

## La géochimie

### 1. Définitions

La géochimie s'occupe de l'étude de la répartition des éléments chimiques (et de leurs isotopes), et des lois de leur comportement chimique dans les constituants de la Terre et du Système solaire. Elle comporte l'étude des roches et des sédiments qui constituent la Terre solide, les météorites et matériaux extra-terrestres, ainsi que les fluides des océans, des mers, des eaux souterraines et de l'atmosphère. La géochimie s'occupe donc de l'étude du mouvement ou flux des éléments chimiques à travers les solides et fluides de la Terre. En tant que Science, cette branche de la géologie comporte aussi bien un aspect fondamental qu'appliqué. Certains géochimistes étudient les matériaux terrestres pour comprendre le fonctionnement du système Terre et les principes qui régissent ce système. La géochimie a ainsi contribué d'une manière remarquable à la compréhension de divers processus tels que la convection mantellique, la formation des planètes ou l'origine des roches magmatiques telles que les granites et basaltes.

D'autres géochimistes utilisent les principes et méthodes de la géochimie à des fins appliqués, par exemple pour la recherche des substances minérales et énergétiques, ou pour la décontamination des sols et des eaux pollués.

### 2. Les différentes branches de la géochimie

Les principales branches de la géochimie sont les suivantes :

**2.1. La géochimie isotopique** : discipline fondée sur la mesure et l'interprétation des compositions isotopiques des éléments chimiques constituant les divers milieux naturels.

**2.2. Cosmochimie** : Etude de la répartition, de l'origine et de l'histoire des éléments dans l'Univers, et dans le Système solaire en particulier.

**2.3. Biogéochimie** : Etude du rôle des systèmes biologiques sur les conditions physico-chimiques régnant à la surface de notre planète.

**2.4. Géochimie organique** : a pour but de reconstituer les caractères de la matière biologique fossile et son origine, à déterminer les processus de diagenèse de celle-ci. Elle est en grande partie axée sur la genèse des hydrocarbures.

**2.5. Géochimie des eaux** : elle traite de l'abondance absolue et relative des éléments et des isotopes dans l'eau, ainsi que de l'évolution de leur concentration en fonction des conditions physico-chimiques rencontrées par l'eau pendant son cycle ou son emmagasinement.

**2.6. Géochimie environnementale** : utilise les données de la géochimie pour l'étude de l'environnement.

**2.7. Géochimie appliquée (ou prospection géochimique)** : utilise les données de la géochimie fondamentale pour découvrir, recenser et estimer les ressources minérales.

**2.8. Géochimie marine** : Etude des principes qui régissent la répartition des éléments, isotopes et composants et les lois de leur comportement chimique dans le milieu marin.

### 3. Classification géochimique des éléments (rappelle)

Dans le processus de condensation à l'origine des minéraux constitutifs des météorites, comment se sont répartis « distribués » disent les géochimistes – les différents éléments constituant « l'abondance cosmique » ? V.M. Goldschmidt (1888-1947), fondateur de la géochimie, a eu l'idée de répondre à cette question en analysant les trois grands types de minéraux existant dans les chondrites: les silicates, le sulfure et le métal. Il a classé les éléments en fonction de leur affinité (le suffixe -phile signifiant « qui aime ») pour ces trois types de phases en éléments sidérophiles (sideros = fer), chalcophiles (chalcos = cuivre) et lithophiles (lithos = pierre), auxquels s'ajoutent les éléments atmosphériques (atmos = air)

Tableau 1 : Classification géochimique des éléments

Lithophiles	Siderophiles	Chalcophiles	Atmosphériques
Na , K , Si , Al Ti , Mg Ca	Fe , Co , Ni , Pt , Re , Os	Cu ,Ag , Zn , pb , S	O , N , H , les gaz rares

En fait, on sait depuis Mendeleïev que ces regroupements traduisent les propriétés de la structure électronique des atomes, laquelle détermine le type de liaison que l'atome affectionnera. Les lithophiles donneront des liaisons ioniques (caractère électronégatif), les chalcophiles des liaisons covalentes, les sidérophiles des liaisons métalliques.

#### 4. Composition chimique de la croûte

La composition chimique de la croûte terrestre (Fig.1) est la résultante des processus complexes qui se sont déroulés pendant la différenciation primitive et qui ont modifié la composition chondritique. On peut très schématiquement justifier le résultat final en faisant appel à la classification géochimique des éléments. Les éléments sidérophiles et chalcophiles sont largement déprimés car ils sont concentrés dans le cœur. Les éléments les plus lithophiles sont au contraire concentrés dans la croûte, en particulier l'uranium U et le thorium Th. A l'examen de la composition de la croûte, on peut faire les remarques suivantes sur la composition du monde qui nous entoure :

1. une douzaine d'éléments seulement dépassent le % : ce sont les éléments majeurs pour la plupart de faible numéro atomique (Tableau 2) ;
2. l'élément le plus abondant est l'oxygène, surtout si on calcule la composition en % en volume (Tableau 2) ; nous marchons en fait sur un matelas d'atomes d'oxygène reliés entre eux par d'autres atomes ;
3. l'élément second est le silicium Si : nous sommes donc dans un monde dominé par les silicates ;
4. les autres éléments sont inférieurs à 0,1% (éléments mineurs) ou en trace (ppm – part par million ; ppb – part par milliard) ; certains de ces éléments, comme par exemple le plomb Pb et le zinc Zn, forment des minéraux PbS et ZnS qui peuvent localement être concentrés en amas ou en veines et devenir des minerais, c'est-à-dire des substances que l'homme trouve un intérêt à exploiter ;
5. les éléments de la mine du platine (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt) et Au sont en très faible concentration (<10<sup>-6</sup> %). Cela s'explique par leur caractère fortement sidérophile. Ils ont été concentrés dans le cœur de la Terre lors de la différenciation primitive. Leurs minéraux sont rares et donc chers !
6. le caractère lithophile de U et Th se confirme avec des teneurs comprises entre 10<sup>-2</sup> et 10<sup>-4</sup> %.

Tableau 2 : Les éléments les plus communs dans la croûte terrestre

	Poids %	Volume %
O	46,60	62,55
Si	27,72	21,22
Al	8,13	6,47
Fe	5,00	1,92
Mg	2,09	1,84
Ca	3,63	1,94
Na	2,83	2,64
K	2,59	1,42

## 5. Origine et évolution de la croûte continentale

La croûte continentale est le stade le plus avancé de la différenciation du globe en enveloppes concentriques. Son évolution est complexe depuis 4 Ga comme en témoigne son hétérogénéité latérale et verticale en composition chimique, minéralogie et lithologie. Elle est principalement créée dans les **arcs magmatiques** qui se localisent le long des zones de subduction. À la surface de la croûte, ce magmatisme est représenté par des **arcs volcaniques**, édifices qui s'allongent sur des milliers de kilomètres, telle la ceinture de feu du Pacifique.

## 6. Les processus pétrologiques

Il s'agit de la fusion partielle (FP), de la différenciation magmatique, de la contamination par assimilation ou par mélange magmatique. Ces différents processus sont à l'origine de roches magmatiques contrastées que l'on qualifie de roches ultrabasiques (= périclote), basiques (basalte, gabbro), intermédiaires (granodiorite, andésite) et acides (granite, rhyolite). Les adjectifs basique et acide n'ont pas la signification que leur donnent les chimistes, mais se réfèrent à la teneur en silice.

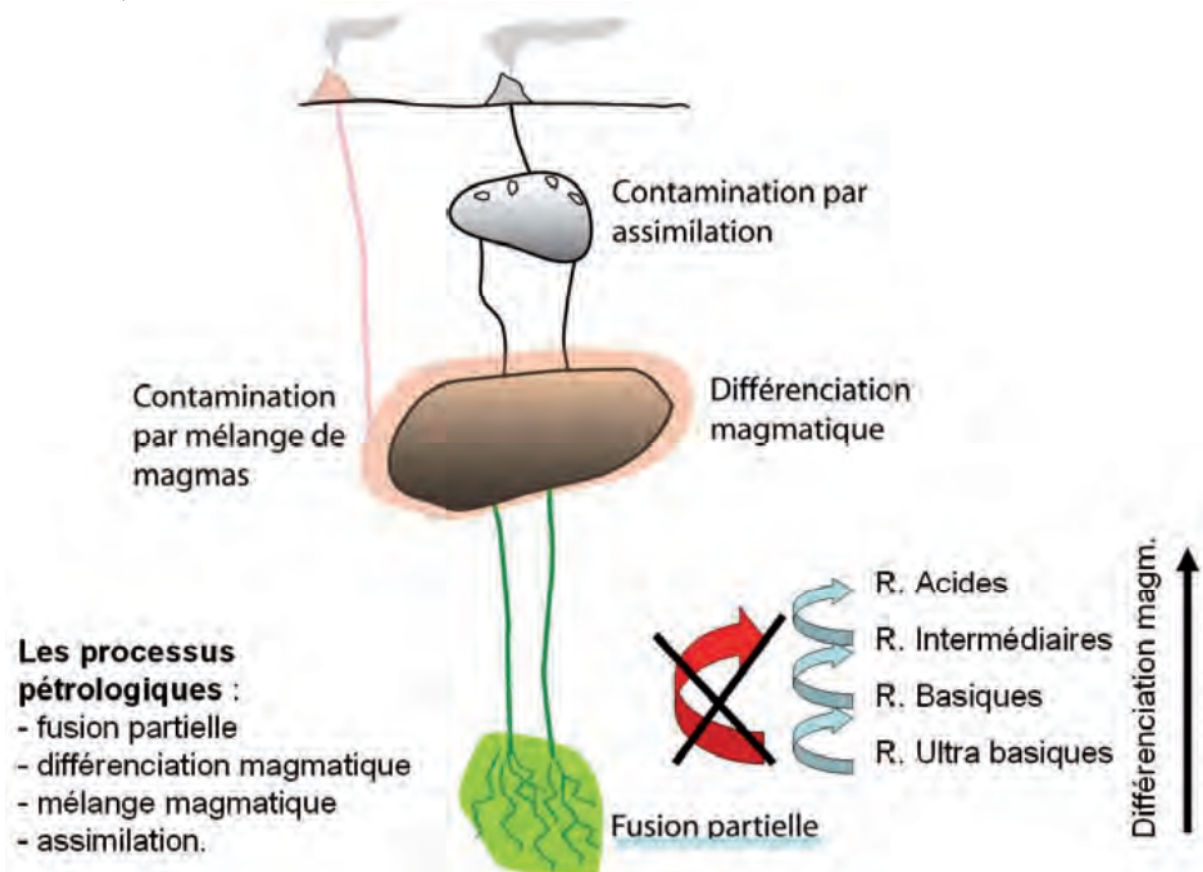


Figure 1 : Schéma simplifié des principaux processus pétrologiques à l'origine des différentes roches magmatiques que l'on classe en fonction de leur acidité - basicité.

### 6.1. La fusion partielle

Elle est à l'origine du magma que l'on qualifie de primitif. La fusion est toujours partielle et le taux (ou %) de fusion partielle, pour produire un magma en quantité suffisante pour pouvoir migrer vers la surface, est variable en fonction de la roche source. En règle générale, la fusion partielle d'une roche d'une « catégorie » produit un magma plus acide de

la « catégorie » suivante : la fusion partielle d'une roche ultrabasique produit un magma basique, celle d'une roche basique produit un magma intermédiaire et celle d'une roche intermédiaire, un magma acide. Il n'est pas possible de « sauter » une étape et de produire, par exemple, un magma intermédiaire à partir de la fusion partielle d'une péridotite du manteau. Le % minimum de FP susceptible de produire un magma en quantité suffisante pour que celui-ci puisse migrer est contrôlé par la perméabilité de la roche et la viscosité du magma produit. Ainsi un très faible taux de FP d'une péridotite produit une toute petite quantité de magma (de composition intermédiaire) mais qui ne peut pas se séparer de la roche source. Le % maximum possible de FP est contrôlé par la nature de la roche et la chaleur disponible dans le globe.

### 6.2. La différenciation magmatique

Le magma primitif peut subir une différenciation magmatique produisant des cumulats et des magmas résiduels dont la composition devient de plus en plus acide. Le processus peut produire tout ou une partie de la succession des roches UB-B-I-A. En simplifiant, les premiers minéraux qui cristallisent sont très riches en éléments Fe-Mg et s'accumulent, formant les cumulats. Le magma résiduel devient plus acide et peut être extrait de la chambre magmatique et produit des roches de plus en plus acides au fur à mesure que le processus de différenciation magmatique se poursuit.

### 6.3. La contamination

Le magma peut être contaminé par son environnement. Cette contamination peut se produire par assimilation de roches encaissantes au contact ou roches arrachées et incorporées dans le magma. Elle peut se faire également par mélange de magmas.

## 7. Réservoirs géochimiques

**7.1. Les roches ignées ou endogènes (basalte, granite, gabbro, ...)** sont issues de processus magmatiques, la fusion partielle et la cristallisation fractionnée.

**7.2. Les roches sédimentaires (pélite, calcaire, grès, ...)** se forment avec l'accumulation de particules détritiques et biologiques ou par précipitation chimique majoritairement au fond des océans mais également à la surface des continents.

**7.3. Les roches métamorphiques (schiste, marbre, gneiss, ...)** résultent de la transformation des deux types de roches précédentes. Il s'agit d'une « cuisson » à haute température, sous pression et en présence de fluides aqueux.

Sur la durée des temps géologiques, les conséquences sont:

**1. Le manteau** montre un enrichissement en éléments réfractaires (Mg et Cr), et un appauvrissement en éléments fusibles (Na, K, Al, Ca, et Si). Le manteau est un réservoir à caractère résiduel.

**2. La croûte continentale** montre un enrichissement en éléments fusibles ou volatils, présents dans les feldspaths, le quartz et les minéraux micacés.

**3. Les océans** sont enrichis en cations solubles (Na, K, Ca) et en anions solubles (Cl, SO<sub>4</sub>).

**4. Les roches sédimentaires détritiques** concentrent les éléments insolubles et fusibles (Si, Fe et Al) représentés par le quartz et les minéraux argileux.

- **Fractionnement et équilibre géochimiques**

Les causes de la différenciation des principaux réservoirs terrestres sont :

- les réajustements thermodynamiques et cinétiques (chaleur et flux)
- la radioactivité naturelle

## Le système Rb-Sr

Le strontium (symbole : Sr) possède de nombreux isotopes ( $Z = 38$  et  $73 < A < 105$  ;  $M = 87,62$ ). Seuls 4 sont stables dans la nature ( $^{84}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$  et  $^{88}\text{Sr}$ ), les autres isotopes ont des demie-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables. Le  $^{87}\text{Sr}$  provient pour partie de la désintégration  $\beta^-$  du  $^{87}\text{Rb}$ .

Isotope	Demie-vie	Abondance en %
<i>Sr-82</i>	<i>25,55 jours</i>	
<i>Sr-83</i>	<i>32.41 hours</i>	
<i>Sr-84</i>	<i>Stable</i>	<i>0,56</i>
<i>Sr-85</i>	<i>64,84 jours</i>	
<i>Sr-86</i>	<i>Stable</i>	<i>9,86</i>
<i>Sr-87</i>	<i>Stable</i>	<i>7,00</i>
<i>Sr-88</i>	<i>Stable</i>	<i>82,58</i>
<i>Sr-89</i>	<i>50,53 jours</i>	
<i>Sr-90</i>	<i>28,79 ans</i>	

Le rubidium (Rb) possède de nombreux isotopes ( $Z = 37$  et  $71 < A < 101$  ;  $M = 85,4678$ ). Seuls 1 est stable dans la nature ( $^{85}\text{Rb}$ ), et 1 possède une demie-vie très longue ( $^{87}\text{Rb}$ ). Les autres isotopes ont des demie-vie très courtes et ont des abondances dans la nature négligeables. Le  $^{87}\text{Rb}$  est radiogénique et se désintègre en  $^{87}\text{Sr}$  par radioactivité  $\beta^-$ .

Isotope	Demie-vie	Abondance en %
<i>Rb-81</i>	<i>4,576 heures</i>	
<i>Rb-82</i>	<i>1,273 minutes</i>	
<i>Rb-83</i>	<i>86,2 jours</i>	
<i>Rb-84</i>	<i>32,77 jours</i>	
<i>Rb-85</i>	<i>Stable</i>	<i>72.165</i>
<i>Rb-86</i>	<i>18.642 jours</i>	
<i>Rb-87</i>	<i>4,81.10<sup>10</sup> ans</i>	<i>27.835</i>
<i>Rb-88</i>	<i>17,78 minutes</i>	
<i>Rb-89</i>	<i>15,15 minutes</i>	
<i>Rb-90</i>	<i>158 secondes</i>	

Dans le cas du couple  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$ , l'équation (5) devient:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{S}_0 + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1)$$

$$\text{avec } \lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

Pour permettre la résolution de cette équation dans un système naturel, Chaque terme est normalisé au nucléide stable  $^{86}\text{Sr}$ .

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{^{87}\text{S}_0}{^{86}\text{Sr}} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(e^{\lambda t} - 1)$$

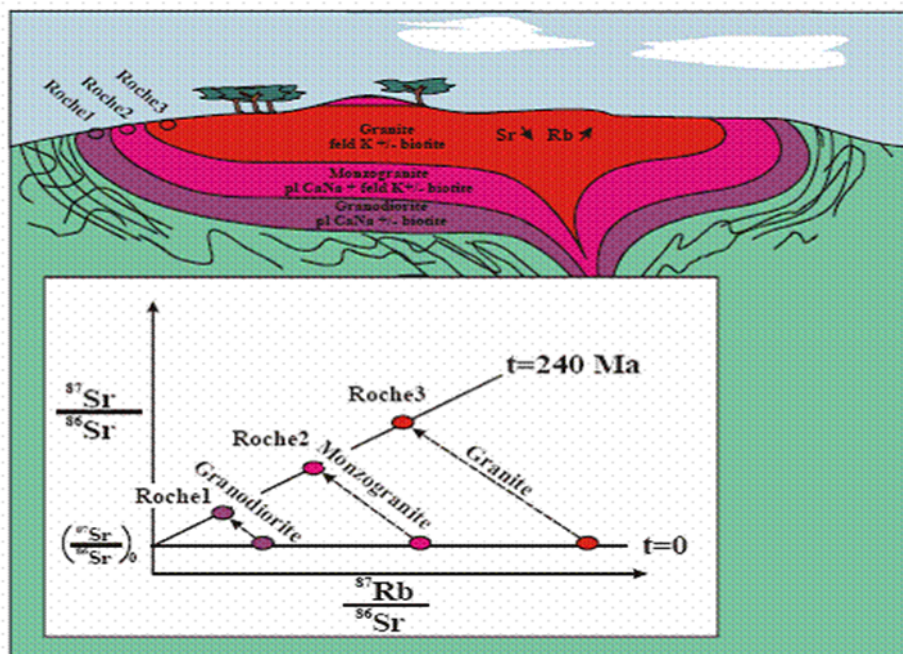
## 1. Géochimie du Rb et du Sr

**1.1. Le strontium** appartient au groupe des alcalino-terreuses (deuxième colonnes) tout comme le calcium et le barium. Sr et Ca ont le même comportement et le Sr intégrera donc les minéraux calciques tels que les plagioclases, l'apatite, le sphène, les pyroxènes calciques et les amphiboles calciques en milieu endogène et la calcite, le gypse, la baritine etc. en milieu exogène.

**1.2. Le rubidium** appartient à la première colonne de la classification périodique des éléments, c'est un alcalin tout comme le potassium et le sodium. En milieu magmatique, le Rb sera donc incompatible tout comme le potassium et le substituera lors de la formation de minéraux potassiques tels que les feldspaths alcalins et les micas.

D'une manière générale, le rubidium et le strontium sont enrichis dans les matériaux crustaux plutôt que dans les matériaux mantelliques. Les roches granitiques présentent des rapports Rb/Sr importants alors que les roches mafiques présentent des rapports Rb/Sr faibles limitant alors l'utilisation de la méthode.

Au cours d'un processus de cristallisation fractionnée (donnant un corps granitique par exemple), il existera des variations importantes de concentration en strontium et en rubidium au sein des différents termes de la séquence lithologique. Les différences de comportement entre ces deux éléments se traduiront à leur tour par des variations importantes du rapport Rb/Sr et ainsi du rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Les premières lithologies issues de la cristallisation fractionnée sont plus calciques et donc plus riches en Sr, alors que dans les derniers liquides et les minéraux qui se formeront à partir de ces liquides, la concentration en Sr diminue et la concentration en Rb augmente tout comme celle du potassium. Dans l'exemple suivant, la roche 1 de composition granodioritique est plus riche en calcium et plus pauvre en potassium que la roche 2 monzogranitique et que la roche 3 granitique. Les rapports Rb/Sr (et bien entendu  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) seront plus élevés dans les roches granitiques que granodioritiques.



Exemple schématisé de la répartition du strontium et du rubidium au sein d'une intrusion granitique en fonction des différentes lithologies. Trois roches co-génétiques présentent des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux identiques pour des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  différents.