

Etude hydrogéochimique des sources chaudes d'Obock (République de Djibouti)

Mohamed Osman Awaleh^{1*}, Farhan Bouraleh Hoch¹, Ibrahim Houssein Kadieh², Youssouf Djbril Soubaneh³, Nima Moussa Egueh¹, Mohamed Jalludin¹

¹Centre d'Etudes et de Recherches de Djibouti (CERD), Route de l'aéroport, B.P. 486, Djibouti – ville, République de Djibouti

²Laboratoire Régional, Newalta Châteauguay, 125 Rue Bélanger, Châteauguay, J6J 4Z2, Québec, Canada.

³Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 310, Allée des Ursulines, Rimouski, QC, G5L 3A1, Canada

*Correspondance, courriel : awaleh@gmail.com

Résumé

Les sources chaudes d'Obock émergent sur la côte et leurs compositions chimiques montrent les caractéristiques d'une eau de mer réchauffée au contact du basalte à l'image des sources hydrothermales sous-marines au niveau des dorsales océaniques. Des relations linéaires sont obtenues entre les points des différentes sources et le point correspondant à l'eau de mer quand on porte la concentration des éléments (Mg/Cl, SO₄/Cl, K/Cl, Ca/Cl, SiO₂/Cl) en fonction de celle de Li/Cl, ce qui indiquerait la présence de deux pôles (pôle eau de mer et pôle fluide géothermique dépourvue de sulfate et magnésium). La valeur de SiO₂ obtenue pour Mg et SO₄ égales à zéro, correspondant au pôle chaud, appliquée aux géothermomètres de la silice conduit à 190 – 210°C. Ces valeurs sont en accord avec celles obtenues avec les géothermomètres à cations (172–195°C) ainsi qu'avec le géothermomètre oxygène-18 du sulfate des eaux (207°C). L'hypothèse du pôle chaud dépourvu de SO₄ est confirmée par les résultats des isotopes du soufre (³⁴S/³²S) des sulfates de l'eau qui montrent que les sulfates présents dans les échantillons ne peuvent provenir que du pôle eau de mer.

Mots-clefs : République de Djibouti, région d'Obock, sources chaudes, géothermomètres, composition chimiques, composition isotopiques

Abstract

This paper examines waters hydrochemical characteristics of the Obock coastal geothermal field. As the submarine hydrothermal waters at the ridge, their chemical composition shows the characteristics of sea water-basalt interactions at hot temperature. Moreover, straight lines were obtained between points of hot springs and point of sea water when plotting normalized concentrations of elements to chloride (Mg/Cl, SO₄/Cl, K/Cl, Ca/Cl, SiO₂/Cl) versus concentration of Li/Cl. This would indicate that two end members exist (seawater and reservoir fluid). The value of SiO₂ corresponding to the reservoir fluid end member, obtained after extrapolation to zero of the Mg and SO₄ concentrations, was used for the silicate geothermometers that in turn estimate the reservoir temperature at about 190 – 210°C. This range of temperature is in good agreement with that obtained from cationic geothermometers (172–191°C) or the $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O})$ geothermometer assessment (207°C). The isotopic $\delta^{34}\text{S}$ signature of the dissolved sulfates determined for the Obock thermal waters confirms that these waters results from the mixture of a hot seawater-derived fluid (absence of sulfates) with cold seawater.

Key-words: Republic of Djibouti, Obock era, hot springs, geothermometers, chemical composition, isotopic composition

1. Introduction

Située dans la jonction de trois rifts majeurs, la République de Djibouti est le siège de grandes activités sismiques, tectoniques et volcaniques (Barberi et al. 1975, Mlynaski and Zlotnicki, 2001). Les nombreuses sources chaudes, ainsi que les fumerolles et autres zones d'altération hydrothermales, qui jalonnent le pays traduisent les potentialités géothermiques de Djibouti. La plupart de ces manifestations géothermiques se trouve principalement dans la partie occidentale du pays (Fig. 1).

D'un point de vue structural, la zone Asal-Ghoubbet est la partie la plus active en République de Djibouti. En effet, le plus bel exemple de dorsale océanique exposé à ciel ouvert, excepté le cas particulier de la dorsale médio-atlantique islandaise, se situe le long du système du rift Asal-Ghoubbet (Mlynaski and Zlotnicki, 2001). De ce fait, le rift d'Asal a été le théâtre de nombreuses études géologiques et géophysiques dans le but de comprendre les phénomènes liés à l'expansion des fonds océaniques (Mlynaski and Zlotnicki 2001, Paul Pinzuti et al. 2010). D'autre part, des études pluridisciplinaires entreprises à la fin des années 1960 et au début de la décennie 1970 ont permis de sélectionner la région d'Asal comme la plus favorable pour réaliser des forages géothermiques (Lavigne et Lopoukine 1970, Demange et al. 1971). Des six forages géothermiques qui ont été réalisés dans la zone du lac Asal (Asal 1 à Asal 6), seuls Asal 3 et Asal 6 ont donné un fluide chaud, mais avec une grande salinité, de l'ordre de 116 000 mg/kg (D'Amore et al. 1998). Sur la base de nouvelles études de préfaisabilité, la Banque Mondiale a accordé en 2012 un prêt d'environ 31 000 000 de dollars à la République de Djibouti pour la réalisation de quatre nouveaux forages dans la zone du lac Asal (Banque Mondiale 2013).

Le coût de l'électricité est exorbitant en République de Djibouti ; en moyenne 1 KWh coûte environ 0.23 US\$ (GBAD 2011). Afin d'atténuer ce fardeau énergétique, frein de tout développement économique, un programme national de développement des ressources géothermiques a été lancé en 2010. Ce programme consistait à mener des études pluridisciplinaires (études géochimiques, hydrogéologiques, géophysiques, géologiques et ingénierie de réservoir) sur l'ensemble des zones présentant des manifestations géothermiques en République de Djibouti (CERD 2011 ; CERD 2012, CERD 2013).

Dans le cadre de ce programme national, les sources thermales de la plage d'Obock ont été étudiées en 2013. Toutefois, il est intéressant de rappeler que des études antérieures ont porté sur ces mêmes sources thermales. En effet, trois des sources thermales de la zone intercotidale d'Obock ont été étudiées en 1982 pour le développement d'un centre de balnéothérapie (Aquater 1982). Plus tard, au début des années 1990, Ibrahim et al. (1993) ont étudié le

chimisme de quatre des sources thermales d'Obock. La présente étude porte sur les sources thermales les plus représentatifs (7 sources chaudes) ainsi que les eaux de puits et forages de la région côtière d'Obock. Pour comprendre l'origine des fluides, (i) des analyses physico-chimique et isotopique ont été menées sur les échantillons; (ii) leurs états d'avancement vers les conditions d'équilibre ont été examinés. En outre, l'évolution du chimisme de ces sources chaudes au cours des trente dernières années a été aussi étudiée. Enfin, la température du réservoir géothermique d'Obock a été estimée avec les géothermomètres chimiques et isotopiques.

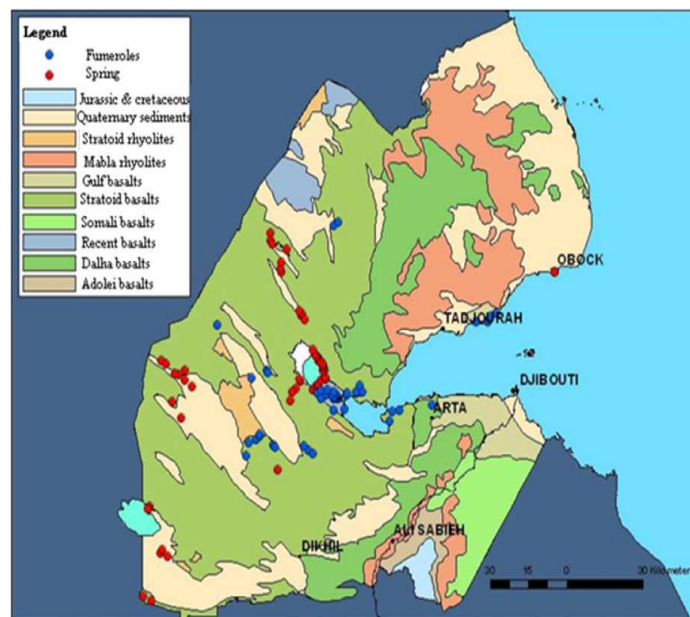


Fig. 1. Carte géologique simplifiée et manifestation hydrothermal en république de Djibouti.

2. Cadre géologique

La République de Djibouti est située dans la partie Sud Est du Triangle Afar (**Fig. 2A**) dont la structure résulte de la convergence de trois segments de rift actifs (Golfe d'Aden, Mer Rouge, Rift Est Africain) à travers une province magmatique initiée vers 30 Ma lors de la mise en place d'un complexe de traps basaltiques (Ethiopie et Yémen) en réponse à la remontée du panache mantellique Afar. Durant ces 30 Ma, le processus de rifting Afar s'est soldé par divers évènements magmatiques syntectoniques.

Les eaux thermales ont été échantillonnées sur la plage d'Obock. Cette zone située dans le Nord du pays, est essentiellement constituée (i) d'alluvions fluviales situées à proximité des

cours d'eau et de dépôts littoraux d'âges Holocène ; (ii) de dépôts marins d'âges Pléistocène Supérieur (Faure et al. 1980, Gasse et al. 1983, Manighetti, 1993). Les alluvions fluviales recoupés par l'oued Debergadé sont des conglomérats à gros blocs atteignant plusieurs dizaines de mètre d'épaisseur provenant des reliefs voisins (rhyolites Mablas et basaltes Dahla). La série acide Mablas correspond à un vaste ensemble de type dômes-coulées, daté entre 18-11 Ma (Manighetti et al. 2004), et présent dans deux secteurs, de part et d'autre du Golfe de Tadjoura. La série basaltique Dalha, datée entre 8.6-3.8 Ma, recouvre en discordance les rhyolites Mablas, (1) le long des flancs de l'antiforme d'Ali Sabieh et (2) sur le flanc ouest de la ride Danakil (Barberi et al. 1975). Les basaltes Dalha forment la ceinture externe de la Dépression Afar, où leur épaisseur atteint 1000 m dans le secteur de Randa (Sud de la ride Danakil).

En bordure de la côte, les alluvions s'associent d'organismes marins et façonnent de petit relief parallèle évoquant d'anciens cordons littoraux (Gasse et al. 1983). Dans le Nord Ouest de la zone d'étude affleure des limons rouges plaqués aux récifs coralliens dont la fraction argileuse est principalement constituée d'illite, smectite et quelques traces de kaolinite ainsi que des minéraux de quartz, feldspath, goethite et chlorite (Gasse et al. 1983). Des petits graviers de rhyolites provenant probablement des rhyolites Mablas situées plus en relief, en réponse au changement climatique du Quaternaire, forment un reg sur la surface des plateaux coralliens. Les basaltes initiaux forment le socle de ces formations (Faure et al. 1980).

D'un point de vue tectonique, les récifs coralliens sont surélevés par les mouvements verticaux liés à l'ouverture du golfe de Tadjoura (Faure 1976). Les failles normales de directions N 20° à N 50° affectent à la fois les basaltes initiaux (3.3 à 1 Ma); les calcaires récifaux et les accumulations détritiques (Richard 1979, Faure et al. 1980, Gasse et al. 1983). Plus à l'Est, ces failles prennent progressivement des directions E-W parallèle à l'axe actif de la dorsale de Tadjoura (Gasse et al. 1983). Deux grandes structures tectoniques d'orientation N 110 reliant presque les deux rives de l'Oued Debergadé à la fosse d'Obock à plus de 1600 mètres de profondeur caractérise la zone d'Obock (Fig. 2B). Ces grandes structures ont également été observées sur les cartes magnétiques réalisées par Gruszow (1992) (Fig. 2C). La région d'Obock permet donc l'observation à terre la prolongation des failles récentes caractérisant l'activité d'un segment sous-marin de la ride (Manighetti 1993). Cette prolongation permet également d'expliquer l'important soulèvement des plateaux coralliens (Gasse et al. 1983, Manighetti 1993). Les sources chaudes étudiées sont situées dans la prolongation de la faille la plus méridionale. Manighetti (1993) définit la région d'Obock comme la terminaison d'un segment de ride océanique.

Les études réalisées sur les basaltes initiaux ont montré qu'ils sont les marqueurs chronologiques de l'ouverture de la dorsale de Tadjoura (Manighetti 1993, Faure, 1976, Gasse et al. 1983). Plus au Sud les études géophysiques menées dans la fosse d'Obock révèlent (i) une sismicité importante dans une zone où existe un énorme volcan qui marque la limite occidentale des anomalies magnétiques de type océanique; (ii) la présence de deux types de sédiments nettement différenciés par le type de réflecteur rencontré (mission Orgon IV, golfe d'Aden et mer d'Oman). Les carottes prélevées jusqu'à 1070 m de profondeur sont constituées de sédiments argilo-carbonatés contenant des lits riches en organismes pélagiques, datés de l'Holocène ou du Pléistocène terminal (Moyes et al. 1981).

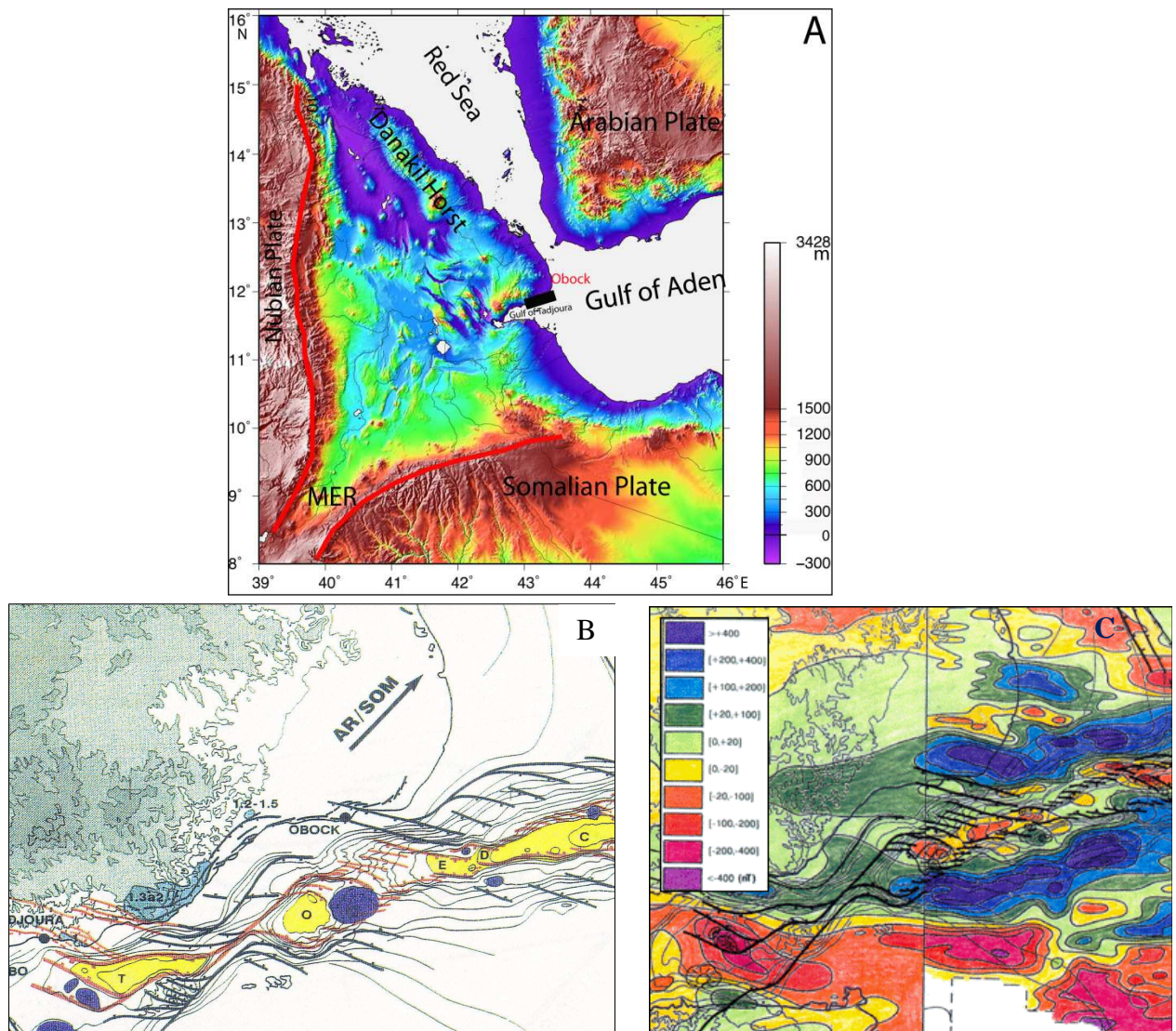


Fig. 2. Modèle numérique de la Dépression Afar. Le rectangle noir correspond à la zone d'étude et la fosse d'Obock. **B :** Carte d'interprétation tectonique du golfe de Tadjoura. Notez la prolongation des failles depuis la fosse jusqu'au rivage (d'après Manighetti 1993). **C :** Carte des anomalies magnétiques du golfe de Tadjoura.

3. Méthodes et matériels

Le pH, la conductivité électrique et la température sont mesurés sur le terrain respectivement avec un pH-mètre EUTECH Instruments pH 610, un conductimètre EUTECH Instruments COND610 et un thermomètre électronique (Hanna CheckTemp). L'étalonnage du pH-mètre et la calibration de la constante de cellule du conductimètre sont effectués en début de chaque journée de prélèvement. Les incertitudes sur les mesures de température, de pH et de conductivité électrique étaient respectivement de 0,1 °C, de 0,01 unité pH et de 1 µS/cm.

Les traitements des différents échantillons sont résumés dans le **Tableau 1**. Des flacons en verre pyrex de 60 ml ont été utilisés pour les analyses isotopiques (oxygène-18 et deutérium de l'eau). D'autre part, des flacons en polyéthylène ont été utilisés pour les analyses physico-chimiques et les analyses isotopiques comme le tritium ou l'oxygène-18 et le soufre-34 des ions sulfates.

Avant le remplissage, le flacon était rincé trois fois avec l'eau à prélever. Ensuite, il était rempli à ras-bord pour éviter des réactions chimiques entre la phase gazeuse et la phase aqueuse. Les eaux des sources thermales dans la zone intercotidale de la ville d'Obock ont été échantillonnées à marée base. Les échantillons d'eau ont été ensuite transportés dans une glacière à 4°C, et à l'abri de la lumière, au laboratoire de chimie du Centre d'Etude et de Recherche de Djibouti (CERD) pour les dosages des ions majeurs et mineurs.

L'ion Bicarbonate (HCO_3^-) a été dosé par titrimétrie. La précision analytique était de $\pm 5\%$. La silice a été dosée par colorimétrie avec de l'ammonium molybdate.

Les concentrations en cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ et Li^+) et anions (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , F^- et Br^-) majeurs ont été déterminées par chromatographie en phase liquide (HPLC) à l'aide d'un chromatographe DionexTM ICS 3000.

Pour toutes les analyses physico-chimiques des eaux, les balances ioniques sont comprises entre -2% et $+3\%$. Ces valeurs combinées aux contrôles qualités pratiqués de façon routinière dans le Laboratoire de géochimie du CERD confirment que les données analytiques de la présente étude sont de bonne qualité.

Les analyses des isotopes du soufre et d'oxygène des sulfates de l'eau, les isotopes stables ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) ainsi que le tritium (^3H) ont été réalisées au BRGM, à Orléans, France. Les incertitudes analytiques sur les mesures étaient de $\pm 0,1\%$ pour l'oxygène-18, de $\pm 0,8\%$ pour le deutérium et de 0.6 TU pour le tritium.

Tableau 1. Conditionnement d'échantillonnage requis pour chaque type d'analyse.

<i>Paramètre à analyser</i>	<i>Flacons</i>	<i>Traitement</i>	<i>Analyse sur terrain ou au labo</i>
Anions (F, Cl, Br, NO ₃ , SO ₄)	250 ml	Filtration	Labo - CERD
Cations (Li, Na, K, Mg, Ca)	250 ml	Filtration + acidification (HNO ₃)	Labo - CERD
SiO ₂	125 ml	Dilution	Labo - CERD
² H/ ¹⁸ O	125 ml	Eau brute	Labo BRGM*
³ H	500 ml	Eau brute	Labo BRGM*
³⁴ S	2000 ml	Eau brute + CdAc**	Labo BRGM*

*BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière – Orléans, France) ; **CdAc = acétate de cadmium

Les résultats des analyses physico–chimiques sont présentés dans le **Tableau 2**.

4. Résultats

4.1 Hydrogéochimie

La température des eaux thermales varient entre 58.6 et 71.4°C avec une moyenne de 63.35°C. La conductivité électrique et le TDS des eaux thermales varient respectivement entre 41240 et 47450 µS/cm et entre 30012 et 35635 mg/l. Ces valeurs sont très proches de celles de l'eau de mer (Tableau 3). Toutefois, les eaux thermales de la zone intercotidale de la ville d'Obock ont des pH proches de la neutralité (6.36 – 7.01). Le débit de ces sources thermales a été estimé à environ 1.8 l/s (Aqater 1982).

La conductivité électrique et le TDS de la majorité des eaux de puits et forage de la région d'Obock varient respectivement de 1322 – 4251 µS/cm et 922 – 3023 mg/l. Toutefois, la forte salinisation du puits Khoma Adou (CE = 10530 µS/cm; TDS = 7407 mg/l) situé à moins de 200 m du rivage est certainement due à une intrusion d'eau marine.

Placés dans le diagramme de Piper (Piper 1944), les résultats d'analyses des eaux thermales des sources ont révélé qu'il s'agit des eaux de type chloruré – sodique (Fig. 3a).

D'autre part, les qualificatifs attribués aux types d'eaux se réfèrent exclusivement aux ions dont la teneur est supérieure à 20% du total des anions ou des cations en meq/L en accord avec le principe de classification de l'IAH (1979). L'ensemble des forages sont de type Chloruré, Bicarbonatée – Alcalin, Alcalino-terreux. Les eaux des puits du lit d'oued traversant la ville d'Obock ainsi que les eaux du puits Khoma Adou sont de type Chlorurée – Alcalin, Alcalino-terreux, tandis que celles du puits Alla–ella sont de type Chlorurée,

Bicarbonatée – sodique et celles du puits Tero–ela sont du type Chlorurée, Bicarbonatée – alcalin, alcalino-terreux.

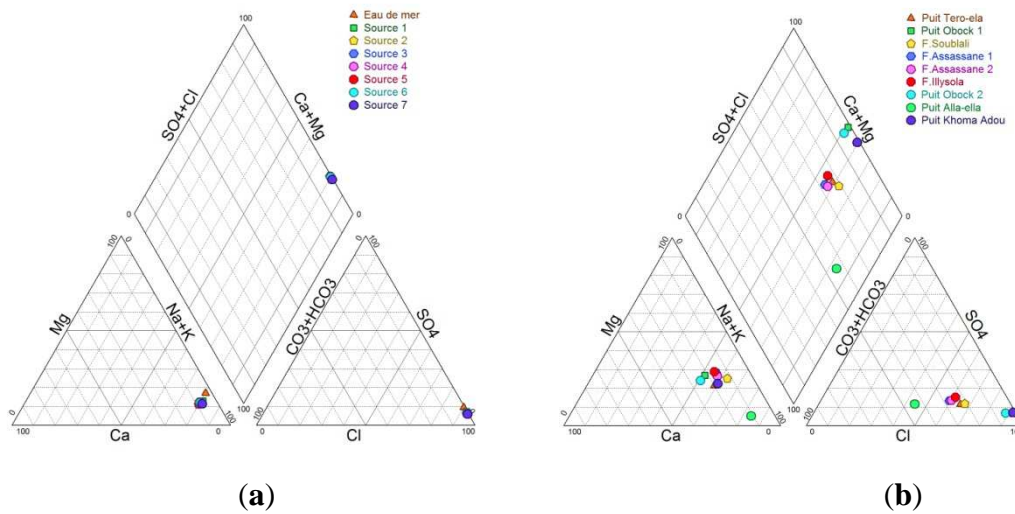


Fig. 3. (a) Diagramme de piper des eaux de l’eau de mer et des sources thermales du littoral de la ville d’Obock. (b) Diagramme de piper des eaux des forages et puits de la région d’Obock

L’application du diagramme ternaire $Cl-SO_4-HCO_3$ (Fig. 4a), montre que les eaux des sources thermales du littoral de la ville d’Obock sont typiquement des eaux géothermales chlorurées alcalines.

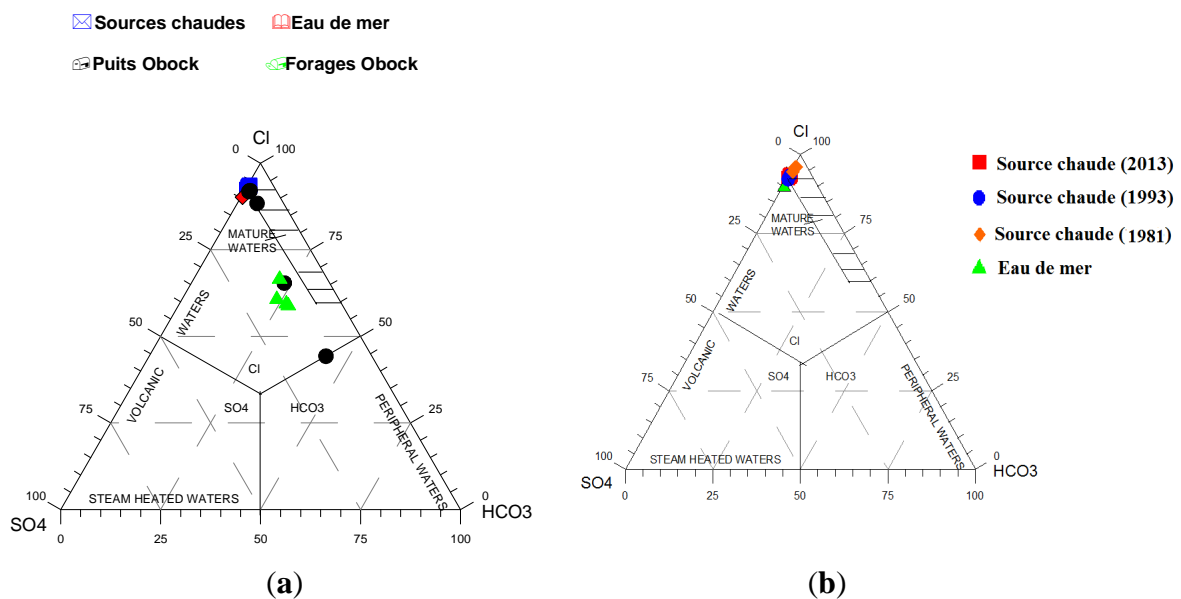


Fig. 4. (a) Digramme ternaire $Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^-$ de l’ensemble des eaux analysées dans le cadre de la présente étude (Giggenbach, 1991). (b) Digramme ternaire $Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^-$ des sources thermales analysées en 1981 (Aquater, 1981), 1993 (Ibrahim et al., 1993) et 2013.

Tableau 2. Résultats des analyses physico – chimiques effectuées sur les échantillons d'eau des sources thermales et des points d'eau échantillonné dans la Région d'Obock

	Y	X	T (°C)	pH	CE (µS/cm)	TDS (mg/l)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	BI ^d (%)	Li (mg/L)	F (mg/L)	Br (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)
SC -Obock 1 ^a	11°57'33.9"	43°17'21.7"	58.6	6.81	47450	35635	753	943	10929.6	440	118.56	18835.2	1992	1.10	2	1.3	1.03	56.43	82.59
SC -Obock 2 ^a	11°57'33.5"	43°17'18.7"	71.4	7.01	45890	33743	1000.5	727	9565	550	131.38	16698	1503	1.6	3	2.6	1.16	54	91.98
SC -Obock 3 ^a	11°57'33.4"	43°17'17.2"	63	6.95	45130	33356	881	848	9864	545	142.56	17802	1699	2.3	1	1.86	1.19	52.6	101.65
SC -Obock 4 ^a	11°57'33.8"	43°17'17.3"	60	6.93	41240	30012	863	706	8955	544	151.2	16401.6	1484	0.6	1	2.05	0.96	48	118.6
SC -Obock 5 ^a	11°57'33.3"	43°17'18.1"	63.6	6.36	43400	32065	881	797	9604.4	515	140.38	16711	1562	2.9	3	1.85	1.6	52	101.65
SC -Obock 6 ^a	11°57'33.6"	43°17'16.7"	63.4	6.74	45170	33130	892	800.4	9902.6	503	133.9	17552.08	1621.6	0.52	2	2.09	1.14	54	107.55
SC -Obock 7 ^a	11°57'33.5"	43°17'16.6"	63.5	6.96	45330	33649	809	769	10048	548	147.78	17557.5	1512	0.88	2	2.03	1.19	52	85.32
Eau de mer	11°31'36.5"	42°31'26.0"	27.6	8.06	52190	41095	400.7	1389	12193.7	350	148.12	21382.6	3031	8.2	0	0.215	1.7	67	3.63
Puit Obock 1 ^b	11°58'17.8"	43°17'28.2"	33.6	7.35	4251	3023	206	155	549	27.9	39.99	1607	156	18	2	0.087	0.77	4.7	42.14
Puit Obock 2 ^b	11°58'24.3"	43°17'21.3"	32.4	7.49	2851	1939	139.66	81.84	320	16	81.93	855	87.7	16.88	1	0.0005	0.36	2.7	24.24
Puits Khoma Adou	11°56'50.7"	43°10'16.2"	27.8	7.72	10530	7407	405.25	310	1516.7	73.6	82.05	3737.5	387.4	41.05	1	0.0008	0.65	12.25	15.53
Puits Alla-ella	11°57'47.7"	43°13'39.3"	31.4	7.94	1322	922	32.05	9.17	278.5	6.7	359.45	209	73.82	41.88	2	0.0002	0.76	0.84	61.39
F.Ilylosa ^c	12°07'00,6"	43°05'54,7"	29.5	7.58	1948	1374	69.75	76.25	272.6	3.47	294.69	448	151	30.27	1	0.007	1.18	2.02	93.89
F.Soublali ^c	12°03'07,1"	43°12'19,4"	32.1	7.63	2391	1234	62.2	78.7	368.6	4.84	309.18	568.53	134.14	29.92	3	0.08	0.84	2.52	96.46
F.Assassane1 ^c	12°06'47,1"	43°09'25,1"	34.7	7.34	2030	1346	70.5	77.28	288	3.86	353.62	449	137	33.4	1	0.016	1.28	2	118.50
F.Assassane2 ^c	12°06'45,0"	43°09'35,9"	34.8	7.42	2063	1260	72.7	73.27	299.52	4.21	350.73	462.56	142	29.5	1	0.0025	1.04	2.13	106.37
Tero-ela	12°03'17,5"	43°08'33,7"	28.9	7.00	2590	1933	113.6	73.37	378	8.8	406.82	665	157	41.3	-2	0.21	0.7	2.6	na

na = non analysé

^aSource thermale du Littoral de la ville d'Obock

^bPuits de l'oued traversant la ville d'Obock

^cForages

^dBI : Balance ionique

Les eaux des puits du lit d'oued traversant la ville d'Obock ainsi que celles de Khoma Adou sont de types chlorurées alcalines. Ces eaux se placent le long de l'axe Cl – SO₄ du diagramme à une position proche de celles des sources thermales de la zone intercotidale de la ville d'Obock et de l'eau de mer (Fig. 4a). D'autre part, les eaux des forages non thermales et les eaux du puits de Tero-ela se trouvent dans le pôle chloruré. Quant aux eaux du puits d'Alla Ella, elles sont à la frontière des pôles chlorurés et bicarbonatés (Fig. 4a).

Enfin, aucune variation significative du chimisme des sources thermales de la plage d'Obock n'a été observée au cours des trois dernières décennies (Fig 4b).

Par ailleurs, le diagramme ternaire Na – K – Mg de Giggenbach (1988) permet entre autres de classer les eaux géothermales en trois catégories : (i) Totalement équilibrées, (ii) Partiellement équilibrées et (iii) Immatures.

Les eaux des sources thermales du littoral de la ville d'Obock sont reportées dans le diagramme ternaire Na – K – Mg (Fig. 5). Il ressort de ce diagramme ternaire que les sources d'eau thermale de la zone d'étude peuvent être classées comme "partiellement équilibrées". Cependant, les eaux froides (eaux de puits ou de forages) sont situées dans le pôle magnésien du diagramme Na – K – Mg (Fig. 5).

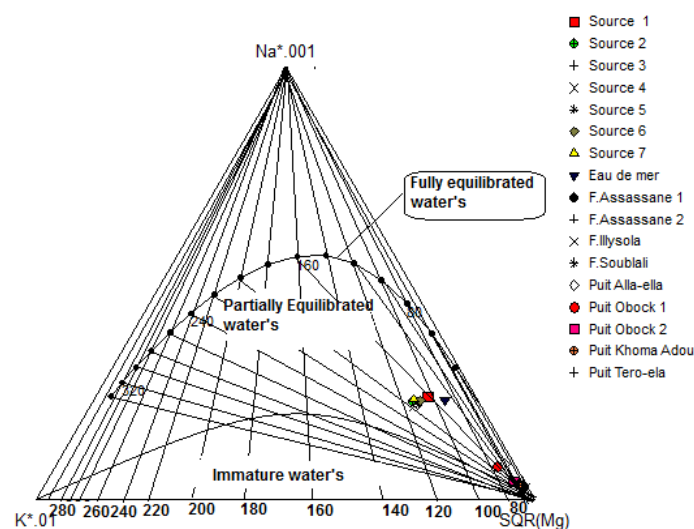


Fig. 5. Diagramme ternaire Na – K – Mg de Giggenbach (1988).

4.2 Hydrogéologie

La plaine d'Obock qui couvre toute la côte NE du pays entre Obock et Doumeira, près de Bissidourou, est la plus vaste des plaines littorales en république de Djibouti. Les principaux

oueds sont Sadai, Bissidourou et Bossali, où les bassins versants des deux premiers atteignent près de 1000 km².

Le forage d'Illisola traverse d'abord quelques mètres de sédiments récents des terrasses avant de pénétrer dans les basaltes de Mabla. L'ensemble volcanique est affecté par plusieurs réseaux de fractures où le plus récent semble correspondre à la direction d'ouverture de la Mer Rouge et du Golfe de Tadjourah. Dans la partie plaine de cette zone, les formations sédimentaires qui affleurent se caractérisent par un ensemble de séries sédimentaires superposées et mises en place par les épandages de l'oued Sadai et d'autres oueds de plus petites dimensions. La partie littorale proche de la côte est principalement occupée par les dépôts sédimentaires marins sous forme de calcaires récifaux et des calcaires marneux récifaux. Cet ensemble sédimentaire marin est généralement surélevé par rapport au niveau marin à cause des mouvements verticaux autour du Golfe de Tadjourah.

Le site de Soublabli possède un champ de captage pour alimenter la ville d'Obock. Le forage Soublali7 traverse des sédiments récents puis des conglomérats très hétérogènes sur plus de 120 mètres d'épaisseur. Le substratum qui n'a pas été reconnu est sans doute représenté par les rhyolites Mabla.

La transmissivité du forage Soublali 7 est évalué à $1.5 \cdot 10^{-3}$ m²/s. D'autres forages à Soublali ne sont pas exploités en raison de la faible perméabilité ce qui signifie que les conglomérats contiennent des niveaux argileux. La qualité de l'eau de la nappe est généralement médiocre lorsque les oueds principaux sont éloignés. Les minéralisations totales dépassent 3 g/l.

La coupe hydrogéologique a été établie à l'aide des forages Gontoy1, Samalou1, Khor Angar et Kibo (**Fig. 6**).

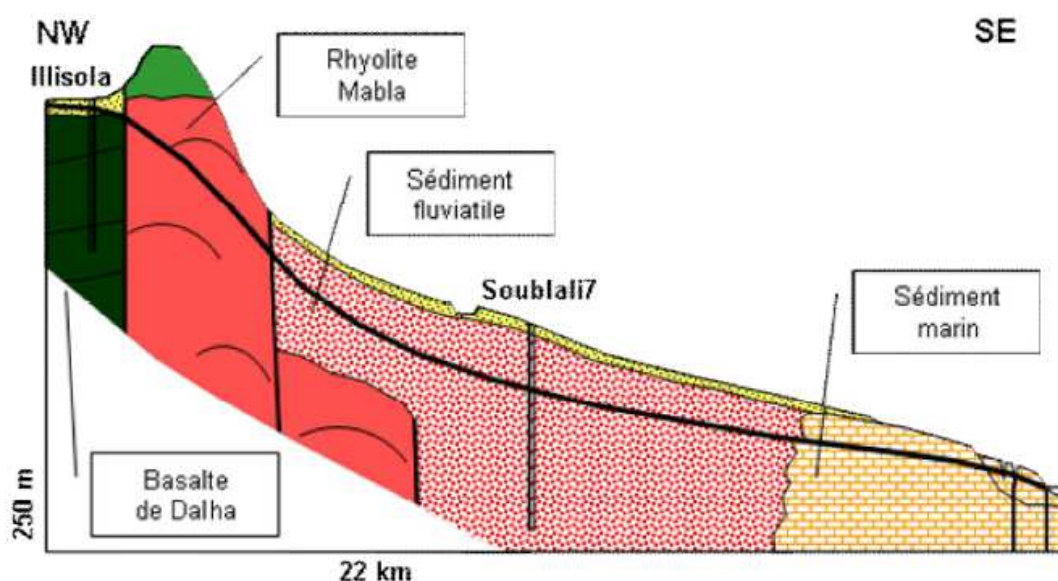


Fig. 6. Coupe hydrogéologique de la région d'Obock

Le forage de Gontoy1 traverse successivement des alluvions sableuses et argileuses, les basaltes de Dalha et enfin un important niveau argileux avec des passées sableuses. Les argileuses trouvées en-dessous des basaltes correspondraient aux dépôts liés à une période d'accalmie tectonique suivant la mise en place des rhyolites Mabla. Ceci est observé sur le terrain et sur le forage Dadin 1 près de Mouloud. Le forage de Samalou rencontre d'abord les formations sédimentaires du pléistocène remplissant les dépressions tectoniques. Ces sédiments sur une trentaine de mètres sont essentiellement sableux et argileux mais des passées alluvionnaires plus grossiers peuvent être intercalées. Le reste de la coupe lithologique est occupé par les rhyolites Mabla. Le forage de Khor Angar traverse ces mêmes formations sédimentaires avant de pénétrer dans les basaltes de Dalha, tandis que le forage de Kibo rencontre pratiquement que les basaltes de Dalha après une dizaine de mètres de sédiments. Vers la partie avale, les quelques affleurements volcaniques sont représentés par les buttes des basaltes de dalha sur lesquels on trouve les constructions récifales sur le littoral. Cette coupe met en exergue l'hétérogénéité présente dans cette région.

La transmissivité des rhyolites Mabla est assez élevée, $5.5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, tandis que celles des basaltes de Dalha et des sédiments fluviaux sont estimées à $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. D'après les données piézométriques des forages, il semble que l'ensemble présente une continuité hydraulique mais avec des perméabilités différentes. L'écoulement s'effectue vers l'Est. La qualité de l'eau souterraine dans cette région est assez médiocre. Les minéralisations totales dépassent aisément 2500 à 3000 mg/l. Ceci s'expliquerait par la faible recharge. Effectivement, il n'existe là que des bassins versants de petites dimensions.

La carte piézométrique d'Obock est réalisée avec des points de mesures très peu nombreux. Sur une superficie qui couvre près de 1000 km² il n'existe qu'une dizaine de points de mesure répartie de manière irrégulière ce qui ne permet pas de dresser une carte piézométrique suffisamment précise. La carte piézométrique présentée à la **Fig. 7** demeure donc indicative et les valeurs des niveaux piézométriques et des gradients hydrauliques pourraient être modifiées en fonction des nouveaux points de mesure.

D'après la carte piézométrique élaborée, celle-ci serait principalement contrôlée par les reliefs des rhyolites Mabla à l'Ouest et au Nord de la plaine d'Obock où s'effectue la principale recharge à travers les oueds principaux comme l'oued Sadai et ses affluents.

La carte décrit ainsi un écoulement s'effectuant de l'Ouest vers l'Est et le Sud-Sud-Est, c'est-à-dire vers les côtes de la plaine d'Obock.

Selon l'écartement des isopièzes, les gradients hydrauliques s'annoncent élevés et variables. Dans la partie avale entre Obock, Oulma et Soublali le gradient est évalué à 4.3‰. Dans les reliefs du Nord entre Gorriliyita et Asaguineta le gradient hydraulique est de 7.3‰. Vers l'Ouest dans la région du bassin versant de l'oued Sadai, soit dans les zones d'Assassan, Waddi, Illisola ainsi que le massif de Mabla les gradients hydrauliques varient entre 13‰ et 20‰.

Les niveaux piézométriques par rapport au niveau de la mer évoluent donc rapidement en allant vers les massifs. Près de la ville d'Obock, les puits captant la nappe inféroflux de l'oued Debergade indiquent des niveaux piézométriques à moins de 1 mètre. Situés dans la plaine d'Obock les forages de Oulma et de Soublali donnent respectivement des niveaux piézométriques de 5 m et 20 m. Plus en amont, les niveaux piézométriques augmentent à 142 m et 198 m sur les forages de Assassan et Illisola. A l'intérieur de la vallée de l'oued Sadai, à Waddi le niveau piézométrique s'élève à 324 m.

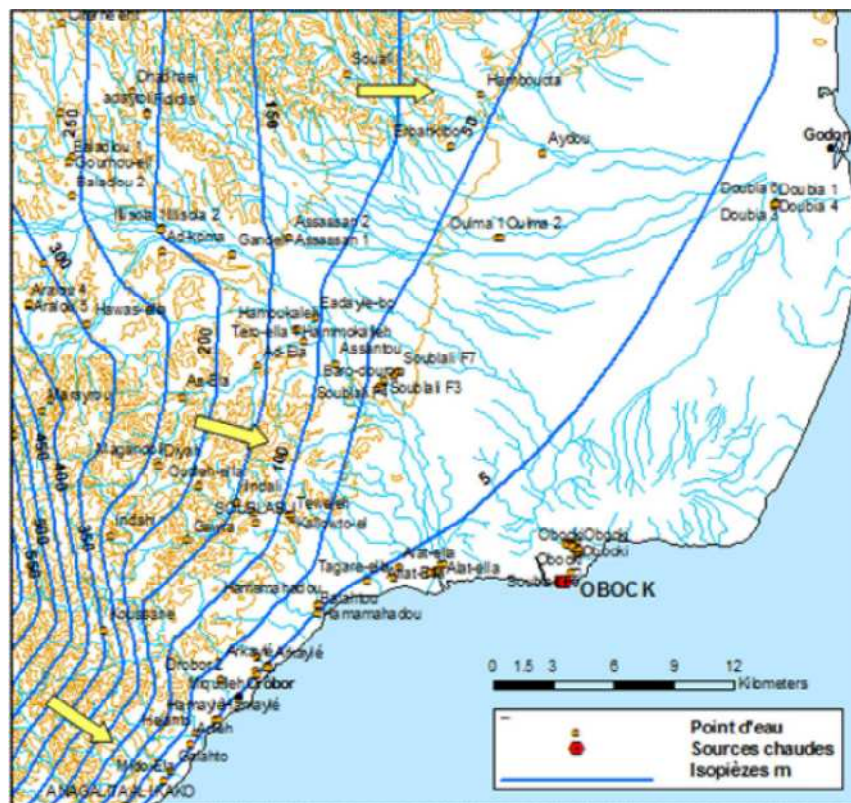


Fig. 7. Carte piézométrique de la région d'obock

4.3 Géothermométrie

Les méthodes de géothermométrie chimique permettent, à partir de l'analyse des eaux des sources chaudes, d'estimer la température à laquelle elles ont été portées dans le sous – sol

“au niveau de leur gisement”. Ces méthodes, mises au point pour la prospection de gisement d'énergie géothermique entre 1960 et 1980, ont donné lieu à de nombreuses publications et application (BRGM 1999).

Il faudrait noter que les eaux des sources chaudes de la plage de la ville d'Obock ainsi que les forages d'eau non thermales et les eaux de surfaces échantillonnés dans le cadre de cette présente étude sont toutes partiellement équilibrées (Fig. 5). De ce fait, nous pouvons utiliser les géothermomètres chimiques pour estimer la température de leurs réservoirs.

4.3.1. Géothermomètres à cations

Il a été démontré que le rapport entre les activités du sodium et du potassium dans une solution thermique est contrôlé par le potentiel chimique de ces éléments dans les silicates, en particulier dans les feldspath (Ellis et Mahon 1967, Truesdell 1975).

En général, le processus d'altération hydrothermal, où les minéraux des roches primaires sont continuellement dissous et les minéraux secondaires précipités, est irréversible. Une conséquence direct de ce mécanisme est que les fluides impliqués dans ce processus doivent être supersaturés avec les minéraux secondaires, autrement ces derniers ne pourraient pas précipités.

Bien que l'albite et le feldspath potassique sont répandus comme des minéraux secondaires dans les roches des systèmes géothermales, ils ne se forment pas dans tous les types de roches soumis à l'altération hydrothermale. De ce fait, il n'y a pas des geothermomètres Na/K universels. Il est, toutefois, admis que les géothermomètres Na/K basés sur un possible équilibre avec l'albite et le microcline (Arnorsson and Stafansson 1999) sont valables pour les reservoirs géothermiques dont les roches mères sont des roches volcaniques ou roches sedimentaires “immatures”.

Les géothermomètres Na/K ont estimé la température du réservoir géothermique de la zone d'étude à environ 153.1 – 195.4°C (Tableau 3). Ces températures sont concordantes avec celles obtenues dans une précédente étude (Ibrahim et al. 1993). D'ailleurs, par souci de comparaison, nous avons aussi compilé dans ce Tableau 3 les estimations des géothermomètres à cations faites à partir des données chimiques précédemment rapportées pour certaines sources chaudes de notre zone d'étude (Ibrahim et al. 1993). Il est intéressant de noter que pratiquement des températures similaires (du réservoir géothermique) ont été obtenues pour les données de la présente étude comme pour celles précédemment rapportées pour certaines sources par Ibrahim et al. (1993).

D'autre part, le géothermomètre empirique Na–K–Ca de Fournier et Truesdell (1973) qui est expliqué, au moins dans une certaine mesure, par l'équilibre entre les feldspaths et les solutions aqueuses, a estimé la température du réservoir géothermique de notre zone d'étude à environ 173 – 191°C (Tableau 3). Ces valeurs sont en accords avec celles trouvés avec les géothermomètres Na/K.

D'autre part, Michard (1979, 1983) a été le premier à proposer des géothermomètres faisant intervenir le lithium et plus précisément le rapport Na/Li. Puis, Kharaka et al. (1982) ont également proposé un tel géothermomètre expérimenté pour des bassins pétroliers. Quant à Fouillac et Michard (1981), ils ont défini de géothermomètres Lithium.

Le rapport Na/Li, difficilement modifié pendant la remontée du fluide, semble donner de bonnes estimations des températures de profondeur (Fouillac et Michard 1981).

Ce géothermomètre, bâti à partir d'une analyse statistique de données sur les fluides de forages du monde entier présente deux avantages certains (Michard 1979, Fouillac et Michard 1981): (i) Les eaux froides d'origine superficielle obéissent approximativement au géothermomètre Na/Li (ce n'est pas le cas des géothermomètres à silice ni du géothermomètre Na/K); (ii) Le sodium et le lithium ne subissent guère de modifications de concentration, lors de la remontée des eaux.

Tableau 3. Estimations des températures du réservoir géothermique de la zone d'Obock avec les géothermomètres à cations.

	Fournier (1979) ^a Na - K	Arnorsson et al (1983) ^b Na – K	Giggenback (1988) ^c Na – K	Fournier and truesdell (1973) ^d Na - K – Ca
SC – Obock 2	181	175	191	187
SC – Obock 3	178	173	189	187
SC – Obock 4	185	179	195	191
SC – Obock 5	176	172	187	185
SC – Obock 6	172	167	183	182
SC – Obock 7	177	172	188	187
Source Ibr 1 ^e	185	179	195	189
Source Ibr 2 ^e	175	170	186	185
Source Ibr 3 ^e	185	179	195	192
Source Ibr 4 ^e	177	172	184	187

^aFournier (1979) : $T = 1217 / (1.438 + \text{Log}(\text{Na/K})) - 273.15$;

^bArnorsson et al (1983) : $T = 1319 / (1.699 + \text{Log}(\text{Na/K})) - 273.15$;

^cGiggenback (1988) : $T = 1390 / (1.75 + \text{Log}(\text{Na/K})) - 273.15$;

Na = Concentration du sodium en ppm ; K = concentration du potassium en ppm ; ^dPour le géothermomètre Na – K – Ca, les concentrations Na, K et Ca sont en mol/kg ; $\beta = 4/3$ pour $T < 100$ °C et $\beta = 1/3$ pour $T > 100$ °C et $\text{Log}(\text{Ca}^{0.5}/\text{Na}) < 0$: $T = 1647 / (2.24 + \text{Log}(\text{Na/K}) + \beta \text{Log}(\text{Ca}^{0.5}/\text{Na})) - 273.15$

^eIbrahim, H. K., Sanjuan, B., and Michard, G. (1993): Indices géochimiques de l'existence d'un fluide à 210°C dans la région d'Obock (République de Djibouti). C.R. Acad. Sciences de Paris, t. 316, série II, 771-776.

Toutefois, les processus géochimiques qui contrôlent cette relation ne sont pas encore connus actuellement. Pour cette raison, nous préférons que nos observations restent au niveau qualitatif, pour ne pas courir le risque d'obtenir une évaluation des températures géochimiques erronée. En effet, le géothermomètre Na/Li de Fouillac et Michard (1981), applicable pour les fluides ayant une concentration en chlorure supérieur à 0.3 mol/Kg, ce qui le cas des sources thermales du littoral de la ville d'Obock, donne pour nos sources thermales des températures d'environ 431 à 545°C. D'autre part, le géothermomètre de Kharaka et al. (1982) donne des estimations de températures du réservoir allant de 61 à 97°C pour les sources thermales de la présente étude. Au vu de ces résultats, nous considérons que ces géothermomètres Na/Li ne sont pas pertinents pour notre étude. Néanmoins, un récent géothermomètre Na/Li basé sur des études statistiques a été proposé pour les fluides géothermiques hautes températures issus des processus d'interaction eau de mer – basalte qui existent dans des rifts émergés comme celles de Djibouti et de l'Islande, ou dans de nombreux dorsales océaniques (Sanjuan 2010). Ce nouveau géothermomètre Na/Li a estimé la température du réservoir géothermique de la zone d'étude d'Obock à environ 210°C (Sanjuan 2010).

4.3.2. Géothermomètres de la silice

Les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe etc.) se dissolvent en donnant naissance, à l'équilibre, à une variété monomère H_4SiO_4 ; la réaction de solubilisation correspondante est indépendante du pH (jusqu'à $pH > 9.5$) et de la force ionique de la solution ; la mise en solution est donc essentiellement fonction de la température (BRGM 1999). En effet, les résultats expérimentaux montrent que les différentes phases solides de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe etc.) ont une solubilité qui varie chacune de façon différente avec la température (Okamoto et al. 1957, Fournier et Rowe 1962, Morey et al. 1964).

Ces différentes variétés allotropiques ne sont pas les seules sources de silice dissoute dans les eaux naturelles. Les feldspaths, les pyroxènes, les olivines libèrent également de la silice par action de l'eau (BRGM 1999).

La quasi – indépendance de la solubilité des polymorphes de la silice par rapport à la force ionique et au pH permet d'utiliser la concentration de la silice comme géothermomètre dans les systèmes géothermiques (Arnorsson 1975, Truesdell 1975).

Pour des températures supérieures à 180°C, le contenu en silice est généralement contrôlé par le quartz (Arnorsson 1975). Entre 120 et 180°C c'est le quartz ou la calcédoine qui détermine la solubilité de la silice; au-dessous de 120°C uniquement la calcédoine.

Dans le **Tableau 6** sont présentées les estimations des températures du réservoir géothermique de la zone d'Obock établies avec les géothermomètres à silices.

Les géothermomètres à quartz utilisés dans le cadre de la présente étude estiment la température du réservoir géothermique de la zone d'Obock à environ 126 – 147°C (**Tableau 4**). Ces valeurs sont très inférieures à celles obtenues avec les géothermomètres à cations (153.1 – 195.4°C, voir **Tableau 3**).

Tableau 4. Estimations des températures du réservoir géothermique de la zone intercotidal de la ville d'Obock avec les géothermomètres à silice.

	Fournier (1977) ^a	Fournier and Potter (1982) ^b	Fournier (1977) ^c
	Quartz	Quartz	Quartz ^d
SC – Obock 1	126	126	123
SC – Obock 2	132	132	128
SC – Obock 3	138	138	133
SC – Obock 4	146	147	140
SC – Obock 5	138	138	133
SC – Obock 6	141	141	136
SC – Obock 7	128	128	125
Ibrahim 1 ^d	127	127	132
Ibrahim 2 ^d	111	111	118
Ibrahim 3 ^d	132	133	137
Ibrahim 4 ^d	112	113	119

S = Concentration totale de la silice (ppm) ;

^aFournier (1977) : (Pas de perte de vapeur); $T = 1309 / (5,19 - \text{Log}(S)) - 273,15$;

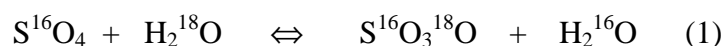
^bFournier and Potter (1982) : $T = -42,2 + 0,28831.S - 3,6686.10^{-4}.S^2 + 3,1665.10^{-7}.S^3 + 77,034.\text{Log}(S)$;

^cFournier (1977) : (Perte de vapeur à 100 °C); $T = 1522 / (5,75 - \text{Log}(S)) - 273,15$;

^dIbrahim, H. K., Sanjuan, B., and Michard, G. (1993): Indices géochimiques de l'existence d'un fluide à 210°C dans la région d'Obock (République de Djibouti). C.R. Acad. Sciences de Paris, t. 316, série II, 771-776.

4.3.4. géothermètre isotopique $\delta^{18}O(SO_4-H_2O)$

Lloyd (1968) et Mizutani et Rafter (1969) ont défini une relation montrant la dépendance du fractionnement isotopique de l'oxygène-18 des sulfates et de l'eau vis à vis de la température :



Le temps nécessaire à la réalisation de l'équilibre isotopique (1) est inversement proportionnel à la température, mais ceci est compensé pour les eaux chaudes par des durées de transit souterrain généralement importantes. Ce géothermomètre est moins sensible que les autres aux phénomènes de dilution, par contre il peut être influencé par des apports de sulfates secondaires ou des phénomènes d'oxydation de sulfures en sulfates. Il semble cependant relativement fiable et présente l'avantage de faire appel à des paramètres indépendants des géothermomètres chimiques.

La température du réservoir géothermique d'Obock a été estimée en utilisant la formule proposée par Mizutani et Rafter (1969) :

$$1000 \ln \alpha_{\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}} = 2.88 \times 10^6 T^{-2} - 4.1$$

où $\alpha = [1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)] / [1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})]$ et T en °Kelvin.

le géothermomètre $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O})$ a estimé la température du réservoir géothermique d'Obock à environ 207°C.

5. Discussion

La composition chimique des eaux thermales de la présente étude présente des caractéristiques très proches de celle de l'eau de mer, notamment les concentrations des ions chlorures et sodium sont voisines de celles de l'eau de mer (Tableau 2).

D'autre part, les éléments indicateurs de températures élevées, tels que K, Li, Ca et SiO₂, des eaux thermales du littoral de la ville d'Obock voient leurs concentrations augmentées de façon importante par rapport à celle de l'eau de mer (Tableau 2). Par ailleurs, les concentrations de SO₄ et de Mg diminuent par rapport à l'eau de mer (Tableau 2). Toutes ces caractéristiques ont déjà été observées pour les fluides des sources hydrothermales sous-marine (Edmond et al. 1982, Von Damm 1988) et pour les fluides des forages résultant de l'interaction eau de mer – basalte (Sanjuan et al. 1990).

Les Fig. 9a-f mettent en relation les teneurs en Sodium, Sulfate, Magnésium, Potassium, Calcium et Bromure des eaux des sources chaudes de la plage d'obock et de l'eau de mer en fonction des ions Chlorures. On observe que le sodium ($R^2 = 0.964$), le sulfate ($R^2 = 0.947$), le Magnésium ($R^2 = 0.947$), le Potassium ($R^2 = 0.86$), le Calcium ($R^2 = 0.874$), et le Bromure ($R^2 = 0.892$) des eaux des sources chaudes du littoral de la ville d'Obock et l'eau de mer sont

très fortement corrélés avec l'élément chlorure, ce qui pourrait indiquer une origine commune.

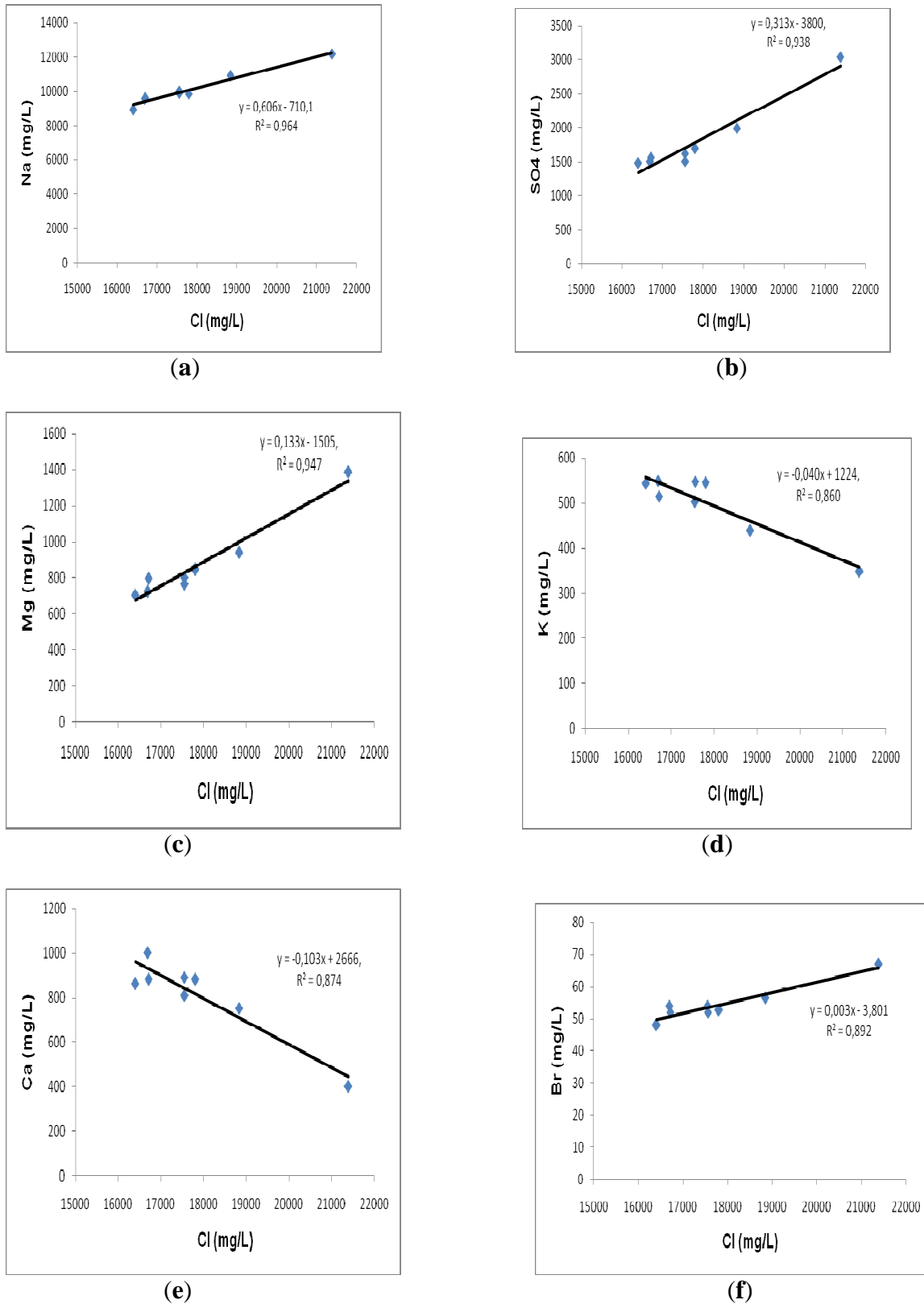


Fig. 9. (a) Concentration de Na dans les eaux des sources thermales de la plage de la ville d'obock et de l'eau de mer en fonction des concentrations en ions chlorures (unités: mg/l) ; (b) SO₄ en fonction de Cl ; (c) Mg en fonction de Cl ; (d) K en fonction de Cl ; (e) Ca en fonction de Cl ; (f) Br en fonction de Cl.

La discordance entre les estimations obtenues avec les géothermomètres à silice et les géothermomètres à cations est vraisemblablement liée à l'absence d'équilibre entre ces eaux et les roches avec lesquelles elles interagissent comme illustré dans le diagramme ternaire Na – K – Mg de Giggenbach (**Fig. 5**) et à la dilution des eaux thermales par l'eau de mer pauvre en silice. En effet, Les géothermomètres de la silice sont très sensibles aux phénomènes de mélange avec les eaux froides, qui sont peu chargées en silice dissoute (ce qui est le cas des eaux de mer). La température calculée est donc souvent sous-estimée.

Toutefois, étant donné que la concentration des éléments normés aux chlorures en fonction de Li/Cl, et notamment Mg/Cl et SO₄/Cl, des sources chaudes et l'eau de mer de la présente étude définissent des relations linéaires, on peut essayer d'extrapoler Mg et SO₄ à zéro qui correspond au maximum d'interaction entre eau de mer et basalte (**Fig. 10a**). En effet, il a été rapporté que les fluides résultant d'interaction eau de mer – basalte à température supérieure à 100°C et les solutions expérimentales du couple basalte-eau de mer étaient totalement dépourvus de Magnésium et de Sulfate (Tomasson et Kristmannsdottir **1972**, San Juan et *al.* **1990**, Mottl and Holland **1978**, Bowers et *al.* **1988**).

Par ailleurs, les concentrations des éléments ont été ramenées à celle des ions chlorures afin de s'affranchir des effets de moindre importance, comme la dilution ou l'évaporation. Les droites correspondantes à Mg/Cl et SO₄/Cl s'annulent pour la même valeur de Li/Cl = 0,00032 (**Fig. 10a**), ce qui suggère que les eaux des sources thermales du littoral de la ville d'Obock dériveraient principalement d'un mélange entre de l'eau de mer et un pôle chaud dépourvu de Mg et SO₄. Le rapport SiO₂/Cl du pôle chaud dépourvu de Mg et SO₄ peut être déterminé à partir de la droite SiO₂/Cl et de la valeur Li/Cl = 0.00032, pour laquelle Mg/Cl et SO₄/Cl s'annulent (**Fig. 10b**). En outre, la concentration en silice du pôle chaud a été calculée en utilisant une concentration en chlorure égale à celle de l'eau de mer et correspond à environ 358 mg/L. Ainsi les géothermomètres à silice donnent pour ce pôle chaud une température moyenne d'environ 215.7°C. De la même manière, les rapports Na/Cl et K/Cl obtenus à Li/Cl = 0.00032 permettent l'application du géothermomètre Na/K qui conduit aussi à une température moyenne d'environ 215.5°C.

L'estimation de la température du réservoir avec la valeur de silice obtenue par extrapolation est en accord avec les estimations des géothermomètres à cations ainsi que celles obtenues avec les indices de saturation.

Les résultats des isotopes du soufre des sulfates de l'eau sont rapportés dans le Tableau 5.

Tableau 5. Résultats des analyses isotopiques

Source	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$
SC – Obock 2	19.3
SC – Obock 3	19.6
SC – Obock 5	20.2
SC – Obock 7	20.1
Eau de mer	19.8

Les compositions isotopiques $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ des sources chaudes d'Obock sont similaires à celles de l'eau de mer (**Tableau 5**). Ces compositions isotopiques excluent que l'alignement de Mg/Cl et SO_4/Cl entre l'eau de mer et les sources chaudes de la plage d'Obock puisse exprimer une évolution du système (eau de mer – basalte) qui n'aurait pas atteint l'équilibre (pas de pôle chaud dépourvu de SO_4 et Mg) (**Fig. 10a**). En effet, quand la diminution de SO_4 et Mg est due à un degré d'avancement de la réaction sans atteindre l'état final, il reste donc du SO_4 dans la solution qui aurait un rapport isotopique $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ supérieur à celui de l'eau de mer par fractionnement isotopique (Camo et al. 1991), ce qui n'est pas le cas des sources chaudes d'Obock. En revanche, quand la diminution de SO_4 est le résultat d'un mélange entre un pôle pur dépourvu de SO_4 et l'eau de mer avoisinante qui se mélange lors de la remontée, le rapport $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ est identique à celui de l'eau de mer. Ce dernier mécanisme a été confirmé par les compositions isotopiques des sources chaudes d'Obock, qui sont d'ailleurs similaires à celles de l'eau de mer (**Tableau 5**).

La région d'Obock a été définie comme étant la terminaison finale d'un segment de rift. En outre, Manighetti (1993) a relevé la présence de phénomènes hydrothermaux dans la dorsale d'Obock. Par conséquent, le modèle suivant est proposé pour les sources thermales du littoral de la ville d'Obock (**Fig. 11**) : la chambre magmatique située sous le volcan sous-marin de la fosse d'Obock constituerait la principale source de chaleur du système géothermal d'Obock. Ainsi, les basaltes de la pente du littoral de la ville d'Obock pourraient être chauffés par la chambre magmatique de ce volcan sous-marin. Les eaux de mer s'infiltreraient dans les failles de ces basaltes jusqu'à atteindre le réservoir géothermique dont la température a été estimée à environ 160–205°C. Dans le réservoir géothermique, l'eau de mer réagirait avec le basalte à la température de celui-ci pendant un temps relativement long pour que les équilibres puissent se réaliser. Cette interaction eau de mer – basalte dans le réservoir géothermique produirait un fluide géothermique dépourvu de sulfate et de magnésium (dont l'existence a été mise en évidence par la géochimie). Ensuite, lors de sa remontée à travers les failles du basalte, le

fluide géothermique se mélange à des degrés différents avec de l'eau de mer froide qui, après un mélange éventuel avec de faibles quantités d'eau douces, donnent naissance aux sources thermales du littoral de la ville d'Obock. Ceci expliquerait le fait que ces sources thermales soient partiellement équilibrées (voir le diagramme ternaire Na – K – Mg de Giggenbach, [Fig. 5](#)). De même, les quantités de Cl^- plus basses dans les sources chaudes que dans l'eau de mer suggère une faible dilution par de l'eau douce. Cette hypothèse est d'autant plus plausible que l'écoulement de l'eau météoritique de la plaine d'Obock s'effectue vers la mer comme montré par la carte piézométrique de la région ([Fig. 7](#)). Cette diminution de la concentration en ions chlorures des sources chaudes d'Obock relativement à l'eau de mer pourrait aussi être due à une éventuelle séparation de phases. Un tel mécanisme avait été envisagé pour expliquer la diminution des concentrations des ions chlorures pour certaines sources hydrothermales sous-marines (Bischoff et Rosenbauer [2007](#)).

6. Conclusions

Lors de sa remontée, le fluide géothermique d'Obock se mélange à des degrés différents avec de l'eau de mer froide donnant naissance aux sources thermales du littoral de la ville d'Obock. Ceci expliquerait le fait que les eaux thermales du littoral de la ville d'Obock aient d'une part une composition chimique très proche de celle de l'eau de mer et d'autre part soient partiellement équilibrées. D'ailleurs, ce modèle a été confirmé par la composition isotopique ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) des échantillons des sources thermales du littoral de la ville d'Obock.

Les géothermomètres cationiques tels que Na/K et Na – K – Ca ont estimé la température du réservoir géothermique de la zone d'étude à environ 172 – 195°C. De même, les géothermomètres à silice, après extrapolation de la concentration de la silice du pôle chaud dépourvu de Mg et de SO_4 de la zone d'étude, ont aussi estimé la température du réservoir géothermique à environ 215°C. Ces différentes approches nous permettent de conclure que la température du réservoir géothermique d'Obock est en moyenne 197 ± 10 °C, qui est confirmé par l'application du géothermomètre oxygène-18 du sulfate ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope fractionation $\alpha(\text{HSO}_4 - \text{H}_2\text{O})$).

Remerciements : Nous remercions Abdi Abdillahi Djibril et Samaleh Idriss pour leurs aides lors de l'échantillonnage des eaux thermales et celles des puits et forages de la région d'Obock. Nous aimerions aussi remercier le préfet de la région d'Obock et son équipe pour leur collaboration. Cette recherche a été faite sur financement du programme national de recherche géothermique (Fond de recherche pour le CERD).

Références

- Mlynaski, M and Zlotnicki, J.; 2001. Fluid circulation in the active emerged Asal rift (east Africa, Djibouti) inferred from self-Potential and Telluric – Telluric Prospecting. *Tectonophysics*. 339, 455 – 472.
- Pinzuti, P., Mignan, A., Geoffrey C.P.K., 2010 Surface morphology of active normal faults in hard rock: Implications for the mechanics of the Asal Rift, Djibouti. *Earth and Planetary Science Letters*. 299, 169 – 179.
- D'Amore, F., Giusti, D., Abdallah, A., 1998. Geochemistry of the high-salinity geothermal field of Asal, Republic of Djibouti, Africa. *Geothermics*. 27, 197 – 210.
- Banque Mondiale, 2013. Communiqués de Presse, 13 Octobre 2013. La Banque mondiale et Djibouti signent un accord sur la prospection de l'énergie géothermique. <http://www.banquemondiale.org/fr/news/press-release/2013/10/13/world-bank-and-djibouti-sign-agreement-to-explore-geothermal-energy>
- Groupe de la Banque Africaine de Développement (GBAD), 2011. Document de Stratégie – Pays, 2011 – 2015. République de Djibouti.
- Lavigne, J. et Lopoukine, M., 1970. Reconnaissance géothermique du T.F.A.I., B.R.G.M, 70 SGN, 109 GTM.
- Demange, J., Di Paola, G.M., Lopoukine, M., Stieltjes, L., 1971. Etude géothermique du T.F.A.I., B.R.G.M., R. 71 04 063.
- Aquater, 1980. Projet pour l'évaluation des ressources géothermiques de la république de Djibouti – Annexe B (Partie Géochimie).
- Centre d'Etudes et de Recherche de Djibouti (CERD), 2011. Etude de préfaisabilité de Goubet. République de Djibouti.
- Centre d'Etudes et de Recherche de Djibouti (CERD), 2012. Etude de préfaisabilité du Lac Abhé. République de Djibouti.
- Awaleh, M.O., Hoch, F.B., Elmi, S.A., Soubaneh, Y.D., Egueh, N.M., Khaire, M.A., Jalludin, M., 2013. Isotope and geochemical study of the Lake Abhe geothermal field (Republic of Djibouti). Submitted to *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Aquater, 1982. Etude technico-économique de pré-faisabilité géothermique. Rapport spécifique – Nouvelles perspectives de développement intégré avec les ressources géothermiques. pp 90.
- Ibrahim, H. K., Sanjuan, B., Michard, G., 1993. Indices géochimiques de l'existence d'un fluide à 210°C dans la région d'Obock (République de Djibouti). *C.R. Acad. Sciences de Paris*, t. 316, série II, 771-776.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Varet J., 1975. Structural evolution of the Afar triple junction. In: « Afar Depression of Ethiopia », Pilger et Rosler ed. (Stuttgart).
- Gasse, F., Fournier, M. & Richard, O. 1983. Carte géologique de la République de Djibouti à 1:100 000. Djibouti. Notice explicative. ISERST, Ministère français de la Coopération, Paris.

- H. Faure, C. T. Hong et C. Lalou, Datation Th/U des calcaires coralliens et mouvements verticaux à Djibouti. *Bull. Soc. géol. France*. TXXII, 6, 1980, p.959-962.
- H. Faure 1976 ; Les déformations des côtes et le modèle géodynamique de l'Afar., in : « Afar between cont. and ocean. Rifting » Pilger et Rosler ed. (Stuttgart).
- Richard O 1979. Etude de la transition dorsale océanique-rift émergé : le Golfe de Tadjourah (République de Djibouti). Thèse, Paris-Sud.
- Moyes J., Daprat J., Faugeres J.C, Gonthier E., Pujol C., (1981) Etude Stratigraphique et sédimentologique. In : C.E.P.M. C.N.E.X.O., Orgon IV, Golfe d'Aden, Mer D'Oman. Novembre 1978. C.N.R.S. Paris 189-263.
- Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions of the American Geophysical Union* 25, 914–923.
- Langelier, W., and Ludwig, H., 1942. Graphical methods for indicating the mineral character of natural waters. *J. Am. Water Ass.* 34, 335-352.
- ISERST, 1982. Etude du potentiel géothermique – Zone d'ARTA, phase de préfaisabilité, géochimie, *Geotermica Italiana*. République de Djibouti.
- Reed, M.H., Spycher, N.F., 1990. SOLVEQ: A program for computing aqueous–mineral–gas equilibria, revised ed. *Dep. Geol. Sci., Univ. Oregon, Eugene, OR*, 37 pp.
- Plummer, L. N., Parkhurst, D. L., Thorstenson, D. C., 1983. Development of reaction models for groundwater systems. *Geochim Cosmochim Acta.* 47, 665-85.
- Edmond, J. M., Von Damm, K. L., McDuff, R. E., Measures, C. I., 1982. Chemistry of hot springs on East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, 297, p. 187.
- Von Damm, K. L., 1988. Systematics of and postulated controls on submarine hydrothermal solution chemistry. *J. Geoph. Res.* 93, 4551 – 4556.
- Sanjuan, B., Michard, G., Michard, A., 1990. Origine des substances dissoutes dans les eaux des sources thermals et des forages de la region d'Asal-Goubet (République of Djibouti). *J. Volcano. Geol. Res.* 42, 1 – 20.
- Giggenbach, W.F., 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. In: *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*. D'Amore, F., UNITAR/UNDP publication, Rome, 119-142.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 52, 2749-2765.
- BRGM, 1999. Les géothermomètres chimiques, Note Technique n° 13.
- Ellis, A.J. and Mahon, W.A.J., 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water : rock interaction (part II). *Geochim. Cosmochim. Acta.* 31, 519 – 539.
- Truesdell, 1975. *Geochemical techniques in exploration – Proceeding 2nd U/N: Symp. Geoth. Research*, 53 – 79, U.S. Government Printing Office, Wash, D.C.
- Arnórsson, S. and Stefánsson, A., 1999. Assessment of feldspar solubility constants in water in the range 0° to 350°C at vapor saturation pressure. *American Journal of Science* 299, 173-209.
- Fournier, R.O. and Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1255-1275.
- Fournier, R.O., 1979. A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions*. Volume 3, 221-224.
- Fournier, R.O. and Potter R. W.II, 1979. Magnesium correction to Na-K-Ca geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 43, 1543-1550.
- D'Amore, F. and Arnórsson, S., 2000. Geothermometry. In: Arnórsson, S. (ed.), *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation*. International Atomic Energy Agency, Vienna, 152-199.
- Michard, G., 1979. Géothermomètres chimiques, *Bull. BRGM, Section III*, 2, 183-189.
- Michard, G., 1983. Recueil des données thermodynamiques concernant les équilibres eaux-minéraux dans les reservoirs hydrothermaux, Report ECC EUR 8590 FR, p156.

- Kharaka, Y.K., Lico, M.S., and Law, L.M., 1982. Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins (abs.). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 66, 588.
- Fouillac, R. and Michard, S., 1981. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*. 10, 55-70.
- Sanjuan, B., 2010. Use of a new Sodium/Lithium (Na/Li) geothermometric relationship for High-Temperature (HT) geothermal fluids derived from seawater/basalt interaction processes: Application to the Djibouti case. Third East African Rift Geothermal Conference ARGEO-C3-DJIBOUTI. Exploring and harnessing the renewable and promising geothermal energy., Djibouti.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983a. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III: Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta.*47, 567 – 577.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983b. The chemistry of geothermal waters in Iceland. II: Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 47, 547 – 566.
- Fournier, R.O. and Rowe, J.J., 1962. The solubility of cristobalite along the three phase curve, gas plus liquid plus cristobalite. *America Mineralogist*. 47, 897 – 902.
- Morey, G.W., Fournier, R.O., Rowe, J.J., 1964. The solubility of amorphous silica at 25 °C. *J. Geophys. Res.* 69, 1995 – 2002.
- Bischoff, J.L. and Rosenbauer, R.J., 1989. Salinity variations in submarine hydrothermal systems by layered double diffusive convection. *Journal of Geology*. 97, 613 – 623.