

Ministère de l'Economie,
des Finances et de l'Industrie



Secrétariat
d'Etat à l'Industrie

Les géothermomètres chimiques

Note technique n° 13

Février 1999

**DIVISION NATIONALE DES EAUX
MINÉRALES ET THERMALES**

**BUREAU DE RECHERCHES
GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES**

A V E R T I S S E M E N T

Les géochimistes éminents, inventeurs des différentes méthodes de géothermométrie chimique ont contribué notablement à faire progresser les outils de la prospection géothermique.

L'étude des gisements d'eau minérale se situe à la limite des possibilités d'application de ces méthodes de géothermométrie chimique ; en effet, dans les contextes hydrogéologiques correspondants, les risques de perturbation des équilibres chimiques profonds sont beaucoup plus importants et la sélection des conditions les plus favorables à l'utilisation de ces méthodes n'est souvent pas évidente.

Ainsi, ces outils de géothermométrie chimique, par leur simplicité d'emploi apparente constituent-ils en réalité un danger ou une illusion ; un calcul de "température profonde" devient apparemment à la portée de tout un chacun, mais c'est oublier que toute la chaîne de raisonnement dont le calcul de température n'est que le point final, est affaire de spécialiste et que la fiabilité du résultat obtenu est fonction directe de la compétence, de l'expérience et de l'honnêteté intellectuelle qui ont été affectées à cette succession de raisonnements.

C'est à la lumière de ces faits que doit être lue la présente note technique.

R E S U M E

A partir des paramètres de l'analyse chimique d'échantillons de surface, la littérature spécialisée fournit de nombreuses méthodes permettant d'estimer la température atteinte en profondeur par une eau souterraine, existent dans la littérature ; appliquées au début pour les études géothermiques, elles le sont maintenant couramment pour les eaux minérales.

Les méthodes les plus éprouvées sont passées en revue, ainsi que quelques autres moins courantes.

On se doit d'insister sur les précautions d'emploi à respecter ; avant d'appliquer ces méthodes une discussion géochimique préliminaire doit avoir déterminé :

- la représentativité de l'échantillon et de l'analyse chimique considérés,
- le respect probable des conditions d'équilibre chimique au niveau du réservoir.

Il convient donc, en première approche, de ne pas surestimer la précision des résultats obtenus : en effet, si les équations correspondant à chaque méthode sont bien définies, les hypothèses successives que l'on est obligé de faire, avant de procéder aux calculs, correspondent à autant d'approximations, qui contribuent dans la plupart des cas à donner au résultat obtenu, un caractère très estimatif.

SOMMAIRE

| | |
|---|----|
| 0. INTRODUCTION..... | 1 |
| 1. PRINCIPE GÉNÉRAL..... | 1 |
| 2. PRÉCAUTIONS D'EMPLOI..... | 2 |
| 3. HYPOTHÈSE DE TRAVAIL..... | 2 |
| 4. LE GÉOTHERMOMÈTRE À SILICE..... | 3 |
| 4.1 Origine de la silice dissoute dans les eaux naturelles..... | 3 |
| 4.1.1 L'eau est sous-saturée vis-à-vis de la silice amorphe à la température d'émergence..... | 4 |
| 4.1.2 L'eau est saturée en silice amorphe à la température d'émergence..... | 4 |
| 4.1.3 Modifications secondaires..... | 5 |
| 5. LES GEOTHERMOMETRES À CATIONS..... | 5 |
| 5.1 Géothermomètres Na/K..... | 5 |
| 5.2 Essais de correction : le géothermomètre Na/K/Ca..... | 6 |
| 5.3 Le géothermomètre Na/II..... | 6 |
| 6. DÉVELOPPEMENTS, CORRECTIONS..... | 7 |
| 6.1 Correction tenant compte du magnésium..... | 7 |
| 6.2 Correction tenant compte du CO ₂ | 7 |
| 7. AUTRES GÉOTHERMOMÈTRES..... | 8 |
| 7.1 Oxygène 18 des sulfates et de l'eau..... | 8 |
| 7.2 Géothermomètre basé sur les gaz..... | 8 |
| 8. COMMENTAIRES..... | 9 |
| 8.1 Empirisme de certaines méthodes..... | 9 |
| 8.2 Caractère approximatif..... | 9 |
| 8.3 Dangers et limites d'application..... | 9 |
| 9. CONCLUSION..... | 10 |
| BIBLIOGRAPHIE..... | 11 |

0. INTRODUCTION

Les méthodes de géothermométrie chimique permettent, à partir de l'analyse des eaux des sources chaudes, de calculer 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 gisements d'énergie géothermique entre 1960 et 1980, ont donné lieu à de nombreuses publications et applications.

Elles sont maintenant couramment utilisées dans les études ayant trait aux eaux minérales dans des conditions parfois discutables, car **si leur mise en œuvre est extrêmement simple, les résultats obtenus peuvent être totalement aberrants, si un travail de réflexion et d'interprétation n'a pas été réalisé au préalable sur la représentativité des échantillons d'eaux considérés.**

1. PRINCIPE GÉNÉRAL

Les eaux minérales, comme les eaux des gisements géothermiques, sont d'origine météorique ; eaux de pluie infiltrées en profondeur dans le sous-sol, elles subissent un réchauffement sous l'influence du gradient géothermique local ; la température maximale à laquelle elles ont été portées dans le sous-sol et la profondeur qu'elles y ont atteinte sont donc liées.

Au cours de leur trajet souterrain sous l'effet de la température, de la pression et de la présence éventuelle de gaz, elles entrent en réaction avec les minéraux constitutifs des roches traversées, qui s'altèrent ; l'eau acquiert ainsi sa minéralisation aux dépens de ces minéraux et, avec le temps, il s'établit un équilibre chimique :



qui est essentiellement fonction de la température atteinte.

PAR CONSÉQUENT, SI CES EAUX ARRIVENT À REMONTER JUSQU'EN SURFACE SANS QUE LEUR COMPOSITION CHIMIQUE N'AIT ÉTÉ TROP PERTURBÉE, ELLES PEUVENT FOURNIR DES INDICATIONS QUALITATIVES OU QUANTITATIVES SUR LE NIVEAU DE TEMPÉRATURE AUQUEL ELLES ONT ÉTÉ PORTÉES DANS LE SOUS-SOL.

Celles-ci peuvent être extrêmement élevées ; des valeurs supérieures à 300°C ont été mesurées dans certains champs géothermiques.

Dans ces conditions deux cas de figures sont distingués dans les champs géothermiques, pouvant donner naissance à deux types de sources très différentes :

- a) Les conditions de température et de pression permettent en profondeur la vaporisation de l'eau.

Il y aura transfert de vapeur vers la surface en une succession d'épisodes vaporisation-condensation dans des aquifères moins profonds.

L'eau entre en ébullition à une cote donnée dans le sous-sol, la vapeur remonte vers la surface et généralement se condense dans un aquifère superficiel ; les sources chaudes dans ce cas là seront donc des eaux superficielles, réchauffées par injection de vapeur et leurs caractéristiques physiques et chimiques seront très particulières. Pour résumer, température parfois élevée, minéralisation peu élevée, correspondant à une eau superficielle mais présence de concentrations notables en substances volatiles qui ont migré avec la vapeur d'eau (B, Hg, As, ...).

Ces indications chimiques seront plutôt de type qualitatif, renseignant simplement sur la présence probable d'eau à l'état de vapeur dans le sous-sol.

Des sources de ce type se rencontrent dans les champs géothermiques et les régions de volcanisme actif mais on n'en connaît pas d'exemple en France.

b) Transfert d'eau chaude

Dans le cas le plus fréquent qui correspond notamment aux eaux minérales françaises, l'eau n'entre pas en ébullition dans le sous-sol (sauf éventuellement près de la surface et, même dans ce cas, en général, la fraction de fluide correspondante est négligeable par rapport à la masse totale de fluide concernée) et la remontée vers la surface se fait sous forme d'eau liquide ; si la composition de l'eau n'est pas perturbée par des phénomènes secondaires au cours de sa remontée, la concentration de certains éléments dans les sources de surface pourra être reliée à la température à laquelle s'est établi l'équilibre entre eau et minéraux altérés au niveau du gisement ; ces éléments peuvent sous certaines conditions servir de géothermomètres chimiques.

2. PRÉCAUTIONS D'EMPLOI

L'usage des géothermomètres chimiques a souvent fait l'objet d'abus, donnant lieu à des erreurs d'interprétation grossières, pouvant avoir des conséquences graves (incidences financières de forages mal conçus sur la base de calculs de températures et de profondeur erronés).

C'est pourquoi les hypothèses fondamentales sur lesquelles repose la bonne utilisation de ces méthodes doivent toujours être présentes à l'esprit :

- **Disponibilité en concentration suffisante du ou des éléments considérés dans la roche réservoir ; cette évidence est parfois oubliée.**
- **L'existence d'un équilibre chimique entre l'eau et les minéraux des roches doit être établi.**
- **Transit rapide de l'eau, depuis le réservoir vers la surface.**
- **Pendant le trajet de remontée, absence de réaction secondaire susceptible de modifier la composition de l'eau.**
- **Absence de dilution ou de mélange de l'eau chaude par de l'eau d'autres nappes moins profondes.**

Une attention particulière doit également être portée quand on a affaire à un groupe de sources, à la sélection des sources les plus représentatives du fluide profond ; on s'accorde ainsi à privilégier les sources présentant par exemple les valeurs de débit, de température et de chlorure les plus élevées.

Enfin, il convient de s'assurer également de la fiabilité des résultats analytiques utilisés.

3. HYPOTHÈSE DE TRAVAIL

Selon G. Michard, la mise au point de géothermomètres s'intéressera aux réactions suffisamment lentes, surtout à basse température, pour que l'équilibre atteint en profondeur ne risque pas d'être modifié au cours de la remontée et, en même temps, suffisamment rapides, pour que l'équilibre soit atteint dans le réservoir.

La nature de la roche réservoir étant le plus souvent inconnue au départ de l'étude, les géothermomètres chimiques doivent concerner des minéraux suffisamment ubiquistes pour que l'on puisse supposer a priori leur présence. Enfin

il est souhaitable que la réaction envisagée ne soit pas trop compliquée et qu'elle ne fasse intervenir qu'un petit nombre d'éléments ...

Dans ces conditions, il existe essentiellement 2 minéraux ou associations minérales intéressants à cet effet :

- la silice, ubiquiste, dont la solubilité augmente rapidement avec la température ;
- le couple feldspath potassique - feldspath sodique (albite) dont le rapport de solubilité peut être représenté par la réaction :



Ces deux feldspaths n'étant pas miscibles, la loi d'action de masse correspondante montre que le rapport Na/K ne dépend que de la température ; en toute rigueur ce rapport dépend également de la pression, mais, dans les domaines de pression considérés, l'influence de ce paramètre est faible devant l'influence de la température.

4. LE GÉOTHERMOMÈTRE À SILICE

4.1 ORIGINE DE LA SILICE DISSOUTE DANS LES EAUX NATURELLES

La silice est l'un des constituants majeurs de l'écorce terrestre ; omniprésente dans les roches magmatiques, elle entre également dans la composition de nombre de roches sédimentaires (argiles, marnes, grès...)

Les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe) 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 $\text{pH} > 9,5$) et de la force ionique de la solution ; la mise en solution est donc essentiellement fonction de la température (fig. 1).

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.

Très généralement ces minéraux sont beaucoup plus facilement altérables et dans la pratique, la limitation de la silice dissoute est obtenue par précipitation d'une variété allotropique de silice à partir d'une solution où se sont dissous feldspaths, olivines, etc...

La variété allotropique précipitée dépend de la température de la solution [ARNORSSON S. 1975]. Au-dessus de 160°C la forme précipitée est le quartz.

Entre 120 et 160°C précipitent le quartz ou la calcédoine ; au-dessous de 120°C uniquement la calcédoine.

A température ordinaire on peut atteindre la solubilité de la silice amorphe. Dans ce dernier cas, par exemple, l'équilibre est atteint en 40 jours à 20°C .

Les limites de température données ici sont indicatives. Elles dépendent de nombreux facteurs dont le pH de la solution.

La figure 1 montre que les différences entre les courbes en solubilité de la silice amorphe et du quartz sont telles qu'une eau souterraine initialement en équilibre avec le quartz à 150°C par exemple, puis refroidie à 50°C , ne peut atteindre la saturation vis à vis de la silice amorphe : l'équilibre initial sera donc gelé et elle gardera sa teneur initiale en silice, permettant ainsi à contrario l'utilisation de cette concentration en silice pour calculer la température qu'elle a atteint en profondeur.

On peut donc présenter le "géothermomètre" à silice de la façon suivante :

4.1.1 L'EAU EST SOUS-SATUREE VIS-A-VIS DE LA SILICE AMORPHE A LA TEMPERATURE D'EMERGENCE.

Il s'agit soit d'une eau peu profonde qui a acquis de la silice par altération à basse température, soit d'une eau profonde (chaude) qui s'est équilibrée en profondeur avec le quartz ou la calcédoine. Il est assez facile de distinguer ces deux catégories d'eaux :

- les premières sont généralement très peu minéralisées et ne comportent que très peu de chlorures ; la silice est souvent pratiquement l'espèce dissoute majoritaire (exemple source CLAIRVAL à VOLVIC) ;
- les eaux d'origine profonde (chaudes) sont par contre généralement beaucoup plus minéralisées ; elles peuvent contenir des chlorures en concentration notable (? 35 mg/l) et par contre la silice est présente à des concentrations relativement modestes (exemple source DÔME à ABREST).

| Sources | T°C | Ca | Mg | Na | K | Cl | SO ₄ | HCO ₃ | SiO ₂ |
|-------------------|------|------|-----|------|-----|-----|-----------------|------------------|------------------|
| CLAIRVAL (Volvic) | # 10 | 7,2 | 5,6 | 10,2 | 5,4 | 6,6 | 5,4 | 65,9 | 33 |
| DÔME (Abrest) | 65,5 | 49,3 | 9,0 | 1877 | 108 | 342 | 183 | 4529 | 49,5 |

On peut alors utiliser les concentrations en silice de ces dernières pour calculer leur température d'équilibre avec le quartz ou la calcédoine dans le sous-sol à partir des formules suivantes (qui correspondent aux courbes de solubilité de ces espèces) :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5,19 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

en supposant l'équilibre atteint avec le quartz et :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1032}{4,69 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

(concentration en mg/l)

en supposant l'équilibre atteint avec la calcédoine. Au dessus de 160°C, on peut être sûr de la présence de quartz. En dessous, on ne peut choisir entre les deux valeurs qui diffèrent d'environ 25°C.

4.1.2 L'EAU EST SATUREE EN SILICE AMORPHE A LA TEMPERATURE D'EMERGENCE

La distinction entre eau d'origine peu profonde et eau d'origine profonde est alors plus difficile à faire car les eaux froides de ce type sont également assez concentrées. Des indicateurs qualitatifs (Cl⁻, Li⁺, Rb⁺) peuvent être utilisés, mais il ne s'agit que de corrélations empiriques qui peuvent souffrir des exceptions.

Même si l'on peut affirmer qu'il s'agit d'une eau chaude, on ne pourra obtenir qu'une estimation par défaut de la température profonde.

4.1.3 MODIFICATIONS SECONDAIRES

Tout ce qui précède n'est valable que si, au cours de la remontée de l'eau, la concentration de silice dissoute n'a pas subi de modification.

Ces modifications peuvent être la conséquence :

- d'un mélange avec des eaux de surface ;
- d'une évaporation ou d'une ébullition ;
- d'une précipitation de silice amorphe ou d'autres phases silicatées.

Certaines de ces perturbations étant fréquemment observées, on a cherché à y remédier par le recours à des géothermomètres faisant appel à des rapports ioniques et donc moins sensibles aux effets notamment de dilutions éventuelles.

5. LES GEOTHERMOMÈTRES À CATIONS

5.1 GEOTHERMOMETRES NA/K

D.E. WHITE [1970, 1965] puis A.J. ELLIS [1970] ont mis empiriquement en évidence la relation entre le rapport Na/K et la température profonde de l'eau

Ils ont mis cette constatation en relation avec l'équilibre :



Les deux feldspaths n'étant pas miscibles, l'équilibre s'écrit en effet :

$$\frac{|\text{Na}^+|}{|\text{K}^+|} = K(T).$$

et l'équation correspondante :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{933}{0,993 + \log \text{Na/K}} - 273,15$$

(Concentrations en mg/l)

Avantages et inconvénients du géothermomètre

Faisant intervenir un rapport de concentration, ce géothermomètre est insensible aux processus de concentration ou de dilution, en particulier au mélange avec des eaux superficielles qui sont le plus souvent très diluées par rapport aux eaux profondes.

Il est peu sensible aux conséquences d'un refroidissement éventuel et au contact de roches d'origine profonde ; les modifications d'alcalins sont faibles. Par contre, il n'en est pas toujours de même quand il y a un long contact avec des roches sédimentaires.

L'inconvénient le plus sérieux de ce géothermomètre est qu'il suppose l'équilibre atteint. Or il est souvent très difficile de montrer qu'il en est bien ainsi.

L'importance de l'erreur que l'on pourrait commettre est montrée par l'exemple des eaux de surface des régions granitiques ou volcaniques ; le rapport Na/K dans ces eaux est uniquement gouverné par la vitesse relative de dissolution des feldspaths calco-sodique et potassique. Dans la majorité des cas, ce rapport est compris entre 30 et 3 ; l'application du géothermomètre dans ce cas conduirait à des températures allant de 145 à 500°C.

5.2 ESSAIS DE CORRECTION : LE GEOTHERMOMETRE Na/K/Ca

Pour remédier à ces difficultés, R.O. FOURNIER et A.H. TRUESDELL [1973] ont proposé un géothermomètre Na-K-Ca.

$$\log \frac{\text{Na}}{\text{K}} + \beta \log \frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}} = \frac{1647}{T} - 2,24$$

Soit :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{2,24 + \log \text{Na/K} + \beta \log \sqrt{\text{Ca/Na}}} - 273,15^*$$

*Concentrations exprimées en Moles/l

On essaye $\beta = 4/3$; si la température trouvée est supérieure à 100°C, on reprend le calcul avec $\beta = 1/3$; sinon $\beta = 4/3$ donne la bonne température. De nature empirique, ce géothermomètre corrige effectivement souvent les températures extrêmement élevées trouvées pour les eaux très diluées. Par contre il donne un résultat aberrant pour l'eau de mer ($t = 175^{\circ}\text{C}$).

On peut considérer ce *géothermomètre* comme un *garde fou*. Si avec $\beta = 4/3$, on obtient une température inférieure à 100°C, il est préférable de rejeter la température calculée par le Na/K. Mais l'inverse n'est pas vrai.

5.3 LE GEOTHERMOMETRE NA/LI

Il a été défini par G. MICHARD et C. FOUILLAC [1981] à partir d'une étude statistique portant sur des eaux issues de milieux granitiques et de volcanisme acide.

Pour les eaux de salinité modérée ($\text{Cl} < 10\ 000\ \text{mg/l}$), ils proposent l'équation :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 000}{\log \text{Na/Li} + 0,38} - 273,15$$

et pour les saumures ($\text{Cl} > 10\ 000\ \text{mg/l}$) :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 195}{\log \text{Na/Li} - 0,13} - 273,15$$

(concentrations exprimées en moles/l)

Selon eux.

Il n'y a pas, à l'heure actuelle, d'explication du fonctionnement de ce géothermomètre.

Ces relations ne permettent pas d'obtenir la température avec la même précision que la silice et que, peut-être, le Na/K. On aura une estimation à $\pm 20^{\circ}\text{C}$. Par contre, Na/Li possède deux gros avantages :

- les eaux froides d'origine superficielle obéissent approximativement à la relation thermométrique Na/Li ; nous avons vu qu'il n'en était pas ainsi ni pour la silice ni, surtout, pour le Na/K ;
- les éléments Na et Li ne subissent guère de modifications de concentration lors de la remontée des eaux, beaucoup moins que le potassium. Ainsi, le rapport Na/Li des sources naturelles de Wairakei (Nouvelle-Zélande) aurait permis de déterminer avec exactitude la température profonde (250°C), alors que Na/K ne donne que 170°C à cause de la perte de 40 % du potassium au cours de la remontée.

Le géothermomètre Na/Li est donc un géothermomètre un peu grossier, mais très sûr. Au minimum, il pourra être utilisé pour discuter la signification des températures données par la silice et le Na/K.

6. DÉVELOPPEMENTS, CORRECTIONS

De nombreux efforts ont été réalisés, après la mise au point de ces 3 méthodes de géothermométrie, afin de tenter d'en étendre et d'en affiner l'utilisation ; des possibilités de correction ont ainsi été introduites concernant le géothermomètre Ca, Na, K.

6.1 CORRECTION TENANT COMPTE DU MAGNESIUM (R.O. FOURNIER et R.W. POTTER [1979])

- On calcule la température T (Ca, Na, K) ; si le résultat est inférieur à 70°C, aucune correction n'est appliquée.
- On calcule l'expression $R = [Mg/(Mg+Ca+K)] \times 100$, les concentrations étant exprimées en équivalents/l.
- Si $R > 50$, on admet que l'eau de la source provient d'un aquifère peu profond à une température voisine de celle de la source, sans tenir compte de la température calculée au moyen du géothermomètre.
- Si la température (Ca,Na,K) calculée est supérieure à 70°C et $R < 50$, utiliser les abaques 1 et 2 présentées à la figure 2, pour déterminer Δt (Mg) qui est la correction de température en°C à soustraire de T (Ca,Na,K).

6.2 CORRECTION TENANT COMPTE DU CO₂ (T. PACES [1975])

Pour des eaux chaudes issues de terrains granitiques, des températures à l'émergence inférieures à 75°C et en présence de CO₂ (pCO₂>10 atm), celui-ci a observé une déviation systématique du géothermomètre Ca, Na, K, qu'il attribue au fait que dans ces conditions, l'équilibre chimique ne peut être atteint ; il propose donc d'appliquer, dans ces cas de figure, un facteur de correction, déduit de l'abaque présentée par la figure 3.

L'équation devient donc $T^{\circ}C = \left[1647 / 2.24 = (\log Na / K + \beta \log \sqrt{Ca / Na} - 1) \right] - 273,15$

7. AUTRES GÉOTHERMOMÈTRES

7.1 OXYGENE 18 DES SULFATES ET DE L'EAU

R.M. LLOYD [1968] et Y. MIZUTANI et R.A. 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 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 autres méthodes.

Les formules proposées par des 2 auteurs sont :

$$1000 \ln x = 3,25 (10^6/T^2) - 5,6 \quad (\text{LLOYD 1968})$$

et

$$1000 \ln x = 2,88 (10^6/T^2) - 4,1 \quad (\text{MIZUTANI et RAFTER 1969})$$

$$\text{avec } x = \frac{1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)}{1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})}$$

et T en °Kelvin.

Cette méthode n'est malheureusement pas souvent utilisée car des déterminations de ^{18}O des sulfates ne sont pas souvent disponibles. D. GARCIA [1986] l'a testée sur les sources chaudes des Vosges méridionales et conclut à sa fiabilité.

7.2 GEOTHERMOMETRE BASE SUR LES GAZ

F. D'AMORE et C. PANICHI [1980] ont appliqué les relations :

$$T^\circ\text{C} = [24775/(\alpha+\beta+36,05)]-273,15$$

$$\text{avec } \alpha = 2 \log \frac{\text{CH}_4}{\text{CO}_2} - 6 \log \frac{\text{H}_2}{\text{CO}_2} - 3 \log \frac{\text{H}_2\text{S}}{\text{CO}_2} \quad \text{et } \beta = -7 \log p\text{CO}_2,$$

(concentrations en % en volume)

à 34 systèmes thermaux dont les températures reconnues varient de plus de 300°C à 60°C avec des résultats apparemment satisfaisants.

NB₁ : en cas d'absence de H_2 , H_2S ou CH_4 , on prend par convention, pour le calcul % vol £0,001.

NB₂ : $p\text{CO}_2$ représente les valeurs de la pression partielle de CO_2 au niveau du réservoir, qui doit le plus souvent être estimée. Des considérations statistiques ont amené les auteurs à proposer pour ce faire les règles suivantes :

- a) $p\text{CO}_2 = 0,1 \text{ atm}$ si CO_2 (% vol) < 75
- b) $p\text{CO}_2 = 1 \text{ atm}$ si CO_2 (% vol) > 75
- c) $p\text{CO}_2 = 10 \text{ atm}$ si CO_2 (% vol) > 75 et $\text{CH}_4 > 2\text{H}_2$ et $\text{H}_2\text{S} > 2\text{H}_2$

Cette contrainte d'estimation de la $p\text{CO}_2$ constitue l'inconvénient majeur de cette méthode, une erreur d'un ordre de magnitude dans cette estimation pouvant entraîner une incertitude de ± 16 à ± 28 % dans le calcul de température.

8. COMMENTAIRES

Plusieurs points méritent d'être soulignés.

8.1 EMPIRISME DE CERTAINES METHODES

Si les méthodes de géothermométrie faisaient appel à la solubilité de la silice, les rapports Na/K et les isotopes de l'oxygène reposent sur des bases scientifiques suffisamment établies et vérifiés par l'expérience, les autres méthodes sont toutes des méthodes empiriques uniquement basées sur l'observation statistique ; de plus

beaucoup des méthodes décrites ici ne sont que des extensions de la méthode Na/K (par exemple Na K Ca) ou de cette dernière en y introduisant des corrections qui ne sont applicables que dans certains cas particuliers ; on ne dispose donc en réalité que de 3 méthodes chimiques indépendantes :

- SiO₂
- Na/K et Ca/Na/K
- Na/Li

et d'une méthode isotopique (oxygène ¹⁸ des sulfates et de l'eau).

La méthode basée sur le gaz n'est citée que pour mémoire, car on ne dispose pas d'information suffisante sur son champ d'application.

8.2 CARACTERE APPROXIMATIF

La précision apparente des équations proposées par les inventeurs des différentes méthodes ne doit pas faire illusion.

En effet, la justification de leur bon usage repose sur une accumulation d'hypothèses et de postulats que l'on est amené à poser quant au comportement de l'eau dans le sous sol ; il suffit que l'une de ces hypothèses ne soit vérifiée que de façon approchée et il s'ensuivra une cause d'erreur majeure dépassant de loin les niveaux d'incertitudes normalement admissibles.

8.3 DANGERS ET LIMITES D'APPLICATION

Les géothermomètres chimiques peuvent être considérés comme des méthodes dangereuses car trop faciles d'emploi et si elles sont utilisées sans un raisonnement géochimique préalable approfondi, portant sur la représentativité des échantillons d'eau considérée ; elles ne serviront alors qu'à meubler un rapport d'étude de données "spectaculaires" mais pouvant être totalement fausses.

C'est pourquoi, lors de la lecture critique d'une étude, une attention particulière dans toute la mesure du possible, doit être apportée à l'évaluation objective des justifications techniques, des arguments, des raisonnements qui aboutissent au choix de la ou des méthodes utilisées, ou qui amènent, parmi un ensemble de résultats souvent hétérogènes voire contradictoires, à retenir une valeur comme étant "la plus représentative" ou "la plus vraisemblable".

L'analyse discriminatoire préalable doit porter sur deux points majeurs :

- Peut-on admettre que l'émergence considérée est bien représentative de ce qu'est l'eau au niveau du gisement et qu'elle n'a été ni mélangée ni diluée ? Bien souvent il n'existe pas de réponse claire à cette question et on se contente d'admettre que parmi la population d'émergences considérée, celle qui est la plus minéralisée et la plus chaude est la plus représentative, mais sans pouvoir affirmer qu'elle l'est réellement (c'est la moins mélangée, mais on ne peut affirmer qu'elle ne l'est pas également).
- Peut-on admettre que l'équilibre chimique eau-roche était atteint en profondeur ? On peut maintenant répondre de façon plus scientifique à cette question en ayant recours aux programmes de calcul qui permettent, à partir des paramètres de l'analyse de recalculer les index de saturation de l'eau vis à vis des minéraux et vérifier ainsi la possibilité d'application des différentes méthodes de géothermométrie.

9. CONCLUSION

A défaut de réponse claire à ces deux questions fondamentales, on peut, faute de mieux, adopter la démarche pragmatique proposée par G. Michard qui applique en France ces méthodes pour l'établissement d'une carte des

températures de réservoirs alimentant les sources thermales en France :

- Utilisation de 3 géothermomètres :
 - . silice
 - . Na/K ou sa correction Na/K/Ca
 - . Na/Li
- Définition de 4 niveaux de certitude :
 - a) Température estimée avec certitude :
 - . indications concordantes des 3 méthodes et existence d'une discussion de leur condition d'application.
 - b) Température estimée très certainement significative :
 - . concordance de 2 géothermomètres
 - . explication de la discordance du 3^{ème}
 - c) Température estimée douteuse :
 - . 1 seule méthode est interprétable quantitativement
 - . informations qualitatives des 2 autres méthodes
 - d) Température non significative

BIBLIOGRAPHIE

- ↪ F. D'Amore et C. Panichi (1980) - Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer
Geochimica et cosmochimica acta - Vol 44 p. 549-556
- ↪ S. Arnorsson (1983) : Chemical equilibrium in Icelandic geothermal systems - Geothermics Vol 12 - p.119-128
- ↪ A.J. Ellis (1979) : Chemical geothermometry in geothermal systems - Chemical geology 25 - p. 219-226
- ↪ C. Fouillac et G. Michard (1981) : Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs - Geothermics Vol 10 n° 1 - pp. 55-70
- ↪ R.O. Fournier (1979) : a revised equation for Na/K geothermometer Geothermal Resources Council - Transactions Vol 3 p. 221-224
- ↪ R.O. Fournier et R.W. Potter (1979) : Magnesium correction to the Na K Ca geothermometer - Geochimica et cosmochimica acta Vol 42 p. 1543-1550
- ↪ R.O. Fournier et AM Truesdell (1973) : An empirical Na K Ca - Geothermometer for natural waters - Geochimica et cosmochimica acta vol 37 p. 1255-1275
- ↪ D. Garcia (1986) Etude isotopique et géochimique des eaux thermales des Vosges méridionales - Document du BRGM n° 112
- ↪ R.M. Lloyd (1968) Oxygen isotope behavior in the sulfate water system : Journal of geophysical research vol 73 n° 18 p. 6099-6110
- ↪ W.F. Mackenzie et A.H. Truesdell (1977) geothermal reservoir temperatures estimated from the oxygen isotope compositions of dissolved sulfate and water from hot springs - Geothermics Vol 5 p.51-61
- ↪ G. Michard (1979) Géothermomètres chimiques - Bull. BRGM section III n° 2 p.183-189
- ↪ G. Michard et C. Fouillac (1976) Remarques sur le géothermomètre Na K Ca - Journal of volcanology and geothermal research (1) p.297-304
- ↪ T. Paces (1975) A systematic deviation from Na K Ca geothermometer below 75°C and above 10⁻⁴ atm pCO₂ - Geochimica et Cosmochimica acta vol 39 p. 541-544

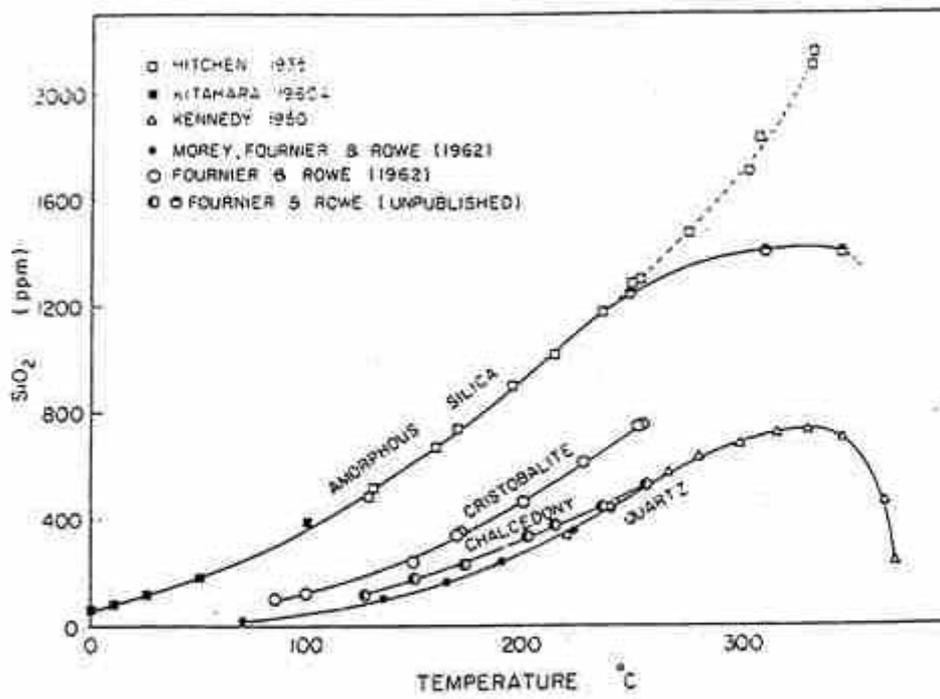
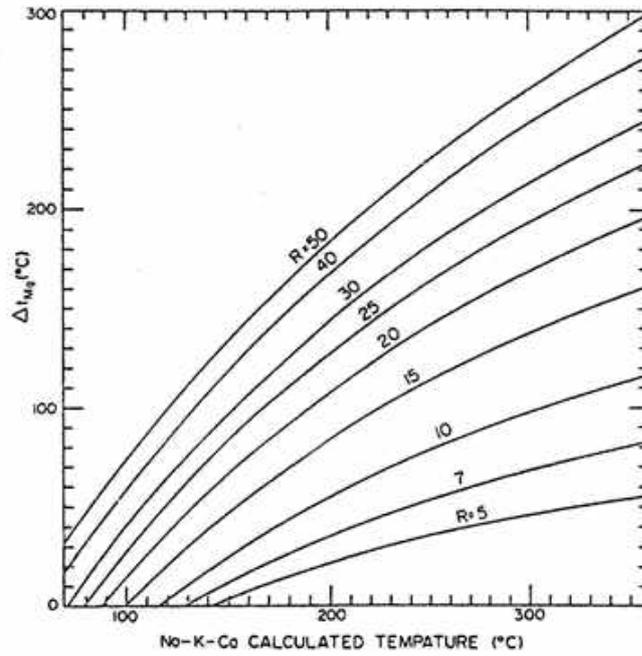
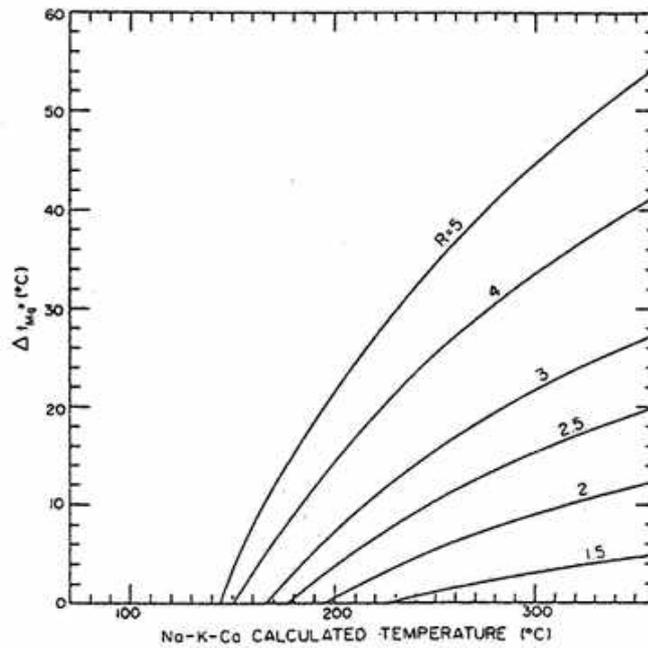


Figure 1 - Solubilité des différentes espèces de la silice en fonction de la température
(Données expérimentales)

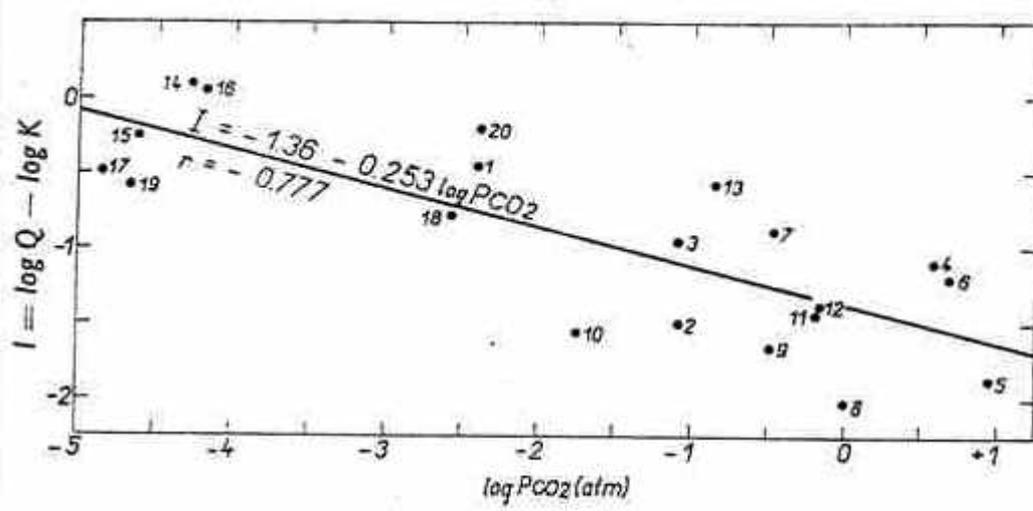


Abaque 1 : Estimation de la correction Delta T(Mg) à appliquer à la température T°(Ca,Na,K) pour $5 < R < 50$



Abaque 2 : Estimation de la correction Delta T(Mg) à appliquer à la température T°(Ca,Na,K) pour $1,5 < R < 5$

Figure 2 - Abaques de correction tenant compte du magnésium



Abaque 3 : Estimation du facteur i en fonction de P(CO2)

Figure 3 - Abaques de correction tenant compte du CO2