



N° d'ordre

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département de Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade Master en Géologie

Option : Magmatisme, Géodynamique et Transferts Lithosphériques

(MGTL)

Thème

**Échanges chimiques et isotopiques
entre les fluides et les roches
magmatiques et métamorphiques**

Présenté Par :

M^{me} Benouadah Djamila

Soutenu le : 28 / 09 / 2017 devant la commission d'examen

M^r BENDOUKHA R.	Maître de Conférences	Université d'Oran 2	Président
M^{me} BENRAMDANE LAGRAA K.	Maître de Conférences	Université d'Oran 2	Rapporteur
M^r MAHMOUDI M.	Maître-assistant	Université d'Oran 2	Examineur

Année 2016-2017

Dédicaces



Je dédie ce modeste travail :

A la mémoire de mon père et de ma mère que ce modeste travail soit l'expression des vœux que vous n'avez cessé de leur formuler dans vos prières que Dieu le Miséricordieux vous accueille dans son éternel paradis.

A celle que je remercie beaucoup et qui m'a soutenue tout au long de ce projet ; mon encadreur M^{me} *BENRAMDANE KARIMA* et toute sa famille.

A très mes chères enfants « *Ikram, Youcef* » que le Dieu tout puissant les protège (raison de plus de ma vie)

A mon exemple éternel, mon soutien moral et source de joie et de bonheur, celui qui s'est toujours sacrifié pour me voir réussir, que Dieu te garde dans « ton vaste paradis », à toi mon frère *Belkhire* et son épouse et ses enfants « *karima, Djilali, soundousse* ».

A la lumière de mes jours, la source de mes efforts, et qui m'est accompagnait durant mon chemin d'études supérieures au responsable de laboratoire *ETRHB Haddad Monsieur « Merrkon Aboubekr »* et toute sa famille.

Aux personnes qui m'ont toujours aidé et encouragé, qui étaient toujours à mes côtés, à mes aimables amis, et frères de cœur, Monsieur « *Adda Mawloud* », et l'ingénieur géologue « *Nourine Mokhtar* ».

Aux personnes dont j'ai bien aimé la présence dans ce jour, à tous mes chères frères, tous chacun son nom, à mes nièces ; « *Mimi, Malika* et son époux *Khaled Iben Walid* et toute sa famille ».

A toutes les personnes qui travaillent chez l'entreprise *Haddad projet RTT* surtout structure laboratoire ; *Rahmani, Mahmoudi, Aimouche, Hamidi, Midou, Boucedra, Seddek, Hattab, Ferh, Haouria, Hichem* sans oublier qui m'a proposé l'idée de poursuivre mes études, à ma chère *Khawla*.

A toutes mes collègues d'étude promo 2016-2017 en particulier, « *Saci Mohammed –Imane Bouaagada – Mostapha – Donia.* ».

*A tous ceux qui ont contribué de près ou de loin
pour que ce mémoire soit possible,
je vous dis merci.*

Remerciement

Avant tout, nous remercions le DIEU le tout puissant qui nous a donné sagesse et santé afin de réaliser ce modeste travail ;

Au terme de ce travail, il est très agréable d'adresser mes vifs remerciements à tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce mémoire.

Tout d'abord, je tiens à remercier pleinement mon encadreur de mémoire, Mme K. BENRAMDANE, Maître de conférences à l'Université Oran 2 pour la qualité de son encadrement exceptionnel, sa patience, sa disponibilité et sa grande implication durant la réalisation de ce mémoire.

Je tiens à remercier Mr « BENDOUKHA R. », Maître de conférences à l'université Oran 2, d'avoir fait l'honneur de présider ce jury.

Je tiens également à remercier Mr « MAHMOUDI M. », chargé de cours à l'université Oran 2, pour ses encouragements et d'avoir bien voulu examiner ce mémoire.

J'adresse mon remerciement à l'ensemble des enseignants du Département des Sciences de la terre à l'université d'Oran 2, en particulier ceux de la filière MGTL 2 « Mme Remaci, Mme Rakkeb, Mr Zerka, Mr Seddiki et Mr Adda M. Chargé de cours à l'université de Chelf.

Je tiens à remercier Mr « Merrkon Aboubekr » Responsable laboratoire Groupe ETRHB Haddad projet RTT, pour son aide pratique et son soutien moral et ses encouragements.

Je remercie affectueusement qui a toujours été là dans les bons comme dans les (très) mauvais moments, mon frère Mr « Belkhair », je ne le remercierai jamais assez pour m'avoir toujours soutenue et motivée.

Je remercie aussi les étudiants filière MGTL 2 « Université-Oran2 » qui, à des titres divers, ont contribué à la réussite de l'expérimentation, trouvent ici, le gage de mon infinie gratitude.

Mes profonds remerciements vont également à toutes les personnes qui m'ont aidés et soutenues de près ou de loin principalement à tous les travailleurs du « l'entreprise ETRHB Haddad Base Benidergoune –RELIZANE projet RTT » Sans leur collaboration, ce travail n'aurait pu se réaliser.

Sommaire

Remerciements	
Sommaire	
Liste des figures	
Liste des tableaux	

Chapitre I

Introduction et généralités

1. Introduction	1
2. Définitions et Généralités	1
3. Historique de l'interaction entre les fluides et les roches	1
4. Méthodologie de travail	2
4.1. Méthode numérique	2
4.2. Méthodes analytiques	3

Chapitre II

Les fluides hydrothermaux

1. Introduction	4
2. Définitions et Généralités	4
3. Fluides hydrothermaux	4
3.1. Circulation des fluides	6
3.1.1. Le moteur de la circulation des fluides.....	7
3.2. Source et nature des fluides	7
3.3. Les grands réservoirs de fluides de la lithosphère	8
3.4. Les altérations hydrothermales	10
3.4.1. Paramètres contrôlant la stabilité des minéraux.....	10
3.4.2. Domaines de stabilité des minéraux hydrothermaux.....	11
a) Les phyllites.....	11
b) Les zéolites.....	11
c) Les feldspaths.....	12
d) Les minéraux hydrothermaux de la silice.....	12

e) Les épidotes-la préhnite-les amphiboles.....	12
4. les isotopes et les interactions fluide-roche.....	12
4.1. Qu'est-ce qu'un isotope?.....	13
4.2. Les isotopes Stables et instables.....	13
4.3. Processus du fractionnement isotopique.....	14
4.1.1. Réactions d'échange isotopique.....	14
4.1.2. Effets cinétiques.....	15
4.1.3. Changements d'état.....	15
4.4. Interactions eau-roche.....	16

Chapitre III

Interactions fluides-roches magmatiques et métamorphiques

1. Introduction.....	18
2. Le contexte géologique de l'interaction fluide-roche et transfert.....	18
2.1. Les discontinuités crustales.....	19
2.2. Les réservoirs : évolution diagénétique.....	19
2.3. Minéralisations et circulations de fluides à travers des interfaces.....	20
2.3.1 Intérêt des échanges chimiques.....	21
3. Les phénomènes liés à l'interaction fluide -roches magmatique et métamorphique.....	22
3.1. Les phénomènes de contamination.....	22
3.2. Les interactions fluide-roches.....	22
4. Les réactions de l'interaction fluide-roche.....	23
4.1. Les réactions isotopiques.....	23
4.1.1. Les réactions eau-roche.....	25

4.1.2. Exclusion-adsorption des anions: absorption physique.....	26
4.2. Les réactions chimiques et minéralogiques.....	26
4.2.1. L'hydrothermalisme.....	28
4.2.3. Le métamorphisme.....	33

Chapitre IV

Interactions fluides-roches magmatiques et phénomène de fénitisation

1. Introduction.....	37
2. Interactions solide-fluide et phénomènes de fénitisation dans le magmatisme alcalin de Corse. L'exemple de l'association du Vieux Pont d'Ota.....	37
2.1. Un exemple Corse : le vieux pont d'Ota.....	38
2.1.1. Contexte géologique.....	39
2.1.2. Gisement et pétrographie.....	40
2.2. Compositions des phases minérales caractéristiques.....	43
2.2.1. Les aegyrines.....	43
2.2.2. Les amphiboles.....	45
2.2.3. Les micas.....	45
2.3. Un cas de fénitisation.....	47
2.4. Conclusion.....	50

Chapitre V

Conclusion générale

Conclusion générale.....	51
Références Bibliographiques.....	55
Glossaire.....	61

Liste des Figures

- Fig. 1 :** Agent de transport: Nature des fluides dans la croûte (in Cathelineau et al. 2011).....5
- Fig. 2 :** Coupe présentant les principaux réservoirs fluides, les circulations des solutions hydrothermales et leurs compositions dans la croûte terrestre (in Cathelineau et al. 2011).....9
- Fig. 3 :** Diminution de la porosité avec la profondeur, conséquence de l'augmentation du pourcentage d'illite dans les interstratifiés illite-smectite et du taux d'anisotropie microscopique (sédiments du Golfe du Mexique), (Degiorgi, 2008).....20
- Fig. 4 :** Quantification des transferts chimiques entre deux réservoirs à géochimie contrastée exemple d'un granite et de son encaissant carbonaté (Ariège) (in Degiorgi, 2008).....21
- Fig. 5 :** Solubilité de la silice dans l'eau. La teneur en silice peut être utilisée comme un thermomètre d'équilibration en profondeur des eaux thermales jusqu'à des températures d'environ 220°C. Au-dessus, La silice amorphe précipite lors de la remontée (Albarède, 2001).....30
- Fig. 6 :** Schéma d'un système géothermique contrôlé par la mise en place d'un pluton granitique : l'eau de pluie infiltrée et chauffée au voisinage de l'intrusion devient plus légère et revient en percolant vers la surface. Les valeurs indiquées sont celles du $\delta^{18}O$ des roches (et des précipitations). L'eau de pluie très appauvrie en $\delta^{18}O$ change les valeurs des roches, initialement ici à $\delta^{18}O = +8$, vers les très basses valeurs de $\delta^{18}O$ (Albarède, 2001)..... 31
- Fig. 7 :** Grille métamorphique montrant une réaction curviligne de déshydratation et trois réactions solide-solide dont la pente est pratiquement constante (Albarède, 2001).....35
- Fig. 8 :** Localisation de l'association du vieux Pont d'Ota dans des complexes alcalin de Proto et d'Evisa (Corse). complexe de Proto (Bonin et Platevoet, 1986).....39
- Fig. 9 :** Aspect d'un échantillon représentatif de l'association du Vieux Pont d'Ota.....41

Liste des tableaux

Tableau 1 : Analyses chimiques, (éléments majeurs) et normes C.I.P.W. des roches totales du Vieux Pont d'Ota (Bonin et Platevoet, 1986)	42
Tableau 2 : Analyses chimiques et formules structurales des aegyrines (Bonin et Platevoet, 1986).....	44
Tableau 3 : Analyses chimiques et formules structurales des micas. Formule structurale sur la base de 22 oxygènes (Bonin et Platevoet, 1986).....	46
Tableau 4 : Formules cationique des roches du vieux Pont d'Ota sur la base de 160 anions oxygène.....	48

Chapitre I

Introduction et Généralités

1. Introduction

La Terre est un système complexe qui évolue depuis près de 4,5 milliards d'années et dans lequel nous puisons notamment nos ressources minérales. Depuis toujours, l'eau joue un rôle majeur dans la genèse de ces ressources. Elle transporte des ions et des gaz, formant des fluides qui circulent à toutes les profondeurs de la croûte terrestre, sous des conditions de pression et de température plus ou moins élevées. Ces circulations de fluides sont à l'origine de concentrations hydrothermales qui procurent l'essentiel des ressources en Zn, Pb, Ag, Ge, U, Ba ou F, et plus de 50% des ressources en Cu, Co, Au, Sn et W (Cathelineau et al. 2011).

L'intérêt d'étudier l'interaction entre les fluides et les roches permet d'estimer la profondeur de la chambre magmatique, à mieux comprendre la formation de la nouvelle croûte océanique et la formation des dépôts sulfurés massifs et autres types de concentrations minérales.

2. Objectifs du travail

L'objectif de notre travail consiste à réaliser une étude bibliographique sur un sujet vaste et complexe qui nécessite la compréhension des interactions chimiques et isotopiques entre les fluides et les roches, quelles soient sédimentaires, magmatiques ou cristallophylliennes ; nous nous contenterons d'étudier le cas des roches ignées et métamorphiques. Nous essayerons également d'élucider l'intérêt et les difficultés qui englobent ces échanges aux conditions hydrothermales.

3. Historique de l'interaction entre les fluides et les roches

À la fin des années 1970, la découverte des «fumeurs noirs», dont s'échappent des fluides à des températures extrêmes pouvant atteindre 410°C, a mis l'accent sur des phénomènes géochimiques et des écosystèmes jusqu'alors inconnus (Fisher et al. 2007).

Ce n'est que dans les années 90, qu'on développa la modélisation tridimensionnelle de l'écoulement et du transport de masse dans des réseaux de fractures qui requiert l'utilisation de techniques efficaces et robustes.

Ces techniques numériques ont d'abord été mises au point pour modéliser l'écoulement souterrain lors d'applications environnementales par Therrien et Sudicky (1996). Ce modèle simule en trois dimensions l'écoulement à saturation variable de l'eau souterraine et le transport de masse par advection-dispersion dans un milieu poreux à fracturation discrète à l'aide de la méthode de volume de contrôle-éléments finis, représentant les interactions eau-roche (Ghohomu et Therrien, 1999, 2000). Le modèle ainsi élaboré a permis rendre compte directement des interactions entre l'écoulement d'un fluide, sa composition en fonction du milieu géologique et le transfert de chaleur pour des milieux à fracturation discrète (Ayt-Ougougdal et al. 1999).

4. Méthodologie de travail

4.1. Méthode numérique

Le contact entre le fluide aqueux et le milieu fracturé est le site d'échanges chimiques et isotopiques qui modifient la composition du fluide et du milieu fracturé. Ces échanges chimiques et isotopiques évoluent avec l'écoulement du fluide et avec l'évolution spatio-temporelle du milieu. Ces derniers s'effectuent par l'entremise des mécanismes de dissolution et de précipitation minérale. Il est donc primordial :

- d'identifier ces sites de dissolution-précipitation et ;
- de quantifier les échanges par des études pétrographiques, géochimiques et isotopiques afin d'élucider la nature et l'origine de ces paléofluides ;
- de quantifier les échanges chimiques et isotopiques entre les fluides, le milieu géologique fracturé, et la dissolution-précipitation de minéraux.

La caractérisation de l'interaction dissolution-précipitation est importante car elle influence la cinétique du système et la dynamique de l'écoulement à court et à long terme. Ces méthodes fourniront des informations uniques sur les échanges de matières qui seront intégrées au simulateur numérique. L'ancrage de ces données à la séquence paragenétique permet en plus d'élucider l'évolution des systèmes hydrothermaux dans le temps (Ayt-Ougougdal et al. 1999).

4.2. Méthodes analytiques

Des échantillons de roches saines et des roches altérées ainsi que des minéraux néoformés servent à décrire la composition du système en trois dimensions, en conjonction avec les travaux de Caractérisation structurale et minéralogique. La pétrographie (microscopie optique, microsonde électronique, cathodoluminescopie, microthermométrie des inclusions fluides, M.E.B.) combinée avec l'analyse d'images, permet d'établir le bilan entre les sites de dissolution et de précipitation, de déterminer la nature du fluide et d'estimer les conditions physico-chimiques du milieu.

La composition chimique et isotopique (H, C, O, S, Sr, Pb) des roches et des minéraux permettra de caractériser et de quantifier les échanges entre les fluides et le milieu fracturé dans le but de décrire les réactions entre les paléofluides aqueux et la roche ainsi que d'identifier les sources des paléofluides et de leurs solutés pour cerner les distances sur lesquelles s'effectuent les transferts de (Ayt-Ougougdal et al. 1999).

Chapitre II

Les fluides hydrothermaux

1. Introduction

Avant d'entamer ce chapitre, il nous incombe de donner quelques définitions clés qui permettront aux lecteurs de comprendre les processus chimiques et isotopiques des fluides considérés comme les principaux acteurs qui interagissent avec la roche.

2. Définitions et Généralités

Les rapports isotopiques de certains éléments chimiques, en particulier le strontium, l'oxygène et le lithium représentent des marqueurs très sensibles aux échanges chimiques ayant opéré entre des roches et des fluides et, en particulier, entre les roches du Manteau et l'eau de mer. Ainsi, l'utilisation de ces systèmes isotopiques permet de contraindre les trajets de percolation des solutions dans les réservoirs, ainsi que le degré d'ouverture du système initial en fonction de l'intensité d'altération de la roche (e.g. Bosch et al. 1991).

La détermination du rapport eau-roche, calculé sur la base des rapports isotopiques et concentrations mesurées, constitue un paramètre essentiel qui permet d'estimer la quantité d'eau qui circule dans le réservoir ainsi que le degré de réactivité. Ce paramètre est fonction de plusieurs facteurs, et notamment, la température d'interaction, l'âge du système hydrothermal, la longueur du circuit, le temps de résidence, la nature de l'échantillon traversé. De plus, certains isotopes (en particulier les isotopes de l'oxygène) peuvent être utilisés comme des géothermomètres (Gregory & Taylor, 1981), permettant ainsi d'avoir une indication relativement précise de la température d'équilibre isotopique.

3. Fluides hydrothermaux:

Les fluides hydrothermaux sont des eaux chaudes qui contiennent des sels (Na, Cl, Ca), des gaz (H_2S , CO_2 , CH_4) et métaux (Cu, Zn, Fe, Au, Ag, etc.) en solution. L'écoulement des fluides hydrothermaux dans la croûte est fonction des fluides hydrothermaux ont plusieurs origines (Fig.1) :

- 1) exsolution d'une phase gazeuse à partir d'un magma en train de cristalliser (eau magmatique),
- 2) déshydratation des minéraux dans une roche subissant un métamorphisme thermique (eau métamorphique),
- 3) de l'eau piégée lors de la sédimentation (eau connée),
- 4) précipitations (eau météorique),

5) l'eau de mer (pores, fractures). Les forces qui entraînent l'écoulement sont les différences de densité (flottabilité, convection) et les gradients de pression d'origine tectonique, magmatique, métamorphique ou sédimentaire (Beaudoin, 2002).

La précipitation des minéraux à partir des fluides hydrothermaux se fait par divers processus dont 1) le mélange de fluides de composition, température différentes, 2) l'ébullition ou l'immiscibilité, 3) les échanges entre les fluides hydrothermaux avec les roches, et 4) les variations graduelles de température, de pression, de pH et d'état d'oxydoréduction.

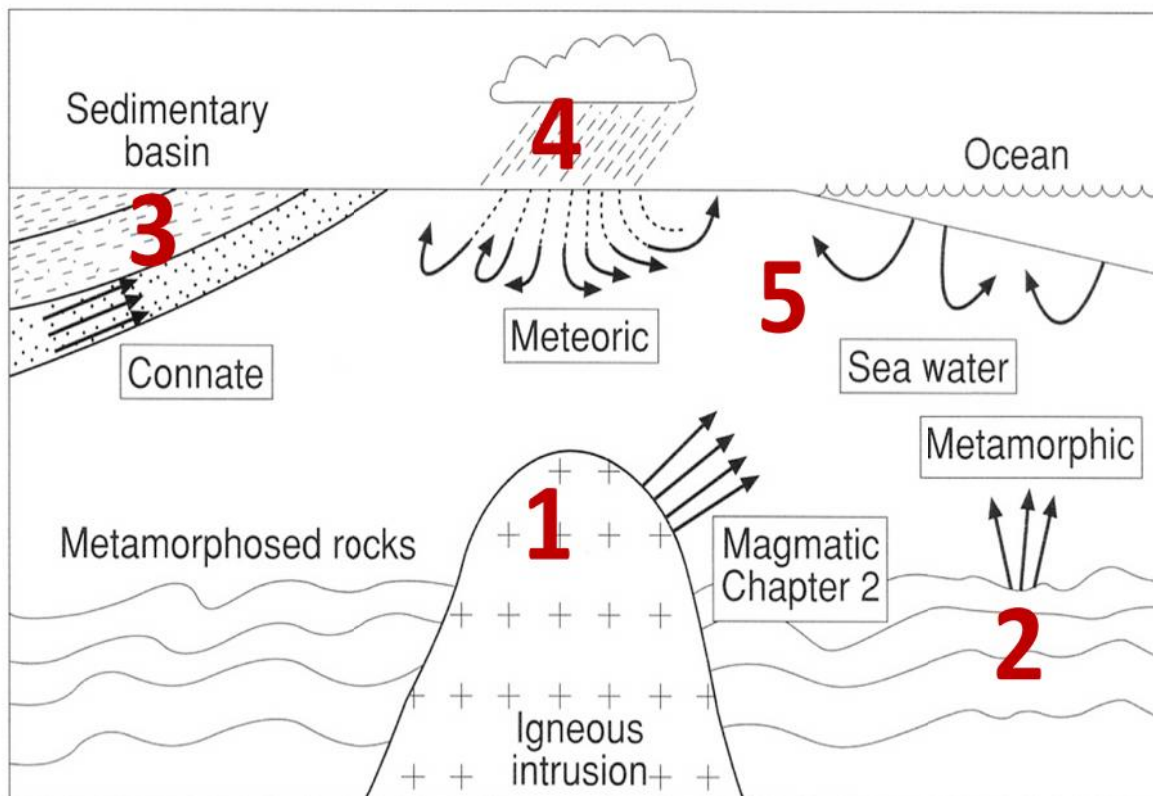


Fig. 1 Agent de transport des fluides dans la croûte (in Cathelineau et al. 2011).

Le déséquilibre chimique entre le fluide hydrothermal et la roche dans laquelle il circule cause un métasomatisme chimique de la roche qui s'appelle altération hydrothermale. La nature de l'altération hydrothermale dépend de la composition du fluide et de celle de la roche, la quantité de fluide qui circule dans un volume de roche, ainsi que des conditions physico-chimiques durant l'altération. Certaines altérations portent des noms établis, mais on peut toujours décrire une altération par l'assemblage minéral qui la caractérise.

- **Lessivage:** Nom général pour toute décoloration, blanchissement de la roche causée par l'altération hydrothermale.
- **Silicification:** Addition importante de silice (généralement sous forme de quartz) dans la roche altérée.
- **Tourmalinisation, carbonatation, pyritisation,** etc: Assemblage d'altération dominé par un minéral particulier.
- **Gossans ou chapeau de fer:** Croûte rougeâtre dominée par des oxydes ferrugineux résultat de la météorisation des sulfures. Formé dans l'ancienne nappe phréatique par l'oxydation des sulfures.

3.1. Circulation des fluides

Les systèmes hydrothermaux se concentrent dans les régions du globe où l'on observe un flux thermique important différent du flux thermique moyen local et l'existence de roches perméables ou fracturées. Les rifts, les rides océaniques, les frontières de plaques et les régions de volcanisme récent ou actuel sont des lieux privilégiés pour l'observation des manifestations hydrothermales (Équipe UVED¹, 2011).

Les systèmes hydrothermaux sont des « machines naturelles » de transfert d'énergie thermique à l'intérieur de la croûte terrestre. Le fluide caloripporteur qui permet ce transfert, c'est l'eau. Ainsi, chaque système hydrothermal est composé d'un volume de roches où les conditions de température, de pression et d'environnement chimique varient continuellement dans lequel on observe (Équipe UVED¹, 2011):

- (1) un flux de fluides hydrothermaux,
- (2) une altération géochimique des roches consécutive aux interactions fluides / roches et
- (3) des zones de formation de nouveaux minéraux, typiques des hautes températures et des flux importants. Ces trois phénomènes constituent un ensemble appelé : « activité hydrothermale »

¹ : UVED l'Université Virtuelle Environnement et Développement durable 1 : **Aquilina Luc** (Université de Rennes 1), **Bispo Antonio** (Ademe), **Bredif Hervé** (Université de Paris 1), **Burel Françoise** (CNRS-Université de Rennes 1), **Butet Alain** (Université de Rennes 1), **Dagot Christophe** (Université de Limoges), **Delettre Y.** (Université de Rennes 1), **Ernault Aude** (Université de Rennes 1), **Gascuel Didier** (Agrocampus Ouest), **Huneau Frédéric** (Université de Bordeaux 1), **Le Corre Pierre** (Université de Bretagne Occidentale), **Mémery Laurent** (Université de Bretagne Occidentale), **Nicolas Hervé** (Agrocampus Ouest), **Simon Laurent** (Université de Paris 1), **Tarits Corinne** (Université de Bretagne Occidentale), **Treguer Paul** (Université de Bretagne Occidentale), **Van Den Driessche Jean** (Université de Rennes 1), **Walter Christian** (Agrocampus Ouest).

3.1.1. Le moteur de la circulation des fluides

Dans les dernières décennies, le processus dit de « sécrétion latérale » a été évoqué comme responsable de la formation de gisement. L'idée était que la diffusion des métaux et des autres éléments le long d'un gradient thermique ou chimique pouvait entraîner la précipitation de métaux dans un domaine limité et former ainsi un corps minéralisé. Cette idée a été abandonnée lorsqu'on a démontré que les éléments ne peuvent diffuser que dans des circonstances très exceptionnelles dans des gradients chimiques comme ceux mis en jeu entre les faibles concentrations d'un élément dans une solution et sa forte concentration dans un corps minéralisé. Il est admis que la plupart des gisements ont été formés suite à la circulation de fluides hydrothermaux et, en effet, une importante circulation de fluides est nécessaire pour former un grand gisement. Une question importante est en fait la nature du processus ou du moteur qui permet la circulation du fluide (Arndt et Ganino, 2010).

Pour les gisements liés à une activité magmatique, la libération de fluides par les magmas est la principale force motrice. La convection est le principal moteur de la circulation des fluides qui forment des gisements sur le plancher océanique. Par des fractures, l'eau de mer pénètre dans la croûte où elle reçoit de la chaleur des magmas situés dans les intrusions de faible profondeur. Les fluides réchauffés, moins denses, remontent alors à la surface à travers d'autres fractures (Arndt et Ganino, 2010).

Les températures des fluides hydrothermaux, déterminées à partir de l'étude des inclusions fluides dans les minéraux du minerai et de sa gangue, vont de plus de 600 °C dans les fluides magmatiques à 50-70 °C pour les fluides qui forment les gisements de sulfures de Pb-Zn ou les minéraux uranifères dans les piles sédimentaires (Arndt et Ganino, 2010).

3.2. Source et nature des fluides

L'analyse isotopique de la molécule d'eau, l'analyse chimique et isotopique des éléments en solution (éléments majeurs et traces) ou des gaz montrent que dans le cycle de l'eau, plusieurs réservoirs peuvent être à l'origine des eaux qui alimentent les systèmes hydrothermaux ; les fluides hydrothermaux qui produisent des gisements sont souvent des saumures (liquides saturés en sels) d'origines diverses. Même si leur composition est souvent modifiée par l'interaction avec les roches traversées, en utilisant des techniques géologiques et géochimiques variées, il a été possible d'identifier les types de fluides suivants (Équipe UVED1, 2011) :

- Fluides magmatiques libérés lors des diverses phases de refroidissement et de cristallisation des magmas granitiques ;
- Eau météorique (de pluie) ;
- Eau de mer ;
- Eau interstitielle (contenue dans la porosité des roches dans les bassins sédimentaires) ;
- Fluides métamorphiques (libérés lors de réactions de déshydratation et décarbonatation dans les niveaux plus profonds de la croûte).

3.3. Les grands réservoirs de fluides de la lithosphère

L'identification des réservoirs sources de fluides au moyen de leurs signatures géochimiques est essentielle pour mieux comprendre les processus de migration des fluides, leurs interactions avec les roches traversées et les mécanismes nécessaires à la genèse des concentrations minérales. Selon leur localisation dans la croûte, les fluides ont des compositions et des origines variées (Fig.2) (Cathelineau et al. 2011).

Dans les tous premiers kilomètres de la lithosphère, les fluides dominants (**1**) sont des fluides de recharge qui percolent à partir de la surface (fluides météoriques). Ils sont relativement dilués, appartiennent au système H₂O-sels (Na dominant), avec de très faibles quantités de gaz (CO₂, CH₄). Ils sont piégés dans des conditions de pression de quelques dizaines à quelques centaines de bars et à des températures variant entre 50 et 350 °C. C'est le domaine des fluides des systèmes géothermiques actifs ou des systèmes hydrothermaux des provinces volcaniques auxquels sont associés les dépôts de métaux (Au, Ag, Cu...). Dans les niveaux superficiels, des processus d'ébullition peuvent être observés lorsque la température est élevée. L'ébullition a pour conséquence de libérer les gaz dissous dans la solution hydrothermale. Il aboutit à la précipitation des éléments restant en solution (Au, As, Sb, Ag).

Dans les bassins sédimentaires, les fluides (**4**) appartiennent au système H₂O-gaz-hydrocarbures)-sels et dérivent en partie de l'eau de mer. Na, Ca et Mg sont les ions dominants de la phase liquide. La salinité est variable, car trois types de fluides peuvent interagir : i) l'eau de mer (**3**), ii) l'eau de recharge provenant des aquifères affleurant (**1**), et iii) les eaux issues de l'évaporation de l'eau de mer (**2**) ou des eaux piégées dans des minéraux évaporitiques (gypse, anhydrite, halite, sylvite, etc.). CO₂, CH₄, (\pm N₂) et hydrocarbures trouvent leur origine dans la maturation de la matière organique présente dans les sédiments. Ces fluides sont piégés dans des

conditions de pression de l'ordre de quelques centaines de bars à des températures relativement basses (50-250 °C), (Cathelineau et al. 2011).

Les fluides hydrothermaux d'origine magmatique (5) sont issus de la séparation d'une phase fluide lors de la cristallisation de magmas. Ces fluides de moyenne à haute température (350 °C à plus de 600 °C) sont généralement enrichis en K et peuvent posséder des teneurs non négligeables en Li. Accumulés au toit des plutons leur libération s'effectue lorsque leur pression excède la pression de confinement, provoquant d'importantes fracturations, appelées stockworks une fois minéralisées. Ces gîtes comptent parmi les plus importants gisements au monde de Cu, Mo et Au (Chuquicamata au Chili, Climax aux Etats-Unis et Grasberg en Indonésie, Fig.2), (Cathelineau et al. 2011).

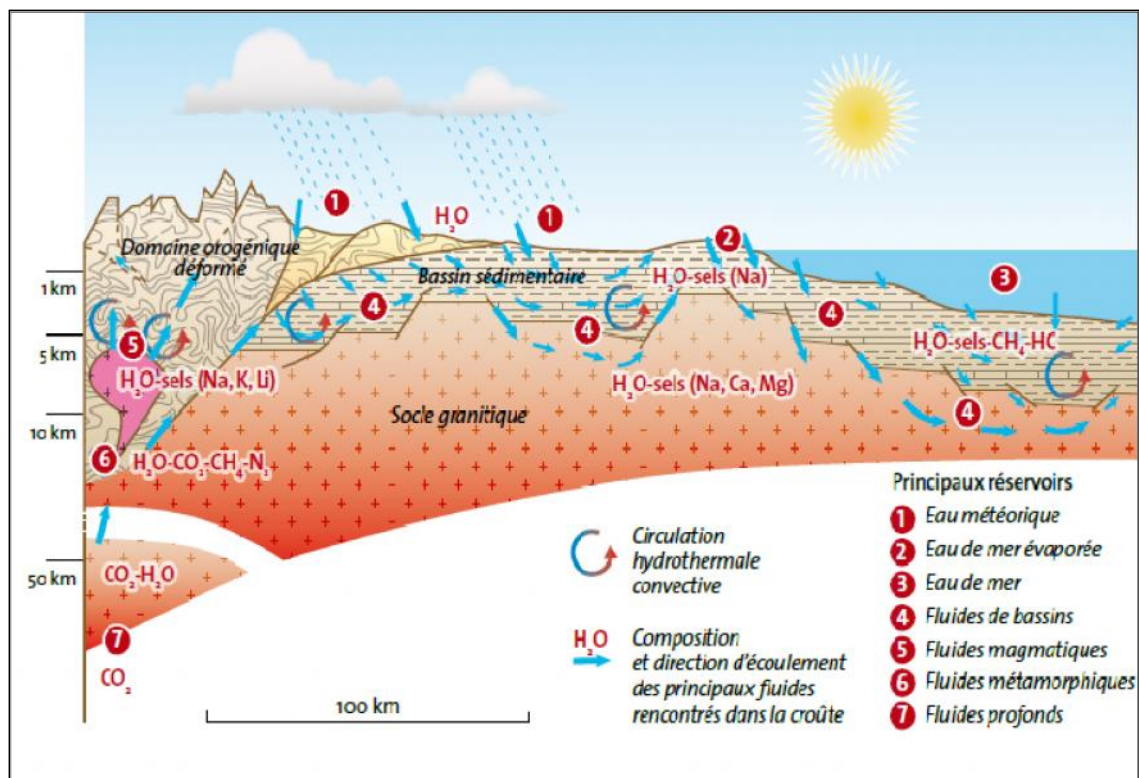


Fig. 2 Coupe présentant les principaux réservoirs fluides, les circulations des solutions hydrothermales et leurs compositions dans la croûte terrestre (in Cathelineau et al. 2011).

A plus grande profondeur (5-15 km), les fluides (6) sont généralement en équilibre avec les roches encaissantes (métamorphiques ou granitiques). Les compositions chimiques sont dominées par H₂O, CO₂, CH₄ et N₂. Les fluides sont associés au métamorphisme prograde (fluides métamorphiques où l'eau est issue de processus de déshydratation) ou rétrograde (fluides pseudo-métamorphiques, équilibrés avec leurs encaissants). Les fluides sont piégés sous des pressions de l'ordre de 2 à 5 kbars et à des températures relativement élevées (300-500 °C). Les gîtes aurifères des cratons africains, canadiens ou australiens se sont mis en place dans ces conditions le long de grandes failles crustales (Cathelineau et al. 2011).

A quelques dizaines de kilomètres de profondeur (7), des fluides de forte densité à CO₂ (± H₂O) sont observés. Dans des conditions réputées anhydres et peu favorables à la mise en place de minéralisations économiques, la présence d'eau et les rapports H₂O-CO₂ dans ces fluides font l'objet de débat (Cathelineau et al. 2011).

3.4 Les altérations hydrothermales

Les circulations de fluides dans le champ géothermique vont modifier, par des phénomènes d'interactions eau-roche, la minéralogie des réservoirs. Il existe une très large gamme de minéraux hydrothermaux reconnus dans les forages (Fabriol, 1987).

3.4.1. Paramètres contrôlant la stabilité des minéraux

Plusieurs facteurs contrôlent l'apparition et la stabilité des minéraux : la température, la pression, la composition du fluide, le type de roche réservoir et sa perméabilité, la durée de vie du système :

-La température est le facteur prépondérant, elle s'échelonne depuis la surface jusqu'à 250°C, valeur moyenne en fond de puits. Mais elle peut atteindre des valeurs beaucoup plus élevées : 360°C à 2000 m mesurés à Ibusuki au Japon ou 419°C près de Naples, Italie (Fournier, 1983).

-La pression du fluide a un rôle important car elle règle le dégazage en particulier du CO₂ qui contrôle la précipitation des carbonates. La pression du fluide dans un gisement à eau dominante dépasse rarement 200 bars au réservoir.

Pour un gisement à vapeur dominante la pression correspond à l'équilibre liquide-vapeur à la température du gisement, soit environ 39 bars à 250°C (la teneur en sels dissous et en CO₂ modifiant cette valeur). La pression lithostatique intervient dans la mesure où elle s'applique aux minéraux de la roche réservoir susceptibles d'interagir avec le fluide (Fabriol, 1987).

-La composition chimique du fluide est directement liée aux interactions eaux-roches, elle est le résultat d'équilibres successifs atteints à chaque étape au cours des circulations dues à la convection. C'est grâce au fluide que les espèces dissoutes vont pouvoir migrer à travers le champ géothermique (Fabriol, 1987).

-La perméabilité primaire contrôle étroitement les circulations de fluides et par conséquent, les échanges chimiques (Fabriol, 1987).

3.4.2. Domaines de stabilité des minéraux hydrothermaux

a) Les phyllites

Parmi cette famille de minéraux, les plus représentatifs de l'altération hydrothermale sont les minéraux des argiles et la biotite. La gamme de température qu'ils recouvrent s'étend de 0 à 350°C. L'ordre d'apparition en fonction de la température croissante est le suivant : kaolinite, montmorillonite, interstratifiés illite montmorillonite, illites, chlorites, biotite (Fabriol, 1987).

b) Les zéolites

La présence de ces minéraux dans les champs géothermiques n'est pas aussi répandue que celle des argiles, et ils sont absents de certains champs (Mexique, Philippines, Indonésie). On distingue trois domaines de stabilité en température (Rançon, 1983) :

- Les zéolites de basse température (20 à 110°C) : chabazite, levyne, phillipsite, natrolite, stilbite, Jieulandite, gismondite, mésolite et scolecite ;
- les zéolites de moyenne température (110 à 220°C) : analcime, clinoptilolite, laumontite, mordenite ;
- les zéolites de haute température (195 à 220°C) : wairakite.

c) Les feldspaths

Ces minéraux font généralement partie des constituants de la roche réservoir saine, mais ils peuvent aussi cristalliser dans les conditions d'altérations hydrothermales. Les feldspaths que l'on rencontre couramment dans ce contexte sont l'albite et l'adulaire. L'albitisation est le plus souvent le résultat d'une métasomatose sodique des plagioclases primaires de la roche mère (Fabriol, 1987).

Le domaine de stabilité de l'albite se situe entre 230 et 330°C. C'est un minéral d'altération que l'on retrouve systématiquement en profondeur à l'approche des réservoirs géothermiques (Fabriol, 1987).

d) Les minéraux hydrothermaux de la silice

La silice est présente dans tous les champs géothermiques sous différentes formes selon l'ordre suivant en fonction de la température décroissante : quartz, calcédoine, opale. Ce dernier est amorphe et les formes colloïdales qui précèdent sa précipitation ont de forte capacité d'adsorption (Fabriol, 1987).

e) Les épidotes - la préhnite - les amphiboles

Ce groupe se compose de la clinozoisite, l'épidote, la zoïsite et la piémontite. Le domaine de stabilité en température se situe entre 230 et 350°C. La présence simultanée d'albite et d'épidote dans la roche altérée est indicatrice de hautes températures. Parmi les minéraux correspondant à une altération hydrothermale de haute température, nous citerons aussi la préhnite (210 à 335°C) et les amphiboles actinote et trémolite (de 265 à 350°C), (Fabriol, 1987).

4. Les isotopes et les interactions fluide-roche

La nucléosynthèse élémentaire prend appui sur quatre mécanismes fondamentaux : la fusion nucléaire, l'addition neutronique, l'addition protonique et la spallation (e.g. Birck, 2004). L'ensemble de ces réactions est à l'origine de l'apparition d'isotopes. De fait, l'isotope i d'un élément E noté iE représente une configuration nucléaire spécifique (assemblage de protons, neutrons et électrons) qui ne se distingue des autres isotopes de E , s'ils existent, que par son nombre de neutrons. Pour tout élément E multi-isotopique, chaque isotope correspond donc à une «nuance» de E , dont seules les masses diffèrent (Zambardi, 2011).

4.1. Qu'est-ce qu'un isotope ?

La matière est constituée d'atomes. Dans chaque atome, un noyau central formé de protons et de neutrons est entouré par un nuage d'électrons. Chaque atome X est caractérisé par 2 nombres Z et A (Skinner, 1997).

Les propriétés chimiques d'un atome sont déterminées par la structure de son nuage électronique. En effet, les liaisons chimiques sont créées par les électrons qui peuvent être mis en commun entre les atomes. Ainsi, des atomes ayant le même numéro atomique Z sont chimiquement indiscernables et ils sont constitutifs du même élément chimique. Des atomes d'un même élément chimique possédant des masses atomiques A différentes sont appelés « isotopes » (du grec « iso » pour « même » et « topos » pour « lieu » car ils se placent au même endroit dans la table de Mendeleïev. Les isotopes diffèrent par leur nombre de neutrons ($A-Z$). Le nombre d'isotopes d'un même élément chimique est variable (Skinner, 1997).

4.2. Les isotopes Stables et instables

La plupart des éléments chimiques possèdent un ou plusieurs isotopes stables, c'est à dire qu'ils ne subissent pas de transformation spontanée. A l'inverse, certains noyaux atomiques présentent une structure instable qui tend à se désintégrer en émettant quatre types possibles de rayonnements radioactifs : α (émission d'un noyau d'hélium), β^+ (émission de positron et neutrino), β^- (émission d'électron et antineutrino) et γ (émission de photon). Un isotope radioactif peut subir une ou plusieurs transformations successives suivant une chaîne de désintégration, jusqu'à produire enfin un isotope radiogénique stable. C'est par exemple le cas du ^{14}C , isotope instable du carbone qui se désintègre pour donner de l'azote ^{14}N stable. Les éléments radioactifs se caractérisent par leur période de désintégration (T) qui peut varier de la milliseconde au milliard d'années. Certains éléments possédant des isotopes radioactifs (e.g. C, Rb, Sm ou U) sont ainsi couramment utilisés comme géochronomètres en géosciences (Zambardi, 2011).

Certains isotopes naturels sont stables. D'autres au contraire sont instables et radioactifs et donnent naissance à des isotopes radiogéniques. C'est ainsi qu'un isotope père (P) radioactif se désintègre en un isotope fils (F) radiogénique (Vidal, 1998).

Les isotopes stables ne permettent pas de dater des événements, en revanche, ils vont permettre d'identifier des processus physico-chimiques et de caractériser des sources ayant une signature isotopique spécifique (Brazier & Guinamant, 1993). Les isotopes stables sont des éléments légers comme C, H, O, N et S et constitue la base de la géochimie isotopique (e.g. Hoefs, 1987). Leur intérêt permet de connaître leurs sources dans les roches, les minéraux et les fluides et de contraindre les cycles géochimiques des volatils. Par exemple, la mesure des abondances relatives d'isotopes comme ceux de l'hydrogène ou l'oxygène dans des solutions hydrothermales à partir d'étude d'inclusions fluides nous ont apporté des informations importantes sur la source du fluide à l'origine des gisements. Cependant les incertitudes sur l'interprétation des données posent problème du fait par exemple des réactions entre l'eau et les roches qui peuvent être partielles ou totales, mais aussi des sources différentes du fluide (Skinner, 1997).

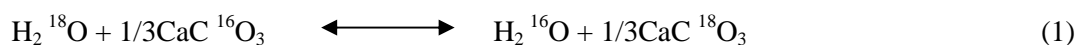
4.3. Processus du fractionnement isotopique

Chaque isotope est animé d'un mouvement de vibration, donc d'une aptitude au déplacement dont la fréquence est fonction inverse de la masse ; par conséquent les molécules lourdes réagissent moins vite que les légères au cours d'une réaction chimique. Aussi des fractionnements isotopiques se produisent-ils au cours : 1) de réactions d'échange isotopique, 2) de processus physico-chimiques géochimie isotopique- d'ordre cinétique comme la diffusion, ou 3) de changement d'état (absorption-désorption, évaporation-condensation et fusion-cristallisation) (Vidal, 1998).

Nous avons volontairement omis les différents aspects du fractionnement isotopique si ce n'est que de mentionner directement les processus de fractionnement qui interfèrent dans les interactions fluide-roche.

4.3.1. Réactions d'échange isotopique

Ces réactions sont dues à l'établissement de l'équilibre thermodynamique pour les différents isotopes entre les espèces moléculaires en présence. Comme les réactions chimiques (Vidal, 1998) sont régies par la loi d'action de masse, qui s'écrit par exemple dans le cas de l'équilibre (Vidal, 1998).



Et la constant **K** :

$$K = \frac{[\text{H}_2^{16}\text{O}][\text{CaC}^{18}\text{O}_3]^{1/3}}{[\text{H}_2^{18}\text{O}][\text{CaC}^{16}\text{O}_3]^{1/3}} = \frac{\frac{\text{CaC}^{18}\text{O}_3}{\text{CaC}^{16}\text{O}_3}}{\frac{\text{H}_2^{18}\text{O}}{\text{H}_2^{16}\text{O}}} \quad (2)$$

K est fonction de la température: pour les températures inférieures aux conditions ambiantes, elle est proche de 1/T, ce qui signifie qu'en s'approchant du zéro absolu, la séparation isotopique devient totale (in Vidal, 1998). En revanche, pour les hautes températures, $\ln K \approx 1/T^2$, et le fractionnement isotopique tend vers zéro. Par ailleurs α et **K** sont liés par la relation (in Vidal, 1998) :

$$\alpha = k^{1/n} \quad (3)$$

En général, les équations sont écrites avec un seul atome échangé si bien que: **K** = α

4.3.2. Effets cinétiques

Les effets cinétiques tiennent aux plus grandes vitesses de réaction des molécules « légères », qui conduisent donc généralement à des produits de réaction enrichis en isotopes légers. La diffusion à l'état gazeux, mais aussi liquide et solide, est une autre voie pour produire un fractionnement isotopique, les isotopes légers diffusant évidemment plus vite que les lourds (Vidal, 1998).

4.3.3. Changements d'état

Les changements d'état peuvent produire un fractionnement isotopique. C'est le cas particulier du passage liquide-vapeur, où la tension de vapeur des isotopes légers est supérieure à celle des isotopes lourds. L'équation de Rayleigh s'écrit dans le cas de la condensation (in Vidal, 1998).

$$\frac{R}{R_0} = F^{(-1)} \quad (4)$$

Où R est le rapport isotopique de la vapeur restante, R_0 celui de la vapeur avant que la condensation ne commence, f la fraction de vapeur résiduelle, et α le facteur de fractionnement isotopique (égal à R_l / R_v , où l = liquide, v = vapeur).

Si R_0 est le rapport du liquide avant le début de l'évaporation, il vient : (in Vidal P. 1998)

$$\frac{R}{R_0} = F^{(\alpha-1)} \quad (5)$$

4.4. Interactions eau-roche

L'échange isotopique entre l'eau souterraine et les minéraux est lent, à température normale, pour les eaux non thermales. Les réactions hétérogènes entre l'eau et les minéraux, avec des cinétiques complexes, sont généralement irréversibles à basse température. C'est pourquoi, les eaux souterraines froides atteignent rarement l'équilibre chimique ou isotopique avec les minéraux de l'aquifère. Il y a cependant des exceptions. La réaction entre l'eau, le CO_2 et la calcite en est une. On peut citer d'autres exemples comme l'oxydation de corps organiques tels que la tourbe, et des processus métaboliques micro biologiques qui ne changent pas seulement la composition chimique et les états d'oxydation des principaux nutriments (O_2 , C et S), mais s'accompagnent aussi de larges modifications de la composition isotopique (fractionnement isotopique).

La composition chimique et isotopique des eaux souterraines reflète la composition minéralogique des roches de l'aquifère et peut être utilisée pour localiser les aires de recharge, l'origine des eaux souterraines (météorique, marine, fossile, magmatique et métamorphique) et des différents composés chimiques (par ex. carbonate, sulfate, nitrate et ammonium). Les compositions chimiques de l'eau peuvent aussi donner des informations sur les processus d'interaction eau-roche et microbiens. Trois processus majeurs s'accompagnent d'un fractionnement isotopique de la molécule d'eau et des composés dissous dans les systèmes hydrogéologique à l'échelle de temps de la percolation des eaux souterraines (Duchesne, 2014).

(1) évaporation et condensation qui produisent un fractionnement de $^2H/^1H$ et $^{18}O/^{16}O$ entre la vapeur et l'eau liquide;

(2) réactions chimiques entre le CO₂ gazeux, les espèces carbonatées dissoutes et les minéraux carbonatés précipités, produisant le fractionnement de ¹³C/¹²C, et ¹⁴C/¹²C.

(3) processus métaboliques micro biologiques comme la désulfuration, la dénitrification et la nitrification, conduisant au fractionnement de ¹⁵N/¹⁴N, ³⁴S/³²S et ¹⁸O des anions, entre la solution et la matière organique. Dans les systèmes géothermiques, un échange isotopique significatif pour l'hydrogène et l'oxygène intervient entre l'eau et la roche, du fait d'un effet filtre à travers les couches d'argile semi perméable, ainsi que de l'hydratation ou la déshydratation des minéraux secondaires. Du fait d'un échange isotopique lent entre l'eau souterraine froide et le réservoir, les eaux souterraines d'origine différente peuvent conserver leur composition isotopique au cours des temps géologiques.

C'est pourquoi, il est possible d'estimer les mélanges d'eaux souterraines différentes et l'origine des composés dissous, en utilisant ²H, ¹⁸O, ³⁴S et le rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ainsi que les ions conservatifs tels que le chlorure ou le bromure. Dans le cas d'un mélange à plus de trois composants il peut être difficile de déterminer les compositions chimique et isotopique des pôles correspondants. Dans la zone non saturée plusieurs processus peuvent guider l'évolution qualitative de l'eau interstitielle (Duchesne, 2014).

Chapitre III

*Interactions entre les fluides
et les roches magmatiques et
métamorphiques*

1. Introduction

Nous allons examiner dans ce chapitre les réactions de transformations isotopiques et minéralogiques qui accompagnent l'interaction fluide hydrothermale avec les roches magmatiques et métamorphiques.

2. Le contexte géologique de l'interaction fluide-roche et transfert

Les interactions fluide-roche et les circulations fluides sont reconnues comme les moteurs principaux de la mobilisation et du transport de matière. Les chemins de transfert (pores, fissures, fractures, zone de cisaillement) jouent un rôle primordial puisqu'ils conditionnent largement la distance et la vitesse de transport ainsi que l'évolution de la composition des fluides au cours du cheminement, ils peuvent aussi donner lieu à la formation de minéralisations économiquement exploitables (Degiorgi, 2008).

Pour produire des modèles prédictifs sur les transferts de matière, qu'ils soient profonds ou de surfaces il apparaît nécessaire :

- de définir une échelle spatiale et temporelle adéquate,
- de caractériser l'état initial et d'identifier les paramètres de stabilité du système,
- de caractériser les mécanismes mis en jeu (dissolution, précipitation, transport par diffusion ou advection),
- de contraindre les facteurs physico-chimiques (pression, température, activité, perméabilité) contrôlant les interactions eau-roche et les flux de matière,
- de déterminer l'influence de ces transferts sur les propriétés physiques des roches et sur la rhéologie de la croûte (océanique et ou continentale).

Il est possible d'étudier à différentes échelles temporelles et spatiales des objets naturelles partir d'approches variées (structurale, chimique, isotopique et minéralogique) en combinant les données expérimentales afin d'étayer des modèles thermodynamiques des réactions mises en jeu (Degiorgi, 2008).

2.1. Les discontinuités crustales (failles et zones de cisaillement)

L'étude des transferts de matière se concentre essentiellement dans les discontinuités tel que les zones de cisaillement et les failles qui appartiennent à des niveaux structuraux différents : depuis la croûte inférieure jusqu'à la surface. L'interprétation de ces transferts de matière permet de prédire dans quelles mesures les discontinuités en surface affectent la redistribution spatiale des substances (Degiorgi, 2008).

Des modèles thermodynamiques sont utilisées pour expliquer les relations de phases de systèmes soumis à des circulations fluides et transferts de matière. A titre d'exemple, les zones de cisaillement peuvent être perçues comme des systèmes thermodynamiques hétérogènes ouverts (Degiorgi, 2008).

Le comportement rhéologique de la croûte continentale sous l'action de contraintes tectoniques dépend très fortement des processus de localisation de la déformation. Or, les interactions fluide-roche et les réactions métamorphiques sont des facteurs localisant de la déformation. Ainsi, ces derniers ont pour but de préciser la nature et le rôle des réactions métamorphiques sur ces processus pour différentes conditions de pression et température (Degiorgi, 2008).

2.2. Les réservoirs : évolution diagénétique, circulation de fluides et propriétés physiques

Les propriétés de réservoir des roches sédimentaires comprennent à la fois leurs structures de porosité et leurs propriétés de transfert. Les structures de porosité (type et taille de pore, position des pores par rapport aux phases minérales, connectivité, porosité totale...) et les propriétés de transfert qui en résultent, dépendent de paramètres tels que la disposition géométrique des grains, leur taille, leur classement, ou encore leur composition minéralogique qui traduisent l'environnement de dépôt (héritage sédimentaire). Ces propriétés de réservoir sont modifiées par la transformation diagénétique (diagenèse précoce, diagenèse d'enfouissement) et les circulations de fluides (fluides de bassin ou fluides de socle) liées parfois à l'activité anthropique. Leur étude trouve une application dans le domaine de la recherche pétrolière mais également dans le stockage de déchets et la protection des aquifères (Fig. 3), (Degiorgi, 2008).

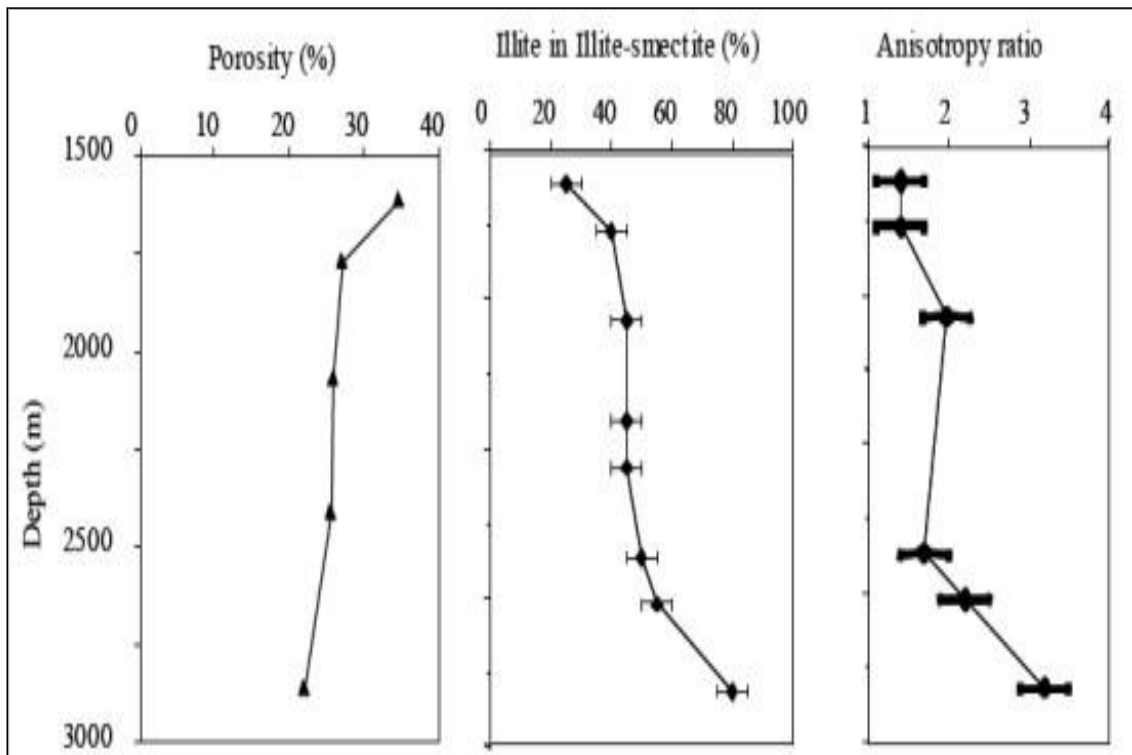


Fig. 3 Diminution de la porosité avec la profondeur, conséquence de l'augmentation du pourcentage d'illite dans les interstratifiés illite-smectite et du taux d'anisotropie microscopique (sédiments du Golfe du Mexique), (Degiorgi, 2008).

2.3. Minéralisations et circulations de fluides à travers des interfaces

Les minéralisations liées aux circulations de fluides et aux interactions fluide-roche constituent des pièges préférentiels pour les éléments métalliques. Ces minéralisations se forment préférentiellement aux interfaces entre des réservoirs géochimiquement contrastés. L'intérêt d'étudier ces minéralisations peut être économique (concentrations en éléments métalliques exploitables) mais est également environnemental car les minéraux formés dans ces contextes constituent de bons analogues naturels pour étudier la relation entre la spéciation, et la capacité de rétention des éléments traces dans l'environnement (Degiorgi, 2008).

2.3.1 Intérêt des échanges chimiques :

La quantification des transferts chimiques entre deux réservoirs chimiquement contrastés s'effectue à partir d'outils chimiques et isotopiques et permet d'appréhender les modifications de volume et la mobilité quantitative des éléments au cours des processus de transfert. L'analyse du comportement des isotopes stables au travers des interfaces renseigne sur le comportement des circulations fluides et les mécanismes de transport impliqués (diffusion/advection). La combinaison de ces différentes approches analytiques permet de définir la taille et la géométrie des systèmes et leur comportement global : systèmes ouverts – systèmes fermés (Fig. 4), (Degiorgi, 2008).

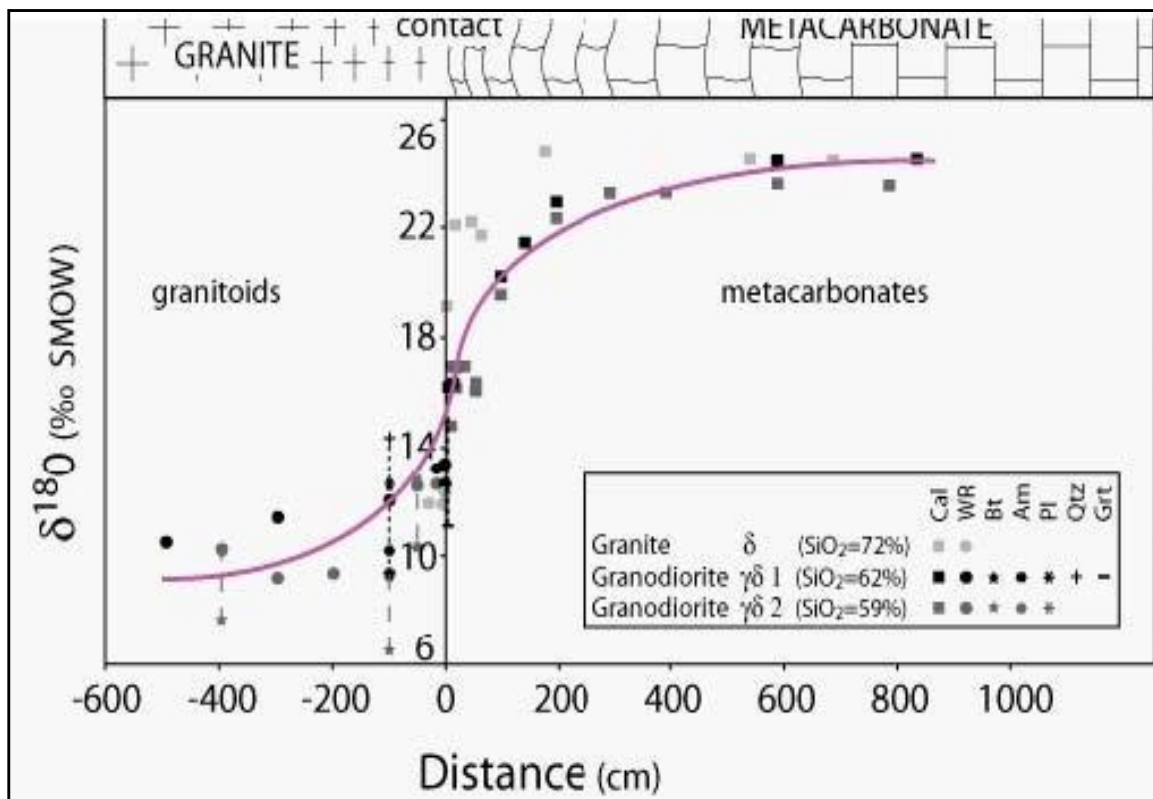


Fig. 4 Quantification des transferts chimiques entre deux réservoirs à géochimie contrastée exemple d'un granite et de son encaissant carbonaté (Ariège) (in Degiorgi, 2008).

3. Les phénomènes liés à l'interaction fluide -roches magmatique et métamorphique

Les phénomènes qui se produisent sur les roches ignées et les roches métamorphiques lors de l'interaction avec les fluides sont la contamination par les roches crustales et les échanges post solidus avec les fluides hydrothermaux (Allègre, 2004).

3.1. Les phénomènes de contamination

Ces phénomènes sont classés en deux types: ceux qui concernent un mélange au niveau de la source des magmas dans lequel une fusion a affecté à la fois des roches métamorphiques acides et basiques; ceux qui concernent une contamination lors de la mise en place du magma. Ce dernier processus, appelé assimilation, obéit à un mécanisme déjà expliqué par Bowen vers 1925. La cristallisation des minéraux dans une chambre magmatique libère de la chaleur latente de cristallisation. Cette chaleur latente fait fondre les roches des bordures de la chambre magmatique ce qui entraîne leur assimilation (Allègre, 2004).

3.2. Les interactions fluide-roches

Hugh Taylor du California Institute of Technology et ses élèves en **1990** ont constaté en étudiant divers massifs de roches granitiques ou de dépôts minéraux hydrothermaux que les compositions isotopiques en $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ avaient été perturbées après leur cristallisation initiales, et ce, par des échanges eau-roches. On a donc tiré directement profit de la calibrations faites sur les fractionnements eaux minéraux (Allègre, 2004).

Alors que les $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux et des roches d'origine profonde sont généralement positifs (entre +5 et +8), **Hugh Taylor** a constaté que ces roches avaient des $\delta^{18}\text{O}$ négatifs de - 6 à -7. Dans ces mêmes cas, les fractionnements relatifs tels qu'on peut les observer, comme le fractionnement quartz-feldspath potassique, étaient inverses démontrés par Craig 1961 sur les eaux profondes et a postulé qu'au lieu d'observer les eaux, il observait les roches avec lesquelles les eaux avaient échangé isotopiquement. A partir de là, il a pu montrer que la mise en place des plutons granitiques, notamment ceux à qui des gisements minéraux étaient associés, se réalisait avec une intense circulation de fluides dans les roches avoisinantes.

Ainsi, l'existence de ces fluides était connue car ils sont à l'origine des filons d'aplite, de pegmatite, de quartz, et ils sont aussi la cause de certaines minéralisations autour des granites, mais on n'en mesurait pas toute l'importance. Cette circulation peut se produire soit en milieu fermé soit en milieu ouvert. Dans ce dernier cas, de l'eau est ajoutée et perdue continuellement (Allègre, 2004).

4. Les réactions de l'interaction fluide-roche

L'étude des réactions de l'interaction fluide-roche a pour but de comprendre d'une part de déduire les environnements passés, d'autre part de caractériser la nature des réactions ayant lieu et l'évolution du milieu, puis de quantifier les transferts de matière associés

4.1. Les réactions isotopiques

Un petit nombre de concepts importants sont nécessaires :

1. L'acidité est la teneur en protons $[H^+]$ de la solution. La forme exacte, H^+ ou H_3O^+ , sous laquelle ces protons sont présents n'a que peu d'importance. On définit une échelle d'acidité par le potentiel de protons pH de la solution, tel que $pH = -\log [H_3O^+]$. L'eau pure a un pH de 7. Un pH plus faible indique une solution acide et un pH plus fort une solution basique (Albarède, 2001).

2. La dissociation des acides et des bases conditionne le comportement des ions. Un acide est une molécule donneuse de protons. Un acide fort, tel que HCl, ou une base forte, telle que NaOH, se dissocient totalement pour produire des ions Cl^- et Na^+ qui se comporteront donc essentiellement comme des espèces inertes qui n'interviennent que par leur charge. Les acides plus faibles se dissocieront partiellement en lâchant un, deux protons ou même plus. Ainsi, l'acide carbonique H_2CO_3 se dissocie en ion hydrogénocarbonate H_2CO_3 puis en ion carbonate CO_3^{2-} par perte d'un, puis de deux protons (Albarède, 2001).

3. La complexation des ions est l'association d'ions de charge différente. Dans l'océan, l'ion cuivre Cu^{2+} peut être enveloppé par différents anions OH^- , HCO_3^- , Cl^- , pour former différentes espèces du cuivre, mais aussi par les acides humiques issus du sol. On peut en ce sens considérer H_2CO_3 et HCO_3^- comme des complexes carbonates du proton (Albarède, 2001).

4. Les réactions d'oxydoréduction concernent l'échange d'électrons. Un réducteur cède des électrons à un oxydant. L'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} est un résultat commun de l'acceptation d'électrons par les atomes d'oxygène. L'oxydation du carbone organique (charbon, pétrole) par l'oxygène atmosphérique est un des processus producteurs d'énergie les plus utilisés par l'homme mais elle se produit aussi de façon naturelle lors de l'érosion de sédiments riches en carbone détritique (Albarède, 2001) :



5. Les gaz atmosphériques sont très peu solubles dans l'eau, à l'exception du CO_2 (Albarède, 2001).

6. La solubilité des solides qui précipitent à partir des solutions, comme par exemple la précipitation des carbonates (Albarède, 2001) :



7. La condition de neutralité électrique. Elle s'écrit normalement en calculant le bilan des charges des espèces totalement dissociées Alk que l'on appelle alcalinité (ou réserve alcaline, à ne pas confondre avec la basicité) (Albarède, 2001) :

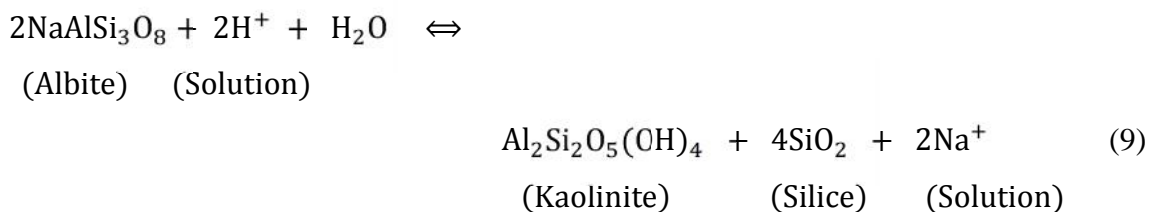
$$\begin{aligned} \text{Alk} = & [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + 2[\text{Ca}^{2+}] + 2[\text{Mg}^{2+}] + \dots \\ & - [\text{Cl}^-] - [\text{NO}_3^-] - 2[\text{SO}_4^{2-}] - \dots \end{aligned} \quad (8)$$

Si le pH d'une solution peut varier en fonction de la température ou de la pression de CO_2 , l'alcalinité est immuable. C'est une propriété dite conservative, au même titre que la concentration de $[\text{Na}^+]$ ou de $[\text{Cl}^-]$, mais à la différence des carbonates. La somme $[\text{OH}^-] - [\text{H}^+]$, appelée alcalinité caustique, est normalement négligeable par rapport à l'alcalinité des carbonates $[\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$ (Albarède, 2001).

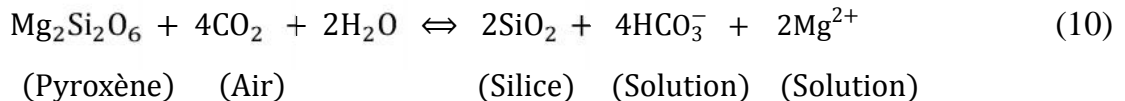
8. Toutes les constantes thermodynamiques dépendent de la température et à un moindre degré de la pression (Albarède, 2001).

4.1.1. Les réactions eau-roche

L'effet de l'eau sur les minéraux des roches ignées ou métamorphiques est la mise en solution des cations les plus solubles avec pour effet la production de minéraux argileux résiduels. Les réactions qui contrôlent l'interaction entre la lithosphère et l'hydrosphère sont essentiellement des réactions d'échange de protons et de cations comme (Albarède, 2001):



Ou des réactions de consommation de CO₂ par dissolution des silicates (Albarède, 2001) comme :



Les échanges de protons sont très sensibles au pH des solutions, puisque, en tenant compte d'une concentration unité des solides, la loi d'action de masse, par exemple pour la réaction (9) équivaut à un rapport $[\text{Na}^+] / [\text{H}^+]$ constant dans la solution. Une pluie acide chargée en acide sulfurique par l'oxydation des composés sulfures d'altitude ou une eau phréatique chargée en acides humiques seront agressives vis-à-vis des roches car leurs protons seront capables de déplacer les ions Na^+ , Ca^{2+} ou autres des minéraux. Les réactions de consommation du CO₂ ne sont pas fondamentalement différentes des précédentes, mais montrent l'imbrication de l'érosion, du cycle du carbone, notamment des carbonates marins et de la pression du CO₂ atmosphérique, et donc, au travers de l'effet de serre, du climat. Ces réactions sont toutes deux créatrices d'alcalinité. Elles dépendent fortement de la température (Albarède, 2001).

4.1.2. Exclusion-adsorption des anions: absorption physique

Les anions et autres solutés ne se déplacent pas dans les sols de la même façon que l'eau du fait de l'interaction entre les charges ioniques et les charges que l'on trouve à la surface des minéraux argileux (et de la matière organique) qui constituent le sol ou le réservoir. Les charges trouvées sur différents minéraux sont très variables. Très souvent elles peuvent dépendre du pH, ainsi que de la concentration et des constituants de la solution du sol. Dans le sol, des charges positives et négatives peuvent exister à différents endroits du même minéral aussi bien qu'entre différents minéraux (Duchesne, 2014).

Généralement, les minéraux argileux présentent une charge négative, excluant de manière effective les anions de la proximité de la surface minérale. Le volume d'exclusion dépend à la fois de la composition de l'eau et de la concentration de la solution du sol. Les anions sont expulsés de la matrice au niveau de la porosité principale tandis que les cations sont absorbés. Ce phénomène peut provoquer un retard sur les courbes de restitution entre les traceurs anionique ou isotopique. (Duchesne, 2014).

Une adsorption significative des anions peut aussi se rencontrer dans les sols comportant des surfaces en oxydes hydratés. Les principaux composés concernés sont les oxydes d'aluminium et de fer (y compris les hydroxydes et oxyhydroxydes) ainsi que les bordures des couches silicatées. Les charges de surface de ces minéraux dépendent du pH des solutions du sol. Une charge positive augmente quand le pH diminue. La kaolinite est un minéral qui se comporte ainsi. L'adsorption des anions cause un retard de ces derniers par rapport au mouvement de l'eau. Ceci peut aussi avoir un effet sur les isotopes de l'environnement (Duchesne, 2014).

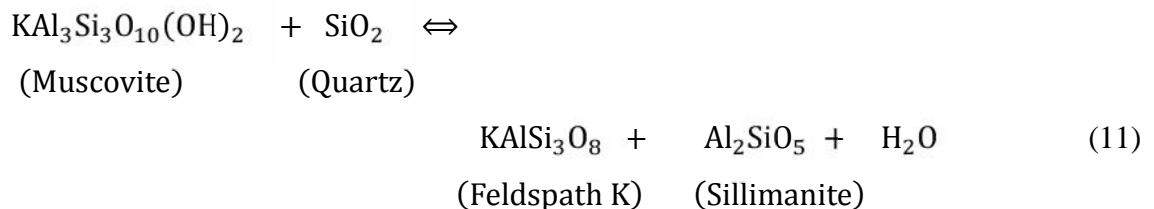
4.2. Les réactions chimiques et minéralogiques

La consolidation des boues marines en sédiment se fait grâce aux réactions *de la diagénèse précoce*. Ces sédiments ainsi que les autres roches qui en forment le soubassement peuvent être affectées par des percolations d'eau chaude plus ou moins minéralisées et acides. Il s'agit de *l'hydrothermalisme*. Lorsque les roches sont entraînées en profondeur par la subduction et sont ainsi réchauffées et déshydratées, elles se transforment en produisant une grande variété de minéralogies différentes. On parle alors de métamorphisme.

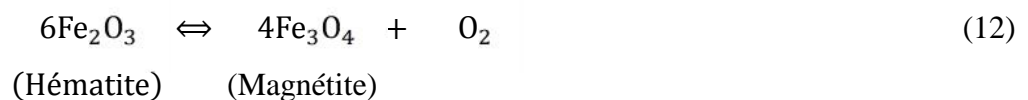
Une partie de ces processus thermiques concernent la transformation de la matière organique dont les produits ultimes sont les combustibles fossiles tels que le gaz naturel, le pétrole et le charbon (Albarède, 2001).

Les questions géochimiques principales que posent ces processus sont l'identification de la nature de la roche avant sa transformation, des conditions physiques (température et pression) de cette transformation, de la nature et de l'intensité des échanges entre les roches transformées et les solutions interstitielles (Albarède, 2001).

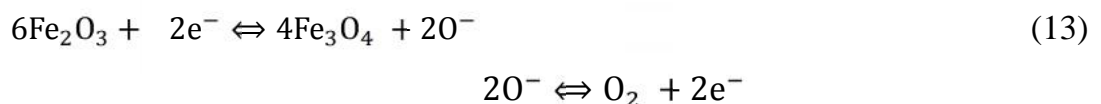
Les transformations sont donc souvent contrôlées par la pression d'eau. Prenons l'exemple de l'importante réaction de disparition du mica blanc muscovite dans les gneiss et les schistes qui caractérisent l'entrée des roches métamorphiques dans le facies granulite (Albarède, 2001):



Le comportement de l'oxygène est particulièrement important. La réaction d'oxydoréduction entre deux types d'oxydes fréquents dans les roches ignées et métamorphiques (Albarède, 2001):



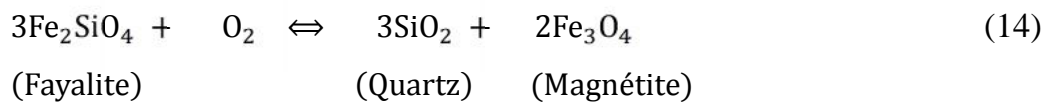
Est équivalente à la somme des deux demi-réactions (Albarède, 2001) :



Ceci montre que l'oxydoréduction n'est qu'un « commerce » d'électrons entre des accepteurs (oxydants tels que l'oxygène) et des donneurs (réducteurs tels que Fe^{2+}). Il n'ya, par exemple, rien d'incorrect à considérer le fer ferreux Fe^{2+} comme un complexe du fer ferrique Fe^{3+} avec un électron.

Comme les roches sont, dans leur vaste majorité, très isolantes vis-à-vis de la conduction de l'électricité, les électrons doivent être impérativement conservés au cours des transformations minéralogiques et des changements de phase et il ne faut certes pas compter sur le flou d'une quelconque 'fugacité' d'oxygène pour tricher avec la comptabilité : toute réaction de réduction, c'est-à-dire tout gain d'électrons par une espèce, doit être compensé par une perte d'électrons par une autre espèce. Selon Albarède, il est incorrect d'avoir un excès ou un déficit local d'électrons et les espèces qui comportent plus d'un état d'oxydation (surtout Fe et S) doivent avoir des échanges d'électron équilibrés.

La fugacité de l'oxygène dans de nombreuses roches naturelles se distribue autour du fameux tampon QFM (quartz-fayalite-magnétite) :



Cela ne signale nullement que ces minéraux sont présents dans les roches mais que le bilan électronique des minéraux présents est en moyenne proche de celui de ce tampon.

4.2.1. L'hydrothermalisme

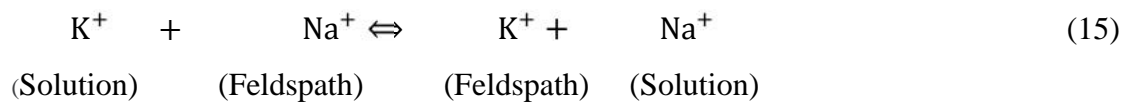
On réserve à ce terme l'ensemble des réactions à température moyenne, typiquement de 100 à 500 °C, entre des solutions aqueuses et les roches dans lesquelles elles circulent. Il s'agit en grande partie, mais pas exclusivement, de réactions d'hydratation.

Ce processus est à l'origine des sources thermales familières aux curistes et de minéralisations sources de nombreux métaux d'importance économique. Parce que l'eau bout à 100 °C à la pression ambiante, les solutions hydrothermales observées à la surface des continents ne sont pas ce qu'elles étaient au contact des roches profondes. Elles sont le produit d'une intense ébullition subie lors de leur remontée vers la surface. Une exception est constituée par les eaux des fameux fumeurs noirs des rides médio-océaniques, véritables sources sous-marines dont la température d'émergence peut atteindre 400°C grâce à la forte pression d'eau qui règne au fond des océans (200 à 450 atmosphères).

Des solutions de haute température sont également piégées dans certains minéraux comme le quartz sous forme d'inclusions fluides (Albarède, 2001). La logique des réactions hydrothermales réside dans la combinaison des échanges de cations entre la roche et la solution et du principe de neutralité électrique.

Une solution acide (riche en H^+) déplace les cations plus facilement qu'une solution basique. Ce phénomène dépend très fortement de la température. Par ailleurs, la somme des cations doit rester égale à la somme des anions qui sont très souvent dominés par l'un d'entre eux, généralement le chlore Cl^- , anion inerte peu impliqué dans les réactions et dont la concentration reste pratiquement constante. La chimie de la solution et donc sa capacité à modifier celle de la roche dépendent étroitement de l'ensemble des propriétés thermodynamiques des réactions d'échange et de la température (Albarède, 2001).

On utilise fréquemment l'analyse de ces équilibres eau-roche pour la thermométrie des réactions hydrothermales, notamment le fractionnement K/Na induit par la réaction d'échange entre feldspath et solution (Albarède, 2001):



Les teneurs en sodium et potassium d'une solution hydrothermale permettent de déduire une température d'équilibre avec le feldspath. Les solutions peuvent aussi dissoudre les minéraux sans qu'il y ait de produit de réaction: c'est notamment le cas de la silice dont on utilise également la teneur dans les eaux thermales comme thermomètre (Albarède, 2001).

En supposant que la silice est en excès, ce qui est le cas de la plupart des terrains continentaux, la mesure des teneurs en silice des eaux thermales donne, grâce à, la température d'équilibration des solutions avec les roches profondes (Fig. 5), (Albarède, 2001).

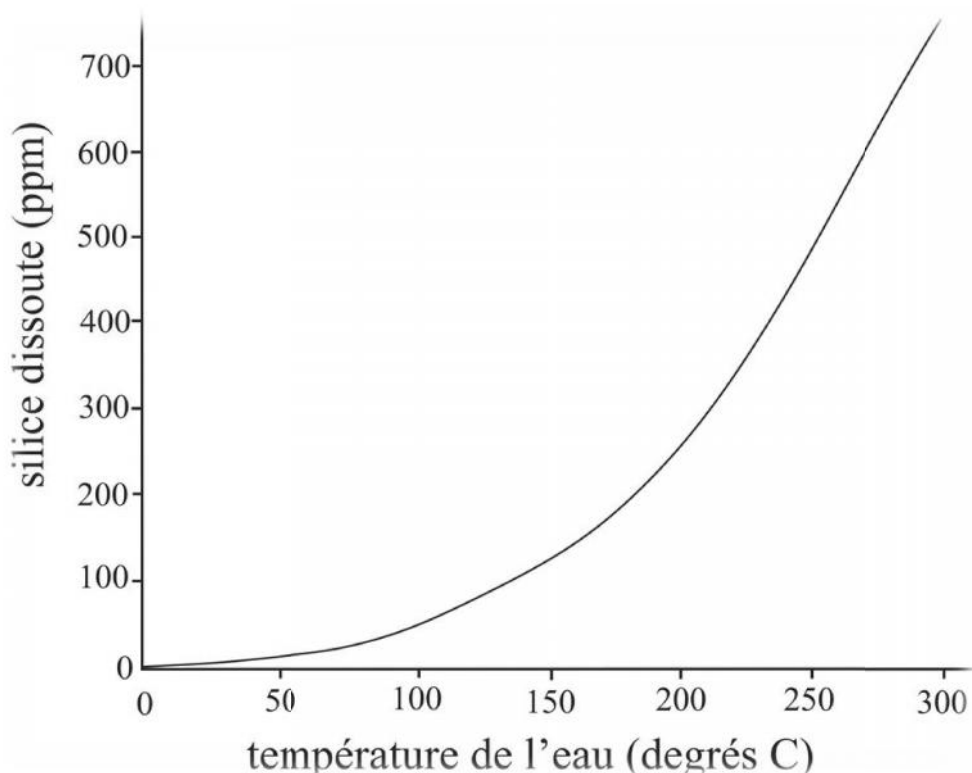


Fig. 5 Solubilité de la silice dans l'eau. La teneur en silice peut être utilisée comme un thermomètre d'équilibration en profondeur des eaux thermales jusqu'à des températures d'environ 220°C. Au-dessus, La silice amorphe précipite lors de la remontée (Albarède, 2001).

Les relations eau-roche laissent une profonde trace dans les compositions isotopiques des systèmes géothermiques périmagmatiques. Les eaux de pluie étant fortement appauvries en isotope lourd de l'oxygène et de l'hydrogène par rapport aux roches, les ^{18}O et D des systèmes magmatiques (notamment granitiques) qui sont à l'origine des systèmes géothermiques tels que celui de Larderello en Italie ou des Geysers de Californie sont généralement bien plus faibles que ceux des roches de départ. Ceci traduit une circulation des eaux de pluie dans les pores des roches sous l'effet de la chaleur (convection en milieu poreux) et un échange isotopique entre ces eaux et la matrice rocheuse (Fig. 6), (Albarède, 2001).

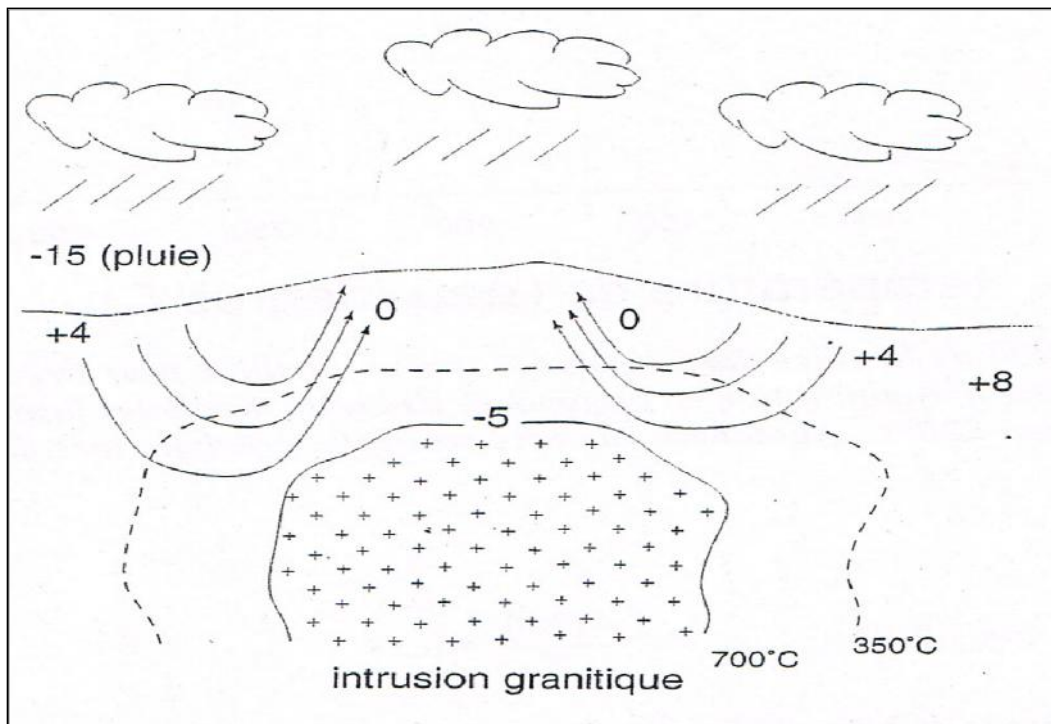
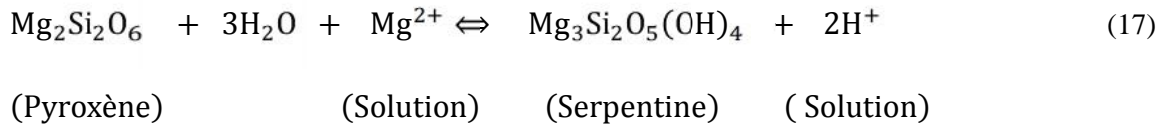
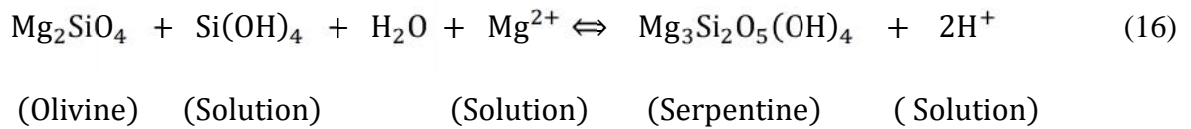


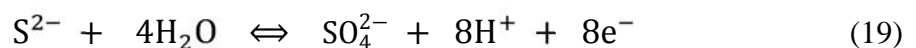
Fig. 6 Schéma d'un système géothermique contrôlé par la mise en place d'un pluton granitique : l'eau de pluie infiltrée et chauffée au voisinage de l'intrusion devient plus légère et revient en percolant vers la surface. Les valeurs indiquées sont celles du ^{18}O des roches (et des précipitations). L'eau de pluie très appauvrie en ^{18}O change les valeurs des roches, initialement ici à $^{18}\text{O} = +8$, vers les très basses valeurs de ^{18}O (Albarède, 2001).

La forte signature marine des compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène des solutions émises par les fumeurs noirs indique que celles-ci se sont formées par infiltration d'eau de mer sur le flanc des rides et par réaction en profondeur avec le basalte encore chaud. Les réactions hydrothermales aux rides médio-océaniques jouent un grand rôle dans le cycle du magnésium et le contrôle de l'alcalinité océanique. Il a été constaté que les eaux des fumeurs noirs des rides océaniques sont particulièrement acides, c'est-à-dire que leur pH est bien plus bas (typiquement 3) que l'eau de mer profonde (7,6) et qu'elles sont totalement dépourvues de magnésium. Ceci peut s'expliquer par des réactions de l'eau de mer avec les minéraux courants des basaltes (Albarède, 2001) :



Dont l'effet est d'échanger le Mg^{2+} abondant dans l'eau de mer contre des protons et donc de réduire son alcalinité. Dans ces réactions, la silice de la solution provient de la dissolution des diverses roches ignées environnantes (basalte, gabbro) (Albarède, 2001).

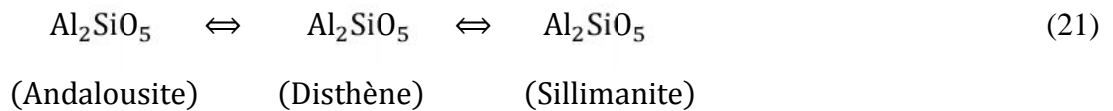
Les réactions d'oxydoréduction entre l'eau de mer et les roches basaltiques chaudes sont particulièrement importantes car l'état d'oxydation de la croûte océanique au moment de la subduction conditionne l'évolution à long terme de l'état redox du manteau. Quoique le détail des réactions d'oxydoréduction sous les rides médio-océaniques soit complexe, on peut les représenter schématiquement par une oxydation en milieu acide du fer ferreux des roches magmatiques compensée par une réduction du sulfate de l'eau de mer en ion sulfure. La réaction générale se décompose en deux demi-réactions d'oxydoréduction (Albarède, 2001) :



En multipliant par 8 la première équation et en lui soustrayant la deuxième, on obtient:

Les schistes ne contiennent pas de feldspath et sont typiquement composés de quartz et de micas: leur composition est proche de celle des roches argileuses (Albarède, 2001).

La plupart des réactions métamorphiques de déshydratation pourraient être décrites par des réactions de déshydratation. Une telle grille métamorphique est d'usage courant pour la détermination des conditions de température et de pression qui ont prévalu dans les environnements métamorphiques anciens. On utilise également des réactions d'oxydoréduction pour la détermination de la température et de la pression d'oxygène. D'autres réactions en fin n'impliquent aucun fluide, par exemple la transformation polymorphique des silicates d'alumine (Albarède, 2001) :



De telles réactions dans lesquelles les fluides n'interviennent pas sont normalement représentées par des lignes droites dans les diagrammes pression-température (Fig. 7).

Il faut à ce stade insister sur les rapports entre la pression des fluides, que par commodité nous supposons être de l'eau, et la pression des roches qui les renferme. L'eau étant au moins trois fois moins dense que les roches, le poids d'une colonne d'eau est trois fois plus faible que le poids d'une colonne de roche de même hauteur. Près de la surface, les pores sont connectés entre eux et la pression des fluides interstitiels est donc égale à la pression hydrostatique. Le poids de la colonne d'eau étant plus faible que celui de la colonne de roche d'environ un facteur trois, la pression dans la matrice rocheuse (pression lithostatique) est plus faible que celle de l'eau interstitielle. Lorsque la profondeur augmente, les roches se compactent et les pores ont tendance à se fermer, ce qui amène l'isolement progressif de l'eau des pores à quelques kilomètres sous la surface.

Dès lors, l'équilibre entre pression des fluides et pression rocheuse est atteint. Lorsque cet ensemble est porté à température élevée lors d'un événement métamorphique, l'eau, ayant une expansivité thermique plus importante que les roches, acquiert une pression supérieure à celle de la matrice rocheuse. Comme la résistance à la traction des roches est généralement faible, ce contraste de pression entraîne une fracture et l'échappement de l'eau (Albarède, 2001).

Les réactions de déshydratation métamorphique entraînent une perte d'eau mais aussi des solides dissous et l'on doit considérer les roches métamorphiques comme des systèmes ouverts dans lesquelles ont circulé des quantités d'eau très importantes. Au cours du processus, la composition chimique de la roche initiale est modifiée. Comme, aux températures du métamorphisme, l'oxygène 18 tend à s'enrichir dans le fluide (à l'opposé de ce qui se passe aux températures ordinaires), la composition isotopique de l'oxygène des roches dérive vers des $\delta^{18}\text{O}$ plus bas et plus proches de ceux du manteau. Les distributions d'éléments en trace et les systèmes chronométriques sont fortement perturbés mais rarement de façon prévisible (Albarède, 2001).

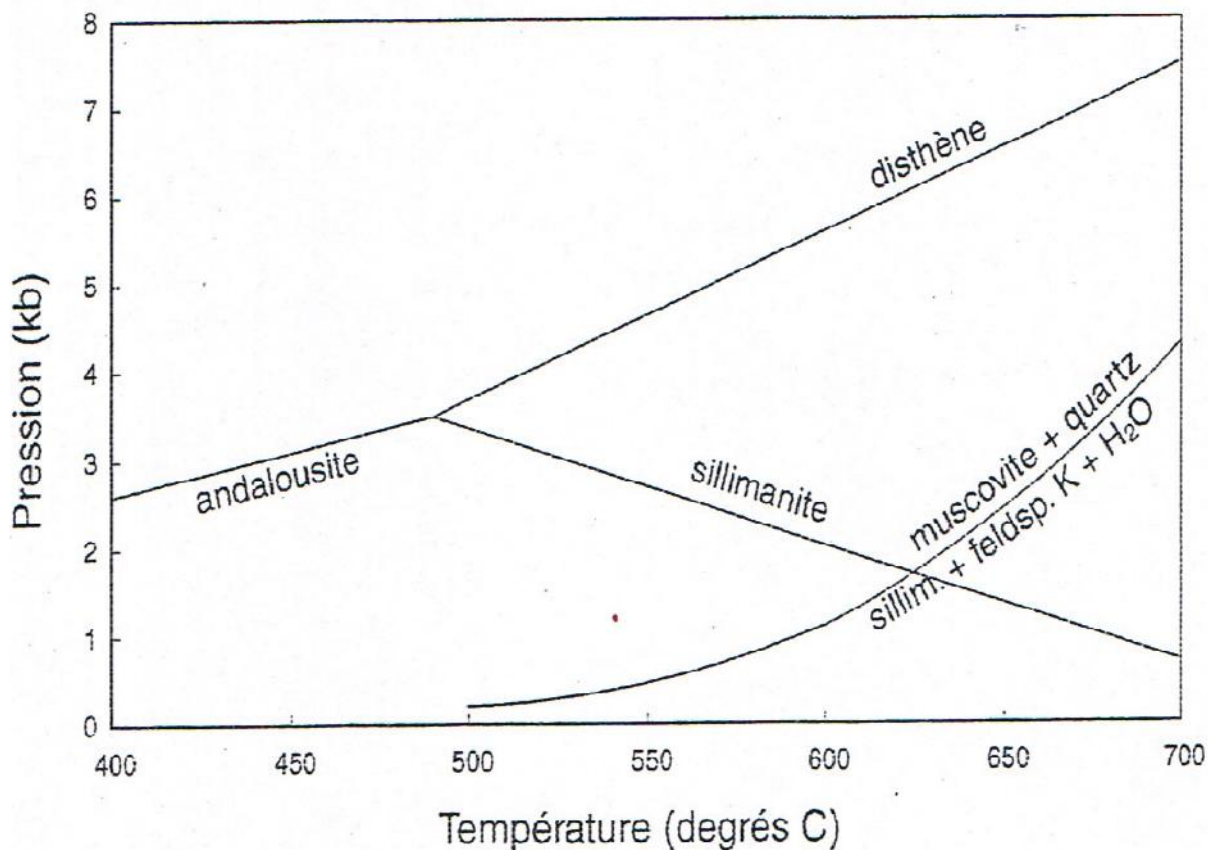


Fig. 7 Grille métamorphique montrant une réaction curviligne de déshydratation et trois réactions solide-solide dont la pente est pratiquement constante (Albarède, 2001).

Les conditions métamorphiques extrêmes amènent à la fusion lorsque les roches sont riches en eau. On parle de fusion anatectique pour la fusion hydratée des roches métamorphiques crustales communes. Lorsque l'eau est absente ou lorsque le fluide dominant est le CO₂, on entre dans les conditions du facies granulite. La circulation de CO₂ favorise la migration et la perte d'éléments normalement inertes dans des conditions hydratées : on sait ainsi que les roches du facies granulite, si fréquentes à la base de la croûte continentale, ont perdu une grande partie de leur uranium et de leur thorium initial. La production de chaleur dans les granulites des parties profondes de la croûte continentale par les éléments radioactifs U, Th et K est donc normalement très faible avec comme conséquence particulière une composition isotopique de leur plomb normalement peu radiogénique (Albarède,2001).

Chapitre VI

*Interactions entre les fluides
et les roches magmatiques et
phénomène de fénitisation*

1. Introduction

Les sources « hydrothermales » sont des sorties de fluides sur les fonds marins, dont la température est supérieure à celle de l'eau environnante. Ces émissions témoignent de la circulation de l'eau de mer au travers des roches fracturées sous l'influence d'une source de chaleur. Si leur existence sur les flancs immergés de volcans est connue depuis toujours, ce sont les sources des grandes profondeurs océaniques qui mobilisent surtout les scientifiques. À la fin des années 1970, la découverte des « fumeurs noirs », dont s'échappent des fluides à des températures extrêmes pouvant atteindre 410°C, a mis l'accent sur des phénomènes géochimiques et des écosystèmes jusqu'alors inconnus (Fisher et al. 2007).

La plupart des champs hydrothermaux découverts à ce jour sont localisés sur des zones de remontées de magma, à la jonction de plaques tectoniques. L'activité hydrothermale s'y concentre sur des sites distants de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres, caractérisés par de multiples sorties de fluides. À ce jour plus de 200 champs hydrothermaux ont été inventoriés, sur les dorsales médio-océaniques ou en arrière des arcs volcaniques près des zones de subduction, et ce jusqu'à 5 000 mètres de profondeur (Fisher et al. 2007).

2. Interactions solide-fluide et phénomènes de fénitisation dans le magmatisme alcalin de Corse. L'exemple de l'association du Vieux Pont d'Ota.

Le magmatisme anorogénique alcalin de type granitique est constitué par une série de roches issues de la cristallisation de liquides différenciés et de phases fluide s'associées (Sorensen, 1974; Bonin, 1982). La nature et l'abondance des phases fluides (Kogarko, 1974) jouent des rôles très importants sur l'évolution des liquides et leur course de cristallisation (Martin et Bonin, 1976), les transformations subsolidus et les altérations hydrothermales, aussi bien dans les roches magmatiques que dans leur encaissant (Martin et Bowden, 1981; Kinnaird, 1985).

Dans les roches alcalines sous-saturées en silice, et plus particulièrement dans les massifs de carbonatites, des phénomènes de fénitisation ont été mis en évidence dans l'encaissant immédiat (e.g. Bowden, 1985). En fait, les processus de fénitisation peuvent se produire dans des environnements moins franchement sous-saturés en silice. Par exemple, Martin (1977) a montré, dans le batholite granitique alcalin ordovicien de Cape Ann (Massachusetts, USA), que les « filons de sölvbergite » (Washington, 1898) dans les granites à fayalite et à biotite constituent des zones de fénitisation perte de silice, échanges d'alcalin, précipitation d'aégyrine, d'amphibole bleue, de microcline et d'albite, sous l'action de fluides hyperalcalins libérés par la cristallisation en profondeur de magmas riches en fluides.

Dans sa revue sur la géochimie des complexes alcalins, Bowden (1985) a suggéré que la fénitisation existe, mais de façon limitée, autour des complexes alcalins sursaturés en silice. Il cite le granite de Bheinn au Dubaich (Skye, Ecosse) et certains complexes du Nord Nigéria (Bonin et Platevoet, 1986).

2.1. Un exemple Corse : le vieux pont d'Ota

Nous nous proposons de décrire un exemple de fénitisation provoquée par un filon hyperalcalin dans un granite alumineux. L'affleurement se situe en Corse, dans la partie la plus septentrionale du département de Corse-du-Sud, à environ 1,5 km à l'Est du village d'Ota, dans le complexe annulaire de Porto (fig. 8): des filons aplitiques verts, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, forment un réseau de feuillets subhorizontaux à faible pendage ouest dans un granite blanc subsolvusa biotite (Bonin et Platevoet, 1988).

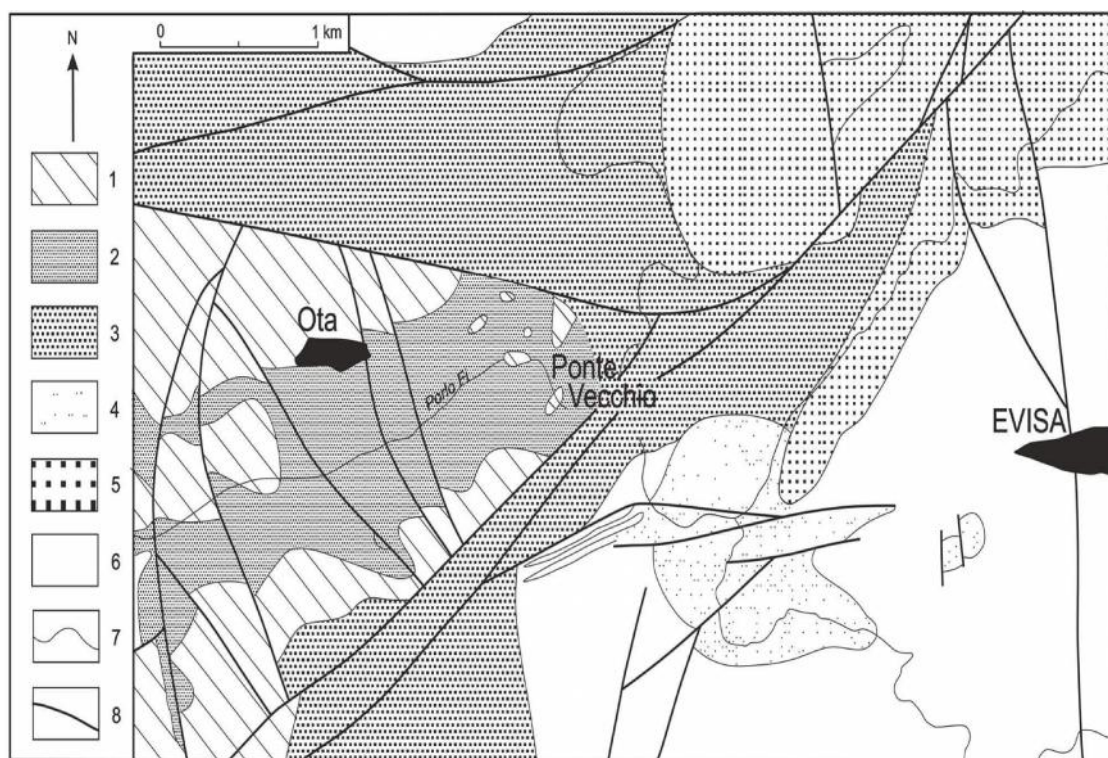


Fig. 8 Localisation de l'association du vieux Pont d'Ota dans des complexes alcalin de Proto et d'Evisa (Corse). complexe de Proto : 1 granite blanc subsolvus à biotite ; 2 : gabbro d'Ota ; 3 granite rouge transsolvus à biotite des Calanche ; complexe d'Evisa ; 4 granite hypersolvus à arfvedsonite ; 5 granite albitique à arfvedsonite-aegyrine ; 6 socle calco-alcalin ; 7 contact ; 8 failles, (Bonin et Platevoet, 1988).

2.1.1. Contexte géologique

Les complexes annulaires de Porto et d'Evisa (Vellutini, 1977) d'âge permien supérieur (Bonin et al. 1978; Van Tellingen, comm. orale, 1986) sont essentiellement constitués de granites alcalins. Le complexe de Porto est formé de deux unités intrusives, un granite rouge transsolvus à biotite périphérique (le célèbre granite des Calanches) et une formation centrale (dite association d'Ota), (Platevoet, 1983; Platevoet et al. 1988) où se sont mis en place de façon synchrone un granite blanc subsolvus à biotite, des gabbros et des roches hybrides. Des âges autour de 270 Ma ont été déterminés par diverses méthodes sur l'association d'Ota (Bonin et Platevoet 1986).

Le complexe d'Evisa lui est postérieur, comme en témoignent les contacts intrusifs observés dans les vallées de Lonca et du Porto et les âges radiométriques obtenus (245 Ma, Bonin et al.1978); il est formé de plusieurs intrusions de granites tous hyperalcalins à arfvedsonite ± aegyrine, entourés d'un cortège filonien important (Vellutini, 1977).

2.1.2. Gisement et pétrographie

C'est dans ce contexte que se situe l'affleurement découvert par Deprat (1905), situé au bord de la route d'Ota à Evisa, sur la rive droite du Porto et non loin du Ponte Vecchio ou Vieux Pont d'Ota.

Une masse décamétrique de granite blanc de l'association d'Ota est recoupée par les filons d'aprites hyperalcalines à aegyrine (Fig. 9). Bien que le panneau granitique étudié se situe en plein milieu de l'association d'Ota (Fig8), aucune relation entre les masses gabbroïques et les aprites hyperalcalines n'a été observée sur le terrain (Bonin et Platevoet, 1986).

La roche encaissante est constituée par un granite alcalin subsolvus à biotite. Sa paragenèse typique comprend un plagioclase acide (oligoclase), feldspath potassique blanc, quartz plus ou moins violacé et biotite tardive en cristaux isolés. Au contact des filons, sur quelques centimètres, la composition minéralogique se modifie (4de la Fig. 9): développement important d'albite secondaire remplaçant en partie le feldspath potassique, déstabilisation des micas primaires. Les micas néoformés constituent alors des amas polycristallins enchevêtrés, entourés d'une couronne constituée de la paragenèse : quartz, albite, amphibole bleue et rare aegyrine périphérique. Les relations texturales suggèrent la séquence mica néoformé -amphibole bleue-aegyrine.

Cette zone présente une épaisseur variable (2 à 10 cm environ), selon l'épaisseur des filons et la densité de leur réseau. La composition chimique (Tabl. 1) est modifiée: le granite normal (analyse 2) est un granite alcalin, métalumineux (moins de 1% de corindon normatif) selon la définition proposée par Bonin (1982); le granite prélevé au contact d'un filon (analyse 3) est un peu plus riche en sodium mais surtout plus pauvre en aluminium, ce qui se traduit par plus de 2 % d'aegyrine normative et le rend hyperalcalin au sens strict du terme (Bonin et Platevoet, 1986).

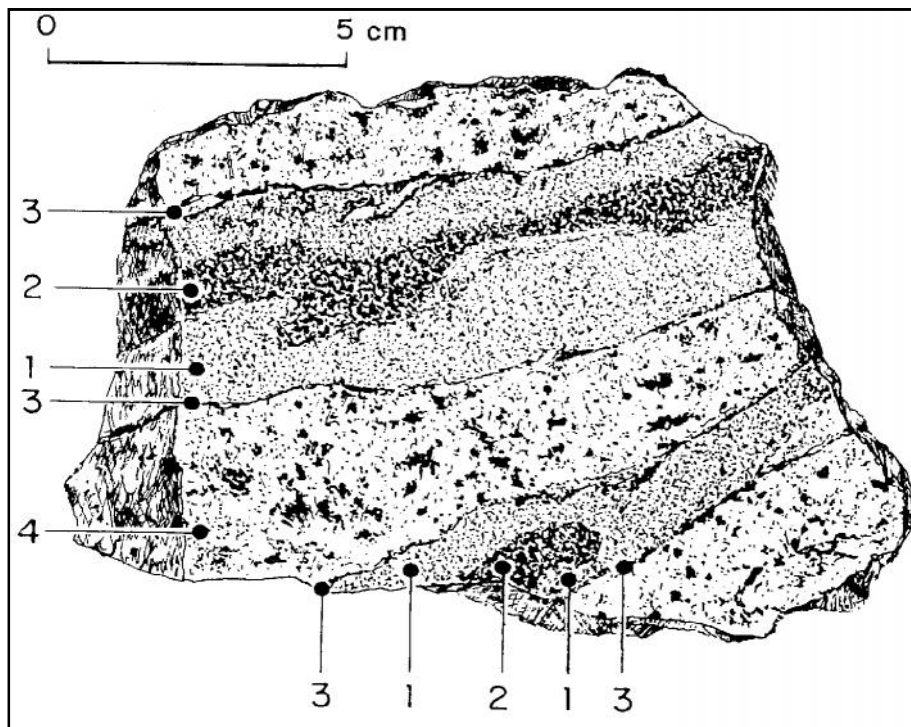


Fig. 9 Aspect d'un échantillon représentatif de l'association du Vieux Pont d'Ota.

1 : filon aplitique hyperalcalin; **2** : cœur aegyrinique (« rockallite ») du filon; **3** : frange aegyrinique du filon; **4** : granite subsolvus à biotite modifié (Bonin et Platevoet, 1986).

Les filons présentent une texture aplitique, un débit saccharoïde et une couleur verte caractéristique, due aux nombreux prismes d'aegyrine entourée d'amphibole bleue. La séquence de cristallisation des minéraux colorés est: aegyrine-amphibole bleue. Les minéraux blancs sont l'albite, le microcline et le quartz. Le zircon est le minéral accessoire principal. Les filons sont eux-mêmes zonés avec un cœur (2 de la Fig.9) très riche en aegyrine (rockallite » de Deprat, 1905), une zone intermédiaire (1 de la Fig. 9) leucocrate et, au contact avec le granite, un liseré vert foncé d'environ 1mm d'épaisseur (3 de la Fig.9) constitué uniquement de quartz et de cristallites d'aegyrine en gerbes.

	1	2	3
SiO ₂	70.60	72.32	74.63
TiO ₂	n.d.	0.34	0.13
Al ₂ O ₃	5.55	13.18	11.80
Fe ₂ O ₃	13.70	0.82	1.47
FeO	-	1.34	0.54
MnO	-	0.04	0.02
MgO	0.40	0.14	0.00
CaO	0.52	0.57	0.40
Na ₂ O	7.81	3.58	4.04
K ₂ O	1.54	5.14	5.20
P ₂ O ₅	-	0.04	tr.
H ₂ O ⁺	-	0.75	0.72
Total	100.12	98.26	98.95
Qz	29.17	29.91	31.26
Or	9.10	30.38	30.73
Ab	19.97	30.29	31.75
An	0.00	2.57	0.00
C	39.64	0.79	0.00
Aeg	0.26	0.00	2.15
Ns	2.01	0.00	0.00
Cpx	0.07	1.30	1.04
Opx	0.00	1.64	0.00
Ilm	0.00	0.65	0.25
Mt	0.00	1.19	1.05
Ap	58.14	0.09	0.00
D.I.	58.14	90.58	93.74
I.A.	2.61	0.91	1.04

Tableau 1 : Analyses chimiques, (éléments majeurs) et normes C.I.P.W. des roches totales du Vieux Pont d'Ota (Bonin et Platevoet, 1986). **1** : aplites hyperalcalines; **2**: granite blanc subsolvus à biotite non modifié ; **3** : granite blanc modifié au contact du filon hyperalcalin ; D.I.=Qz + Or + Ab ; I.A. = Na + K/Al ; **n.d.**: non déterminé.

La composition chimique (analyse 1) se caractérise par l'abondance de Na_2O (7,81 %) et une extrême pauvreté en Al_2O_3 (à peine 5,55 %), ce qui se traduit par 39 % d'aegyrine normative et en fait l'une des roches siliceuses les plus pauvres en alumine qui n'aient jamais été décrites. La composition chimique des filons, avec une teneur extrême en aegyrine normative pour un indice de différenciation assez bas (quartz + orthose + albite de la norme CIPW =58), exclut une origine purement magmatique et implique une action importante de phases fluides associées. Ce caractère est fréquent dans les filons hyperalcalins de la région d'Evisa (Deprat, 1905), (Bonin et Platevoet, 1986).

2.2. Compositions des phases minérales caractéristiques

Les minéraux qui enregistrent le mieux les modifications du milieu sont les pyroxènes, les amphiboles et les biotites, à cause de leurs grandes variabilités chimiques (Bonin et Platevoet, 1986).

2.2.1. Les aegyrines

Des analyses (Tabl. 2) ont été effectuées sur des aegyrines des filons aplitiques et sur celles présentes dans le granite encaissant, près du contact. Les aegyrines sont relativement riches en titane (TiO_2 variant de 1,38 à 2,40 %) avec des teneurs en calcium variables (de 0,28 à 1,04% CaO). Les formules structurales ont été calculées sur 4 cations et 6 oxygènes, en supposant que le minéral est parfaitement stœchiométrique, suivant la suggestion de Neumann (1976), et que tous les éléments présents ont été dosés. Ce mode de calcul permet en théorie la détermination des proportions des cations Fe^{2+} et Fe^{3+} ; en fait, les résultats des calculs sont très imprécis (Robinson, in Prewitt, 1980) et les incertitudes de mesures sur des minéraux très riches en fer, à cause des étalons utilisés et des effets de matrice, sont telles qu'un excès artificiel de Na apparaît dans le calcul et que les formules structurales obtenues ne sont pas neutres électriquement à quelques pour cent près. Les formules structurales brutes indiquent des aegyrines très proches du pôle théorique $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$, avec la présence de quantités significatives de Ti. (Bonin et Platevoet, 1986).

Il n'y a aucune variation notable entre les aegyrines des filons aplitiques et celles des granites à biotite modifiés. Ceci indique au moment de leur cristallisation un équilibre thermodynamique entre les bordures de filons, où elles sont particulièrement concentrées, et l'encaissant granitique modifié. Les quantités très faibles d'aegyrine titanifère dans le granite au contact sont compatibles avec les faibles teneurs en TiO_2 des roches totales (Tabl. 1) (Bonin et Platevoet, 1986).

D'après Czamanske et Atkin (1986), l'incorporation de Ti dans le pyroxène sodique peut s'expliquer par une fugacité d'oxygène relativement élevée mais moins que dans le cas d'une aegyrine pure.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO₂	52.99	52.14	52.31	52.06	52.28	52.50	52.70
TiO₂	2.06	1.89	2.01	1.44	1.89	1.38	2.40
Al₂O₃	0.29	0.34	0.87	0.36	0.37	0.34	0.29
Fe₂O₃ T	31.12	31.34	30.64	31.84	31.37	31.96	30.72
MnO	0.25	0.14	0.14	0.14	0.11	0.12	0.21
MgO	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01
CaO	0.28	0.93	0.95	0.98	1.04	0.98	0.64
Na₂O	14.32	13.92	13.59	13.81	13.94	14.15	14.23
Total	101.34	100.98	100.53	100.66	101.04	101.45	101.20
Si	2.00	1.99	2.00	1.99	1.98	1.98	2.00
Al	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06
Fe T	0.88	0.90	0.88	0.91	0.90	0.91	0.87
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02
Na	1.05	1.02	1.01	1.02	1.02	1.03	1.04

Tableau 2 : Analyses chimiques et formules structurales des aegyrines (Bonin et Platevoet, 1986). **1 à 3 :** aegyrines de l'aplite hyperalcaline; **4 à 7 :** aegyrines du granite au contact du filon. Fer total sous la forme Fe₂O₃ Formule structurale sur la base de 4 cations.

2.2.2. Les amphiboles

Ce sont des amphiboles sodiques très riches en fer. Le calcul des formules structurales est difficile car tous les éléments réellement présents ne sont pas dosés (Bonin et Platevoet, 1986).

Les cristaux d'amphiboles sont toujours très petits, néanmoins dans un cas il a été observé du cœur à la bordure une croissance significative des rapports Si/Al et Fe/Mg. Le zinc est toujours présent en faibles quantités ; ce cas n'est pas isolé, des amphiboles sodiques des complexes du Nigeria ont déjà montré des quantités notables de zinc (Borley, 1974).

Des différences existent entre les différentes arfvedsonites : en particulier, le rapport $100 \text{ Mg} / \text{Mg} + \text{FeT}$, inférieur à 3,5 dans les filons aplitiques, varie de 13 à 25 dans le granite du contact; de même, les arfvedsonites des aplites sont plus titanifères, manganésifères et zincifères (TiO_2 supérieur à 1,4 %, MnO supérieur à 1 %, ZnO supérieur à 0,8 %) que celles du granite (moins de 1,02 % TiO_2). Comme les arfvedsonites du granite sont antérieures aux aegyrines, alors que celles des aplites leur sont postérieures, ceci suggère une évolution au cours de la cristallisation des amphiboles se traduisant par une diminution des teneurs en Mg et une augmentation des teneurs en Fe, Ti, Mn et Zn, avec un épisode intermédiaire où cristallise une aegyrine titanifère (Bonin et Platevoet, 1986).

La succession arfvedsonite-aegyrine Ti-arfvedsonite Ti, Mn, Zn suggère des variations dans les conditions thermodynamiques et chimiques, provoquées par des fluides hydrothermaux en conditions subsolidus. Les fluides responsables des cristallisations sont enrichis en Ti, Mn et Zn par rapport au milieu dans lequel ils percolent. Le caractère sodique et très hypo-alumineux des minéraux qui précipitent et les teneurs élevées en fluor des arfvedsonites indiquent des fluides hyperalcalins fluorés (Bonin et Platevoet, 1986).

2.2.3. Les micas

Ils n'existent que dans le granite subsolvus à biotite (Tabl. 3). Dans la formule structurale (Bonin, 1982), le calcul a été effectué avec le fer sous la forme de FeO total et sur la base de 22 oxygènes. Les micas du granite non modifiés sont des biotites (Si variant de 5,4 à 5,5).

Les micas du granite du contact se distinguent par leurs fortes teneurs en Si (de 6,7 à 7,0), une diminution des teneurs en Al, en Mg et en Fe, basses (Bonin et Platevoet, 1986):

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	35.06	34.31	35.46	35.85	34.20	43.00	45.85	44.55
TiO ₂	2.96	4.15	4.20	4.65	4.33	2.68	3.31	5.02
Al ₂ O ₃	13.05	12.33	12.80	13.35	12.62	8.25	6.98	6.47
FeOT	24.54	26.40	25.80	25.44	25.37	23.41	19.20	21.76
MnO	0.54	0.47	0.32	0.41	0.76	0.45	0.46	0.53
MgO	10.49	9.46	9.25	8.87	9.26	6.89	8.38	7.13
CaO	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.08	0.06	0.01
Na ₂ O	0.83	0.21	0.89	0.01	0.25	0.26	0.06	0.01
K ₂ O	8.46	8.70	8.29	8.61	8.37	9.40	0.18	9.70
Total	95.94	96.14	96.57	97.02	95.20	94.42	9.56	95.18
Si	5.49	5.42	5.52	5.53	5.43	6.70	6.98	6.82
Al	2.41	2.30	2.35	2.43	2.36	1.51	1.25	1.17
Ti	0.35	0.49	0.49	0.54	0.52	0.31	0.38	0.57
Fe T	3.21	3.49	3.30	3.26	3.37	3.05	2.44	2.78
Mn	0.07	0.06	0.04	0.05	0.10	0.06	0.06	0.07
Mg	2.44	2.23	2.14	2.04	2.19	1.60	1.90	1.63
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.25	0.06	0.27	0.00	0.07	0.07	0.05	0.00
K	1.69	1.75	1.64	1.69	1.69	1.86	1.86	1.89
Y'	5.97	6.00	5.84	5.85	5.97	5.23	5.01	5.05

Tableau 3: Analyses chimiques et formules structurales des micas. **1-5** : biotites du granites subsolvus; **6 à 8**: micas siliciques du granite au contact du filon. Fer total sous la forme FeO. Formule structurale sur la base de 22 oxygènes (Bonin et Platevoet, 1986).

2.3. Un cas de fénitisation ?

Les faits de terrain indiquent que la mise en place des filons aplitiques hyperalcalins s'est accompagnée à leur contact d'une modification minéralogique et chimique du granite alumineux encaissant. L'altération de la paragenèse magmatique primaire à biotite du granite en conditions subsolidus se traduit par la transformation de la biotite en mica silicique, suivie de la précipitation d'arfvedsonite, puis d'aegyrine Ti. Les transferts d'éléments sont mis en évidence par l'acquisition d'un caractère hyperalcalin secondaire et la présence d'aegyrine normative et modale. Les minéraux blancs ne sont pas épargnés avec le développement d'albite tardive (Bonin et Platevoet, 1986).

Les filons aplitiques, responsables de cette altération, sont encore plus évolués avec une succession paragénétique aegyrine Ti-arfvedsonite Ti, Mn, Zn et la prédominance d'albite sur le microcline. De plus, la composition chimique actuelle se caractérise par un indice de différenciation bas alors qu'il n'existe que des minéraux blancs et colorés très évolués, la paragenèse actuelle est produite par précipitation à partir de fluides (Bonin et Platevoet, 1986).

Les calculs (tab. 4) ce sont des proportions cationiques dans les analyses de roches totales du tableau 1 sur la base de 160 anions oxygène par cellule unitaire, (Bonin et Platevoet, 1986). Entre le granite à biotite moyen et le granite modifié, existent des variations comme Al (- 1,6), Si (+ 1,4), Na (+ 0,7), Mg (- 0,4), Ca (- 0,2), Fe total (- 0,15) (mais Fe³⁺ augmente de 0,5), les autres cations restent à peu près constants (K surtout).

Le phénomène le plus apparent est la chute d'aluminium (12 % environ du total d'Al) et l'augmentation de sodium (11 % environ du total de Na) couplée à celle du rapport Fe³⁺ / Fe total, ce qui illustre la transformation d'un granite préalablement métalumineux en une roche hyperalcaline à aegyrine. Par rapport aux filons aplitiques hyperalcalins, le granite modifié est plus riche en Si (+ 2,2), Al (+ 6,3) et K (+ 4,0), plus pauvre en Fe total (- 8,0) et Na (- 7,8), les autres cations (Ti, Mg, Ca) étant très peu représentés (Bonin et Platevoet, 1986).

	1	2	3
Si	64.14	64.91	66.31
Ti	n.d.	0.22	0.11
Al	5.95	13.96	12.33
Fe³⁺	9.39	0.54	0.96
Fe²⁺	-	1.02	0.43
Mn	-	0.05	0.00
Mg	0.55	0.16	0.00
Ca	0.49	0.54	0.37
Na	13.76	6.25	6.94
K	1.80	5.88	5.87
P	-	0.05	0.00
Total	96.08	93.58	93.32

Tableau 4 : Formules cationique des roches du vieux Pont d'Ota sur la base de 160 anions oxygène. **1** : aplitite hyperalcaline; **2**: granite blanc subsolvus a biotite non modifié ; **3** : granite blanc modifié au contact du filon hyperalcalin ; **n.d.** non déterminé (Bonin et Platevoet, 1998).

Les phénomènes métasomatiques se traduisent par un départ d'Al compensé par un apport de Si et Na, ce qui traduit une importante activité en Si et Na du fluide minéralisateur. Les réactions chimiques qui en résultent produisent la déstabilisation de biotite, la précipitation d'arfvedsonite puis d'aegyrine, associée à une albitisation discrète. Dans un tel fluide, Ti et Mn, pouvant provenir des ilménites du granite pro parte, sont remobilisés et s'incorporent dans les aegyrines et les arfvedsonites tardives (Bonin et Platevoet, 1986).

La préservation jusqu'au contact avec les filons aplitiques hyperalcalins de la texture primaire du granite et la zonation apparente sur 2 à 10 cm seulement du contact suggèrent que les échanges chimiques par diffusion et les recristallisations se sont déroulées à volume constant durant un faible intervalle de temps, au moment de l'injection des filons aplitiques hyperalcalins (Bonin et Platevoet, 1986).

S'agit-il de « fénitisation » ? Selon le Glossary of Geology (Bates et Jackson, 1980), la « fénitisation » consiste en une large métasomatose alcaline de roches encaissantes quartzo-feldspathiques autour de massifs de carbonatites et se traduit par le développement de feldspath alcalin, avec un peu d'aegyrine, d'amphibole sodique, de sphène et d'apatite. La définition paragénétique de la « fénitisation » convient bien à l'exemple du Vieux Pont d'Ota. Certains auteurs ont critiqué l'usage restrictif du terme « fénitisation » aux occurrences de carbonatites (e.g. Siemiatkowska et Martin, 1975). Martin (1977) a proposé une définition plus large où les phénomènes de fénitisation peuvent exister en contexte alcalin sursaturé en silice.

L'affleurement du Vieux Pont d'Ota apporte un exemple supplémentaire : développement dans une roche quartzo-feldspathique de feldspath alcalin, d'aegyrine, d'arfvedsonite au contact d'un fluide hydrothermal sodique et siliceux (Bonin et Platevoet, 1986).

Comme aucun carbonate interstitiel n'a été observé, CO₂ n'était pas un constituant essentiel du fluide, alors que la présence de H₂O et de F est attestée par la présence des anions OH⁻ et F⁻ dans la structure des amphiboles sodiques. La fénitisation est très localisée parce que le flux hydrothermal hyperalcalin a été très bref. Dans le complexe d'Evisa proprement dit, ce flux a été beaucoup plus important et la métasomatose hyperalcaline plus complète, ainsi qu'en témoignent les rapports isotopiques initiaux du Sr et les isochrones identiques pour les différentes intrusions (Bonin et al. 1978), la présence de feldspaths alcalins remarquablement ordonnés et une paragenèse colorée ayant cristallisé en conditions subsolidus (Bonin, 1982).

Le fluide hydrothermal hyperalcalin est très peu contaminé par l'encaissant crustal, comme en témoigne le rapport isotopique initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr remarquablement bas (0,703) obtenu sur les deux intrusions (Bonin et al. 1978).

2.4. Conclusion

Le magmatisme anorogénique alcalin se caractérise par la présence de fluides relativement abondants au lieu de la mise en place des complexes subvolcaniques. Les fluides hydrothermaux, aqueux et fluorés, hyperalcalins, sont issus de magmas évolués qui, au cours de leur cristallisation, précipitent des minéraux essentiellement anhydres. Ils sont particulièrement agressifs par rapport aux roches déjà cristallisées dans lesquelles ils percolent et peuvent ainsi provoquer des transformations chimiques et minéralogiques importantes: apparition de phases feldspathiques alcalines ordonnées (Martin et Bonin, 1976), précipitation de minéraux colorés hydroxydes de basses températures, minéralisations associées (Kinnaird, 1985). Le développement des phénomènes de métasomatose est fonction du flux hydrothermal et de sa durée (Bonin et Platevoet, 1986).

- dans un système ouvert et fugitif (circulation dans des fractures), les échanges sont limités aux zones contact ou des zonation spectaculaires peuvent être observées ;
- dans un système fermé et durable (concentration des fluides dans un apex granitique étanche), les réactions chimiques sont complètes et produisent des roches transformées (apo-granites) dont les compositions actuelles reflètent l'intensité des échanges à basses températures.

De telles réactions, connues depuis longtemps sous le nom de «fénitisation », n'apparaissent pas restreintes à l'environnement des massifs de carbonatites mais peuvent se produire également en contexte granitique alcalin à hyperalcalin. Il en résulte des roches hydrothermales pouvant être prises pour des filons magmatiques (pour une bonne part, les roches du champ filonien hyperalcalin d'Evisa ressortissent de ce processus) et des formations magmatiques graduellement modifiées (intrusions centrales d'Evisa) (Bonin et Platevoet, 1986).

Chapitre V

Conclusion Générale

Conclusion générale

Les fluides qui circulent dans la lithosphère constituent l'un des vecteurs les plus importants pour le transport de la matière en solution et le transfert de chaleur. La présence de fractures dans un volume rocheux influence grandement l'écoulement et la composition de ces fluides. Il existe donc des relations étroites entre écoulement, échange eau-roche et géométrie du réseau de fracture provenant de la déformation cassante. Ces relations sont importantes car elles influencent les directions et les vitesses d'écoulement des fluides ainsi que leur composition chimique et isotopique. Le développement de modèles numériques couplant ces divers phénomènes et décrivant explicitement ces interactions, constitue un outil important pour aider à l'avancement de l'état des connaissances. Ceci a un impact sur plusieurs problèmes actuels tels que :

- la protection et la contamination des eaux souterraines en milieu fracturé,
- l'entrepôt des déchets radioactifs en profondeur,
- la compréhension des processus de formation des gîtes minéraux,
- l'exploitation des champs pétrolifères,
- l'étude des réservoirs géothermiques.

Les études d'interactions fluide-roche ont pour but de décrire, quantifier et prédire les changements de compositions chimiques et minéralogiques des phases solides et liquides dans des systèmes naturels au cours du temps. Ces études ont pris une importance croissante durant ces dernières années, tant du point de vue de la compréhension théorique des systèmes naturels, que par les applications très concrètes qui en résultent. Les grandes directions de ces développements sont l'exploitation des ressources énergétiques et des matières premières de la croûte terrestre, ainsi que les aspects liés à la qualité des milieux naturels, par exemple (Thélin, 2000):

- l'exploitation des ressources géothermiques de basse et haute enthalpie, les réservoirs de type "hot dry rock".
- le stockage et l'exploitation des hydrocarbures.
- les études des gisements métallifères et des fluides minéralisateurs, l'extraction des métaux (ou du sel, depuis déjà fort longtemps) par des fluides.
- les polluants organiques et inorganiques des aquifères (mobilité, dégradation,...).
- le stockage des déchets spéciaux et radioactifs.
- l'acidification des bassins versants (pluies acides) et l'impact sur l'environnement de produits anthropogènes (mobilité du plomb).
- l'étude des processus érosifs et leur quantification.
- l'assainissement d'eaux naturellement toxiques: les eaux acides des roches sulfurées ou les empoisonnements.

Les interactions entre les surfaces solides du milieu naturel et les solutés qui entrent en contact avec elles sont régies par quatre groupes de phénomènes ou de propriétés :

- la structure de l'écoulement : un système naturel est toujours ouvert et parcouru par des fluides eaux et gaz transportant des solutés chargés ou non et des molécules gazeuses réactionnelles telles que CO₂ (Laudelont et Schweich, 1986)
- les lois d'équilibre entre le solide et le fluide : si le système poreux parcouru par un courant gazeux de diffusion et de convection était instantanément fermé.
- les lois cinétiques de mise en équilibre: comme le temps de séjour d'un soluté dans le système est fini.
- la nature des surfaces solides dont la géométrie conditionnera la structure de l'écoulement et l'accessibilité des sites réactionnels et, par conséquent, dans une mesure importante, la cinétique de l'évolution vers l'équilibre, tandis que de la nature de ces surfaces dépendront les lois d'équilibre (Laudelont et Schweich, 1986).

Il ne peut être question de traiter de façon exhaustive les points qui viennent d'être énumérés, en particulier le dernier. En effet, les solides dont il est nécessaire de connaître les propriétés pour prédire l'évolution des solutés mis à leur contact sont de nature d'autant plus diverses qu'ils relèvent de milieux aussi différents que (Laudelont et Schweich, 1986):

- Sols,
- Roche,
- Sédiments fluviaux ou lacustres

Bien que certaines formations naturelles soient difficiles de classer dans l'une ou l'autre de ces catégories, les propriétés de ces dernières sont suffisamment tranchées pour qu'on puisse les résumer comme suit (Laudelont et Schweich, 1986):

- Sols

Formations meubles à forte hétérogénéité verticale résultant de la densité et de l'activité de la biomasse et des phénomènes de transferts internes ou externes de molécules ou d'ions. La surface développée par unité de volume est de l'ordre de la dizaine de m^2 par cm^3 et souvent davantage. Ces surfaces sont de façon prédominante chargées négativement avec une densité de charge correspondant à une charge élémentaire.

Il existe une fraction de la surface totale qui porte des charges positives et pourra retenir des anions. Les charges électriques portées par les colloïdes organiques sont essentiellement négatives et ne contribuent à la charge électrique totale que si la teneur en argile est faible.

- Roches

Pour certaines roches sédimentaires, argillites, schistes, ce qui vient d'être dit des sols peut être répété. Pour des roches métamorphiques, la caractéristique déterminante sera la fissuration qui déterminera la surface accessible aux solutés.

- Sédiments

Si, dans les sols, la matière organique joue un rôle important dans les couches superficielles, dans les sédiments, le rôle de la matière organique et de la biomasse peut être déterminant.

Ce sont de ces propriétés générales que vont résulter les lois d'interactions prédominantes entre le fluide et le solide.

Ce sont toutes ces remarques préliminaires sur la finalité de l'interaction fluide-solide qui sont à l'origine de ce document. Afin de lui donner un volume raisonnable, nous avons choisi de le présenter sous une forme plutôt académique. De ce fait, les deux premiers chapitres exposent en quelque sorte les dogmes des interactions fluide-solide en terme général. Le troisième chapitre permet de se pencher sur l'étude des réactions chimiques minéralogiques et isotopique de l'interaction fluide-roche. Ce chapitre aborde ce que l'on pourrait appeler "le vrai problème", c'est-à-dire le comportement de solutés interagissant avec le solide en présence des fluides hydrothermaux. Le chapitre quatre donne une synthèse sous la forme d'un exemple concret sur l'interaction roche –fluide tout en dévoilant les principales approches à suivre pour n'importe quel sujet et nous donnons aux lecteurs une conclusion générale sur ce phénomène. L'objectif des chapitres est de fournir une vue d'ensemble des moyens de représentation, c'est-à-dire de modélisation de ces interactions (non étudiée dans ce mémoire de Master II). La modélisation doit répondre à quatre objectifs :

- Comprendre la nature de la ou des interactions mettant en jeu tel ou tel soluté,
- Prévoir le comportement du ou des solutés dans des conditions expérimentales difficilement réalisables ou même dangereuses. Dans ce dernier cas, la prédiction devient l'outil indispensable de mise en forme de règles de sécurités.
- Maîtriser le comportement du ou des solutés. Par son pouvoir prédictif le modèle doit permettre de trouver en toute sécurité des parades à des comportements indésirables.
- Représenter les interactions par des paramètres indépendants des conditions expérimentales, c'est-à-dire des paramètres aussi constants que possible. C'est une condition à satisfaire obligatoirement si on désire que le modèle ait un pouvoir prédictif.

Parallèlement à ces objectifs, la modélisation doit être adaptée à deux contraintes:

- La complexité des solides naturels qui ne répondent pas à une formule chimique et à une structure physique unique,
- La diversité des solutés qui peuvent interagir.

Références

Bibliographiques

Références Bibliographiques

Albarède F., (2001). La géochimie. Collection Géosciences, Gordon et Breach science publishers et SGF, 90 p.

Allègre C., (2004). Géologie isotopique. Éditions Belin. 496 p.

Arndt N T., Ganino C., (2010). -Ressources minérales origine, nature et exploitation (ed. dunot). 182p.

Ayt Ougougdal M., Beaudoin G. and Kirkwood D., (1999). Caractérisation des paléocirculations des fluides et des hydrocarbures dans la Nappe du Promontoire de Québec. Rapport interne du MEDEF.GAC-MAC Annual meeting, Sudbury, Program with abstracts vol. 24.

Bates R.L., Jackson J.A., (1980). Glossary of geology. 2nd Edition, A.G.I., Falls Church, Va.751 p.

Beaudoin G., (2002). Détermination de la composition et de la distribution des éléments dans les matériaux avec la microsonde électronique. Conférence invitée du VI^{ème} Séminaire du CERPIC.

Beaudoin G., (2006). Gîtologie et métallogénie- Manuel de cours. Université Laval, 116 2002, 318 p.

Birck, J L., (2004). An overview of isotopic anomalies in extraterrestrial materials and their nucleosynthetic heritage. Rev. Min. Geochem. 55, 25-64p.

Bonin B., Grelou-Orsini C., Vialette Y., (1978). Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): a K-Li-Rb-Sr study. Contrib. Mineral. Petrol., Heidelberg-Berlin-New York, 65, pp. 425-432.

Bonin B., (1982). Les granites des complexes annulaires. Manuels et Méthodes, 4, BRGM, Orléans, 183 p.

Bonin B., Platevoet B., (1988). Interactions solide-fluide et phénomènes de fenitisation dans le magmatisme alcalin de Corse; l'exemple de l'association du Vieux Pont d'Ota (Bulletin de la Société Géologique de France, v. IV, i. 4, p. 571-578).

Borley G.D., (1974). Ferromagnesian mineralogy and temperatures of formation of the Younger Granites of Nigeria. In: c.A. KOGBE Ed., Geology of Nigeria. Elizabethan Publ, Co., Surulere (Lagos), pp.159-176.

Bosch D., (1991). Introduction progressive d'eau de mer dans le diapir mantellique de Zabargad d'après les isotopes du Sr et du Nd. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, t. 313, Série II, p. 49-56

Brazier J. L. et Guinamant J. L., (1993). Les isotopes stables" La Recherche 253, pp 410-418.

Bowden P., (1985).The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review). J. Afr. Earth Sci.,ord, 3, pp. 17-39

Cathelineau M., Boiron M.C., Tuduri J., (2011). Fluides et genèses des concentrations métalliques. Géosciences, 13, 56-63.

Craig H., (1961).Isotopic variations in meteoric waters. Science 133:1702-1703.

Czamanske G.K., Atkin S.A., (1986). Metasomatism, titanian acmite, and alkali amphiboles in lithic-wake inclusions within the Coyote Peak diatreme, Humboldt County, California. Am. Miner., Washington, 70, pp. 499-516.

Degiorgi., F. CNRS (Le Centre national de la recherche scientifique), (2008). Interactions et transferts dans la biogéosphère. Sous-rubrique : Interaction eau-roche et Transfert (chrono-environnement. Univ-fcomet.fr/sipip.php?).

Deprat J., (1905). Etudes sur la Corse. I: Etude pétrographique des roches éruptives sodiques en Corse. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Gap, XVII, pp. 39-95.

Duchesne J.C., (2014). Introduction à la géochimie (pour mieux comprendre comment fonctionne notre Terre). chap.6 les isotopes de l'oxygène. Documents pédagogiques. 67p.<http://hdl.handle.net/2268/171037>.

Fabriol R., (1987). Étude des phénomènes de dissolution-précipitation liés au dégagement thermique d'un stockage souterrain Volume 1. Comparaison avec l'hydrothermalisme naturel Actuel., Luxembourg : Office des publications officielles des Communautés européennes, 26p.

Fisher, C.R., Takai K., and Le Bris N. (2007). Hydrothermal vent. Oceanography, vol. 20, no., 14-23p.

Fischer G., Tubiello F.N., Van Velthuizen H., Wiberg D.A., (2007). Climate change impacts on irrigation water requirements: Effects of mitigation, 1990-2080., Technological Forecasting and Social Change 74(7), 1083-1107., pp 1084-1107.

Fournier R.O., (1983). Active hydrothermal systems as analogues of fossil systems. Geothermal resources Council Special Report n° 13, May 1983.

Ghogomu N F., & Therrien R., (1999). Three-dimensional simulation of mass transport of multiple chemicals in discretely fractured media. Program with abstracts GAC-MAC Annual meeting, vol 24.

Ghogomu N F., & Therrien R., (2000). Reactive mass transport modeling in discretely-fractured porous media. Computational methods in Water resources XIII, Bentley et al. (eds.), Balkema, Rotterdam, p. 285-292.

Gourcy L., Petelet-Giraud E., (BRGM), (2011). Utilisation des outils isotopiques pour la délimitation des aires d'alimentation des captages destinés à l'alimentation en eau potable.

Gregory, R.T. and Taylor, H.P. (1981). An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: Evidence for ^{18}O buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 86, 2737–55.

Hoefs J., (1987). Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, Berlin, 241 pp.

Hugh P., California institute of technology., (1990). The role of fluids in crustal processes.

Kinnaird J.A., (1985). Hydrothermal alternation and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. - *J. Afr. Earth Sci.*, Oxford, 3, pp. 229-251.

Kogarko L., (1974). Role of volatiles. In: H. SQUIREN Ed., *The alkaline rocks*- Wiley and Sons, Londres-New York.

Laudelont H., Schweich D., AIEA ; (l'agence internationale de l'énergie atomique), (1986). A vienne, Les mécanismes d'interaction solide-liquide et leur modélisation: applications aux études de migration en milieu aqueux 110p.

Martin R F., Bonin B., (1976). Water and magma genesis: the association hypersolvus granite-subsolvus granite. - *Can. Miner.*, Toronto, 14, pp. 228-237.

Martin R F., (1977). The association hypersolvus granite-subsolvus granite-« solvsbergite » at Andrews Point, Cape Ann, Massachusetts: a case of localized fenitization.- *Amer. J. Sci.*, New Haven, 277, pp. 273-287.

Martin R.F., Bowden P., (1981). Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Ririwai non-orogenic ring complex, Nigeria: mineralogical evidence. - *Can. Miner.*, Toronto, 19, pp.65-82.

Neumann E R., (1976). Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. *Norsk Geol. Tidsskr.*, Oslo, 56, pp. 1-6.

Orcel J., (1924). Notes minéralogiques et pétrographiques sur la Corse. Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Corse, Bastia, 461-464, pp. 65-127.

Platevoet B., Bonin B., Pupjn J.P. & Gondolo A., (1988). Les associations acide-basique du magmatisme alcalin anorogénique de Corse. Bull. Soc. Géol. France, Paris, (8), IV, pp. 43-55.

Platevoet B., (1983). Etude pétrologique d'une association acide-basique dans le complexe annulaire anorogénique de Porto (Corse). Thèse 3^e cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 200 p.

Prewitt C.T., (1980). Pyroxenes. Reviews in Mineralogy, 7, Mineral. Soc. Amer., Washington, D.C.

Rançon J.P.H., (1983). Applications thermométriques de l'étude des minéraux hydrothermaux en géothermie haute-énergie Rapport du B.R.G.M. 83 SGN 740 IRG. 66p

Roussy J., & Beaudoin G., 2002. Gold distribution related to vein and hydrothermal alteration composition at the Beaufor mine, Val-d'Or, Québec. GAC-MAC Annual Meeting, Program with Abstract, v. 27, p. 102.

Siemiatkowska K.M. & Martin R.F., (1975). Fenitization of Mississagi quartzite, Sudbury area, Ontario. Geol. Soc. Am. Bull., Boulder, 86, pp. 1109-1122..

Skinner B., (1997). Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. Chapter 7. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposit. Third Edition. Ed. H. L. Barnes. 303-358p.

Sqrensen H., (1974). The alkaline rocks. Wiley and Sons, Londres-New York.

Therrien R., & Sudicky, E A., (1996). Tree-dimensional analysis of variably-saturated flow and transport in discretely-fractured porous media. J. Contam. Hydrol. 23(1-2), 1- 44.

Thélin Ph., (2000). Géochimie des eaux de sources et interaction eau-roche dans les alpes (Quanterra : International Independent center of climate change impact on Natural ... www.quanterra.org/quanterra_short_course_8f.pdf quanterra short course – 08f. 28.03.2004).

UVED ¹ (Université Virtuelle Environnement et Développement durable): **Aquilina Luc** (Université de Rennes 1), **Bispo Antonio** (Ademe), **Bredif Hervé** (Université de Paris 1), **Burel Françoise** (CNRS-Université de Rennes 1), **Butet Alain** (Université de Rennes 1), **Dagot Christophe** (Université de Limoges), **Delettre Y.** (Université de Rennes 1), **Ernoul Aude** (Université de Rennes 1), **Gascuel Didier** (Agrocampus Ouest), **Huneau Frédéric** (Université de Bordeaux 1), **Le Corre Pierre** (Université de Bretagne Occidentale), **Mémery Laurent** (Université de Bretagne Occidentale), **Nicolas Hervé** (Agrocampus Ouest), **Simon Laurent** (Université de Paris 1), **Tarits Corinne** (Université de Bretagne Occidentale), **Treguer Paul** (Université de Bretagne Occidentale), **Van Den Driessche Jean** (Université de Rennes 1), **Walter Christian** (Agrocampus Ouest). (2011). Modélisation des phénomènes couple de déformation et de composition des fluides en milieu géologique fracture

Vellutini P. J., (1977). Le magmatisme permien du Nord-Ouest de la Corse. Son extension en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. Etat ès-Sci., Aix-Marseille III, Marseille Saint-Jérôme, 276p.

Vidal Ph., (1998). La géochimie. 2e édition / Paris : Dunod. Editeur :Paris ;Bruxelles ;Montréal (France)., Collection : science sup, sous Collection : série Géosciences., 190p.

Washington H.S., (1898). Solvsbergite and tinguaitite from Essex County. Mass. Am. J.Sci., New Haven, 156, pp. 176-187.

Zambardi T. (2011). Recherche de marqueurs de processus de formation des planètes à travers les isotopes stables de masse moyenne. Thèse de doctorat.211p.

Glossaire

Glossaire

Altération hydrothermale

En géologie, l'altération est l'ensemble des transformations minéralogiques d'une roche à la surface, lorsqu'elle est exposée aux effets de l'eau. L'altération est donc d'autant plus importante que l'eau est abondante. Elle est une des composantes de l'érosion, qui comprend également la destruction mécanique des roches.

Atomes

Les atomes ou nuclides sont traditionnellement décrits en spécifiant le nombre de protons et de neutrons présents dans le noyau. Le nombre de protons (Z), appelé aussi nombre atomique, correspond au nombre d'électrons extérieurs au noyau dans un atome neutre. La somme des neutrons (N) et des protons (Z) vaut le nombre de masse (A), appelé ainsi parce que à peu près égal à la masse atomique.

Cation

Un cation est un ion (atome ou groupe d'atomes électriquement chargés) qui, ayant cédé un ou plusieurs électrons, porte une ou plusieurs charges électriques positives. On l'appelle ainsi car il est attiré, lors d'une électrolyse, par l'électrode négative, nommée cathode. A l'inverse, un anion contient plus d'électrons que de protons.

C.I.P.W.

Est une analyse normative de ses auteurs (Cross, Iddings, Pirsson, Washington). Elle correspond à la composition minéralogique théorique d'une roche magmatique si tout les équilibres chimiques avaient pu se réaliser au cours d'une cristallisation très lente. Elle est à calculer à partir des taux de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 et H_2O (en % pondéraux donnés par l'analyse chimique après broyage total de la roche

Composition isotopique

Les proportions des isotopes stables d'un élément peuvent varier d'un milieu à l'autre (roches, minéral, liquide, etc.) en fonction des processus physiques et chimiques dans lesquels l'élément a été impliqué. Les rapports de ces isotopes, déterminés par spectrométrie de masse, donnent des informations sur ces processus.

Eaux connées

Une roche doit être douée de porosité et de perméabilité. Sables et grès plus ou moins grossiers, calcaires fissurés plus ou moins dolomités sont des réserves typiques. Le volume intérieur, soit intergranulaire, soit matriciel, est toujours occupé à la fois par les hydrocarbures et par de l'eau. Cette eau interstitielle est minéralisée. Elle est fossile et généralement contemporaine des hydrocarbures qu'elle accompagne, d'où son qualificatif d'eau « connée ».

Ebullition

Mouvement d'un liquide soumis à l'action d'un feu assez fort pour le mettre en vapeur et produire ainsi des bulles qui viennent crever à la surface.

Exsolution

Passage d'un cristal homogène, correspondant à une solution solide, à un assemblage hétérogène polyminéral.

Fénitisation

Roche métamorphique du métamorphisme de contact produit des intrusions comportant des carbonatites ce type de métamorphisme, la Fénitisation donne des roches à composition de syénite avec orthose et anorthose, aegyrine et amphibole sodique....

Fractionnement isotopique

Expression signifiant qu'au cours de processus physiques ou chimiques les rapports isotopiques des éléments peuvent être modifiés.

Isotopes

Nuclides de même numéro atomique mais de masses atomiques différentes. Ces nuclides ont le même symbole (donc le même Z) mais ont des A différents. Ils diffèrent par le nombre de neutrons dans le noyau. On distingue les isotopes stables et les isotopes radioactifs. Les premiers ont des noyaux stables. Les seconds ont un noyau qui se transforme spontanément (sans apport d'énergie extérieure) en un noyau ou des noyaux dits radiogéniques, qui peut ou peuvent être stables ou radioactifs; cette transformation est accompagnée d'un dégagement d'énergie sous forme d'un rayonnement et/ou de particules.

Masse atomique

La masse d'un atome est proportionnelle (en première approximation) au nombre de masse. La masse élémentaire de référence, appelée unité de masse atomique, est à ce jour définie comme le douzième de la masse de l'atome de carbone 12 (12 nucléons).

Métasomatisme

La métasomatose, appelée métasomatisme, est un processus diagénétique (diagenèse) ou métamorphique par lequel il y a, dans un élément au sein d'une roche, remplacement d'un minéral par un autre, atome par atome, molécule par molécule.

Nombre de masse atomique (A)

Le nombre de particules (neutrons et protons) constituant le noyau de l'atome

Oxydoréduction

L'Oxydoréduction est une réaction chimique caractérisée par un échange d'électrons entre un oxydant et un réducteur. Au cours de cette réaction, l'oxydant gagne des électrons et le réducteur en perd. Il peut s'agir d'atomes, d'ions ou de molécules.

Oxyhydroxyde de fer(III), ou oxohydroxyde de fer(III),

L'oxyhydroxyde de fer (III), ou oxohydroxyde de fer (III), est un composé chimique de formule de $\text{FeO}(\text{OH})$ sous forme anhydre. Il s'agit d'un oxyde hydroxyde de fer à l'état d'oxydation +3. Il existe également sous forme hydratée $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$; le monohydrate $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$ peut également être décrit comme l'hydroxyde de fer (III) $\text{Fe}(\text{OH})_3$, et est également appelé oxyde de fer hydraté ou oxyde de fer jaune .

PH

PH, mesure quantitative de l'acidité ou de la basicité des solutions aqueuses ou autres liquides, traduit les valeurs de la concentration de l'ion hydrogène - qui varie habituellement entre environ 1 et 10⁻¹⁴ grammes équivalents par litre - en nombres compris entre 0 et 14. Dans l'eau pure, Qui est neutre (ni acide ni alcalin), la concentration de l'ion hydrogène est de 10⁻⁷ équivalents grammes par litre, ce qui correspond à un pH de 7. Une solution avec un pH inférieur à 7 est considérée comme acide; Une solution avec un pH supérieur à 7 est considérée comme basique, ou alcaline.

Tableau de Mendeleïev

Le tableau périodique des éléments, également appelé table de Mendeleïev, classification périodique des éléments (CPE) ou simplement tableau périodique, représente tous les éléments chimique, ordonnés par numéro atomique croissant et organisés en fonction de leur configuration électronique, laquelle sous-tend leurs propriétés chimiques.

Références Bibliographiques concernant le glossaire

Agawax ., (2005). Édition Wikipedia 403916p,

http://fr.wikipedia.org/wiki/Cat%C3%A9gorie:Wikip%C3%A9dia:%C3%A9bauche_g%C3%A9ologie.

Barbier Y., Simandoux P., Champlon D., « PÉTROLE - L'exploitation des gisements », Encyclopæ dia Universalis [en ligne]. URL: <http://www.universalis.fr/encyclopedie/petrole-l-exploitation-des-gisements/>.

Duchesne J.C., (2014). Introduction à la géochimie (pour mieux comprendre comment fonctionne notre Terre). chap.6 les isotopes de l'oxygène. Documents pédagogiques 67p.

<http://hdl.handle.net/2268/171037>.

Http://cours-geosciences.univ-lille.fr/cours/cours_minéralogie/apprendre/seance12.htm.

Moutoh J. C. (2013). Dictionnaire de géologie.

https://issuu.com/jeanclavermoutoh/docs/dictionnaire_de_géologie/142.