11	62,07	22	28,78	13	7,13	17	2,02
A16	10	59,95	22	30,58	13	7,58	15	1,89
A17	9	57,68	22	32,69	12	7,48	16	2,16
A18	10	60,03	22	30,62	13	7,59	14	1,77
A19	13	56,26	38	38,13	9	3,79	20	1,82
A20	13	54,02	42	40,46	10	4,04	17	1,49
A21	1	13,02	23	69,40	10	12,66	18	4,93
A22	6	39,64	34	52,08	9	5,78	18	2,50
A23	2	22,04	24	61,31	11	11,79	21	4,87
A24	2	22,33	24	62,12	10	10,86	20	4,70
A25	15	68,09	25	26,31	9	3,97	17	1,62
A26	1	13,57	22	69,23	10	13,20	14	4,00
A27	18	76,82	17	16,82	11	4,56	20	1,80
A28	1	13,59	22	69,31	11	14,53	9	2,57
A29	18	78,18	15	15,10	12	5,07	18	1,64
A30	2	22,95	22	58,53	14	15,62	12	2,90
A31	14	71,33	17	20,08	13	6,44	20	2,14
A32	15	72,46	17	19,04	14	6,58	19	1,93
A33	12	66,49	19	24,41	13	7,00	18	2,10
A34	6	47,83	19	35,12	22	17,05	0	0,00
A35	15	73,49	17	19,31	11	5,24	19	1,96
A36	17	77,80	15	15,92	10	4,45	19	1,83
A37	15	73,14	17	19,22	12	5,69	19	1,95
A38	11	56,46	29	34,51	14	6,99	19	2,05
A39	12	66,00	20	25,50	12	6,42	18	2,08
A40	16	76,38	15	16,60	11	5,11	19	1,91
A41	8	53,98	22	34,42	14	9,19	17	2,41
A42	8	55,06	20	31,91	16	10,71	16	2,32
A43	2	24,19	21	58,89	12	14,11	11	2,80
A44	0	0,00	22	79,42	11	16,65	12	3,93
A45	0	0,00	22	78,48	12	17,96	11	3,56
A46	5	46,09	20	42,74	9	8,07	16	3,10
A47	2	23,49	22	59,90	10	11,42	21	5,19
A48	18	75,65	18	17,54	13	5,31	17	1,50
A49	12	65,05	21	26,39	13	6,85	15	1,71
A50	8	55,31	22	35,26	11	7,39	14	2,04
A51	2	20,35	21	49,52	27	26,71	16	3,42
A52	0	0,00	22	80,91	10	15,42	11	3,67
A53	0	0,00	22	86,42	5	8,24	15	5,35

5.3 Discussion des résultats de l'analyse

Sur le diagramme du facteur 1 en fonction du facteur 2 (figure 33), le facteur 1 montre une opposition nette du strontium avec le sulfate et le bicarbonate marquant donc au moins deux types d'eau souterraine: un type riche en sulfate et bicarbonate qui représenterait les eaux souterraines superficielles diluées et un autre riche en strontium qui représenterait les eaux souterraines profondes concentrées (eaux salines et saumures). Le sulfate proviendrait de l'oxydation des sulfures de la carbonatite sous l'effet des conditions superficielles. Le fait que le sulfate et le bicarbonate ne soient pas regroupés, mais plutôt en opposition selon le facteur 2, montre qu'il ne sont pas issus d'un même processus. Le facteur 2 représente environ 32 % de la variation de bicarbonate et 12 % de celle de sulfate. Les figures du facteur 2 vs. Facteur 3 et du facteur 2 vs. Facteur 4 (annexe 9) montrent aussi que le facteur 2 est lié au processus de formation des ions sulfate et bicarbonate.

Le chlore et le sodium sont les ions présents en abondance dans tous les échantillons. Ceci se manifeste par leur regroupement avec les solides dissous totaux près du centre de gravité (Figure 33). Malgré tout, leur variation est expliquée pour environ 80 % pour le Cl et 60 % pour le Na par les facteurs 1 et 2. Ces variables sont peu significatives pour la séparation spatiale des eaux souterraines puisqu'elles sont au centre de gravité.

Pour le magnésium, sa variation est expliquée par le facteur 1 pour environ 91 %. Il y est associé au sulfate et bicarbonate. Il origine donc des mêmes sources que ceux-ci. Le calcium, par contre, dont la variation suivant le facteur 1 n'est expliquée que pour 75 %, semble rester plutôt au centre plus ou moins regroupé avec le chlore et le sodium. Il semblerait qu'il est abondant dans les eaux souterraines superficielles de faible concentration en même temps qu'il est présent dans les eaux souterraines profondes concentrées.

Nous remarquons enfin que le potassium est situé du côté du strontium et sa variation expliquée par le facteur 1 est d'environ 80 %, ce qui suggère que ces éléments ont la même origine.

La coexistence du bicarbonate et du calcium dans les eaux souterraines superficielles diluées, permet de déduire que ces eaux sont sous-saturées par rapport à la calcite, ce qui favorise donc sa dissolution. La tendance de la concentration en calcium dans les eaux concentrées suggère que la saumure originelle profonde est une solution sursaturée en cet élément. La présence du magnésium dans les eaux souterraines superficielles diluées, implique une sous-saturation par rapport à la dolomite permettant sa dissolution. Enfin, le potassium est clairement associé aux eaux riches en Sr (eaux souterraines profondes concentrées).

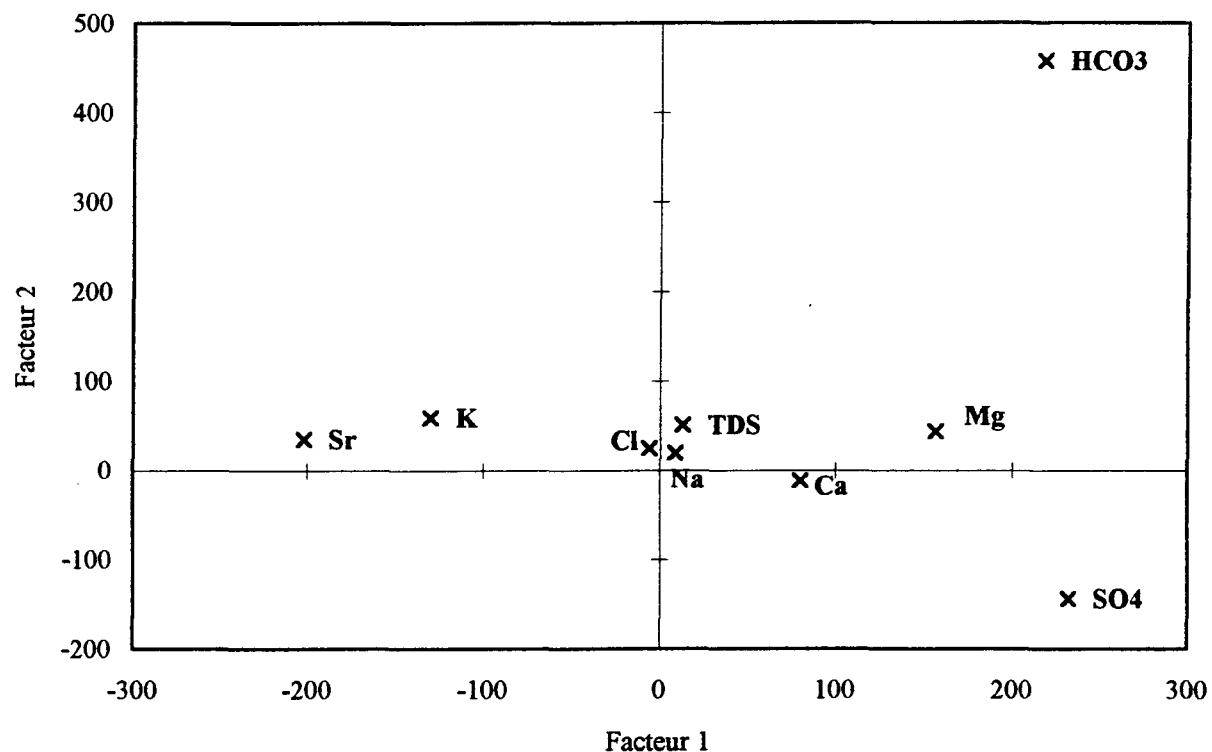


Figure 33 : Distribution des éléments majeurs sur le diagramme Facteur 1 vs Facteur 2 de l'analyse de correspondance.

Nous pouvons représenter en même temps la distribution des échantillons et celle des variables sur le diagramme des facteurs 1 et 2 (figure 34). Les échantillons sont concentrés et regroupés près du centre de gravité avec les ions chlore et sodium, montrant une tendance générale des eaux souterraines à la mine Niobec d'être riches en ces éléments. Les échantillons représentant les eaux diluées superficielles montrent une légère tendance vers les éléments de surface (SO_4 , HCO_3 , Mg, Ca). Les facteurs 1 et 2 expliquent environ 91 % de la variation des échantillons (64,4 % et 27 % respectivement).

Afin de mieux évaluer la contribution de chacun des échantillons selon les facteurs 1 et 2, nous présentons un agrandissement d'un secteur de la figure précédente à la figure 35. Ce diagramme montre une différenciation claire des différentes types d'eau souterraine suivant leur concentration en solides dissous. L'abondance des échantillons représentant les eaux saumâtres et salines pourrait servir pour tracer une ligne de séparation entre ces deux types d'eau et pour localiser la limite du cône de rabattement à la mine Niobec. En effet, les eaux saumâtres forment un alignement vers le pôle HCO_3 . Ces eaux sont caractérisées par une abondance de HCO_3 et à l'opposé par une déficience en Sr. Par contre, les eaux salines forment un alignement vers le pôle SO_4 . Elles sont donc caractérisées par une plus grande abondance de SO_4 , abondance décroissante avec la teneur en sels, alors qu'à l'opposé, elles s'enrichissent en Sr avec la concentration en sels. D'ailleurs, les échantillons d'eau très saline ou ceux qualifiés de «saumures» sont les plus près du pôle Sr.

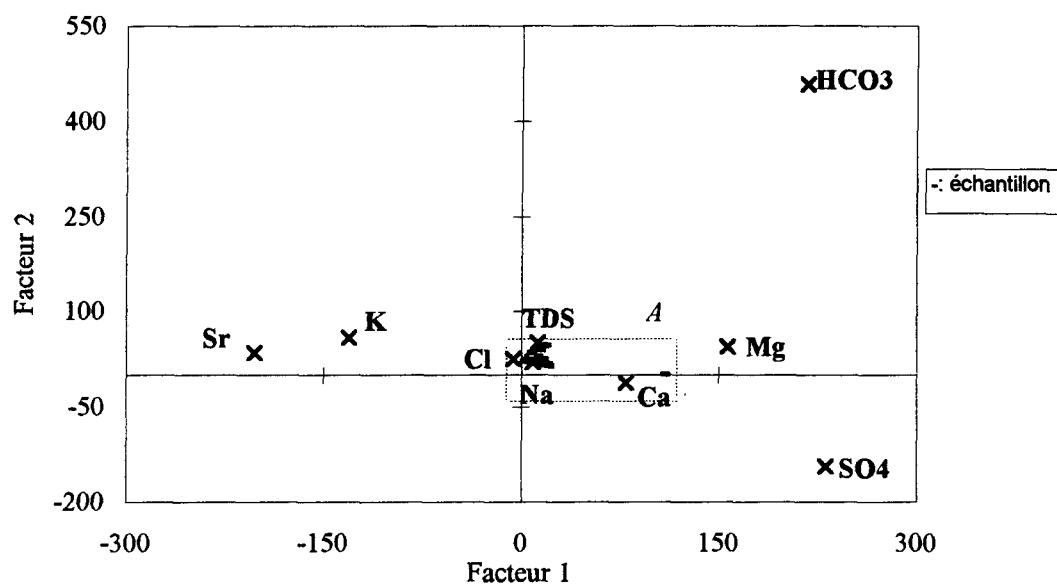


Figure 34: Distribution des éléments majeurs et des échantillons sur le diagramme Facteur 1 vs Facteur 2 de l'analyse de correspondance

L'échantillon A13 (figure 35) est particulièrement isolé loin de la composition générale de la plupart des échantillons, il représente une chimie d'eau douce souterraine. Cette chimie est largement et essentiellement dominée par le Ca, composition tout à fait normale dans un contexte d'eau de surface calcaire. C'est aussi l'échantillon le plus éloigné du pôle Sr.

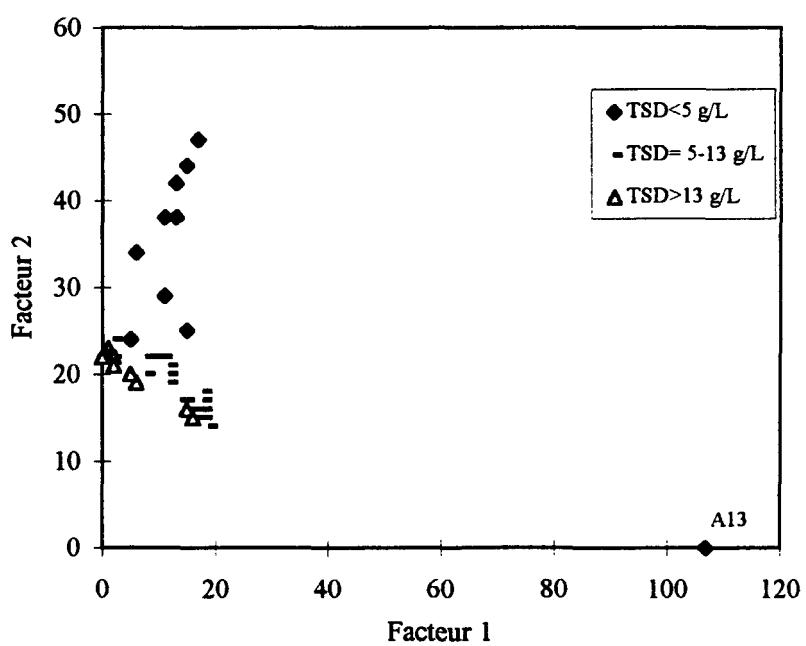


Figure 35 : Distribution des échantillons sur l'agrandissement du diagramme Facteur 1 vs Facteur 2 de l'analyse de correspondance (partie A de la figure 34).

En ajoutant les variables physico-chimiques, telle que la température, le pH et la force ionique avec les éléments majeurs, nous constatons que la contribution des quatre premiers facteurs n'est que de 79 % (tableau 3) au lieu de 92 % pour une représentation des éléments majeurs seuls (63,5 % et 8,3 % pour les facteurs 1 et 2 respectivement). Les erreurs expérimentales affectant surtout la mesure de la température et du pH peuvent y jouer un rôle.

La distribution générale selon le facteur 1 en fonction du facteur 2 (Figure 36) montre essentiellement les mêmes regroupements qu'observés pour les éléments majeurs seuls (Figure 33). On note cependant trois alignements de variables: l'un vers les pôles Mg et SO₄, un deuxième vers les pôles T, pH et HCO₃, un troisième vers les pôles Sr et K. Ces alignements soulignent l'importance des constituants Sr, SO₄ et HCO₃ pour distinguer la provenance des eaux souterraines. De plus, les paramètres physiques T et pH permettent de mieux expliquer la variation des échantillons d'eaux souterraines salines, associées à la concentration de HCO₃. La force ionique est plutôt liée à la concentration en solides dissous totaux. En outre, l'évolution des échantillons des eaux souterraines est aussi plus apparente le long du facteur 1.

Tableau 3 : Résultat de la contribution des différents facteurs par l'analyse de correspondance avec l'utilisation des paramètres physico-chimiques.

Facteur	Valeur propre	% total	%cumulatif
1	0,055	63,46	63,46
2	0,007	8,32	71,78
3	0,004	4,91	76,69
4	0,002	2,34	79,03

Score d'espèce	Facteur 1		Facteur 2		Facteur 3		Facteur 4	
	CA	CR	CA	CR	CA	CR	CA	CR
pH	197	89,38	-56	3,33	-96	3,36	234	3,91
T°C	183	87,17	-83	5,18	-95	3,53	232	4,11
F.I	57	87,31	29	5,82	58	6,87	0	0
TDS	18	59,61	31	13,46	74	18,95	65	7,93
HCO ₃	241	85,37	-187	8,69	-98	2,69	248	3,24
Cl	-4	2,87	35	3,27	-2	45,81	-1	48,06
SO ₄	180	77,12	311	17,46	-38	1,26	-263	4,15
Ca	49	62,71	48	8,04	278	27,52	36	1,69
Na	6	30,43	58	38,57	47	18,45	67	12,53
K	-72	65,28	-171	20,33	175	12,27	63	2,1
Mg	113	80,21	167	15,54	50	2,74	57	1,49
Sr	-140	78,63	-192	14,13	151	6,56	32	0,67

N.B. CA: contribution absolue, CR: contribution relative.

Tableau 3 (suite)

Score d'échan.	Facteur 1		Facteur 2		Facteur 3		Facteur 4	
	CA	CR	CA	CR	CA	CR	CA	CR
A1	14	60.10	51	28.70	28	9.30	12	1.90
A2	16	63.21	52	26.93	27	8.25	11	1.60
A3	42	92.05	4	1.15	12	2.03	59	4.77
A4	31	87.79	12	4.46	13	2.85	47	4.91
A5	14	59.52	53	29.54	28	9.21	11	1.72
A6	13	57.72	53	30.85	28	9.62	11	1.80
A7	46	93.69	0	0.00	11	1.73	61	4.58
A8	12	55.86	53	32.34	28	10.08	10	1.72
A9	14	60.11	51	28.71	27	8.97	14	2.22
A10	14	59.57	54	30.13	27	8.89	9	1.41
A11	16	62.65	54	27.72	27	8.18	10	1.44
A12	16	61.91	54	27.39	30	8.98	12	1.71
A13	114	93.14	64	6.86	0	0.00	0	0.00
A14	8	51.24	36	30.23	25	12.39	26	6.14
A15	13	61.37	40	24.76	27	9.86	23	4.00
A16	12	59.23	40	25.89	28	10.69	23	4.19
A17	10	54.49	41	29.29	28	11.80	22	4.42
A18	11	56.61	41	27.66	29	11.55	22	4.18
A19	34	88.45	13	4.43	12	2.42	49	4.70
A20	37	90.60	7	2.25	12	2.27	54	4.88
A21	2	20.48	38	51.02	25	19.81	23	8.69
A22	22	80.76	19	9.14	16	4.54	41	5.55
A23	5	39.47	37	38.30	24	14.66	26	7.57
A24	6	44.33	36	34.87	24	13.72	26	7.08
A25	22	75.41	35	15.73	21	5.57	26	3.29
A26	1	11.19	39	57.20	27	23.37	20	8.25
A27	18	66.27	50	24.14	27	7.69	14	1.90
A28	2	20.18	37	48.95	30	23.42	20	7.44
A29	16	62.50	53	27.15	29	8.77	11	1.58
A30	2	19.55	38	48.69	32	24.20	21	7.57
A31	12	56.20	50	30.70	29	10.51	15	2.59
A32	13	57.86	50	29.18	30	10.33	16	2.63
A33	12	57.26	47	29.41	28	10.34	17	2.99
A34	4	30.26	39	38.68	44	25.76	19	5.30
A35	13	58.21	51	29.94	28	9.70	13	2.15
A36	15	61.17	53	28.34	28	8.84	11	1.65
A37	13	58.26	50	29.38	29	10.05	14	2.31
A38	23	77.69	27	11.96	22	5.75	37	4.61
A39	12	58.00	45	28.52	27	10.10	19	3.39
A40	13	57.53	53	30.75	29	9.93	11	1.79
A41	9	51.64	41	30.85	28	12.43	24	5.08
A42	8	47.27	43	33.31	32	14.63	22	4.79
A43	2	19.73	39	50.45	30	22.90	19	6.91
A44	0	0.00	38	62.56	29	28.18	20	9.26
A45	0	0.00	38	61.96	30	28.87	20	9.17
A46	5	37.66	43	42.46	26	15.15	17	4.72
A47	3	26.98	41	48.34	25	17.39	22	7.29
A48	20	69.39	46	20.92	28	7.52	17	2.17
A49	15	64.12	41	22.98	29	9.59	21	3.31
A50	10	55.51	39	28.39	27	11.60	22	4.50
A51	2	17.79	39	45.49	40	27.53	28	9.19
A52	0	0.00	37	62.23	29	28.78	19	8.99
A53	0	0.00	39	67.67	23	23.55	18	8.78

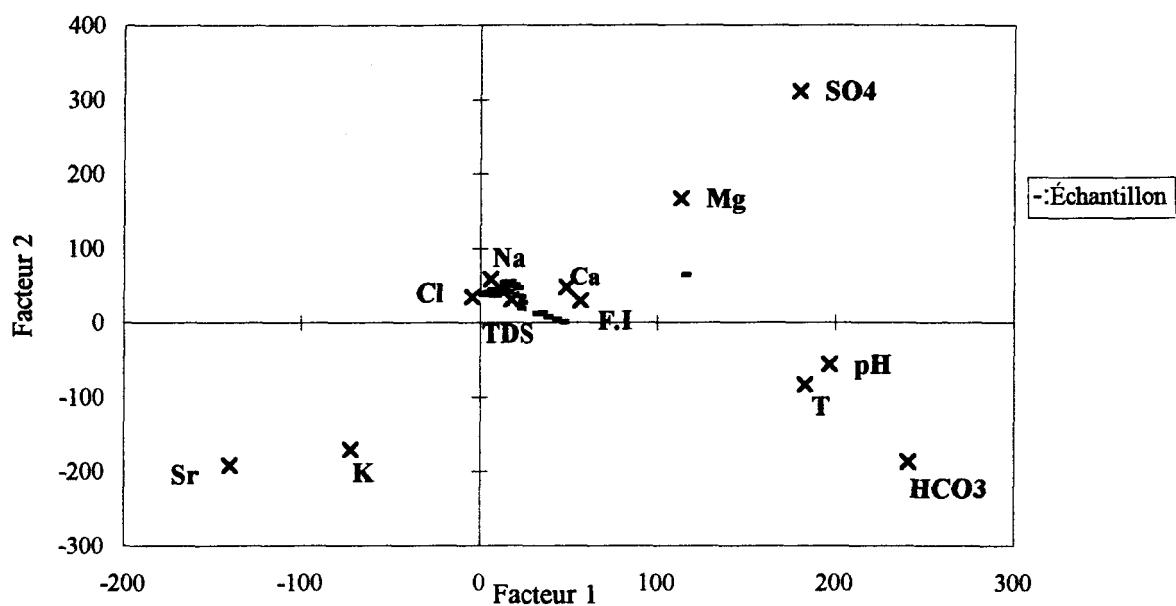


Figure 36 : Distribution des éléments majeurs, des paramètres physiques et des échantillons sur le diagramme Facteur 1 vs Facteur 2 de l'analyse de correspondance.

5.4 Conclusions statistiques

Les résultats de l'analyse de correspondance indique la présence de trois principaux types d'eau souterraine dans l'environnement de la mine. Le premier, regroupant les eaux dites saumâtres ($TSD < 5000 \text{ mg/L}$) est principalement caractérisé par le bicarbonate et à un degré moindre par le magnésium. Le deuxième comprend les eaux saumâtres à salines ($TSD = 5000-13000 \text{ mg/L}$). Il est principalement caractérisé par des concentrations plus élevées en SO_4 et un enrichissement progressif en Sr et à un moindre degré en K. Il est à noter que pour ce groupe les paramètres physiques T et pH jouent un rôle significatif. Enfin, le troisième type représente les eaux plus salines et les saumures profondes ($TSD > 13000 \text{ mg/L}$). Il a essentiellement les mêmes caractéristiques que le groupe précédent, mais poussées à l'extrême avec de fortes concentrations en Sr et à l'opposé des concentrations faibles en HCO_3 et SO_4 . À ceci, il faut ajouter l'échantillon A13 qui représente les eaux douces de surface ($TSD < 1000 \text{ mg/L}$). Il se distingue nettement de tous les autres types et est essentiellement caractérisé par le Ca, constituant issu de l'environnement calcaire de ces eaux. Tous ces types d'eau souterraine, à l'exception bien sûr des eaux douces de surface, sont riches en ions chlore et sodium, indiquant donc l'importance du phénomène de mélange.

Les facteurs 1 et 2 permettent de bien d'écrire cette différenciation. Le facteur 1 montre bien l'opposition entre l'ion Sr et les complexes anioniques HCO_3 et SO_4 , tandis que

le facteur 2 montre la séparation des ions sulfate et bicarbonate, ce qui permet de différencier le type de formation de ces ions. Le sulfate proviendrait d'un processus géochimique d'oxydation des sulfures de la carbonatite, tandis que le bicarbonate serait le résultat du processus géochimique de dissolution de la calcite, ce qui permet un enrichissement en ion calcium par ce fait. La présence du magnésium dans ces eaux souterraines serait aussi un indicateur de l'importance des phénomènes de dissolution de la dolomite.

De plus, le résultat de la représentation des échantillons par l'analyse de correspondance indique clairement leurs regroupements suivant leur appartenance à tel type d'eau ou tel autre de façon à ce que nous puissions les caractériser par une limite dans l'espace. Cette limite ne serait qu'une représentation de la surface du cône de rabattement séparant les eaux souterraines météoritiques avec la nappe souterraine profonde très concentrée (eaux salines et saumure) à la mine Niobec.

6

INTERPRÉTATION HYDROGÉOLOGIQUE

Le modèle géochimique établi montre une grande similitude avec le résultat de l'analyse de correspondance. Nous pouvons en déduire les différents types d'eau souterraine présents à la mine Niobec avec leurs caractéristiques, malgré que la limite entre ces eaux n'est souvent pas nette et est sous forme de zone de mélange. De même, il sera possible de localiser la position du cône de rabattement et celle de l'interface séparant les eaux météoriques et les eaux salines. On peut, en outre, suggérer les interactions possibles qui ont lieu avec les roches encaissantes et une hypothèse sur la chimie de la saumure profonde originelle et de son origine en la comparant avec les autres régions du Bouclier canadien.

6.1 Eaux souterraines météoriques

D'après le modèle géochimique résultant de l'analyse de correspondance, un seul type d'eau météorique est présent à la mine, dans les zones moins profondes lorsqu'il s'agit de la région à l'ouest du puits de pompage ou plus profondes allant jusqu'à 331 mètres (échantillons A17) quand on se rapproche de ce dernier. Il s'agit d'une eau saumâtre (TSD = 1000-10000 mg/L). La force ionique ne dépasse pas 0,2. Dans un seul cas, on a échantillonné une eau douce (A13) à force ionique égale à 0,02, ce qui a été suggéré comme représentant une région probablement à l'échelle très locale qui est connectée avec la surface par des fractures.

La composition de cette eau saumâtre reflète bien la géologie de la mine. Comme on l'a vu dans le modèle géochimique, l'abondance des éléments Ca, SO₄, Mg, et l'absence de Sr et du K étaient les facteurs dominants dans ce type d'eau souterraine. Pour le cas du SO₄, il est le résultat de l'oxydation des sulfures présents dans la carbonatite (pyrite et pyrrhotite) sous les conditions proches de la surface, résultat auquel Martin (1993) est aussi arrivé. Le diagramme pH-Eh de la figure 37 montre que tous nos échantillons sont soit à l'intérieur ou à la limite de la zone d'instabilité des sulfures produisant les ions sulfates, ceci si on ne considère que le diagramme d'oxydation des sulfures. Or dans nos résultats d'analyse chimique, le sulfate est absent dans les eaux souterraines profondes plus concentrées, ce qui n'apporte pas de surprise. Sous les conditions de salinité d'une saumure

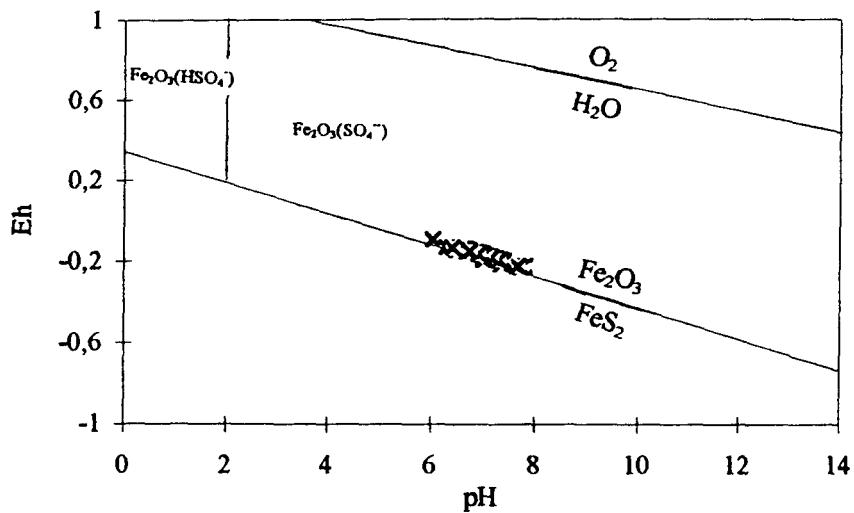


Figure 37 : Position des 53 échantillons dans le diagramme de stabilité des sulfures en fonction du Eh-pH à 25 °C et 1 atm.

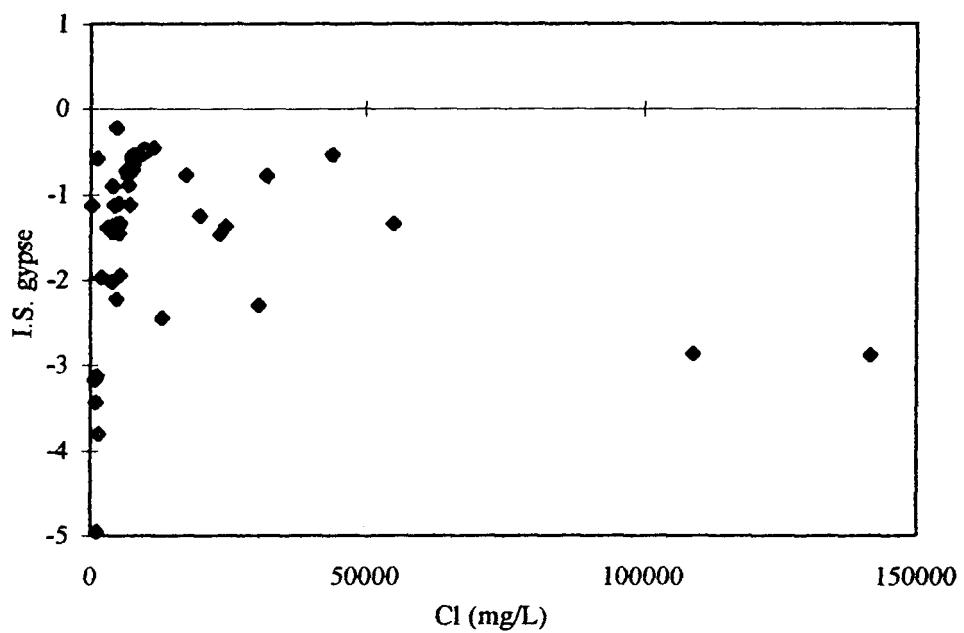


Figure 38 : Relation entre l'indice de saturation du gypse et la concentration de Cl.

profonde, les coefficients d'activité pour cet élément changent de façon significative. De même, à des concentrations élevées en calcium, le sulfate tend à être éliminé de la solution sous forme de gypse (Frape et Fritz, 1982). La figure 38 de l'indice de saturation du gypse en fonction du chlore, montre une augmentation de cet indice jusqu'à saturation à une concentration en chlore de l'ordre de 10 000 mg/L. Au-delà de cette valeur, l'indice de saturation diminue correspondant à une précipitation de gypse et disparition des ions sulfates dans les eaux souterraines concentrées. Pour certains auteurs, les ions sulfates seraient perdus dans ces eaux souterraines concentrées profondes par leur réduction en gaz H_2S (Frape et Fritz, 1982), que nous n'avons pas eu l'occasion d'échantillonner, mais que l'on retrouve très souvent dans le Bouclier canadien.

La forte présence du bicarbonate et du calcium est due aux importantes interactions des eaux météoriques, venant de la zone de surface sous-saturée en calcite, avec l'encaissant carbonatitique permettant la dissolution de ces minéraux. Les diagrammes de corrélation de ces éléments avec le chlore, leurs tableaux de corrélation, et l'indice de saturation de la calcite y sont en faveur. De même, on propose que la présence du magnésium dans ces eaux souterraines est due à une interaction de ces eaux préalablement sous-saturées en dolomite avec la carbonatite dolomitique, tout en considérant bien l'important rôle des minéraux secondaires remplissant les fractures, tels que la chlorite abondante dans ce contexte (Tremblay, 1993).

Le sodium et le chlore sont les ions majeurs les plus abondants dans ces eaux saumâtres. La bonne corrélation entre ces ions (0,99), qui existe aussi bien pour ces eaux saumâtres que pour les eaux plus concentrées, montre l'importance du phénomène de mélange. Sachant que la saumure profonde migre vers le haut, ces ions y originent probablement.

6.2 Eaux souterraines salines

Elles constituent les eaux souterraines avec des concentrations en solides dissous comprises entre 10 000 et 100 000 mg/L correspondant à des forces ioniques de 0,2 à 2,6. Ces eaux souterraines constituent la zone intermédiaire entre les eaux météoriques et la saumure profonde ($TSD > 100 \text{ g/L}$), dont on n'a eu que trois échantillons représentatifs.

Les eaux souterraines salines de la mine sont caractérisées par une augmentation des éléments Na, Cl, Ca, Sr et K avec la profondeur. Le sodium et le chlore proviennent probablement de la saumure profonde supposée sursaturée en halite. Les bicarbonates y sont en moindre abondance ou absents à cause des conditions de pH acide favorisant la formation de gaz carbonique. Malgré l'augmentation de la concentration de calcium et de bicarbonate sous l'effet de la dissolution de la calcite, le bicarbonate est éliminé des eaux salines. Ce phénomène de dégazage de CO_2 est donc plus abondant dans cette zone. Le calcium pourrait aussi provenir de l'hydrolyse des plagioclases. Le magnésium y est aussi

moins abondant, ou plutôt sa concentration n'augmente pas rapidement avec la salinité, à cause des conditions de solubilité qui deviennent assez faibles dans de telles eaux souterraines profondes. La faible concentration en sulfate dans les eaux salines, comme déjà mentionné, est due au changement de comportement du coefficient d'activité de cet ion aux conditions des eaux plus salines (formation des complexes ioniques) ou de son élimination par précipitation de minéraux secondaires, tel que le gypse.

Les ions sulfates contrôlent la saturation en célestite et donc, en son absence, les ions strontium vont se trouver libres et en abondance dans les eaux souterraines. Ce phénomène intervient donc au niveau des eaux souterraines salines de la mine. Les ions strontium pourraient avoir la même origine que le calcium. Ces deux ions ont un comportement géochimique similaire et, dans plusieurs cas, ils ont la même source (Mc Nutt et al., 1984). Le tracé de la concentration du calcium versus celle du strontium (Figure 39), montre une bonne corrélation, surtout pour les eaux plus concentrées et profondes (0,93), car dans ces conditions, les ions sulfates n'ont aucune influence sur le strontium.

Un autre élément abondant dans les eaux salines est le potassium. Orville (1962, 1963) et Hemley et Jones (1964) ont montré dans leurs études des réactions d'échange avec les micas et les feldspaths que la concentration en potassium augmente dans les fluides avec l'augmentation de la température. La figure 40 de la concentration en potassium vs. température montre bien que tous les échantillons qui sont riches en cet élément avaient les

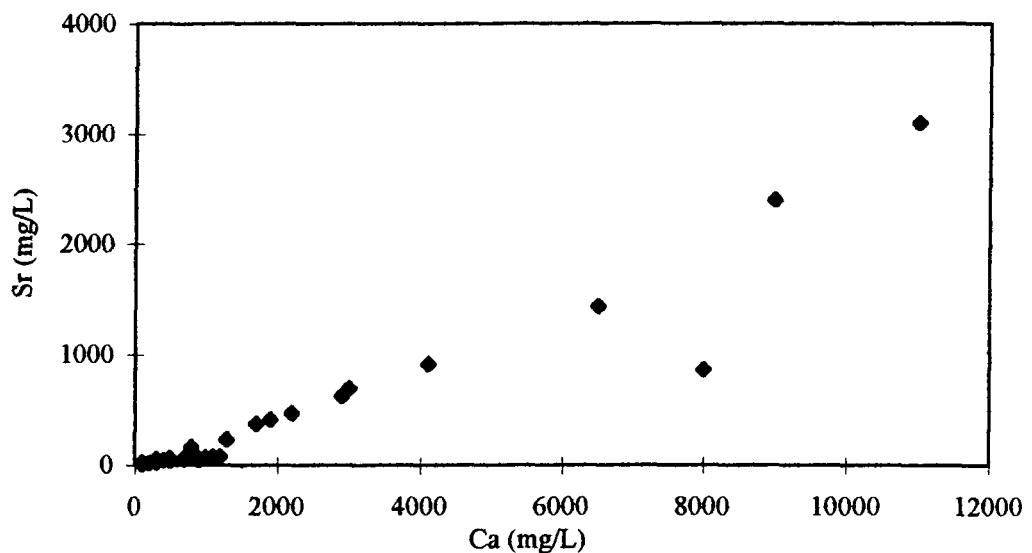


Figure 39 : Relation entre la concentration du calcium et celle du strontium.

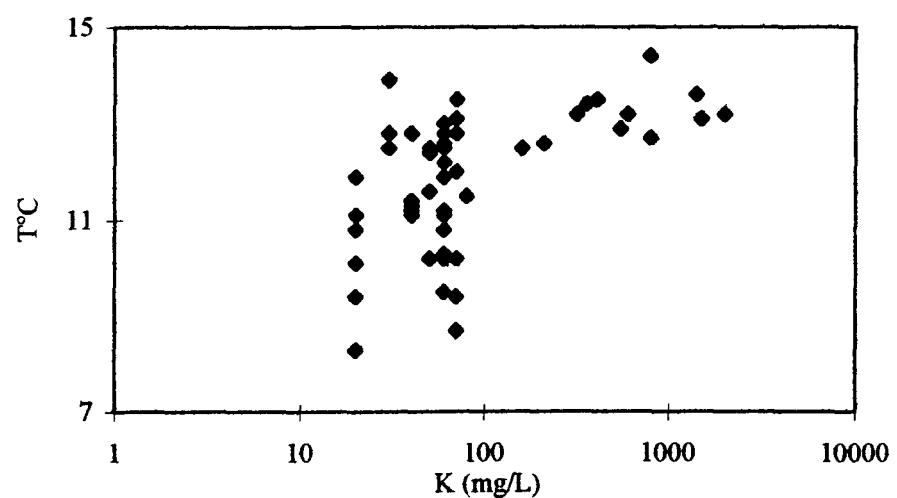


Figure 40 : Relation entre la température et la concentration en potassium.

températures les plus élevées, ceci malgré les erreurs expérimentales affectant ce paramètre.

6.3 Saumure profonde

Seuls trois échantillons représentant la saumure profonde ont pu être échantillonnés. La concentration en solides dissous la plus élevée est de 172 g/L et correspond à une force ionique égale à 5,2; cet échantillon provient d'une profondeur de 430 mètres environ, dans une région située à l'ouest du puits de pompage. La chimie de la saumure est celle des eaux souterraines salines mais plus concentrée.

Ailleurs dans le Bouclier canadien, la concentration en solides dissous atteint 300 g/L à des profondeurs supérieures à 1500 mètres (Frape et Fritz, 1987). La concentration maximale en solides dissous obtenue à la mine Niobec n'atteint pas cette valeur, mais la profondeur maximale d'échantillonnage n'est que de 430 mètres. Il est donc possible que la saumure originelle dans ce contexte soit beaucoup plus profonde et plus concentrée que la saumure échantillonnée. Pour confirmer ceci, une étude d'isotopes stables serait un outil très utile.

Du point de vue géochimique, les saumures du Bouclier Canadien sont de type Ca-Na-Cl (Frape et Fritz, 1987) formant une grande ressemblance avec la saumure à la mine.

Les différences résident dans les autres éléments majeurs, tels que K et Sr, qui dépendent de la nature de l'encaissant.

6.4 Surface du cône de rabattement

La surface du cône de rabattement à la mine pourrait être montrée par la répartition des échantillons dans un tracé profondeur versus direction ouest-est, car nous avons échantillonné dans tous les niveaux en fonction de la disponibilité de l'eau. En excluant certains échantillons très dilués (à faible concentration) qui pourrait représenter des circulations d'eau superficielle récente dans la zone non saturée, la plupart des échantillons ne sont qu'une représentation de la zone saturée de la nappe, soit se situant sur la surface du cône de rabattement ou à l'intérieur de la nappe proprement dite.

La figure 41 montre une approximation de la position du cône de rabattement commençant à des profondeurs de 300 mètres au voisinage du puits et montant jusqu'à 140 mètres de profondeur dans la partie ouest de la mine. Des eaux très diluées sont représentées par des échantillons dont la concentration en solides dissous est inférieure à 2 000 mg/L. Ces échantillons ont été considérés non représentatifs de la surface du cône de rabattement. Ces circulations sont surtout localisées proche de la zone de la rampe (proche de l'axe du puits), zone supposée beaucoup plus fracturée et perméable. En outre, il y a

deux autres échantillons qui sont localisés à l'ouest du puits, dont un est l'échantillon A13 qu'on a identifié précédemment comme étant une eau douce venant de la surface.

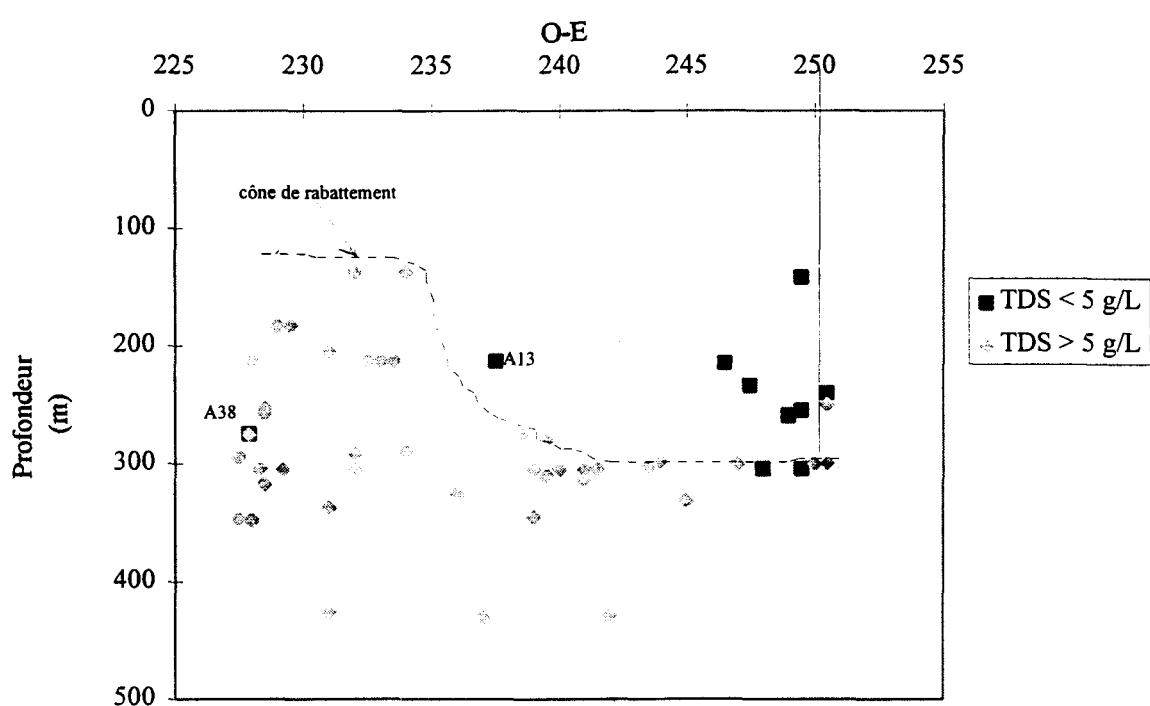


Figure 41 : Position du cône de rabattement dans le plan O-E des échantillons.

6.5 Interface d'eau saline

Le contexte de la mine Niobec est caractérisé par la présence d'eau saline plus dense sous-jacente à une eau douce. En réponse au pompage dans le puits, la zone d'interface eau douce-eau saline se déplace verticalement vers le puits. Cette interface prendrait alors la forme inverse de la surface du cône de rabattement. À la lumière de nos résultats, nous suggérons une hypothèse sur la position de cette interface.

Normalement, l'interface est sous la forme d'une zone de transition plus ou moins épaisse à cause de la dispersion hydrodynamique des fluides miscibles (Motz, 1992). C'est le cas aussi à la mine où la concentration en sel devient de plus en plus élevée avec la profondeur. Cependant pour les modèles analytiques, l'hypothèse d'une interface nette est souvent prise en considération. La densité des eaux souterraines devient assez significative dans les eaux concentrées. Par conséquent, nous considérons la position de l'interface nette comme étant la zone d'eau souterraine ayant des concentrations en solides dissous égales à 10 000 mg/L. Dans ce cas, l'interface nette sépare les eaux souterraines diluées (eau douce et saumâtre) des eaux salines.

Les résultats d'analyse de correspondance ont permis de différencier les eaux souterraines diluées ($TSD < 10 000 \text{ mg/L}$) des eaux souterraines salines selon les deux premiers facteurs. La figure 42 représente l'agrandissement d'une partie de la figure 35 mais

avec une identification des échantillons appartenant aux eaux souterraines diluées et se trouvant à la limite des eaux salines ($TSD \geq 10\,000 \text{ mg/L}$). Elle permet de donner une information sur la forme de l'interface nette séparant les deux types d'eaux souterraines.

La projection de cette interface dans le domaine des échantillons en fonction de la profondeur et de la direction O-E (figure 43) montre qu'en effet les eaux de surface dans la zone de l'axe du puits de pompage viennent diluer les eaux salines en profondeur et créer une dépression locale de l'interface d'eau saline. Par contre à l'ouest, loin du puits, cette interface prend sa forme normale en passant à une profondeur 300 mètres.

6.6 Origine de la saumure profonde

La saumure à la mine Niobec semble être une solution sursalée en Ca-Na-Cl. Les ions K et Sr sont également présents en grande concentration. En l'absence d'études isotopiques de certains éléments chimiques, tels que l'oxygène et l'hydrogène, nous ne pouvons déduire une origine plus exacte de la saumure profonde.

Dans les autres régions du Bouclier Canadien, différents auteurs ne partagent pas la même opinion sur l'origine des saumures profondes. Il y a ceux qui suggèrent que l'origine de la salinité est allochtone (Kelly et al., 1986; Guha et Kanwar, 1987) en faisant appel à

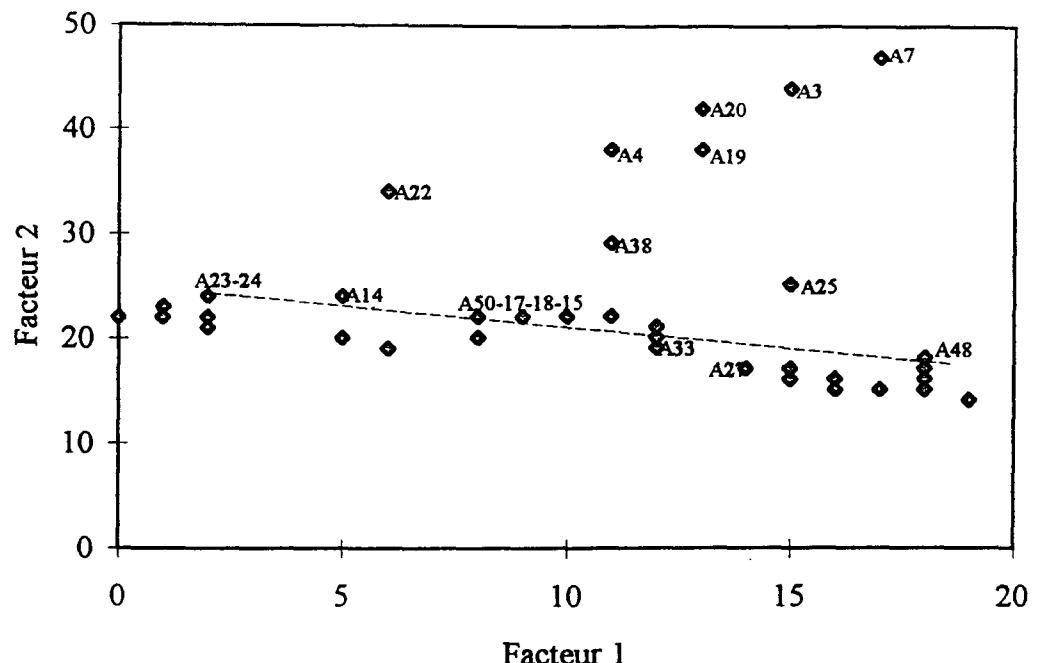


Figure 42 : Distribution des échantillons par l'analyse de correspondance avec la ligne de séparation entre les échantillons d'eaux saumâtre et saline (les échantillons numérotés correspondent aux TSD = ou <10 g/L).

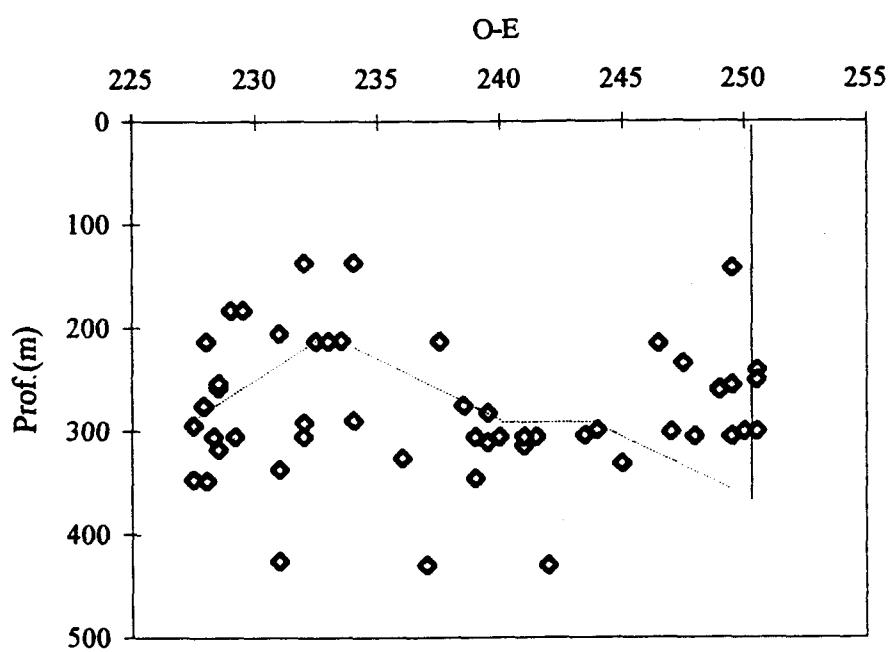


Figure 43 : Position de l'interface d'eau saline dans le plan O-E des échantillons.

l'hypothèse d'un emplacement de bassins de saumures ou d'eaux marines durant le Paléozoïque à l'intérieur du Bouclier canadien.

D'autres auteurs suggèrent une origine intérieure (autochtone) (Nordstrom et al., 1985; Gascoyne et al., 1987; Kamineni, 1987; Edmunds et al., 1984, 1985) et argumentent leur hypothèse par le fait que les salinités élevées typiques du Bouclier Canadien apparaissent comme conséquence du lessivage d'inclusions fluides ou de réactions intenses avec certaines phases minérales, telles que les micas ou les amphiboles.

Malgré la présence de roches du Paléozoïque pendant lequel on a assisté à l'ouverture de l'océan Iapetus, l'hypothèse d'une origine de saumure allochtone semble difficile à confirmer. Cependant, un point de vue que les deux écoles partagent, et que nous appuyons aussi à la lumière de nos résultats, est que la majeure partie du contenu salin des saumures semble provenir d'une interaction intense entre l'eau et les encaissants locaux.

CONCLUSION

La présence de lithologie carbonatitique à la mine Niobec a facilité, jusqu'à un certain point, l'interprétation des processus chimiques associés aux eaux souterraines appartenant à cette région particulière du Bouclier Canadien. De plus, les méthodes d'échantillonnage et d'analyses géochimiques sur le terrain ou en laboratoire, ont permis d'obtenir une bonne qualité de données.

Basés sur la concentration en solides dissous totaux, les résultats hydrogéochimiques préliminaires ont permis de mettre en évidence différents groupes d'eau souterraine. Le premier groupe correspondant aux TSD inférieurs à 5 g/L comprend les eaux de circulation de surface qui se retrouvent à différentes profondeurs allant jusqu'à 300 mètres et localisées surtout à l'est (près de l'axe de pompage). En l'absence d'un bilan sur la densité de fractures, il est donc suggéré qu'il existe une plus forte perméabilité au sud-est de la mine, là

où circule le drainage minier. Le deuxième groupe correspond aux TSD entre 5 et 13 g/L et représente la zone de mélange des eaux saumâtres et salines. Il est plutôt étalé sur différentes profondeurs et localisations au sein de la mine. Le troisième groupe constitue les eaux salines et les saumures (TSD > 13 g/L). Il apparaît à des profondeurs de 300 mètres et plus. Nous constatons donc souvent une zone de mélange entre les différents types d'eau.

Le modèle géochimique a permis, par contre, de comprendre les interactions de ces eaux souterraines avec l'encaissant. À l'aide des programmes, tels que PHREEQE (Parkhurst et al., 1993) et PHRQPITZ (Plummer et al., 1993), on a pu minimiser les erreurs intrinsèques à la qualité et la quantité des données thermodynamiques dans de telles conditions des eaux souterraines. Le changement du comportement du coefficient d'activité des ions dissous dû à la formation de complexes ioniques en est un exemple et nécessite l'utilisation d'équations qui en tiennent compte.

Les processus hydrogéochimiques associés aux eaux souterraines ont été identifiés à l'aide des corrélations du chlore, élément conservateur, avec les autres éléments majeurs. Ainsi les éléments majeurs qui montrent une tendance positive avec le chlore sont issus des mêmes processus hydrogéochimiques.

Le résultat de notre modèle suggère deux types principaux d'eaux souterraines dans le contexte de la mine. Chacun des types d'eau est caractérisé par des particularités chimiques différentes mais aussi par certaines ressemblances avec l'autre type. En effet, le premier type d'eau représente les eaux diluées dont les TSD inférieurs à 10 g/L correspondant aux eaux saumâtres. Ce type d'eau correspond aux premier et deuxième groupes d'eau souterraine ($TSD < 13\text{g/L}$) issus des résultats hydrogéochimiques. Il reflète en grande partie la géologie de la mine. La force ionique n'y dépasse pas 0,2. Ces eaux sont sous-saturées aussi bien en calcite qu'en dolomite favorisant leur enrichissement en calcium, bicarbonate et en magnésium. Ce dernier ne montre pas une distribution régulière à cause de l'effet des minéraux secondaires présents dans les fractures, tels que la chlorite passablement abondante dans ce contexte. Le sulfate, à l'opposé du strontium et du potassium, est aussi l'élément abondant dans ces eaux. Il est le résultat de l'oxydation des sulfures présents dans la carbonatite (pyrite et pyrrhotite) dans un environnement physico-chimique superficiel. Le strontium précipite avec le sulfate en célestite, rendant ces eaux sursaturées en ce minéral, ce qui explique sa faible concentration. Le chlore et le sodium sont les ions majeurs les plus abondants en grandes concentrations.

Le deuxième type d'eau correspond aux eaux salines et saumures avec des TSD supérieurs à 10 g/L. Il correspond au troisième groupe d'eau ($TSD > 13\text{ g/L}$) issu des résultats hydrogéochimiques. Les forces ioniques sont de l'ordre de 0,2 à 2,6 pour les eaux salines et de 2,6 à 5,2 pour les saumures. Les eaux de ce type sont caractérisées par une

augmentation de la concentration des éléments Na, Cl, Ca, Sr et K avec la profondeur. Le bicarbonate est moins présent à cause de l'acidité de ces eaux, témoignant de l'important phénomène de dégazage. Le magnésium est moins abondant à cause des conditions plus élevées de température ne facilitant pas la dissolution de la dolomite. Par contre, ces conditions de température sont favorables pour la libération du K, provenant des micas et des feldspaths. Le sulfate disparaît sous l'effet du changement du comportement de son coefficient d'activité aux conditions des eaux salines. Il se précipite en minéraux secondaires, tels que le gypse. Il serait intéressant pour des travaux futurs de faire une recherche sur les minéraux secondaires, tels que la célestite et le gypse dont la formation est prédictive par notre modèle.

L'utilisation de l'analyse de correspondance a permis de confirmer le modèle géochimique et le résultat hydrogéochimique préliminaire en particulier. Les trois groupes d'eaux souterraines ont été signalés, à savoir les eaux aux TSD inférieurs à 5 g/L formant les eaux saumâtres diluées, correspondant aux circulations d'eaux superficielles, les eaux aux TSD variant de 5 à 13 mg/L constituant des eaux saumâtres à salines et représentant la zone saturée et enfin les eaux aux TSD supérieurs à 13 g/L formant les eaux plus salines et les saumures profondes.

La surface du cône de rabattement a été localisée grâce à la position des premiers échantillons d'eaux souterraines représentant la limite de la zone saturée de la nappe, ceci en excluant les zones contenant des eaux de circulation de surface. Elle se localise à des profondeurs de 300 mètres au voisinage du puits et monte jusqu'à 140 mètres de profondeur à l'ouest de ce dernier.

Par contre, l'interface d'eau saline est plutôt déterminée par la zone correspondant aux concentrations en TSD de l'ordre de 10 g/L. Cette interface est abaissée au voisinage du puits sous l'effet du drainage minier, alors qu'elle prend sa forme normale à l'ouest en passant par des profondeurs de 300 mètres.

Enfin, la saumure originelle profonde à la mine Niobec semble avoir des concentrations plus élevées que celles enregistrées. En effet, la concentration en TSD la plus élevée est de 172 g/L, pour un échantillon provenant d'une profondeur de 430 mètres environ. Ailleurs dans le Bouclier canadien, la concentration en TSD atteint 300 g/L à des profondeurs supérieures à 1500 mètres. La saumure à la mine est une solution sursalée en Ca-Na-Cl. Elle est aussi riche en ions K et Sr. L'hypothèse d'une origine autochtone de la saumure est favorisée, notamment si on considère les interactions intenses qui ont eu lieu avec l'encaissant. Afin d'étayer cette hypothèse, il est donc suggéré de réaliser des études isotopiques de certain éléments, tels que l'oxygène et l'hydrogène, pour préciser l'origine de cette saumure.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANDREWS J.N et WILSON G.B. 1987. The composition of dissolved gases in deep groundwater degassing. In: Fritz & Frape (Editeurs), Saline Water and Gases in Crystalline Rocks. Geological Association of Canada, Special Paper 33, pp. 245-252.

APPS J. A., NEIL J. M. et CHI-HYUCK J., 1988. Thermodynamical properties of gibbsite, boehmite, diaspore and the aluminate ion between 0 and 350 °C. Lawrence Berkeley Laboratory Report No. LBL-21482, 98p.

ARCHAMBAULT G. 1978. Étude des fractures à la mine Niobec. Projet de fin d'étude. Université du Québec à Chicoutimi, 33p., non publié.

ARNORSSON S., SIGURDSSON S. et SVAVARSSON H., 1982. The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0 and 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 46, pp. 1513-1532.

A.S.T.M. 1982. Standard test method for sulfate ion in brackish water, sea water and brines. Designation D 4130-82, ASTM Annual Book of Standard 1982, pp 528-531.

BELANGER G.S. 1992. Stratigraphie des dépôts meubles et relation entre les aquifères dans la région de la municipalité de St-Honoré. Québec. Projet de fin d'étude, Université du Québec à Chicoutimi, non publié.

BENZECRI J. P., LEBEAUX M. O et JAMBU M., 1980. Aide à l'interprétation en classification automatique. *Cahiers de l'Analyse des Données*, v. 5, pp. 101-123.

BERMAN R. G., BROWN T. H. et GREENWOOD H. J 1985. An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system Na_2O - K_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - TiO_2 - H_2O - CO_2 . *Atomic Energy of Canada Ltd, Technical Record TR-377*, 62p.

BOUCHARD M., 1981. Diagnose sommaire de la rivière des Vases. Ministère des Loisirs de la chasse et de la Pêche, 15p.

BUSENBERG E., PLUMMER L. N. et PARKER V. B., 1984. The solubility of strontianite (SrCO_3) in $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ solutions between 2 and 91°C, the association constants of SrHCO_3^+ (aq) and SrCO_3^0 (aq) between 5 and 80°C, and an evaluation of the thermodynamic properties of Sr^{2+} (aq) and SrCO_3 (cr) at 25°C and 1 atm. total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, pp. 2021-2035.

CALMBACH L., 1995. HYDROWIN : A windows software for exploratory analysis of hydrochemical data. Departement of Earth Sciences of Lausanne, Switzerland.

CARIGNAN J., 1979. Géochimie et géostatique appliquées à l'exploration des gisements volcanogènes: le gisement de Millenbach. Thèse de doctorat, Ecole polytechnique de Montréal, 351p.

CLESCRI L. S., GREENBERG A.E. et TRUSSEL R.R. (Editeurs), 1989. Mercuric nitrate method for chloride designation. Dans *Standard Methods for the examination of water and wastewater*, 17th edition, 45--Cl. C, pp. 4-69.

DAVID M., DAGBERT M. et BEAUCHEMIN Y., 1977. Statistical analysis in geology. Correspondance analysis method. *Quarterly of the Colorado School of Mines*, v. 72, no. 1, 60p.

DESBIENS S. et LESPERANCE P.J., 1989. Stratigraphy of the Ordovician of the Lac-Saint-Jean and Chicoutimi outliers, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, pp. 1185-1186.

DICKIN A. P. et HIGGINS M., 1992. Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville province. *Geology*, v. 20, pp. 137-140.

DIMROTH E., WOUSSEN G. et ROY D.W., 1981. Geological history of the Saguenay region, Quebec (Central Granulite Terrain): a working hypothesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, pp. 1506-1522.

DRISCOLL F. G., 1986. *Groundwater and wells*, second edition. Johnson Filtration System Inc., Minnesota, 1089 p.

DUCE R. A. et HOFFMAN E. J., 1976. Chemical fractionation at the air/ sea interface. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, v. 4, pp. 187-228.

EDMUNDS W. M., ANDREWS J. N., BURGESS W. G., KAY R. L. F. et LEE D. J., 1984. The evolution of saline and thermal groundwaters in the Carmenllis granite. *Mineralogical Magazine*, v. 48, pp. 407-424.

EDMUNDS W. M., KAY R. L. F. et McCARTNEY R. A., 1985. Origin of saline groundwaters in the Carnmenllis granite. Natural processes and reaction during hot dry rock reservoir insulation. *Chemical Geology*, v. 49, pp.287-301.

FETH J. H., 1981. Chloride in natural continental water-A review. *U.S. geological Survey Water-Supply Paper* 2176. 30p.

FISHER R. A. et YATES F., 1938. *Statistical Tables for Biological, Agricultural and Medical Research*. Olivier et Boyd, Edinburg; 6 ème ed., 1963 x + 146.

FORTIN-BÉLANGER M., 1977. Le complexe annulaire à carbonatites de St-Honoré et sa minéralisation en Niobium: étude pétrographique et géochimique. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard, Lyon, 1977, 200p.

FRAPE S.K. et FRITZ P., 1982. The chemistry and isotopic composition of saline groundwater from the Sudbury Basin, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, pp. 645-661.

FRAPE S.K. et FRITZ P. (Editeurs), 1987. *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks*. Geological Association of Canada Special Paper 33, 259p.

FREEZE R. A. et CHERRY J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall. Inc., New Jersey, 604p.

FRITZ P. et FRAPE S.K., 1987. Geochimical Trends for Groundwaters from the Canadian Shield. In: Fritz and Frape (Editeurs), *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks*. Geological Association of Canada Special Paper 33, 1987, pp. 19-38.

GARRELS R.M. et CHRIST C.L., 1967. *Équilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses*. Gauthier-Villars, Paris, 335p. Traduit de l'anglais par Wollast R.

GARRELS R.M., 1967. Genesis of some ground waters from igneous rocks: dans *Researches in Geochemistry*, v. 2, P.H. Abelson edition, John Wiley, New Work. pp.405-420.

GARRELS R.M., 1976. A survey of low temperature water-mineral relations. In *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*. I.A.E.A. Special Volume, Vienna, Austria, pp.65-84.

GASCOYNE M., DAVISON G. C., ROSS J. D. et PEARSON R., 1987. Saline groundwaters and brines in plutons in the Canadian Shield. In *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks* (eds. P. FRITZ and S. K. FRAPE). Geological Association of Canada Special Paper, v. 33, pp. 53-68.

GAUDREAU M., 1992. Modélisation du cône de rabattement à la mine Niobec. Projet de fin d'étude. Université du Québec à Chicoutimi, non publié.

GAUDREAU M., ROULEAU A. et ARCHAMBAULT G., 1994. A numerical and field study of the role of stress perturbation on rock mass permeability around mine openings. 47th Canadian Geotechnical conference, Halifax, Soc. can. géotechn., pp. 389-398.

GAUTHIER A., 1980. Étude minéralogique, pétrographique et géochimique de la zone à terres rares de la carbonatite de Saint-Honoré. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 181p., non publié.

GIESKES J.M., 1974. The Sea, vol 5, E.D. Goldberg, Ed., Wiley-Interscience, pp. 123-151.

GOLDSCHMITH J. R. et GRAF D. L., 1958. Structural and compositional variations in some natural dolomites. *Journal of Geology*, v. 66, pp. 678-693.

GUHA J. et KANWAR R., 1987. Vug brines-fluid inclusions: A key to the understanding of secondary gold enrichment processes and the evolution of deep brines in the Canadian Shield. In *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks* (eds. P. FRITZ and S. K. FRAPE). Geological Association of Canada Special Paper, v.33, pp. 95-101.

HARLAND T.L., PICKERILL, R.K. et FILLION, D., 1985. Ordovician intracratonic sediments from the Lac St-Jean and Chicoutimi areas, Quebec, eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, pp. 240-255.

HARRIS J., LOFTIS J.C. et MONTGOMERY R.H., 1987. Statistical methods for characterizing ground-water quality. *Ground water*, vol 25-2, pp. 185-193.

HARVIE C.E., MOLLER N. et WEARE J.H., 1984. The prediction of mineral solubilities in natural waters: The Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₂-H₂O system to high ionic strengths at 25°C and one atmosphere total pressure. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 48, pp. 723-751.

HEMLEY J.J. et JONES W. R., 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, v. 59, pp. 538-569.

HIGGINS M. et VAN BREEMEN O., 1989. Age of the Lac-Saint-Jean anorthosite and associated mafic rocks. *Geological Association of Canada, Montreal Meeting, May 1989, Progr. Abstr.*, p.84.

HIGGINS M. et VAN BREEMEN O., 1992. The age of the Lac-Saint-Jean anorthosite complex and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, pp. 1412-1423.

HILL M. O. et GAUCH H. G. Jr., 1980. Detrended correspondence analysis: An improved ordination technique. *Vegetatio*, v. 42, pp. 47-58.

HULL R. W., KHARAKA Y. K., MAEST A. S. et FRIES T. L., 1985. Sampling and analysis of subsurface waters. A summary of current methodology. Proceeding Canadian-American Conference on Practical Applications of Groundwater Geochemistry, ARC, National Water Association, Banff, Canada, pp. 117-126.

KAMINENI D. C., 1987. Halogen-bearing minerals in plutonic rock. A possible source of chloride in saline groundwater in the Canadian Shield. In *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks* (eds. P. FRITZ and S. K. FRAPE). Geological Association of Canada Special Paper, v. 33, pp. 69-79.

KELLY W. C., RYE R. O. et LIVNAT A., 1986. Saline mine waters of the Keweenaw Peninsula, northern Michigan. Their nature, origin and relation to similar deep waters in Precambrian crystalline rocks of the Canadian Shield. *American Journal of Science*, v. 286, pp. 281-308.

LAFOND G. M., 1970. Calcium complexing with carbonate ion in aqueous solution at 25°C and 1 atmosphere. *Geochemica and Cosmochimica Acta*, v. 36, pp. 935-940.

LANGMUIR D., 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochemica and Cosmochimica Acta*, v. 35, pp. 1023-1045.

LASALLE P. et TREMBLAY G., 1978. Carte de dépôts meubles du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ministère Énergie et Ressources du Québec, Rapport Géologique 191, 61p.

LEWIS G. N. et RANDALL M., 1961. Thermodynamics. Revised by K. S. Pitzer and L. Brewer. McGraw-Hill. 723p.

MARTIN A., 1993. Modélisation de saumures carbonatées et caractérisation hydrogéologique de la mine Niobec, St-Honoré, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Québec à Chicoutimi, 125p, non publié.

MCNUTT R. H., FRAPE S. K. et FRITZ P., 1984. Strontium isotopic composition of some brines from the Precambrian shield of Canada. *Isotope Geoscience*, v. 2, pp. 205-215.

MCNUTT R. H., FRAPE S. K. et FRITZ P., 1984. Strontium isotopic composition of some brines from the Precambrian shield of Canada. *Isotope Geoscience*, v. 2, pp. 205-215.

MOTZ L.H., 1992. Salt-water Upconing in an Aquifer Overlain by a Leaky Confining Bed. *Ground water*, v. 30, no.2, pp. 192-198.

NORDSTROM D. K., ANDREWS J. N., CARLSSON L., FONTES J-C., FRITZ P., MOSER H. et OLSSON T., 1985. Hydrogeological and hydrogeochemical investigations in boreholes. Final report of the Phase I geochemical investigations of the Stripa groundwaters. Stripa Project Tech. Report 85-06, SKB (Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company), 250p.

NORDSTROM D. K. et MUÑOZ J. L., 1985. Geochemical thermodynamics. The Benjamin/Cummings Publishing Company Incorporated, Menlo Park, California, 477p.

NORDSTROM D. K., PLUMMER L.N., LANGMUIR D., BUSENBERG E., MAY H. M., JONES B. F. et PARKHURST D.L., 1989. Revised chemical equilibrium data for major water-mineral reactions and their limitations. *American Chemical Society Symposium Series*.

ORVILLE P. M., 1962. Alkali metasomatism and feldspars. *Norsk Geol. Tidsskr.*, v. 42, pp. 283-316.

ORVILLE P. M., 1963. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *American Journal of Sciences*, v. 261, pp. 201-237.

PARKHURST D.L., THORSTENSON D. C. et PLUMMER L.N., 1993. PHREEQE: A computer program for Geochemical Calculations. *Water-Ressources Investigations Report*. USGS, 1993.

PEARSON F.J. Jr., 1987. Models mineral controls on the composition of saline groundwater of the Canadian Shield. In : Fritz and Frape (Editeurs), *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks*. Geological Association of Canada Special Paper 33, pp. 39-51.

PITZER K. S., 1973. Thermodynamics of electrolytes. I. Theoretical basis and general equations. *Journal of Physical Chemistry*, v.77, pp. 268-277.

PITZER K. S., 1977. Electrolyte theory-improvements since Debye-Hückel. *Acc. Chem. Res.*, v. 10, pp. 371-377.

PITZER K. S., 1981. Caracteristics of very concentrated aqueous solutions, in Chemistry and geochemistry of solutions of high temperatures and pressures. Physics and Chemistry of the Earth, v. 13-14, pp. 249-272.

PLUMMER L.N. et BUSENBERG E., 1982. The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ solutions between 0 and 90 °C, and an evaluation of the aqueous model for the system $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, pp. 1011-1040.

PLUMMER L.N., PARKHURST D.L., FLEMING G.W. et DUNKLE S.A., 1993. PHRQPITZ A Computer Program incorporating Pitzer's equations for Calculation of Geochemical Reactions in Brines. U.S. Geological Survey Water-Ressources Investigations Report 88-4153, 310p.

ROY D.W., WOUSSEN G., DIMROTH E. et CHOWN E.H., 1986. The Central Grenville Province: a zone of protracted overlap between crustal and mantle processes. In New Perspectives on the Grenville Province (J.A. Moore et A. Davidson, eds.). Geological Association of Canada, Special Paper, v. 31, pp. 51-60.

SILVESTER K. S. et PITZER K. S., 1978. Thermodynamics of electrolytes. X. Enthalpy and the effect of temperature on the activity coefficients. *Journal of Solution Chemistry*, v. 7, pp. 327-337.

STAPLES B. R. et NUTTALL R. L., 1977. The activity and osmotic coefficients of aqueous calcium chloride at 298.15 K. *Journal of physics and chemistry. Référence de donnée* 6, pp. 385-407.

STUMM W. et MORGAN J.J., 1981. Aquatic Chemistry. An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters. Second edition. John Wiley & sons, 780 p.

TAMARI Y., TSUJI H. et KUSAKA Y., 1983. Influence of geology on the chemical compositions of groundwaters analysis of Na, K, Ca, Mg, and Sr utilizing a chemical leaching method. Proceedings International Symposium on Water-Rock Interaction. Misasa, Japan, pp. 772-774.

TARDY Y. et GARRELS R. M., 1974. A method of estimating the Gibbs energies of formation of layer silicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, pp. 1101-1116.

TEIL H. et CHEMINEE J. L., 1975. Application of correspondance factor analysis to the study of major and trace elements in the Erta Ale chain (Afar, Ethiopia). *Mathematical Geology*, v. 7, pp. 13-30.

THIVIERGE S., 1979. Étude des fractures à la mine Niobec. Projet de fin d'étude. Université du Québec à Chicoutimi, non publié.

THIVIERGE S., ROY D.W., CHOWN E.H. et GAUTHIER A., 1983. Evolution du complexe alcalin de St-Honoré (Québec) après sa mise en place. *Mineralium Deposita*, v. 18, pp. 267-283.

TREMBLAY D., 1993. Caractérisation hydrogéologique du massif rocheux à la mine Niobec, St-Honoré, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Québec à Chicoutimi, 161p., non publié.

TRUESELL A. H. et JONES B. F., 1974. WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *Journal of Resources of the United States Geological Survey*, v. 2, pp. 233-248.

USUNOFF E. et GUZMAN A., 1989. Multivariate analysis in hydrochemistry: an example of the use of factor correspondence analyses. *Groundwater*, v. 27-1, pp. 27-34.

VALLÉE M. et DUBUC F., 1970. The St-Honoré Carbonatite Complex, Québec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, v. 73, pp. 346-356.

WHITFIELD M., 1979. Activity coefficients in natural waters. In *Activity Coefficients in Electrolyte Solutions*. v.2, ed. R. M. PYTKOWICZ, CRC Press, pp. 153-300.

WIGLEY T.M.L., 1973. The incongruent solution of dolomite. *Geochemica and Cosmochimica Acta*, v. 37, pp. 1397-1402.

WILLEY L. M., KHARAKA Y. K., PRESSER T. S., RAPP J. B. et BARMES I., 1975. Short-chain aliphatic acids in oil field waters of Kettleman Dome oil field, California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, pp. 1707-1710.

YATES F., 1948. The analysis of contingency tables with groupings based on quantitative characters. *Biometrika*, v. 35, pp. 176-181.

Annexe 1 Description du matériel de spectrophotométrie d'absorption atomique (PERKIN-ELMER 603)

Matériel de terrain : ensemble HATCH CEL 700.

Take your samples to the lab, or take your lab to the samples. With the self-contained CEL/700 Portable Laboratory, the choice is up to you. The rugged, light-weight CEL (Colorimetric Environmental Laboratory) is ideal for field testing, field studies, or regulatory monitoring and comes complete with the instrumentation, apparatus and reagents to test 27 common water quality parameters.

Basic Instrumentation

Each CEL/700 comes complete with a DR/700 Colorimeter, a rugged carrying case and the appropriate filter modules, reagents, apparatus and illustrated procedures for each test. Also included are the Hach One pH Meter, a Conductivity/TDS Meter and a Digital Titrator.

Hach One pH Meter

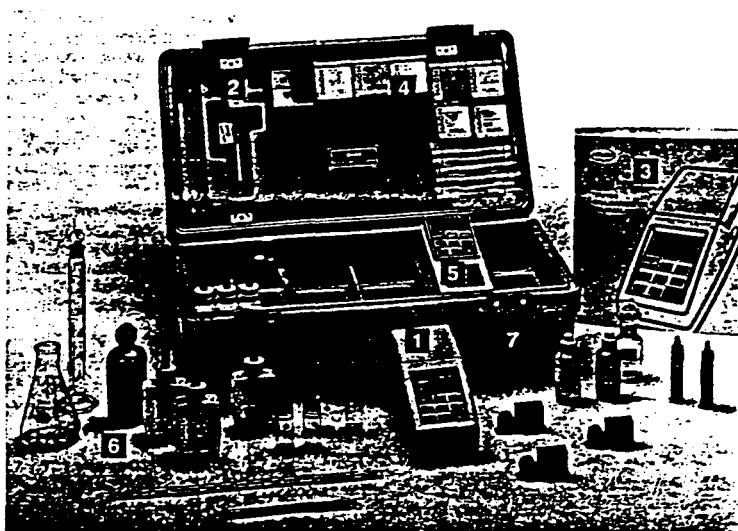
Designed to measure pH, temperature and millivolt potentials, Hach One meters incorporate a unique reference electrode design that replaces conventional porous junctions with a free-flowing, non-clogging liquid/liquid interface junction. For more information, see page 37.

Conductivity/TDS Meter

Hach's Conductivity/TDS Meter features a wide measurement range and is suitable for all potable water samples. The meter's innovative probe design eliminates undesirable field effects common with standard probes. For more information, see page 55.

Digital Titrator

Fitted with specific normality titrants in interchangeable cartridges, the Digital Titrator is a precision dispensing device designed to perform titrations quickly and economically. Test results are typically read directly from a digital counter. For more information, see pages 74-76.



Proven Chemistry

Hach reagents and apparatus for tests listed below are included in the CEL/700. Those marked with an asterisk are approved by the USEPA for reporting purposes. See page 27 for ranges.

Acidity
Alkalinity
Bromine
Carbon Dioxide
Chloride
Chlorine, Free*
Chlorine, Total*
Chromium, Hexavalent*
Color, Apparent
Conductivity*
Copper*
Hardness, Total
Iodine
Iron, Total
Manganese, HR*
Nitrogen, Ammonia*
Nitrogen, Nitrate, HR
Nitrogen, Nitrate, LR
Nitrogen, Nitrite, LR*
Oxygen, Dissolved
pH*
Phosphorous, Reactive (Ortho)*
Phosphorous, Total*
Silica, LR
Sulfate*
Sulfide*
Total Dissolved Solids

Added Capability for Field Testing

- 1 DR/700 Colorimeter
- 2 Unbreakable Digital Titrator
- 3 Illustrated Manual
- 4 Portable Conductivity/TDS Meter
- 5 Portable Hach One pH Meter
- 6 Reagents and Apparatus
- 7 Instrument Carrying Case

How To Order

CEL/700 Portable Laboratory
46201-00 Complete CEL/700 Portable Laboratory including DR/700 Colorimeter and filter module, Hach One pH Meter, Conductivity/TDS Meter, Digital Titrator, instrument carrying case, CEL/700 carrying case, instrument operation manual, procedures book, appropriate illustrated procedures, reagents and apparatus for 27 common water quality tests

Customize Your Own CEL/700
If the complete CEL/700 is more laboratory than you need, customize a system to fit your requirements. Instruments, apparatus, reagents

and the CEL/700 carrying case may also be ordered separately. As your testing needs increase simply add the items you need 46000-38 DR/700 Colorimeter, filter module set. Includes instrument, instrument carry case, and seven filter module for measuring the parameter listed under the heading "Proven Chemistry".

Note: If you don't need the complete DR/700 module set, order instrument and modules separately (see opposite page).

Hach One pH Meter

43800-00 Complete Hach One pH system including meter, Hach One pH Electrode with built-in temperature sensor, calibration buffers, beakers, 6-volt "D" battery and meter carrying case

Conductivity Meter

44600-00 Conductivity and TDS Dissolved Solids Meter, Standard Probe and Cable

Additional CEL/700 Components

- 46204-00 Reagent Set (includes reagents for the 27 methods listed)
- 46203-00 Apparatus Set (includes Digital Titrator)
- 46202-00 CEL/700 Carrying Case

Annexe 2: Résultats des mesures sur terrain.

Ech.	Niveau (pied)	Direction E-W	Prof. (m)	Source	Cond. mS/cm	TDS (g/L)	pH	T °C	Eh (mV)	O2 diss. (mg/L)
AB1	450	234	137	Fracture	24,42	10,21	7,33	10,2	351	12
AB2	450	232	137	Forage	26,95	11,46	6,66	10,8	48	4
AB3	600	249,5	142	Forage	3,43	1,75	7,39	10,1	43	6
AB4	600	250,5	240,2	Forage	3,79	1,91	7,37	9,4	85	5
AB5	600	229	183	Fracture	29	12,43	7,13	8,7	215	7
AB6	600	229,5	183	Fracture	28	11,8	7,06	9,5	220	7
AB7	600	246,5	214,8	Forage	3,35	1,69	7	8,3	234	6
AB8	700	228	213	Fracture	33	13,19	6,9	10,2	347	9
AB9	700	233,5	212,4	Forage	19,77	9,9	7,02	10,2	242	2
AB10	700	231	205	Forage	29,59	11,96	6,68	9,4	254	8,3
AB11	700	232,5	213	Fracture	26,95	11,33	6,85	10,3	259	8,6
AB12	700	233	213	Fracture	26,73	11,13	7,1	11,2	325	8,4
AB13	700	237,5	213	Fracture	1,62	0,98	7,39	10,8	277	9,3
AB14	entrée 800	249	259	Fracture	9,71	4,9	7,09	11,2	288	7
AB15	entrée 800	250,5	250	Fracture	10,83	5,45	7,8	11,3	291	6,7
AB16	entrée 800	249,5	255	Fracture	10,77	5,4	7	12,8	284	7,8
AB17	850	245	331,4	Forage	12,46	6,24	6,68	11,4	90	2
AB18	850	244	298,4	Forage	11,88	5,95	6,72	11,1	143	3,1
AB19	1000	247,5	234	Forage	4,22	2,12	7,81	11,9	124	2,4
AB20	1000	248	304,8	Forage	3,43	1,84	7,01	11,1	43	2,1
AB21	1000	247	300,5	Forage	36,41	15,56	6,68	12,5	96	5,6
AB22	1000	249,5	304,8	Forage	4,85	2,43	7,36	12,5	149	4,9
AB23	entrée 1000	250	300	Fracture	13,06	6,54	7,75	12,8	163	7,8
AB24	entrée 1000	250,5	300	Fracture	13,1	6,55	7,73	13	138	4,5
AB25	entrée 850	249	260	Fracture	7,26	3,63	7,33	13,9	145	6,7
AB26	1000	243,5	303,8	Forage	64,46	32,34	6,96	13,2	6	1,3
AB27	1000	232	304,8	Forage	17,28	8,62	6,04	16,1	277	8,9
AB28	1000	232	291,7	Forage	66,77	33,44	6,92	13,5	77	1,4
AB29	1000	231	337,2	Forage	26,51	11,23	6,95	11,9	226	4,7
AB30	1000	231	426,1	Forage	61,71	30,91	6,59	13,4	60	1,3
AB31	1000	229,2	304,8	Forage	19,56	9,79	7,11	12,5	33	3,1
AB32	1000	228,5	257,4	Forage	24,42	10,08	7,03	12,6	-20	2,4
AB33	1000	228,5	252,9	Forage	19	9,53	7,11	13,5	41	3,6
AB34	1000	228,5	317,3	Forage	114,84	57,42	6,73	14,4	11	3,4
AB35	1000	228,3	304,8	Forage	25,41	11,06	7,25	12,2	-16	2,9
AB36	1000	228	348,1	Forage	27,06	12,19	7	11,1	61	9,1
AB37	1000	227,9	275,6	Forage	23,98	10,34	7,33	12,6	-38	1,7
AB38	1000	227,9	275,1	Forage	6,59	3,3	7,66	12,8	6	1,3
AB39	1000	227,5	294,2	Forage	14,55	7,28	7,39	12,4	71	6,8
AB40	1000	227,5	346,4	Forage	31,24	13,5	7,23	12	2	4,5
AB41	1000	241	313,7	Forage	15,19	7,6	7,24	12,5	5	2,7
AB42	1000	242	429,5	Forage	24,53	10,64	7,3	11,5	91	2
AB43	1000	239,5	281,7	Forage	89,32	44,66	6,64	12,9	101	2,2
AB44	1000	239,5	420	Forage	383,24	172,92	6,29	13,2	8	1,5
AB45	1000	237	429,9	Forage	325,82	144,54	6,49	13,1	-5	1,8
AB46	1000	236	325,8	Forage	50,49	25,3	7,12	12,6	40	1,1
AB47	1000	234	289,9	Forage	14,96	7,51	7,03	13,1	68	6,7
AB48	1000	238,5	274,8	Forage	12,31	6,17	7,16	11,6	52	6,3
AB49	1000	239	345,3	Forage	12,42	6,2	7	11,9	-49	3,6
AB50	1000	241,5	304,8	Forage	13,9	6,95	6,91	12,8	-50	3,5
AB51	1000	241	304,8	Forage	133,87	66,77	6,43	12,7	23	1,6
AB52	1000	240	304,8	Forage	208,12	104,06	6,41	13,6	-47	1,3
AB53	1000	239	304,8	Forage	124,96	62,37	6,75	13,2	-61	1,3
Min - Max					2-38	1-173	6-7,8	8-16	-61,351	
Moyenne					44	21	7,04	11,5	110	
Dev. St					73	34	0,34	1,5	118	

Annexe 3: Résultats d'analyse chimique.

Ech.	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	K (mg/L)	Sr (mg/L)	SO4 (mg/L)	HCO3 (mg/L)
AB1	8300	3300	900	350	50	48	547,5	47,58
AB2	8500	3500	900	380	60	56	662,2	61
AB3	950	400	100	40	20	15	1,6	82,96
AB4	1180	400	100	40	20	19	3,2	68,32
AB5	9300	4000	1000	380	70	71	678,2	36,6
AB6	9400	3900	1000	380	60	66	657,7	37
AB7	850	300	100	40	20	15	2,7	81
AB8	11400	4600	1200	420	70	78	753,8	29
AB9	7800	3600	800	310	60	62	559,4	52,46
AB10	9700	3900	1000	370	70	71	754,8	36,6
AB11	8500	3700	900	350	60	62	712,8	48,8
AB12	7500	3600	900	340	60	62	670,6	46,36
AB13	280	100	100	60	20	6	319,1	74,42
AB14	3800	1700	300	70	40	43	30,83	41,48
AB15	3900	1700	400	130	40	39	119,9	51,24
AB16	3800	1600	400	130	40	42	101	46,36
AB17	5000	2100	500	160	40	55	114,5	45,14
AB18	4500	1800	500	150	40	47	112,9	45,14
AB19	1240	500	100	50	20	19	11,23	78,08
AB20	1070	400	100	40	20	16	0,05	76,86
AB21	12900	5900	800	140	160	164	10,53	39,04
AB22	1490	600	100	40	30	24	0,81	61
AB23	4700	2300	300	60	60	53	24,03	37,82
AB24	4700	2200	300	60	60	52	22,25	39,04
AB25	3000	1100	300	110	30	26	127,4	81,74
AB26	23500	9500	1700	340	320	376	82,6	31,72
AB27	6400	2800	700	260	50	51	502,2	71,98
AB28	24500	9000	2200	420	410	466	86,4	50,02
AB29	7500	3200	900	350	60	64	595	45,14
AB30	19800	8500	1900	410	360	412	120,4	46,36
AB31	6700	3200	700	260	60	62	400,6	31,72
AB32	7000	3400	800	280	60	62	420,6	36,6
AB33	6800	3100	700	230	70	65	333,2	46,36
AB34	44000	16000	8000	800	800	863	338	24,4
AB35	7700	3400	800	300	60	63	489,2	36,6
AB36	8400	3600	900	350	60	66	657,6	43,92
AB37	7300	3300	800	270	60	60	456,3	39,04
AB38	1900	900	200	50	30	20	36,56	70,76
AB39	5000	2200	500	170	50	44	218,7	41,48
AB40	10200	4400	1100	390	70	76	731,2	28,06
AB41	5100	2400	500	160	50	57	97,2	43,92
AB42	7100	3500	800	200	80	97	178,2	41,48
AB43	32000	12500	2900	550	550	623	323,4	36,6
AB44	141666	57000	11000	2200	2000	3100	0,7	12,2
AB45	109000	44000	9000	1700	1500	2400	1,24	17,08
AB46	17300	7000	1300	380	210	233	412	34,16
AB47	5300	2600	300	90	70	56	46,9	12,2
AB48	4000	1700	500	160	50	47	314,8	64,66
AB49	4300	1800	500	140	60	57	186,8	61
AB50	5300	2100	500	140	70	68	126,4	58,56
AB51	30500	20500	4100	700	800	915	9,8	21,96
AB52	82500	31000	6500	1100	1400	1438	0	15,86
AB53	55000	20000	3000	600	600	696	97,7	15,86
Min - Max	280-141666	100-58500	100-11000	40-2200	20-2000	6-3100	0-755	12-83
Moyenne	15275	6523	1498	332	211	259	269	46
Dev. St	26378	10979	2306	388	401	573	260	18

Annexe3 (suite): Résultats d'analyse chimique.

Ech.	alcal. (mg/L HCO ₃)	Si (mg/L)	Zn (mg/L)	Ni (mg/L)	Fe (mg/L)	Cu (mg/L)	Co (mg/L)
AB1	119	4	0,02	0,1	0,02	0,03	0,15
AB2	153	3	0,02	0,2	2,07	0,04	0,13
AB3	207	4	0	0,1	0,01	0	0,15
AB4	171	3	0	0,1	0	0	0,07
AB5	92	2	0,02	0,2	0,05	0,03	0,16
AB6	92	3	0,02	0,2	0,08	0,02	0,23
AB7	201	5	0	0,1	0	0	0,07
AB8	73	3	0,02	0,2	0,08	0,02	0,16
AB9	131	3	0	0,2	0,05	0,02	0,1
AB10	92	4	0,02	0,2	0,02	0,01	0,12
AB11	122	3	0,03	0,2	0,09	0,01	0,09
AB12	116	3	0,04	0,1	0,05	0,01	0,07
AB13	186	3	0	0,1	0,03	0,01	0,02
AB14	104	0	0,01	0	0,07	0,01	0,06
AB15	128	2	0,02	0,1	0,03	0,01	0,01
AB16	116	3	0,02	0,1	0	0,01	0,04
AB17	113	2	0,02	0	0,03	0,01	0,02
AB18	113	2	0,01	0	0,04	0,01	0,04
AB19	195	3	0,01	0,1	0,2	0	0,02
AB20	192	4	0	0	0	0	0,02
AB21	98	4	0,03	0,1	0,1	0,03	0,11
AB22	153	4	0	0,1	0	0,01	0,02
AB23	95	2	0,02	0,1	0,03	0,01	0,03
AB24	98	3	0,01	0,1	0,02	0,02	0,01
AB25	204	2	0,01	0,1	0,03	0,01	0,03
AB26	79	2	0,06	0,3	0,22	0,06	0,36
AB27	180	4	0,07	0,1	0,07	0,03	0,1
AB28	125	4	0,06	0,3	0,21	0,07	0,34
AB29	113	2	0,02	0,1	0,06	0,02	0,04
AB30	116	4	0,06	0,3	0,26	0,06	0,25
AB31	79	3	0	0	0,03	0,02	0,03
AB32	92	2	0,02	0,1	0,56	0,02	0,03
AB33	116	3	0,01	0	0,79	0,02	0,04
AB34	61	2	0,07	0,5	0,8	0,12	0,59
AB35	92	3	0,02	0,1	0,15	0,03	0,03
AB36	110	4	0,03	0,1	0,06	0,03	0,04
AB37	98	4	0,01	0,1	0,06	0,02	0,08
AB38	177	3	0	0	0,42	0	0,05
AB39	104	4	0,01	0,1	0,8	0,01	0,04
AB40	70	4	0,02	0,1	0,18	0,03	0,13
AB41	110	5	0,02	0	0,04	0,02	0,05
AB42	104	4	0,02	0,1	0,08	0,02	0,08
AB43	92	5	0,07	0,4	0,34	0,09	0,43
AB44	31	2	0,18	2,1	5,6	0,27	2,26
AB45	43	3	0,14	1,7	4,49	0,24	1,82
AB46	85	3	0,04	0,2	0,11	0,05	0,21
AB47	31	2	0	0,1	0,03	0,01	0,05
AB48	162	4	0,03	0	0,04	0,01	0,01
AB49	153	4	0,02	0	0,05	0,02	0,08
AB50	146	3	0,02	0	0,02	0,02	0,08
AB51	55	4	0,07	0,6	2,59	0,13	0,73
AB52	40	4	0,11	1,1	3,69	0,19	1,29
AB53	40	4	0,07	0,5	1,38	0,12	0,63

ANNEXE 4 : RÉSULTATS DES CALCULS DE LA MOLALITÉ TOTALE DES ÉLÉMENTS

Éch.	Ca	Mg	Na	K	Sr	Cl	Alc. Tot.	S
A1	2,266E-02	1,453E-02	1,449E-01	1,291E-03	5,528E-04	1,082E-01	7,869E-04	5,752E-03
A2	2,278E-02	1,586E-02	1,544E-01	1,557E-03	6,483E-04	2,432E-01	1,031E-03	6,992E-03
A3	2,499E-03	1,648E-03	1,743E-02	5,124E-04	1,715E-04	2,684E-02	1,363E-03	1,668E-05
A4	2,500E-03	8,244E-04	1,743E-02	5,125E-04	2,172E-04	3,334E-02	1,121E-03	3,337E-05
A5	2,520E-02	1,579E-02	1,758E-01	1,809E-03	8,185E-04	1,083E-01	6,059E-04	7,132E-03
A6	2,534E-02	1,588E-02	1,723E-01	1,559E-03	7,651E-04	2,693E-01	6,159E-04	6,955E-03
A7	2,499E-03	1,648E-03	1,307E-02	5,123E-04	1,714E-04	2,401E-02	1,329E-03	2,815E-05
A8	3,051E-02	1,761E-02	2,039E-01	1,824E-03	9,070E-04	3,276E-01	4,843E-04	7,996E-03
A9	2,023E-02	1,293E-02	1,587E-01	1,555E-03	7,171E-04	2,230E-01	8,713E-04	5,902E-03
A10	2,535E-02	1,547E-02	1,724E-01	1,819E-03	8,234E-04	2,780E-01	6,095E-04	7,985E-03
A11	2,278E-02	1,461E-02	1,633E-01	1,557E-03	7,179E-04	2,432E-01	8,114E-04	7,528E-03
A12	2,276E-02	1,418E-02	1,586E-01	1,555E-03	7,171E-04	2,144E-01	7,699E-04	7,074E-03
A13	2,497E-03	2,471E-03	4,354E-03	5,120E-04	6,854E-05	7,905E-03	1,221E-03	3,325E-03
A14	7,530E-03	2,898E-03	7,439E-02	1,029E-03	4,937E-04	1,078E-01	6,839E-04	3,229E-04
A15	1,004E-02	5,383E-03	7,442E-02	1,030E-03	4,480E-04	1,107E-01	8,452E-04	1,256E-03
A16	1,004E-02	5,382E-03	7,003E-02	1,029E-03	4,823E-04	1,079E-01	7,645E-04	1,058E-03
A17	1,258E-02	6,636E-03	9,208E-02	1,031E-03	6,328E-04	1,422E-01	7,451E-04	1,202E-03
A18	1,257E-02	6,216E-03	7,886E-02	1,031E-03	5,403E-04	1,279E-01	7,569E-04	1,185E-03
A19	2,266E-02	1,453E-02	1,449E-01	1,291E-03	5,528E-04	1,082E-01	7,869E-04	5,752E-03
A20	2,499E-03	1,649E-03	1,743E-02	5,124E-04	1,829E-04	3,023E-02	1,262E-03	5,214E-07
A21	2,037E-02	5,878E-03	2,619E-01	4,176E-03	1,910E-03	3,713E-01	6,530E-04	1,119E-04
A22	2,501E-03	1,650E-03	2,616E-02	7,691E-04	2,746E-04	4,213E-02	1,002E-03	8,452E-06
A23	7,542E+00	2,487E-03	1,008E-01	1,546E-03	6,095E-04	1,336E-01	6,245E-04	2,521E-04
A24	7,541E-03	2,487E-03	9,641E-02	1,546E-03	5,979E-04	1,336E-01	6,446E-04	2,334E-04
A25	7,521E-03	4,548E-03	4,808E-02	7,710E-04	2,982E-04	8,503E-02	1,346E-03	1,333E-03
A26	4,399E-02	1,451E-02	4,286E-01	8,489E-03	4,451E-03	6,875E-01	5,392E-04	8,919E-04
A27	1,766E-02	1,082E-02	1,231E-01	1,293E-03	5,884E-04	1,825E-01	1,213E-03	5,283E-03

**ANNEXE 4 (SUITE) : RÉSULTATS DES CALCULS DE LA MOLALITÉ TOTALE
DES ELEMENTS**

Ech.	Ca	Mg	Na	K	Sr	Cl	Alc. Tot.	S
A28	5,007E-02	1,795E-02	4,066E-01	1,089E-02	5,524E-03	7,177E-01	8,514E-04	9,341E-04
A29	2,274E-02	1,459E-02	1,410E-01	1,555E-03	7,398E-04	2,143E-01	7,493E-04	6,274E-03
A30	4,895E-02	1,742E-02	3,818E-01	9,508E-03	4,855E-03	5,767E-01	7,845E-04	1,294E-03
A31	1,762E-02	1,079E-02	1,404E-01	1,548E-03	7,137E-04	1,081E-01	5,243E-04	4,206E-03
A32	2,020E-02	1,166E-02	1,497E-01	1,553E-03	7,162E-04	1,999E-01	6,072E-04	4,432E-03
A33	1,767E-02	9,572E-03	1,364E-01	1,811E-03	7,504E-04	1,940E-01	7,685E-04	3,509E-03
A34	2,148E-01	3,542E-02	7,490E-01	2,202E-02	1,060E-02	1,336E+00	4,304E-04	3,787E-03
A35	2,022E-02	1,250E-02	1,498E-01	1,555E-03	7,284E-04	2,200E-01	6,076E-04	5,159E-03
A36	2,278E-02	1,461E-02	1,588E-01	1,557E-03	7,640E-04	2,403E-01	7,301E-04	6,944E-03
A37	2,021E-02	1,125E-02	1,453E-01	1,554E-03	6,933E-04	2,085E-01	6,478E-04	4,809E-03
A38	5,006E-03	2,064E-03	3,927E-02	7,698E-04	2,290E-04	5,377E-02	1,163E-03	3,818E-04
A39	1,258E-02	7,052E-03	9,649E-02	1,289E-03	5,063E-04	1,422E-01	6,855E-04	2,296E-03
A40	2,792E-02	1,632E-02	1,947E-01	1,821E-03	8,824E-04	2,927E-01	4,678E-04	7,744E-03
A41	1,258E-02	6,639E-03	1,053E-01	1,290E-03	6,561E-04	1,451E-01	7,259E-04	1,020E-03
A42	2,020E-02	8,329E-03	1,541E-01	2,071E-03	1,121E-03	2,027E-01	6,881E-04	1,878E-03
A43	7,612E-02	2,381E-02	5,720E-01	1,480E-02	7,480E-03	9,496E-01	6,311E-04	3,542E-03
A44	3,505E-01	1,156E-01	3,166E+00	6,533E-02	4,518E-02	5,103E+00	2,554E-04	9,306E-06
A45	2,698E-01	8,403E-02	2,299E+00	4,609E-02	3,291E-02	3,694E+00	3,363E-04	1,551E-05
A46	3,333E-02	1,607E-02	3,129E-01	5,519E-03	2,733E-03	5,014E-01	5,753E-04	4,407E-03
A47	7,549E-03	3,735E-03	1,141E-01	1,806E-03	6,446E-04	1,508E-01	2,017E-04	4,924E-04
A48	1,256E-02	6,628E-03	7,446E-02	1,288E-03	5,401E-04	1,136E-01	1,067E-03	3,300E-03
A49	1,256E-02	5,801E-03	7,886E-02	1,546E-03	6,552E-04	1,222E-01	1,007E-03	1,959E-03
A50	1,258E-02	5,809E-03	9,212E-02	1,806E-03	7,826E-04	1,508E-01	9,678E-04	1,327E-03
A51	1,085E-01	3,056E-02	9,462E-02	2,171E-02	1,108E-02	9,128E-01	3,819E-04	1,083E-04
A52	1,851E-01	5,166E-02	1,539E+00	4,087E-02	1,873E-02	2,656E+00	2,967E-04	0,000E+00
A53	8,136E-02	2,683E-02	9,456E-01	1,668E-02	8,634E-03	1,686E+00	2,825E-04	1,106E-03

ANNEXE5: FORCE IONIQUE ET DISTRIBUTION DES ESPÉCES

Éch.	F.I.	Ca+2		Mg+2		Na+2		K+		Sr+2	
		Molalité	Coef. d'acti.								
A1	0,206	2,15E-02	3,26E-01	1,38E-02	3,48E-01	1,44E-01	7,47E-01	1,28E-03	7,15E-01	5,26E-04	3,28E-01
A2	0,283	2,16E-02	3,01E-01	1,50E-02	3,26E-01	1,54E-01	7,32E-01	1,55E-03	6,90E-01	6,15E-04	3,01E-01
A3	0,032	2,48E-03	5,37E-01	1,63E-03	5,46E-01	1,74E-02	8,52E-01	5,12E-04	8,45E-01	1,70E-04	5,39E-01
A4	0,033	2,48E-03	5,31E-01	8,18E-04	5,40E-01	1,74E-02	8,49E-01	5,12E-04	8,42E-01	2,16E-04	5,33E-01
A5	0,230	2,38E-02	3,18E-01	1,49E-02	3,41E-01	1,75E-01	7,42E-01	1,80E-03	7,07E-01	7,75E-04	3,19E-01
A6	0,310	2,41E-02	2,95E-01	1,51E-02	3,21E-01	1,72E-01	7,29E-01	1,55E-03	6,84E-01	7,30E-04	2,95E-01
A7	0,281	2,48E-03	5,53E-01	1,63E-03	5,61E-01	1,31E-02	8,58E-01	5,12E-04	8,52E-01	1,70E-04	5,55E-01
A8	0,370	2,90E-02	2,83E-01	1,68E-02	3,12E-01	2,03E-01	7,22E-01	1,81E-03	6,71E-01	8,66E-04	2,83E-01
A9	0,264	1,93E-02	3,06E-01	1,23E-02	3,31E-01	1,58E-01	7,35E-01	1,55E-03	6,96E-01	6,84E-04	3,07E-01
A10	0,315	2,40E-02	2,94E-01	1,46E-02	3,20E-01	1,71E-01	7,28E-01	1,81E-03	6,83E-01	7,81E-04	2,94E-01
A11	0,286	2,15E-02	3,00E-01	1,38E-02	3,26E-01	1,62E-01	7,32E-01	1,55E-03	6,90E-01	6,79E-04	3,01E-01
A12	0,267	2,15E-02	3,05E-01	1,34E-02	3,29E-01	1,58E-01	7,34E-01	1,55E-03	6,94E-01	6,79E-04	3,06E-01
A13	0,021	2,15E-03	5,88E-01	2,14E-03	5,95E-01	4,32E-03	8,73E-01	5,08E-04	8,68E-01	5,94E-05	5,90E-01
A14	0,114	7,47E-03	3,83E-01	2,87E-03	4,00E-01	7,44E-02	7,79E-01	1,03E-03	7,58E-01	4,90E-04	3,86E-01
A15	0,126	9,82E-03	3,73E-01	5,27E-03	3,91E-01	7,43E-02	7,73E-01	1,03E-03	7,51E-01	4,39E-04	3,75E-01
A16	0,123	9,85E-03	3,75E-01	5,28E-03	3,93E-01	6,99E-02	7,74E-01	1,03E-03	7,53E-01	4,74E-04	3,78E-01
A17	0,159	1,24E-02	3,50E-01	6,52E-03	3,69E-01	9,20E-02	7,60E-01	1,03E-03	7,34E-01	6,22E-04	3,52E-01
A18	0,144	1,23E-02	3,60E-01	6,10E-03	3,78E-01	7,88E-02	7,66E-01	1,03E-03	7,41E-01	5,31E-04	3,62E-01
A19	0,206	2,15E-02	3,26E-01	1,38E-02	3,48E-01	1,44E-01	7,47E-01	1,28E-03	7,15E-01	5,26E-04	3,28E-01
A20	0,033	2,48E-03	5,30E-01	1,64E-03	5,39E-01	1,74E-02	8,49E-01	5,12E-04	8,42E-01	1,82E-04	5,33E-01
A21	0,375	2,03E-02	2,81E-01	5,86E-03	3,10E-01	2,62E-01	7,21E-01	4,18E-03	6,69E-01	1,91E-03	2,80E-01
A22	0,044	2,49E-03	4,95E-01	1,64E-03	5,06E-01	2,62E-02	8,34E-01	7,69E-04	8,24E-01	2,73E-04	4,98E-01
A23	0,140	7,49E-03	3,61E-01	2,47E-03	3,80E-01	1,01E-01	7,67E-01	1,55E-03	7,43E-01	6,06E-04	3,64E-01
A24	0,138	7,50E-03	3,63E-01	2,47E-03	3,82E-01	9,64E-02	7,68E-01	1,55E-03	7,44E-01	5,95E-04	3,65E-01
A25	0,093	7,29E-03	4,04E-01	4,41E-03	4,20E-01	4,80E-02	7,90E-01	7,69E-04	7,72E-01	2,90E-04	4,07E-01
A27	0,216	1,67E-02	3,19E-01	1,02E-02	3,42E-01	1,23E-01	7,43E-01	1,29E-03	7,09E-01	5,58E-04	3,21E-01
A29	0,259	2,16E-02	3,07E-01	1,38E-02	3,31E-01	1,40E-01	7,36E-01	1,55E-03	6,97E-01	7,04E-04	3,08E-01

ANNEXE 5 (suite) : FORCE IONIQUE ET DISTRIBUTION DES ESPÈCES

Éch.	F.I.	Ca+2		Mg+2		Na+2		K+		Sr+2	
		Molalité	Coef. d'acti.								
A31	0,186	1,69E-02	3,34E-01	1,03E-02	3,55E-01	1,40E-01	7,51E-01	1,54E-03	7,21E-01	6,84E-04	3,36E-01
A32	0,244	1,94E-02	3,11E-01	1,12E-02	3,35E-01	1,49E-01	7,38E-01	1,55E-03	7,01E-01	6,90E-04	3,12E-01
A33	0,225	1,71E-02	3,17E-01	9,23E-03	3,40E-01	1,36E-01	7,41E-01	1,80E-03	7,07E-01	7,26E-04	3,19E-01
A35	0,256	1,93E-02	3,07E-01	1,20E-02	3,32E-01	1,49E-01	7,36E-01	1,55E-03	6,97E-01	6,98E-04	3,08E-01
A36	0,281	2,16E-02	3,01E-01	1,38E-02	3,26E-01	1,58E-01	7,32E-01	1,55E-03	6,91E-01	7,26E-04	3,02E-01
A37	0,993	1,94E-02	3,11E-01	1,08E-02	3,34E-01	1,45E-01	7,38E-01	1,55E-03	7,00E-01	6,65E-04	3,12E-01
A38	0,062	4,93E-03	4,52E-01	2,03E-03	4,65E-01	3,92E-02	8,14E-01	7,69E-04	8,01E-01	2,26E-04	4,54E-01
A39	0,162	1,22E-02	3,47E-01	6,84E-03	3,67E-01	9,63E-02	7,59E-01	1,29E-03	7,32E-01	4,92E-04	3,49E-01
A40	0,340	2,65E-02	2,87E-01	1,55E-02	3,15E-01	1,94E-01	7,24E-01	1,81E-03	6,76E-01	8,40E-04	2,87E-01
A41	0,167	1,24E-02	3,44E-01	6,54E-03	3,65E-01	1,05E-01	7,57E-01	1,29E-03	7,30E-01	6,47E-04	3,46E-01
A42	0,240	1,98E-02	3,13E-01	8,17E-03	3,36E-01	1,54E-01	7,39E-01	2,07E-03	7,02E-01	1,10E-03	3,14E-01
A46	0,517	3,26E-02	2,65E-01	1,57E-02	2,99E-01	3,12E-01	7,13E-01	5,50E-03	6,46E-01	2,68E-03	2,62E-01
A47	0,158	7,49E-03	3,49E-01	3,71E-03	3,69E-01	1,14E-01	7,60E-01	1,80E-03	7,34E-01	6,40E-04	3,52E-01
A48	0,137	1,20E-02	3,64E-01	6,32E-03	3,83E-01	7,42E-02	7,68E-01	1,28E-03	7,45E-01	5,16E-04	3,66E-01
A49	0,141	1,22E-02	3,61E-01	5,63E-03	3,80E-01	7,87E-02	7,67E-01	1,54E-03	7,42E-01	6,37E-04	3,63E-01
A50	0,162	1,23E-02	3,47E-01	5,69E-03	3,67E-01	9,20E-02	7,59E-01	1,80E-03	7,32E-01	7,68E-04	3,49E-01

Éch.	F.I.	Ca+2		Mg+2		Na+2		K+		Sr+2	
		Molalité	Coef. d'acti.								
A26	0,690	4,40E-02	2,43E-01	1,45E-02	2,65E-01	4,29E-01	6,53E-01	8,49E-03	6,01E-01	4,45E-03	2,23E-01
A28	0,731	5,70E-02	2,39E-01	1,80E-02	2,61E-01	4,07E-01	6,46E-01	1,09E-02	5,93E-01	5,52E-03	2,20E-01
A30	0,629	4,90E-02	2,25E-01	1,74E-02	2,42E-01	3,82E-01	6,45E-01	9,51E-03	6,00E-01	4,86E-03	2,09E-01
A34	1,583	2,15E-01	1,88E-01	3,54E-02	2,17E-01	7,49E-01	5,87E-01	2,20E-02	5,03E-01	1,06E-02	1,59E-01
A43	0,990	7,61E-02	2,28E-01	2,38E-02	2,55E-01	5,72E-01	6,30E-01	1,48E-02	5,65E-01	7,48E-03	2,03E-01
A44	5,190	3,51E-01	8,69E-01	1,16E-01	1,39E+00	3,17E+00	8,10E-01	6,53E-02	4,60E-01	4,52E-02	4,35E-01
A45	3,793	2,70E-01	4,70E-01	8,40E+00	6,66E-01	2,30E+00	6,99E-01	4,61E-02	4,70E-01	3,29E-02	2,82E-01
A51	1,241	1,09E-01	1,53E-01	3,06E-02	1,69E-01	9,46E-01	5,80E-01	2,17E-02	5,16E-01	1,11E-02	1,29E-01
A52	2,629	1,85E-01	3,50E-01	5,17E-02	4,54E-01	1,54E+00	6,60E-01	4,09E-02	5,00E-01	1,87E-02	2,46E-01
A53	1,560	8,14E-02	3,06E-01	2,68E-02	3,68E-01	9,46E-01	6,56E-01	1,67E-02	5,50E-01	8,63E-03	2,48E-01

ANNEXE 5 (suite) : FORCE IONIQUE ET DISTRIBUTION DES ESPÉCES

Éch.	Cl-		CO3-2		SO4-2		HCO3-		H2CO3	
	Molalité	Coef. d'acti.								
A1	1,08E-01	7,15E-01	1,12E-06	3,14E-01	3,27E-03	2,96E-01	6,73E-04	7,49E-01	6,53E-05	1,05E+00
A2	2,43E-01	6,90E-01	3,51E-07	2,83E-01	4,21E-03	2,63E-01	8,95E-04	7,29E-01	3,85E-04	1,07E+00
A3	2,68E-02	8,45E-01	1,68E-06	5,37E-01	1,34E-05	5,29E-01	1,32E-03	8,56E-01	1,32E-04	1,01E+00
A4	3,33E-02	8,42E-01	1,31E-06	5,31E-01	2,77E-05	5,23E-01	1,09E-03	8,54E-01	1,16E-04	1,01E+00
A5	1,08E-01	7,07E-01	5,34E-07	3,04E-01	3,99E-03	2,85E-01	5,17E-04	7,42E-01	8,12E-05	1,05E+00
A6	2,69E-01	6,84E-01	5,13E-06	2,75E-01	4,16E-03	2,55E-01	5,30E-04	7,24E-01	9,22E-05	1,07E+00
A7	2,40E-02	8,52E-01	6,23E-07	5,53E-01	2,27E-05	5,46E-01	1,29E-03	8,62E-01	3,35E-04	1,01E+00
A8	3,28E-01	6,71E-01	2,93E-07	2,60E-01	4,66E-03	2,38E-01	4,10E-04	7,14E-01	9,89E-05	1,09E+00
A9	2,23E-01	6,96E-01	6,62E-07	2,90E-01	3,63E-03	2,70E-01	7,63E-04	7,34E-01	1,47E-04	1,06E+00
A10	2,78E-01	6,83E-01	2,14E-07	2,74E-01	4,82E-03	2,53E-01	5,28E-04	7,23E-01	2,21E-04	1,08E+00
A11	2,43E-01	6,90E-01	4,23E-07	2,82E-01	4,57E-03	2,62E-01	7,06E-04	7,29E-01	1,98E-04	1,07E+00
A12	2,14E-01	6,94E-01	7,17E-07	2,88E-01	4,24E-03	2,69E-01	6,66E-04	7,33E-01	1,04E-04	1,06E+00
A13	7,91E-03	8,68E-01	1,44E-06	5,88E-01	2,64E-03	5,82E-01	1,18E-03	8,76E-01	1,20E-04	1,01E+00
A14	1,08E-01	7,58E-01	5,52E-07	3,77E-01	2,34E-04	3,63E-01	6,42E-04	7,84E-01	1,13E-04	1,03E+00
A15	1,11E-01	7,51E-01	3,44E-06	3,66E-01	8,59E-04	3,51E-01	7,60E-04	7,78E-01	2,58E-05	1,03E+00
A16	1,08E-01	7,53E-01	5,24E-07	3,69E-01	7,18E-04	3,54E-01	7,05E-04	7,79E-01	1,47E-04	1,03E+00
A17	1,42E-01	7,34E-01	3,74E-07	3,41E-01	7,97E-04	3,24E-01	6,80E-04	7,64E-01	1,96E-04	1,04E+00
A18	1,28E-01	7,41E-01	2,68E-07	3,51E-01	7,87E-04	3,36E-01	6,94E-04	7,70E-01	2,80E-04	1,03E+00
A19	1,08E-01	7,15E-01	1,12E-06	3,14E-01	3,27E-03	2,96E-01	6,73E-04	7,49E-01	6,53E-05	1,05E+00
A20	3,02E-02	8,42E-01	6,77E-07	5,30E-01	4,19E-07	5,22E-01	1,22E-03	8,53E-01	2,88E-04	1,01E+00
A21	3,71E-01	6,69E-01	2,66E-07	2,57E-01	7,05E-05	2,35E-01	5,74E-04	7,12E-01	2,18E-04	1,09E+00
A22	4,21E-02	8,24E-01	1,31E-06	4,94E-01	6,80E-06	4,85E-01	9,66E-04	8,38E-01	9,66E-05	1,01E+00
A23	1,34E-01	7,43E-01	2,47E-06	3,54E-01	1,82E-04	3,38E-01	5,73E-04	7,71E-01	2,09E-05	1,03E+00
A24	1,34E-01	7,44E-01	2,44E-06	3,55E-01	1,69E-04	3,40E-01	5,92E-04	7,72E-01	2,26E-05	1,03E+00
A25	8,50E-02	7,72E-01	1,93E-06	4,00E-01	9,40E-04	3,87E-01	1,25E-03	7,95E-01	1,22E-04	1,02E+00
A27	1,83E-01	7,09E-01	1,10E-07	3,07E-01	3,26E-03	2,88E-01	1,08E-03	7,44E-01	1,79E-03	1,05E+00
A29	2,14E-01	6,97E-01	5,01E-07	2,91E-01	3,74E-03	2,72E-01	6,49E-04	7,34E-01	1,41E-04	1,06E+00

ANNEXE 5 (suite) : FORCE IONIQUE ET DISTRIBUTION DES ESPÉCES

Éch.	Cl-		CO3-2		SO4-2		HCO3-		H2CO3	
	Molalité	Coef. d'acti.								
A31	1,08E-01	7,21E-01	4,82E-07	3,23E-01	2,50E-03	3,06E-01	4,59E-04	7,54E-01	7,13E-05	1,04E+00
A32	2,00E-01	7,01E-01	4,95E-07	2,96E-01	2,69E-03	2,77E-01	5,30E-04	7,38E-01	9,55E-05	1,06E+00
A33	1,94E-01	7,07E-01	7,66E-07	3,04E-01	2,19E-03	2,85E-01	6,78E-04	7,42E-01	1,01E-04	1,05E+00
A35	2,20E-01	6,97E-01	8,19E-07	2,92E-01	3,16E-03	2,72E-01	5,28E-04	7,35E-01	5,74E-05	1,06E+00
A36	2,40E-01	6,91E-01	5,47E-07	2,83E-01	4,19E-03	2,63E-01	6,32E-04	7,30E-01	1,24E-04	1,07E+00
A37	2,09E-01	7,00E-01	1,05E-06	2,95E-01	2,95E-03	2,77E-01	5,63E-04	7,37E-01	5,08E-05	1,06E+00
A38	5,38E-02	8,01E-01	3,21E-06	4,49E-01	2,87E-04	4,39E-01	1,10E-03	8,19E-01	5,30E-05	1,01E+00
A39	1,42E-01	7,32E-01	1,19E-06	3,38E-01	1,52E-03	3,21E-01	6,18E-04	7,62E-01	5,12E-05	1,04E+00
A40	2,93E-01	6,76E-01	6,22E-07	2,66E-01	4,52E-03	2,45E-01	3,94E-04	7,18E-01	4,33E-05	1,08E+00
A41	1,45E-01	7,30E-01	9,04E-07	3,35E-01	6,71E-04	3,18E-01	6,56E-04	7,61E-01	7,64E-05	1,04E+00
A42	2,03E-01	7,02E-01	1,01E-06	2,98E-01	1,16E-03	2,79E-01	6,03E-04	7,39E-01	5,98E-05	1,06E+00
A46	5,01E-01	6,46E-01	6,54E-07	2,32E-01	2,53E-03	2,08E-01	4,74E-04	6,94E-01	6,18E-05	1,13E+00
A47	1,51E-01	7,34E-01	1,60E-07	3,40E-01	3,51E-04	3,24E-01	1,87E-04	7,64E-01	3,52E-05	1,04E+00
A48	1,14E-01	7,45E-01	1,04E-06	3,56E-01	2,18E-03	3,41E-01	9,72E-04	7,73E-01	1,42E-04	1,03E+00
A49	1,22E-01	7,42E-01	6,90E-07	3,53E-01	1,30E-03	3,38E-01	9,20E-04	7,71E-01	1,92E-04	1,03E+00
A50	1,51E-01	7,32E-01	5,70E-07	3,38E-01	8,86E-04	3,21E-01	8,83E-04	7,62E-01	2,20E-04	1,04E+00
Éch.	Cl-		CO3-2		SO4-2		HCO3-		H2CO3	
	Molalité	Coef. d'acti.								
A26	6,88E-01	6,82E-01	1,15E-06	9,55E-02	8,92E-04	9,58E-02	5,33E-04	6,50E-01	9,21E-05	1,11E+00
A28	7,18E-01	6,86E-01	1,88E-06	8,71E-02	9,34E-04	9,04E-02	8,41E-04	6,67E-01	1,62E-04	1,11E+00
A30	5,77E-01	7,01E-01	6,86E-07	1,04E-01	1,29E-03	1,05E-01	7,81E-04	6,74E-01	3,27E-04	1,10E+00
A34	1,34E+00	7,40E-01	1,58E-06	3,95E-02	3,79E-03	5,35E-02	4,20E-04	7,73E-01	1,28E-04	1,26E+00
A43	9,50E-01	6,82E-01	9,02E-07	6,82E-02	3,54E-03	7,34E-02	6,26E-04	6,53E-01	2,20E-04	1,16E+00
A44	5,10E+00	9,14E-01	8,91E-07	1,14E-02	9,31E-06	1,75E-02	2,44E-04	6,17E-01	1,15E-04	2,14E+00
A45	3,69E+00	7,96E-01	1,36E-06	1,61E-02	1,55E-05	2,31E-02	3,25E-04	6,33E-01	1,14E-04	1,75E+00
A51	9,13E-01	7,47E-01	3,22E-07	7,29E-02	1,08E-04	7,73E-02	3,80E-04	6,69E-01	2,06E-04	1,26E+00
A52	2,66E+00	7,05E-01	6,96E-07	2,37E-02			2,92E-04	6,26E-01	1,39E-04	1,45E+00
A53	1,69E+00	6,46E-01	7,60E-07	4,24E-02	1,11E-03	4,68E-02	2,79E-04	5,93E-01	6,54E-05	1,24E+00

ANNEXE 5 (suite) : FORCE IONIQUE ET DISTRIBUTION DES ESPÉCES

Éch.	CaHCO3+		CaSO4		MgHCO3+		MgSO4		NaHCO3		NaSO4-		SrSO4-	
	Molalité	Coef.d'acti.												
A1	4,41E-05	7,49E-01	1,12E-03	1,05E+00	3,62E-05	7,50E-01	6,97E-04	1,05E+00	2,03E-05	1,05E+00	6,32E-04	7,50E-01	2,59E-05	1,05E+00
A2	5,51E-05	7,29E-01	1,17E-03	1,07E+00	4,85E-05	7,40E-01	8,09E-04	1,07E+00	2,75E-05	1,07E+00	7,67E-04	7,40E-01	3,14E-05	1,07E+00
A3	1,63E-05	8,56E-01	1,62E-06	1,01E+00			9,82E-07	1,01E+00			5,62E-07	8,50E-01		
A4	1,31E-05	8,54E-01	3,24E-06	1,01E+00			9,74E-07	1,01E+00			1,14E-06	8,47E-01		
A5	3,49E-05	7,42E-01	1,38E-03	1,05E+00	2,93E-05	7,46E-01	8,24E-04	1,05E+00	1,77E-05	1,05E+00	8,87E-04	7,46E-01	4,24E-05	1,05E+00
A6	3,45E-05	7,24E-01	1,20E-03	1,07E+00	2,83E-05	7,38E-01	7,37E-04	1,07E+00	1,72E-05	1,07E+00	8,11E-04	7,38E-01	3,42E-05	1,07E+00
A7			2,85E-06	1,01E+00			1,68E-06	1,01E+00			7,26E-07	8,57E-01		
A8	3,15E-05	7,14E-01	1,44E-03	1,09E+00	2,33E-05	7,36E-01	8,34E-04	1,09E+00	1,55E-05	1,09E+00	1,00E-03	7,36E-01	4,04E-05	1,09E+00
A9	4,20E-05	7,34E-01	9,39E-04	1,06E+00	3,45E-05	7,42E-01	5,90E-04	1,06E+00	2,40E-05	1,06E+00	6,98E-04	7,42E-01	3,15E-05	1,06E+00
A10	3,40E-05	7,23E-01	1,37E+00	1,08E+00	2,72E-05	7,38E-01	8,15E-04	1,08E+00	1,70E-05	1,08E+00	9,32E-04	7,38E-01	4,18E-05	1,08E+00
A11	4,27E-05	7,29E-01	1,25E-03	1,07E+00	3,50E-05	7,40E-01	7,92E-04	1,07E+00	2,25E-05	1,07E+00	8,74E-04	7,40E-01	3,72E-05	1,07E+00
A12	4,18E-05	7,33E-01	1,22E-03	1,06E+00	3,26E-05	7,41E-01	7,61E-04	1,06E+00	2,15E-05	1,06E+00	8,13E-04	7,41E-01	3,65E-05	1,06E+00
A13	1,42E-05	8,76E-01	3,35E-04	1,01E+00	1,70E-05	8,71E-01	3,11E-04	1,01E+00					8,76E-06	1,01E+00
A14	1,77E-05	7,84E-01	4,14E-05	1,03E+00	8,36E-06	7,78E-01	1,54E-05	1,03E+00	1,15E-05	1,03E+00	2,90E-05	7,78E-01		
A15	2,68E-05	7,78E-01	1,87E-04	1,03E+00	1,77E-05	7,73E-01	9,76E-05	1,03E+00	1,34E-05	1,03E+00	1,03E-04	7,73E-01	7,94E-06	1,03E+00
A16	2,61E-05	7,79E-01	1,62E-04	1,03E+00	1,66E-05	7,74E-01	8,65E-05	1,03E+00	1,22E-05	1,03E+00	8,23E-05	7,74E-01	7,42E-06	1,03E+00
A17	2,84E-05	7,64E-01	1,88E-04	1,04E+00	1,85E-05	7,61E-01	9,75E-05	1,04E+00	1,42E-05	1,04E+00	1,09E-04	7,61E-01	9,00E-06	1,04E+00
A18	2,95E-05	7,70E-01	1,98E-04	1,03E+00	1,81E-05	7,66E-01	9,51E-05	1,03E+00	1,25E-05	1,03E+00	9,52E-05	7,66E-01	8,07E-06	1,03E+00
A19	4,41E-05	7,49E-01	1,12E-03	1,05E+00	3,62E-05	7,50E-01	6,97E-04	1,05E+00	2,03E-05	1,05E+00	6,32E-04	7,50E-01	2,59E-05	1,05E+00
A20			4,98E-08	1,01E+00			3,09E-08	1,01E+00			1,75E-08	8,47E-01		
A21	3,26E-05	7,12E-01	1,54E-05	1,09E+00	1,14E-05	7,35E-01	4,63E-06	1,09E+00	2,96E-05	1,09E+00	1,97E-05	7,35E-01	1,36E-06	1,09E+00
A22	1,18E-05	8,38E-01	7,10E-07	1,01E+00			4,54E-07	1,01E+00			3,99E-07	8,32E-01		
A23	1,55E-05	7,71E-01	2,87E-05	1,03E+00			9,48E-06	1,03E+00	1,39E-05	1,03E+00	2,88E-05	7,67E-01		
A24	1,62E-05	7,72E-01	2,69E-05	1,03E+00			8,93E-06	1,03E+00	1,39E-05	1,03E+00	2,57E-05	7,68E-01		
A25	3,79E-05	7,95E-01	1,88E-04	1,02E+00	2,63E-05	7,88E-01	1,15E-04	1,02E+00	1,60E-05	1,02E+00	8,14E-05	7,88E-01	7,13E-06	1,02E+00
A27	6,21E-05	7,44E-01	8,74E-04	1,05E+00	4,23E-05	7,46E-01	5,76E-04	1,05E+00	3,19E-05	1,05E+00	5,42E-04	7,46E-01	2,80E-05	1,05E+00
A29	4,20E-05	7,34E-01	1,11E-03	1,06E+00	3,31E-05	7,42E-01	7,23E-04	1,06E+00	1,91E-05	1,06E+00	6,50E-04	7,42E-01	3,44E-05	1,06E+00

ANNEXE 5 (suite) : FORCE IONIQUE ET DISTRIBUTION DES ESPÈCES

Éch.	CaHCO3+	CaHCO3+	CaSO4		MgHCO3+		MgSO4		NaHCO3		NaSO4-		SrSO4-	
	Molalité	Coef.d'acti.												
A31	2,57E-05	7,54E-01	7,29E-04	1,04E+00	1,90E-05	7,54E-01	4,50E-04	1,04E+00	1,46E-05	1,04E+00	4,92E-04	7,54E-01	2,82E-05	1,04E+00
A32	3,19E-05	7,38E-01	7,53E-04	1,06E+00	2,22E-05	7,43E-01	4,44E-04	1,06E+00	1,71E-05	1,06E+00	5,10E-04	7,43E-01	2,54E-05	1,06E+00
A33	3,74E-05	7,42E-01	5,73E-04	1,05E+00	2,39E-05	7,46E-01	3,21E-04	1,05E+00	2,07E-05	1,05E+00	3,93E-04	7,46E-01	2,32E-05	1,05E+00
A35	3,09E-05	7,35E-01	8,48E-04	1,06E+00	2,33E-05	7,42E-01	5,33E-04	1,06E+00	1,67E-05	1,06E+00	5,86E-04	7,42E-01	2,91E-05	1,06E+00
A36	3,93E-05	7,30E-01	1,17E-03	1,07E+00	3,16E-05	7,40E-01	7,51E-04	1,07E+00	2,01E-05	1,07E+00	7,89E-04	7,40E-01	3,72E-05	1,07E+00
A37	3,37E-05	7,37E-01	8,19E-04	1,06E+00	2,26E-05	7,43E-01	4,66E-04	1,06E+00	1,76E-05	1,06E+00	5,41E-04	7,43E-01	2,68E-05	1,06E+00
A38	2,44E-05	8,19E-01	4,90E-05	1,01E+00			1,98EE-5	1,01E+00			2,29E-05	8,11E-01		
A39	2,59E-05	7,62E-01	3,50E-04	1,04E+00	1,75E-05	7,60E-01	1,97E-04	1,04E+00	1,38E-05	1,04E+00	2,16E-04	7,60E-01	1,35E-05	1,04E+00
A40	2,95E-05	7,18E-01	1,37E-03	1,08E+00	2,11E-05	7,36E-01	8,25E-04	1,08E+00	1,52E-05	1,08E+00	9,71E-04	7,36E-01	4,11E-05	1,08E+00
A41	2,78E-05	7,61E-01	1,55E-04	1,04E+00	1,76E-05	7,58E-01	8,20E-05	1,04E+00	1,60E-05	1,04E+00	1,03E-04	7,58E-01	7,70E-06	1,04E+00
A42	3,62E-05	7,39E-01	3,32E-04	1,06E+00	1,85E-05	7,44E-01	1,37E-04	1,06E+00	1,95E-05	1,06E+00	2,27E-04	7,44E-01	1,75E-05	1,06E+00
A46	4,07E-05	6,94E-01	7,11E-04	1,13E+00	2,35E-05	7,38E-01	3,66E-04	1,13E+00	2,73E-05	1,13E+00	7,31E-04	7,38E-01	5,47E-05	1,13E+00
A47	4,94E-06	7,64E-01	5,10E-05	1,04E+00	2,90E-06	7,61E-01	2,55E-05	1,04E+00	5,08E-06	1,04E+00	6,00E-05	7,61E-01		
A48	4,11E-05	7,73E-01	5,50E-04	1,03E+00	2,66E-05	7,68E-01	2,85E-04	1,03E+00	1,69E-05	1,03E+00	2,53E-04	7,68E-01	2,25E-05	1,03E+00
A49	3,96E-05	7,71E-01	3,28E-04	1,03E+00	2,22E-05	7,67E-01	1,50E-04	1,03E+00	1,71E-05	1,03E+00	1,59E-04	7,67E-01	1,63E-05	1,03E+00
A50	3,78E-05	7,62E-01	2,08E-04	1,04E+00	2,08E-05	7,60E-01	9,67E-05	1,04E+00	1,91E-05	1,04E+00	1,21E-04	7,60E-01	1,23E-05	1,04E+00
Éch.	HSO4-	HSO4-	CaCO3		MgOH+		MgCO3							
	Molalité	Coef.d'acti.	Molalité	Coef.d'acti.	Molalité	Coef.d'acti.	Molalité	Coef.d'acti.						
A26	9,21E-10	7,03E-01	1,39E-06	1,00E+00	1,78E-08	1,02E+00	3,03E-07	1,00E+00						
A28	9,98E-10	7,08E-01	2,63E-06	1,00E+00	2,06E-08	1,01E+00	5,50E-07	1,00E+00						
A30	3,34E-09	7,26E-01	9,32E-07	1,00E+00	9,06E-09	9,62E-01	2,17E-07	1,00E+00						
A34	3,52E-09	7,64E-01	3,02E-06	1,00E+00	2,80E-08	8,41E-01	3,51E-07	1,00E+00						
A43	5,81E-09	7,03E-01	1,26E-06	1,00E+00	1,33E-08	9,99E-01	2,67E-07	1,00E+00						
A44	8,26E-12	6,99E-01	3,67E-06	1,00E+00	2,78E-07	4,92E-01	1,18E-06	1,00E+00						
A45	1,15E-11	6,93E-01	3,30E-06	1,00E+00	1,22E-07	6,54E-01	8,83E-07	1,00E+00						
A51	2,74E-01	7,74E-01	4,57E-07	1,00E+00	8,28E-09	8,21E-01	8,62E-08	1,00E+00						
A52			1,27E-06	1,00E+00	3,61E-08	8,48E-01	2,79E-07	1,00E+00						
A53	9,83E-01	6,47E-01	9,51E-07	1,00E+00	2,61E-08	1,08E+00	2,28E-07	1,00E+00						

Annexe 6 : Tableau de résultats d'indice de saturation des importantes phases.

Ech.	S.I (calcite)	S.I. (aragonite)	S.I (dolomite)	S.I (gypsum)	S.I (celestite)	S.I (halite)
A1	-0,196	-0,351	-0,650	-0,581	-0,146	
A2	-0,778	-0,933	-1,761	-0,561	-0,059	
A3	-0,509	-0,665	-1,288	-3,435	-2,556	
A4	-6,628	-0,784	-1,840	-3,127	-2,145	
A5	-0,507	-0,663	-1,306	-0,478	0,085	
A6	-0,590	-0,746	-1,452	-0,538	-0,009	
A7	-0,921	-1,078	-2,147	-3,176	-2,294	
A8	-0,793	-0,948	-1,877	-0,458	0,064	
A9	-0,536	-0,691	-1,326	-0,653	-0,055	
A10	-0,978	-1,133	-2,240	-0,481	0,080	
A11	-0,702	-0,857	-1,653	-0,528	0,019	
A12	-0,454	-0,608	-1,156	-0,545	0,000	
A13	-0,559	-0,714	-1,197	-1,123	-0,641	
A14	-0,810	-0,964	-2,090	-2,027	-1,166	
A15	0,079	-0,075	-0,167	-1,371	-0,677	
A16	-0,726	0,879	-1,750	-1,443	-0,718	
A17	-0,844	-0,998	-2,014	-1,367	-0,620	
A18	-0,965	-1,120	-2,291	-1,345	-0,666	
A19	-0,196	-0,351	-0,650	-0,581	-0,146	
A20	-0,912	-1,066	-2,074	-4,952	-4,046	
A21	-0,989	-1,142	-2,528	-2,446	-1,428	
A22	-0,678	-0,832	-1,581	-3,805	-2,724	
A23	-0,205	-0,358	0,917	-0,219	-1,242	
A24	-0,205	-0,358	-0,914	-2,222	-1,279	
A25	-0,219	-0,371	-0,668	-1,387	-0,747	
A26	-0,582	-0,777	-1,508	-1,467		-2,4291
A27	-1,311	-1,461	-2,800	-0,721	-0,153	
A28	-0,303	-0,499	-0,966	-1,368		-2,4361
A29	-0,598	-0,752	-1,419	-0,589	-0,031	
A30	-0,755	-0,950	-1,823	-1,250		-2,5494
A31	-0,637	-0,791	-1,514	-0,782	-0,130	
A32	-0,633	-0,786	-1,523	-0,765	-0,170	
A33	-0,477	-0,629	-1,225	-0,890	-0,217	
A34	-0,245	-0,439	-1,089	-0,536		-1,9116
A35	-0,430	-0,583	-1,093	-0,710	-0,108	
A36	-0,584	-0,738	-1,403	-0,562	0,011	
A37	-0,309	-0,462	-0,892	-0,728	-0,147	
A38	-0,073	0,226	0,565	-1,966	-1,265	
A39	0,350	0,503	-0,981	-1,102	-0,453	
A40	-0,481	-0,635	-1,218	-0,493	0,053	
A41	-0,469	-0,622	-1,244	-1,457	-0,696	
A42	-0,312	-0,466	-1,048	-1,114	-0,324	
A43	-0,625	-0,820	-1,610	-0,779		-2,1778
A44	-0,160	-0,355	-0,497	-2,883		-0,469
A45	-0,206	-0,402	-0,669	-2,864		-0,8714
A46	-0,463	-0,616	-1,243	-0,770	0,190	
A47	-1,425	-1,577	-3,173	-1,944	-0,969	
A48	-0,377	-0,531	-1,078	-0,903	-0,225	
A49	-0,553	-0,706	-1,482	-1,129	-0,367	
A50	-0,663	-0,816	-1,686	-1,331	-0,494	
A51	-1,064	-1,260	-2,543	-2,297		-1,9722
A52	-0,621	-0,816	-1,576			-1,2686
A53	-0,746	-0,941	-1,794	-1,341		-1,7169

Annexe 7 : Équation de Pitzer.

Les équations de base pour les coefficients d'activité des espèces chargées positivement (M) et négativement (X) sont les suivants :

$$\ln \gamma_M = z_M^2 F + \sum_{a=1}^{N_a} m_a (2B_{Ma} + zC_{Ma}) + \sum_{c=1}^{N_c} m_c (2\Phi_{Mc} + \sum_{a=1}^{N_a} m_a \psi_{Mca})$$

$$+ \sum_{a=1}^{N_{a-1}} \sum_{a'=a+1}^{N_a} m_a m_{a'} \psi_{aa' M} + |z_M| \sum_{c=1}^{N_c} \sum_{a=1}^{N_a} m_c m_a C_{ca} ,$$

$$\ln \gamma_X = z_X^2 F + \sum_{c=1}^{N_c} m_c (2B_{cX} + zC_{cX}) + \sum_{a=1}^{N_a} m_a (2\Phi_{Xa} + \sum_{c=1}^{N_c} m_c \psi_{Xac})$$

$$+ \sum_{c=1}^{N_{c-1}} \sum_{c'=c+1}^{N_c} m_c m_{c'} \psi_{cc' X} + |z_X| \sum_{a=1}^{N_a} \sum_{c=1}^{N_c} m_c m_a C_{ca} ,$$

où m_c et z_c sont la molalité et la charge du cation c et N_c est le nombre total de cations. Les définitions semblables s'appliquent pour les anions. Les termes suivants sont définis pour l'utilisation des équations ci-dessus:

$$F = -A^\phi \left[\frac{I^{1/2}}{1 + 1.2I^{1/2}} + \frac{2}{1.2} \ln (1 + 1.2I^{1/2}) \right] + \sum_{c=1}^{N_c} \sum_{a=1}^{N_a} m_c m_a B'_{ca}$$

$$+ \sum_{c=1}^{N_{c-1}} \sum_{c'=c+1}^{N_c} m_c m_{c'} \Phi'_{cc'} + \sum_{a=1}^{N_{a-1}} \sum_{a'=a+1}^{N_a} m_a m_{a'} \Phi'_{aa'} ,$$

$$c_{MX}^\phi = c_{MX}^\phi / 2|z_M z_X|^{1/2} ,$$

$$z = \sum_i m_i |z_i| ,$$

Annexe 7: (suite)

$$A^\phi = \frac{2.303}{3.0} A_\gamma ,$$

où A_γ est la constante de Debye-Hückel et I la force ionique. Les seconds coefficients (B) et (ϕ) dépendent de la force ioniques par les équations suivantes :

$$B_{MX} = \beta_{MX}^{(0)} + \beta_{MX}^{(1)} g(\alpha_{MX} \sqrt{I}) + \beta_{MX}^{(2)} g(12\sqrt{I}) ,$$

$$B'_{MX} = \beta_{MX}^{(1)} g'(\alpha_{MX} \sqrt{I})/I + \beta_{MX}^{(2)} g'(12\sqrt{I})/I ,$$

$$\Phi_{ij} = \theta_{ij} + E_{\theta_{ij}}(I) ,$$

$$\Phi'_{ij} = E_{\theta'_{ij}}(I) .$$

Les fonctions, g et g' , sont définies par les équations :

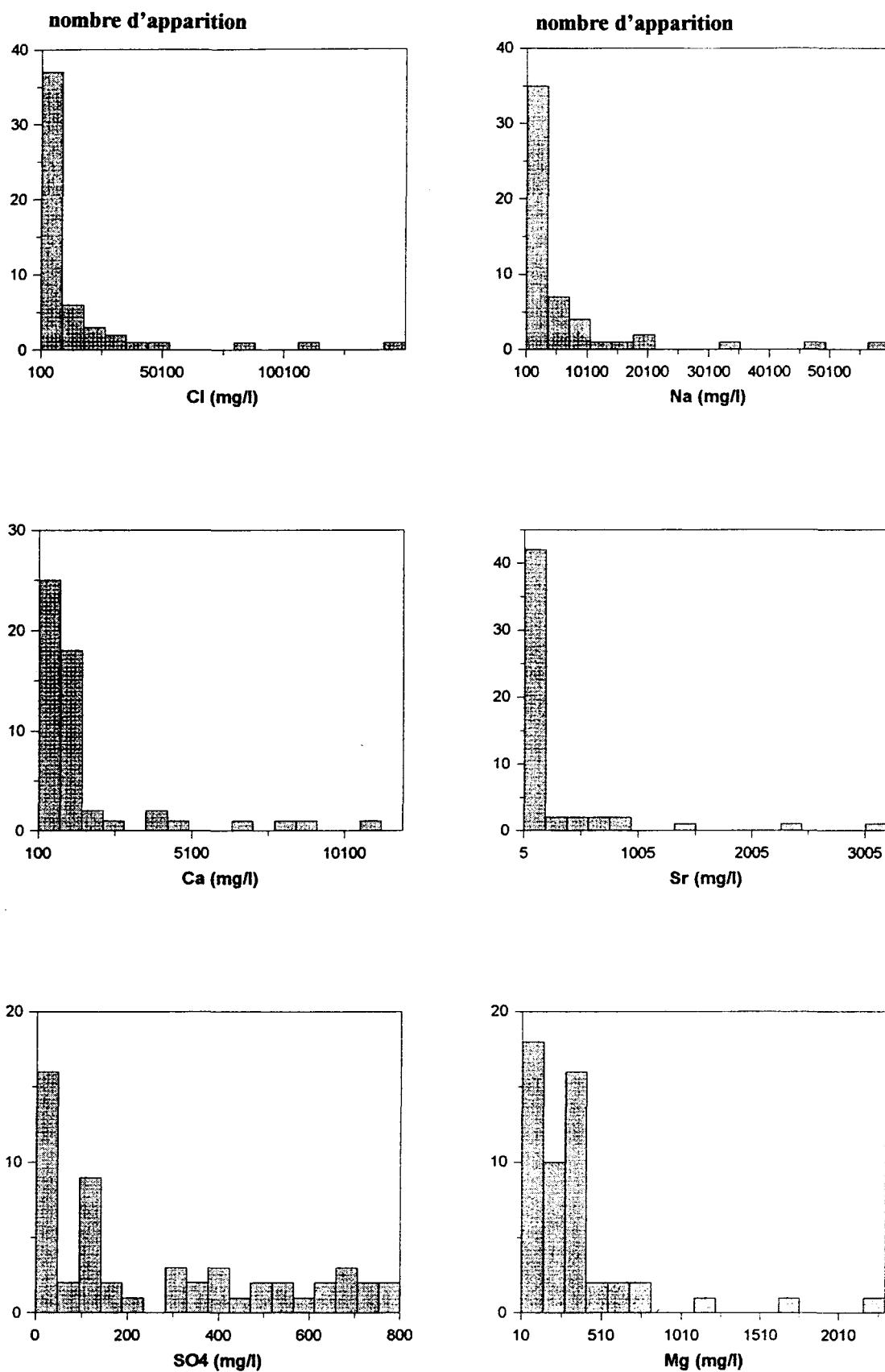
$$g(x) = 2(1 - (1 + x)e^{-x})/x^2 ,$$

$$g'(x) = -2(1 - (1 + x + \frac{x^2}{2})e^{-x})/x^2 ,$$

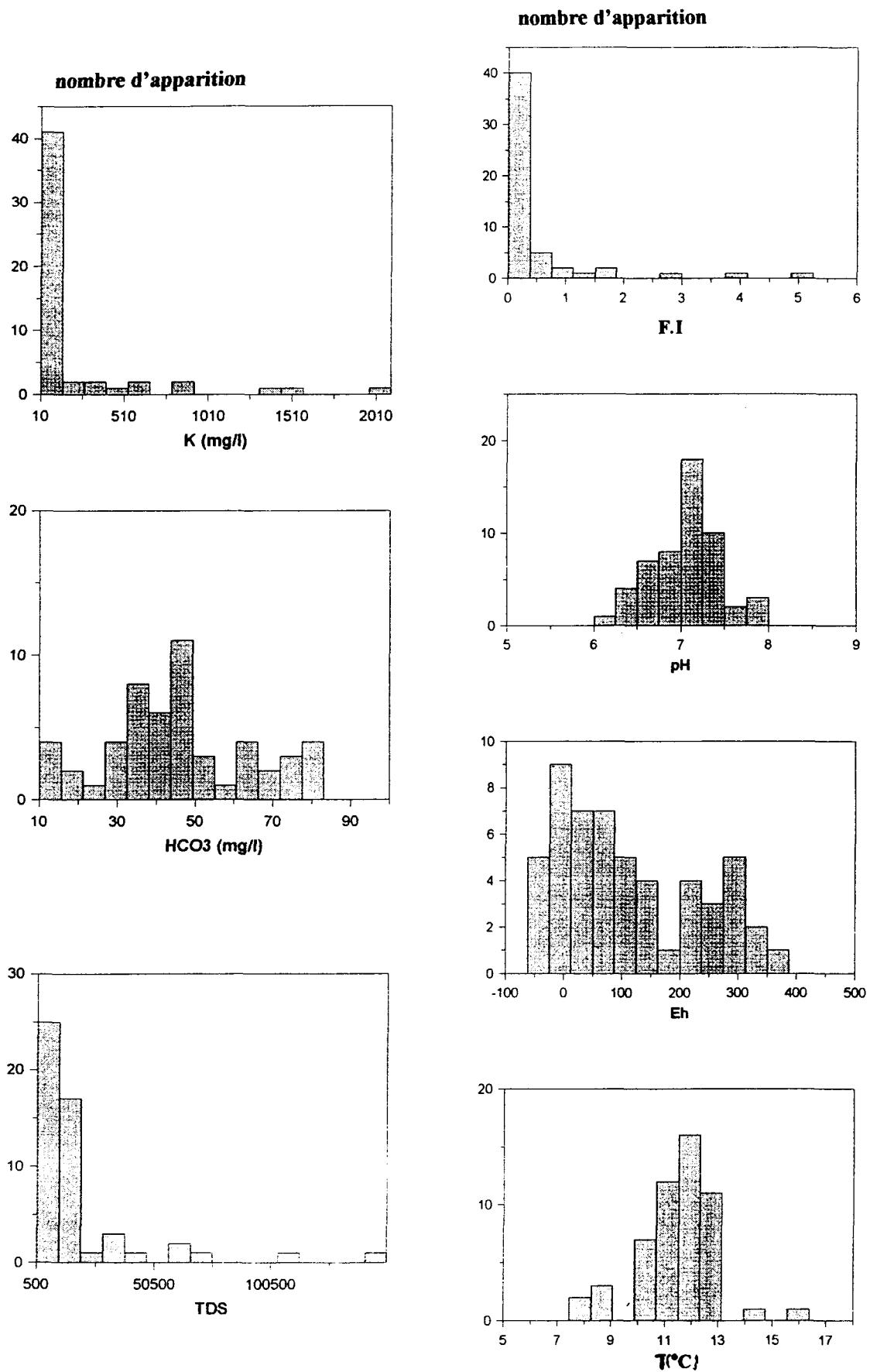
où $x = \alpha_{MX} \sqrt{I}$. Lorsque les cations et les anions sont monovalents, $\alpha_{MX} = 2.0$. Pour les valences égales ou plus élevées que 2, $\alpha_{MX} = 1.4$. Dans la plupart des cas, $\beta^{(2)}$ égale à zéro.

La fonction de $E_{\theta_{ij}(I)}$ et $E_{\theta'_{ij}(I)}$ tiennent compte des effets électrostatiques (Pitzer, 1981).

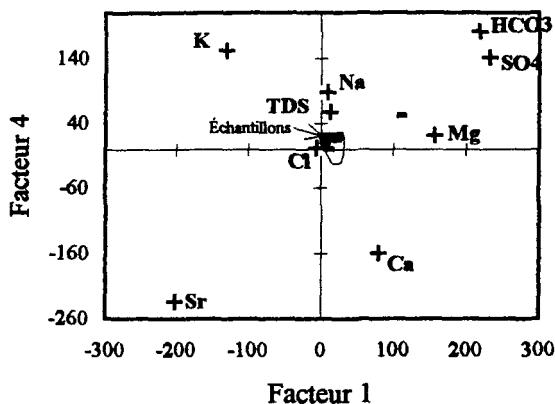
Annexe 8 : Histogrammes de fréquence des variables physico-chimiques.



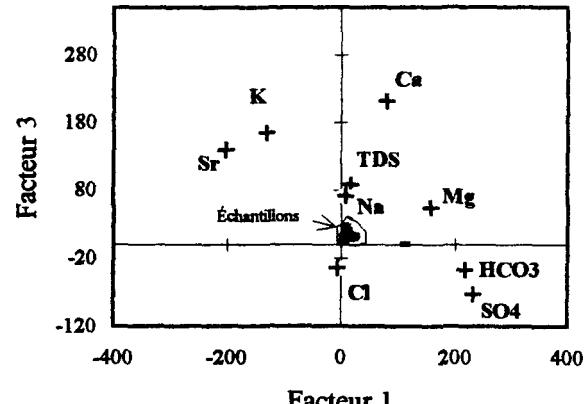
Annexe 8 : (suite)



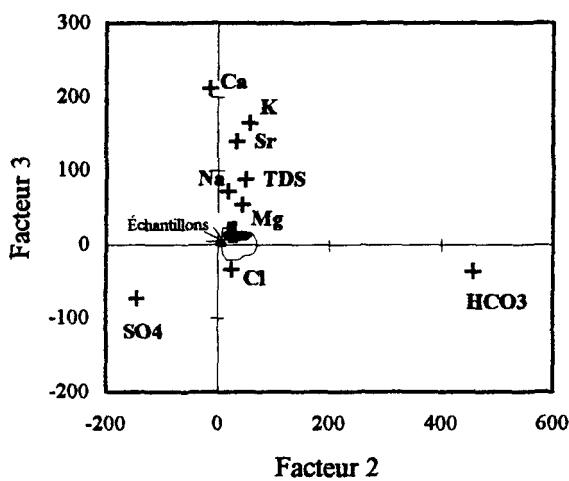
Annexe 9 : Figures des contributions des Facteurs 3 et 4 issus de l'analyse de correspondance



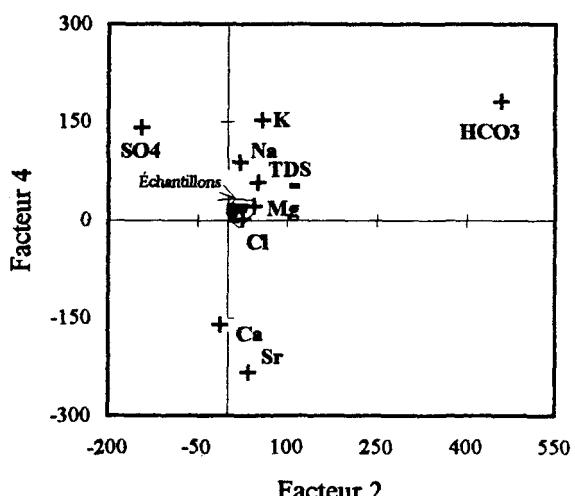
Distribution des éléments majeurs et des échantillons sur le diagramme Facteur 1 vs. Facteur 4 de l'analyse de correspondance



Distribution des éléments majeurs et des échantillons sur le diagramme Facteur 1 vs. Facteur 3 de l'analyse de correspondance

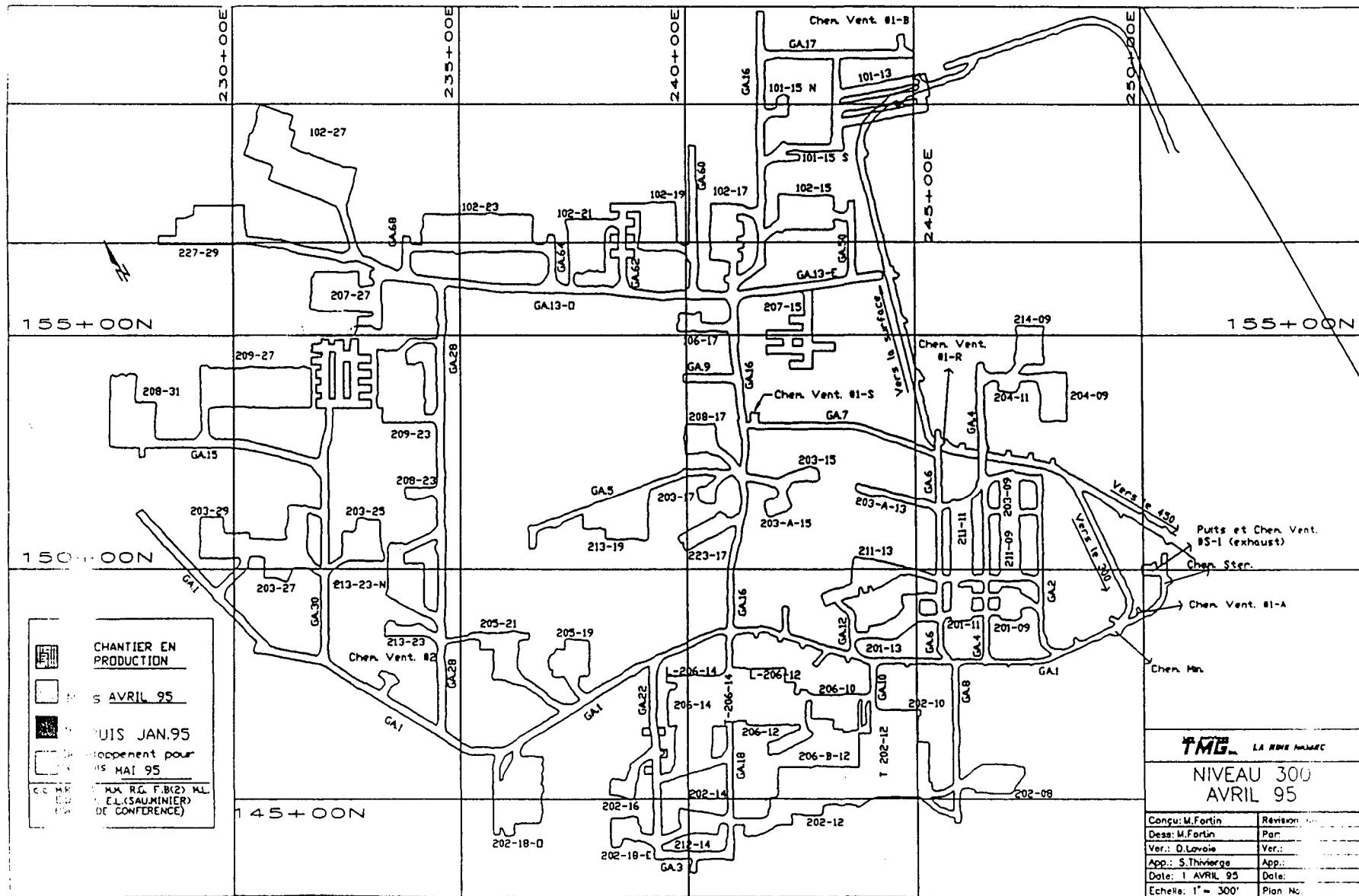


Distribution des éléments majeurs et des échantillons sur le diagramme facteur 2 vs. facteur 3 de l'analyse de correspondance

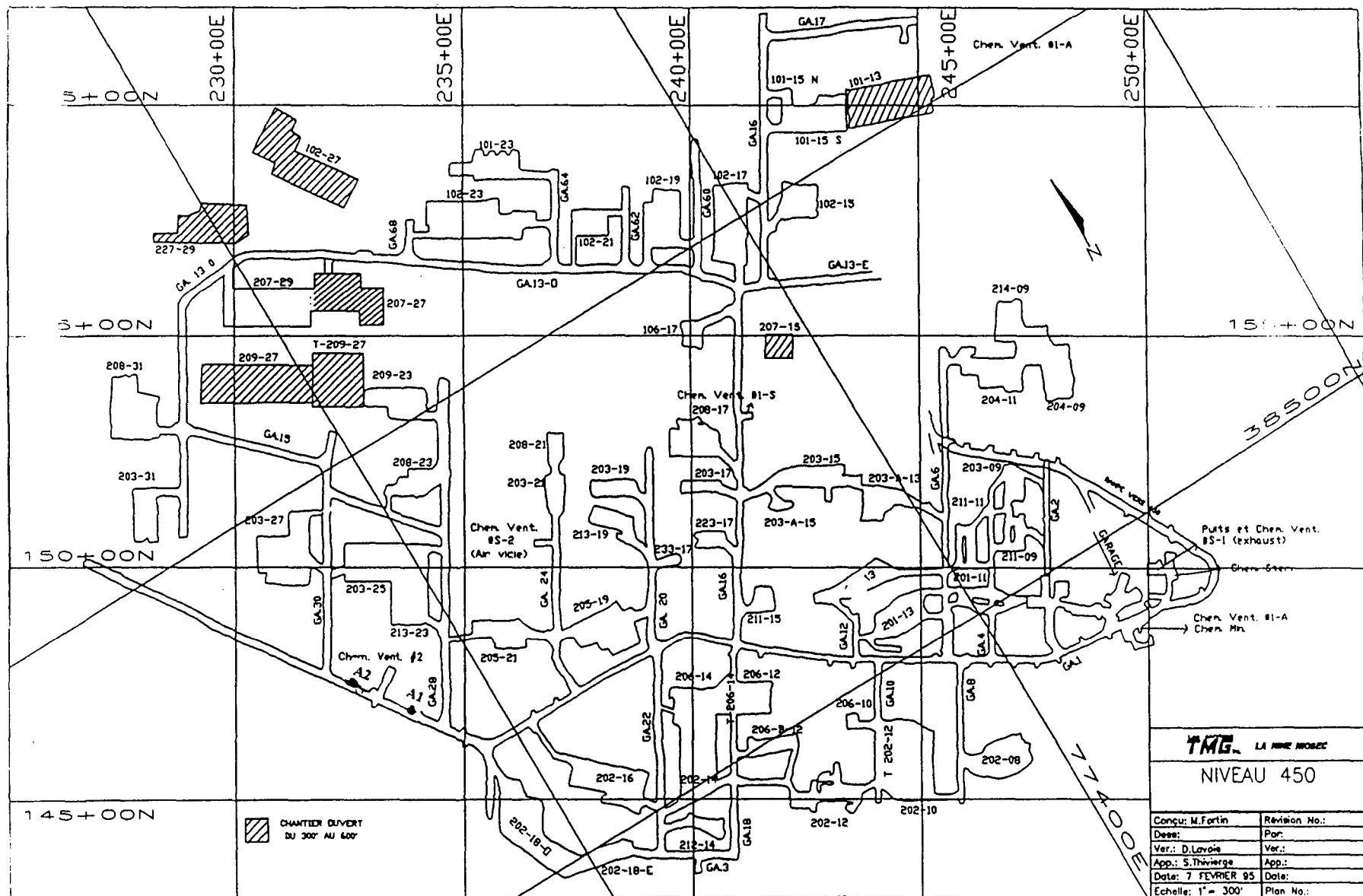


Distribution des éléments majeurs et des échantillons sur le diagramme Facteur 2 vs. Facteur 4 de l'analyse de correspondance

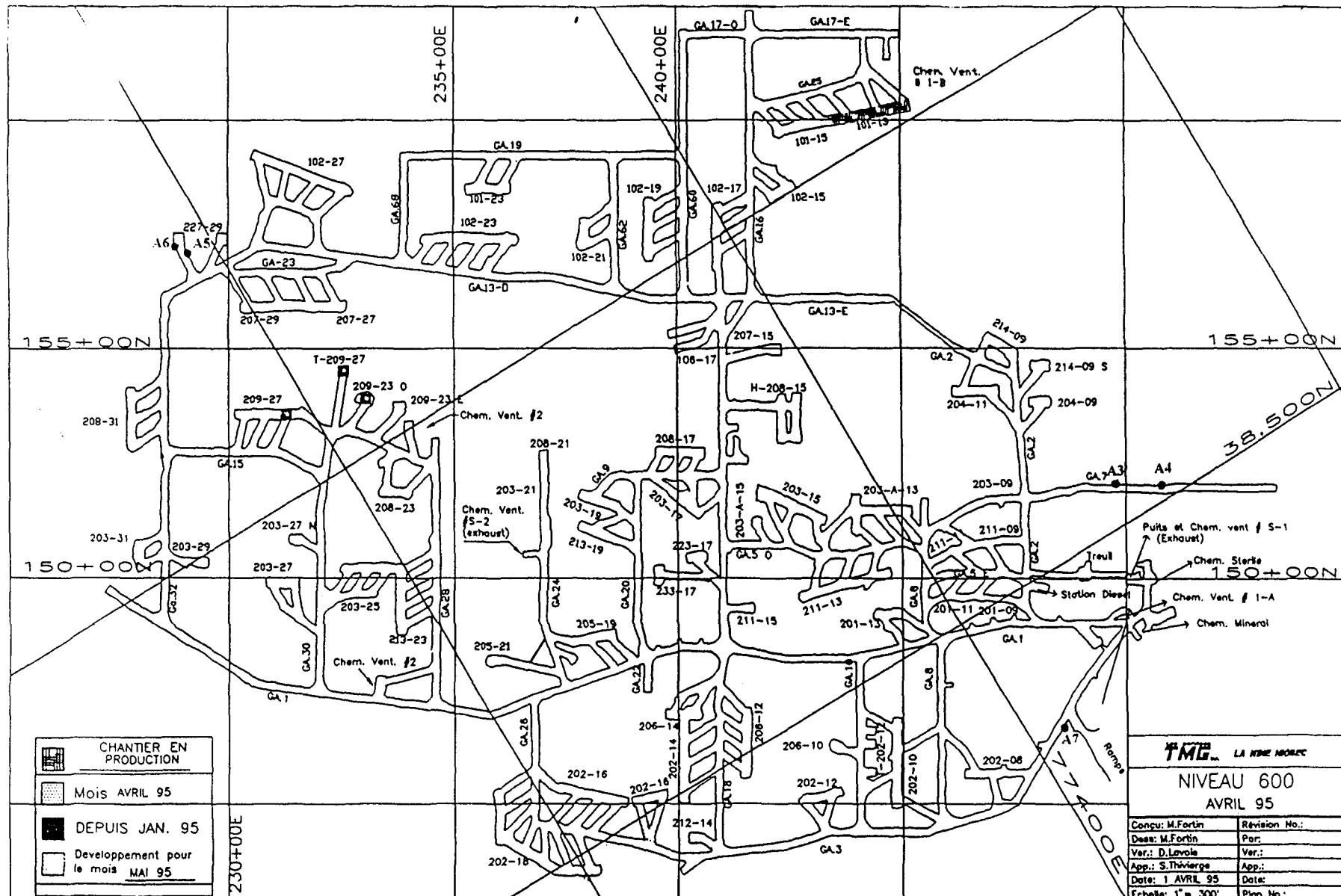
Annexe 10 :Plans de la mine Niobec.



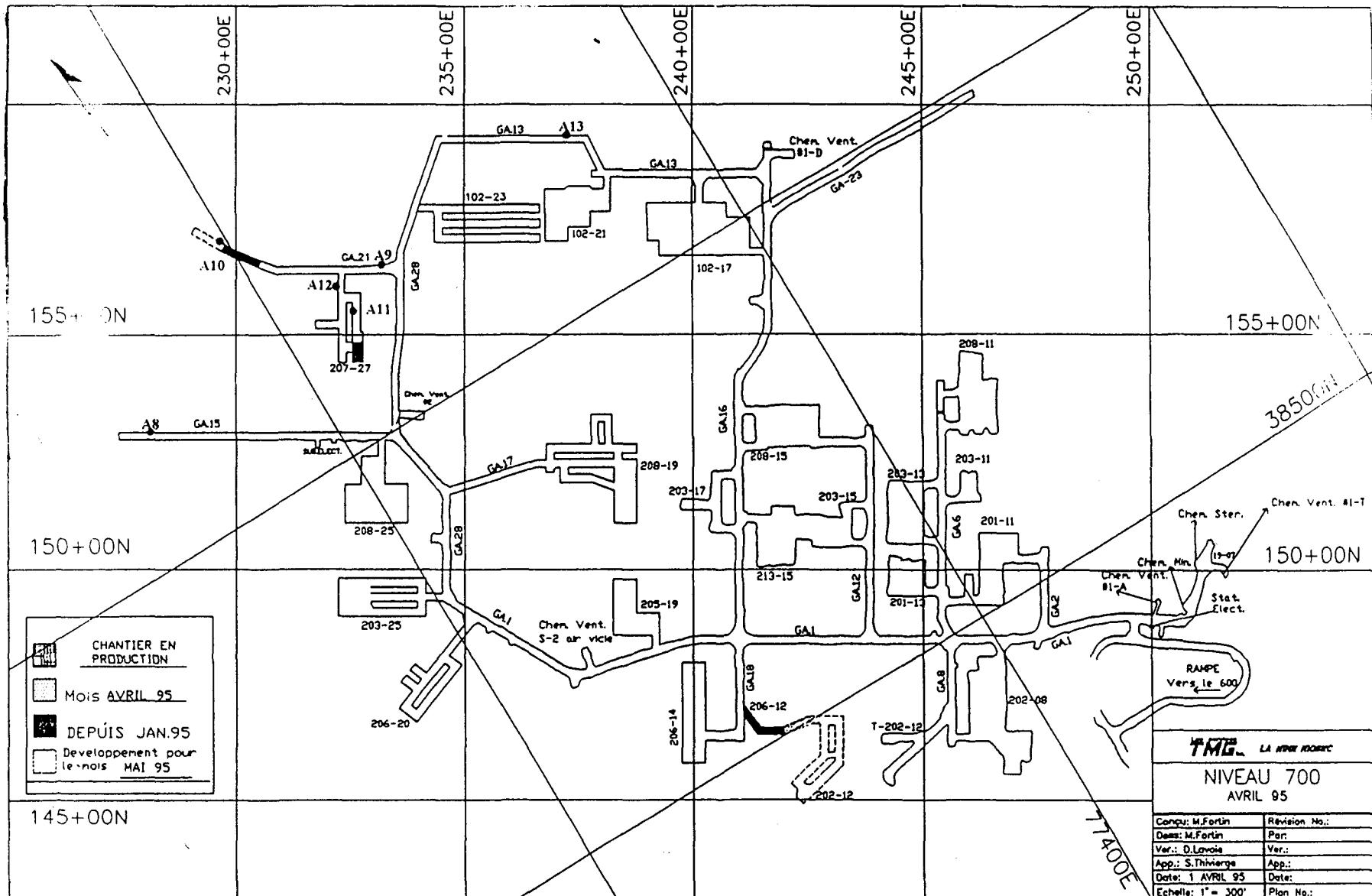
Annexe 10A: Niveau 300



Annexe10B: Niveau 450



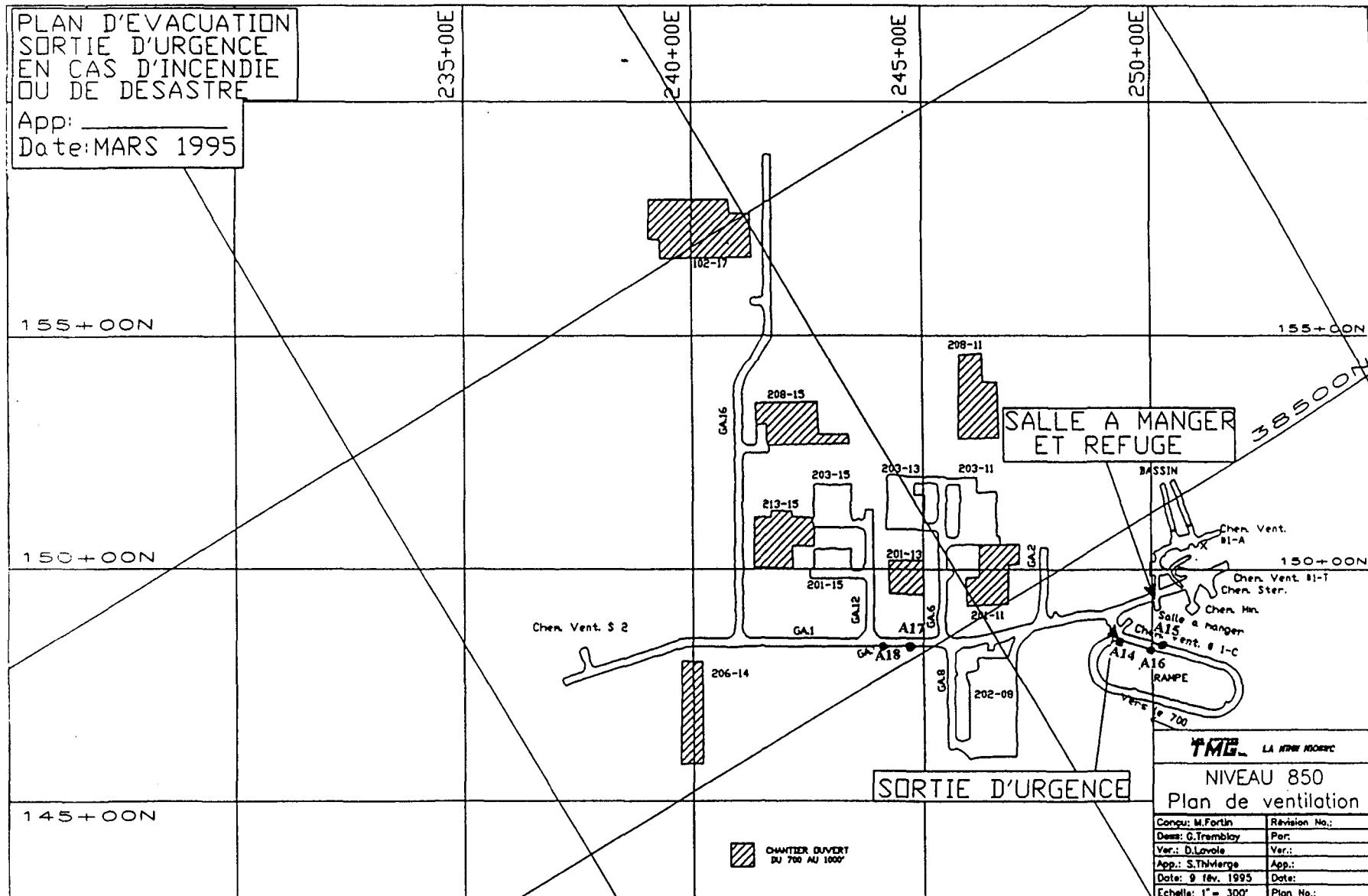
Annexe 10C: Niveau 600



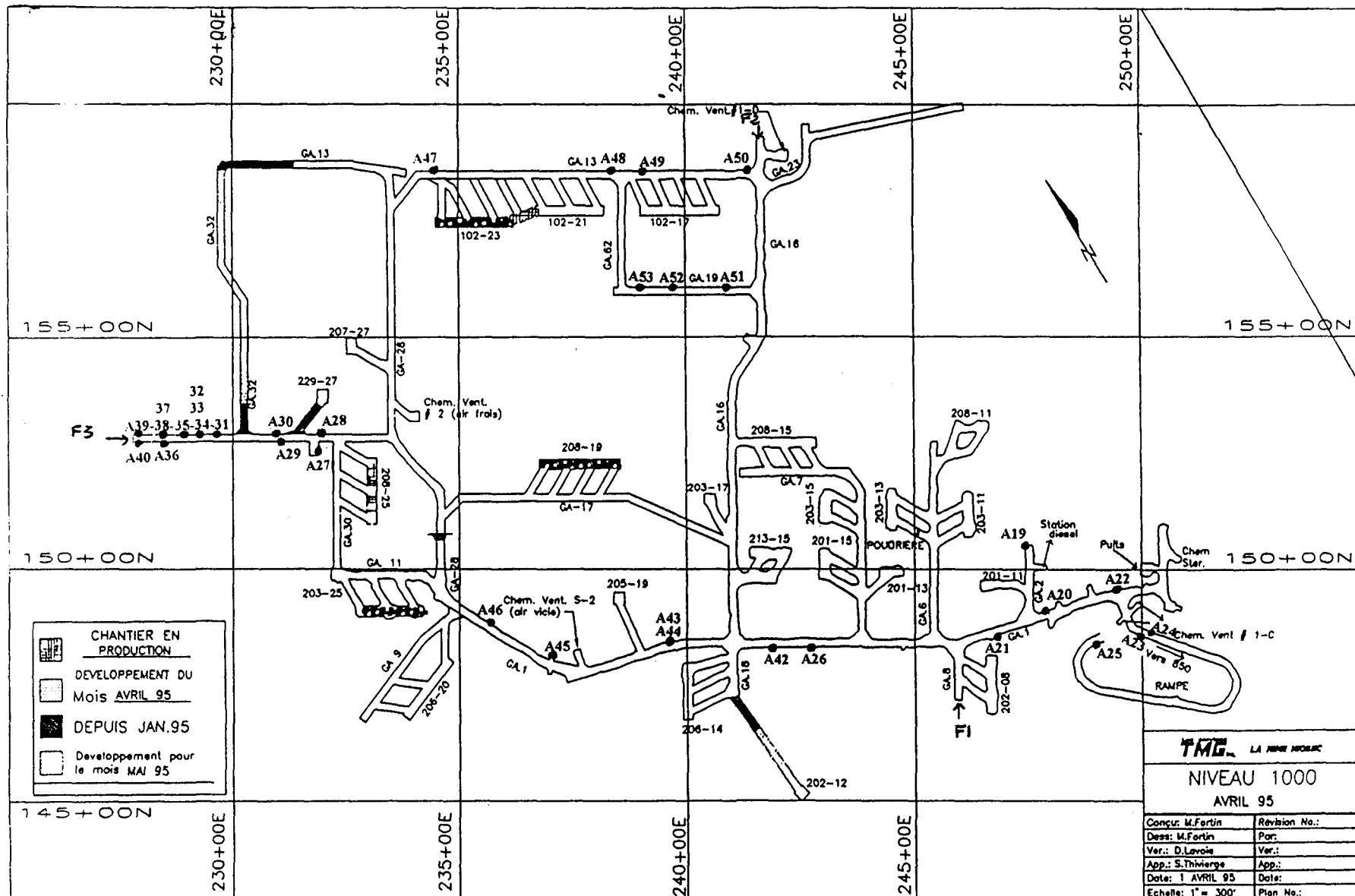
Annexe 10D: Niveau 700

PLAN D'EVACUATION
SORTIE D'URGENCE
EN CAS D'INCENDIE
OU DE DESASTRE

App: _____
Date: MARS 1995



Annexe 10E: Niveau 850



Annexe 10F: Niveau 1000