

Mémoire

Auteur : Darimont, Laura

Promoteur(s) : 7959; Charlier, Bernard

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master en sciences spatiales, à finalité approfondie

Année académique : 2024-2025

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/22953>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.

Université de Liège

Faculté des Sciences

Département d'Astrophysique, Géophysique et Océanographie

Promotrice du mémoire : Prof. Vinciane Debaille

Co-promoteur du mémoire : Prof. Bernard Charlier

Géochronologie et isotopes stables du Fe, Cu, Zn et Ga d'échantillons lunaires appartenant à la Mg-suite

Laura DARIMONT

Master en sciences spatiales, à finalité approfondie

Année Académique 2024 – 2025

Abstract

[En] The magnesian suite is one of the major lithologies present on the Moon's surface. However, there are many unknowns surrounding this rock suite, notably regarding its origin and emplacement. This study therefore aims to better constrain the various parameters of the Mg-suite through elementary analysis by ICP-MS, as well as a multi-isotopic approach using MC-ICP-MS measurements. The measurements were carried out on four samples from the 17 Apollo mission: 76335, 77075, 77215 and 78236. Firstly, it was shown that no recent impact appeared to have affected the composition of the samples. The source composition of each sample could thus be inferred from rare-earth spectra, stable isotopes and radioactive isotopes analysis. This study shows that the Mg-suite is in fact an inhomogeneous suite of rocks presenting several formation mechanisms and several mantle sources. In fact, the four samples analysed come from two distinct mantle sources. Furthermore, interpretations of the data show variable contributions and contamination by material such as KREEP, IBC and the anorthositic crust.

Key words: Moon, geochemistry, Mg-suite, geochronology, isotopes

[Fr] La suite magnésienne est une des lithologies majeures présente à la surface de la Lune. Cependant, cette suite de roches est entourée d'une multitude d'inconnues notamment concernant son origine et sa mise en place. Cette étude vise donc à mieux contraindre les différents paramètres de la Mg-suite grâce à des analyses élémentaires par ICP-MS mais également grâce à une approche multi-isotopiques par mesures MC-ICP-MS. Les mesures ont été effectuées sur quatre échantillons de la mission Apollo 17 : 76335, 77075, 77215 et 78236. Il a tout d'abord été montré qu'aucun impact récent ne semblait avoir affecté la composition des échantillons. La composition de la source de chaque échantillon a donc pu être inférée par analyses des spectres de terres rares, des isotopes stables et des isotopes radioactifs. Cette étude démontre que la Mg-suite serait en réalité une suite de roches inhomogène montrant plusieurs mécanismes de formation et plusieurs sources mantelliques. En effet, les quatre échantillons analysés proviendraient de deux sources mantelliques distinctes. De plus, les interprétations des données montrent des contributions et contaminations variables de matériel tel que du KREEP, de l'IBC ainsi que de la croûte anorthositique.

Mot clés : Lune, géochimie, Mg-suite, géochronologie, isotopes

Table des matières

1.	Introduction	6
2.	Formation du système solaire	7
3.	Formation de la Lune	11
4.	Caractéristiques de la Lune	17
4.1	Caractéristiques orbitales et de surface	17
4.2	Océan magmatique lunaire	18
4.3	Mg-suite	20
4.4	Suite alcaline	23
4.5	Basaltes	24
5.	Programme Apollo	25
6.	Mission Apollo 17	28
7.	Description des échantillons	30
7.1	Echantillon 76335	30
7.2	Echantillon 77075	31
7.3	Echantillon 77215	33
7.4	Echantillon 78236	34
8.	Géochimie	36
9.	Objectifs du mémoire	40
10.	Méthodes	41
10.1	Broyage	41
10.2	Digestion acide	41
10.3	Séparation des éléments sur colonnes	42
10.4	ICP-MS et MC-ICP-MS	47
11.	Résultats	50
11.1	ICP-MS	50
11.2	MC-ICP-MS	52
12.	Comparaison	55
12.1	Spectres des REE	55

12.2 Isotopes stables.....	59
13. Discussion	64
13.1 Impact récent	64
13.2 Caractéristiques de la source.....	65
14. Conclusion.....	81
15. Bibliographie.....	83

Remerciements

Ce travail marque la fin de cinq longues années d'études de géologie et de sciences spatiales. Je tiens particulièrement à remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, m'ont soutenues et m'ont permis d'être où je suis actuellement.

Avant tout chose, je me dois de remercier tout particulièrement ma promotrice de mémoire, Vinciane Debaille. Je suis extrêmement reconnaissante d'avoir pu recevoir ses conseils et d'avoir pu compter sur son expertise. Sa passion pour son domaine de recherche m'inspire énormément pour la suite de mon parcours professionnel. Je tiens également à remercier mon co-promoteur de mémoire, Bernard Charlier. Son aide et son expertise m'ont également été d'une très grande importance. Encore un tout grand merci à eux pour leur disponibilité et leur bienveillance !

Il m'est également à cœur de remercier Wendy Debouge, Sixtine Paitoni et Jeroen De Jong du laboratoire G-Time à l'ULB, sans qui ce travail de fin d'étude n'aurait pas été possible. Un tout grand merci également aux membres de mon comité de lecture Michaël De Becker et Olivier Namur pour le temps qu'ils auront dédié à la lecture et l'évaluation de mon travail.

Finalement, je tiens à remercier du plus profond de mon cœur toute ma famille qui est restée à mes côtés pour me soutenir malgré les hauts et les bas de toutes ces années d'études. Un énorme merci à tous mes amis que j'ai rencontrés au cours de cinq merveilleuses années sans qui ces études auraient été bien ternes. Merci à Juliette, Léna, Célia et Antoine, mes géologues préférés. Merci beaucoup à Vincent, Alyssa, Ioana et Basile, les meilleurs futurs astrophysiciens.

1. Introduction

La Lune est un corps du système solaire qui a fasciné les Hommes de tous temps. En effet, sa présence chaque nuit la rend mystérieuse. Ainsi, depuis des millénaires, les scientifiques l'étudient, essaient de mieux la comprendre. Comment s'est-elle formée ? De quoi est-elle composée ? Cette quête du savoir a amené les Hommes à vouloir atteindre cet astre et y poser les pieds. Cela est arrivé en 1969. Depuis lors, nos connaissances sur la Lune n'ont cessé de croître. En effet, les missions lunaires Apollo ont permis de ramener des échantillons lunaires permettant d'en étudier la composition et de comprendre de manière bien plus précise la formation de cet astre.

Grâce aux nombreuses études réalisées sur ces échantillons lunaires, il a été possible d'affiner nos connaissances sur l'histoire géologique de la Lune ainsi que sur sa formation. La Lune se serait formée à la suite d'un impact avec la Terre. Suite à cela, elle aurait subi un stade d'océan magmatique permettant la différenciation du manteau lunaire au cours de son refroidissement. Cette différenciation du manteau a donné naissance aux différentes lithologies que l'on retrouve actuellement sur la Lune telles que les anorthosites ferreuses, des roches appartenant à une suite magnésienne, des roches appartenant à une suite alcaline, des basaltes, etc. La suite magnésienne ou Mg-suite est tout particulièrement mal comprise, tant au niveau de son origine que de sa mise en place. Ainsi, ce travail s'inscrit parmi les études cherchant à mieux comprendre cette suite de roche afin de préciser l'histoire de notre satellite.

Pour cela, quatre échantillons de la Mg-suite, 76335, 77075, 77215 et 78236, seront étudiés dans ce travail. Différents aspects de la géochimie seront utilisés avec notamment l'étude des éléments en traces afin de mieux déterminer la source et les magmas parents de ces échantillons. Ensuite, l'aspect le plus important de ce travail consiste en l'usage de la géochimie isotopique. En effet, les systèmes de datation ^{147}Sm - ^{144}Nd , ^{87}Rb - ^{86}Sr et ^{146}Lu - ^{146}Hf seront utilisés afin de déterminer la contemporanéité et la co-générité de nos échantillons. Finalement, l'étude des isotopes stables du Cu, Fe, Zn et Ga nous permettra de mieux définir les processus que ces roches ont subi notamment en termes de perte de volatile au cours de leur histoire.

Les deuxième et troisième chapitres nous permettront de remettre en contexte la formation de la Lune au sein de notre système solaire ainsi que de discuter des différents scénarios avancés afin d'expliquer sa formation. Le quatrième chapitre se concentre sur les caractéristiques de la Lune. La différenciation de l'océan magmatique lunaire y est abordée ainsi que la description des différentes lithologies. Quant aux chapitres cinq et six, ceux-ci expliquent brièvement le programme Apollo avec un approfondissement sur la mission Apollo 17. Ces chapitres sont suivis par la description de nos quatre échantillons au sein de la littérature scientifique. Avant de décrire les différentes méthodes employées au chapitre 10, une brève revue de l'utilisation de la géochimie ainsi que de son emploi dans le cadre de ce travail sera expliquée. Finalement, les résultats seront présentés au chapitre 11 suivi de la comparaison de ceux-ci avec la littérature pour terminer avec l'interprétation et une discussion autour des analyses.

2. Formation du système solaire

Afin de pouvoir caractériser la Lune et d'en étudier ses propriétés, il nous faut revenir au début de sa formation. La formation de la Lune est intimement liée à celle de la Terre. Ainsi, il nous faut donc aborder la formation de notre planète en commençant par la mise en place de notre système solaire. Notre système solaire est composé d'une étoile, le Soleil, ainsi que de huit planètes. Ces planètes sont, dans l'ordre d'éloignement du Soleil, Mercure, Vénus, la Terre, Mars, Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune. Notre système planétaire possède différentes caractéristiques qui le distingue d'autres systèmes. En effet, le Soleil est la seule étoile qui compose le système solaire. Or, dans la majorité des cas, les systèmes planétaires sont composés d'étoiles binaires voire plus. Par ailleurs, il est possible d'observer une dichotomie concernant la composition des planètes. En effet, les quatre planètes externes, de Jupiter à Neptune, sont des géantes gazeuses alors que les quatre internes, de Mercure à Mars, sont telluriques. Notre système solaire est également composé d'autres corps tels que des satellites naturels, des astéroïdes, des comètes, ou des planètes naines. Dans le cadre des astéroïdes, nous pouvons principalement les retrouver dans la ceinture de Kuiper, au-delà de l'orbite de Neptune, et dans la ceinture principale d'astéroïdes entre Mars et Jupiter (Adams, 2010).

La formation du système solaire a été datée à $4567,2 \pm 0,5$ millions d'années. Cet âge a été obtenu par la méthode de datation U-Pb sur des inclusions riches en Ca et Al (Kleine & Rudge, 2011). Ces inclusions contiennent le matériel le plus vieux du système solaire et renferment du matériel provenant de la nébuleuse présolaire. On les retrouve dans les météorites de type chondritique. Les météorites chondriques et, plus particulièrement, les carbonées de type CI renseignent sur la composition moyenne du système solaire lors de sa formation et ont donc un grand intérêt. En effet, leur composition en éléments lithophiles réfractaires est identique à la composition de la photosphère solaire (O'D. Alexander *et al.*, 2001 ; Pfalzner *et al.*, 2015). Le consensus pour décrire la formation et l'évolution du système solaire est le modèle de Safronov. Ce modèle propose une formation des planètes par accrétion de planétésimaux (Safronov & Zvjagina, 1969).

Notre système solaire est né de l'effondrement gravitaire d'un nuage moléculaire à la suite d'une perturbation. Cet effondrement donne naissance à un disque proto-solaire. En effet, on obtient un disque en rotation par conservation du moment angulaire (O'D. Alexander *et al.*, 2001). De ce disque naîtront le proto-Soleil central et les futures planètes. Ce disque protoplanétaire est majoritairement composé de gaz ainsi que, dans une moindre proportion, de poussières (Pfalzner *et al.*, 2015). Les planètes se formeront dans le plan médian du disque. En effet, le plan médian est à température plus élevée et contient la plus forte concentration de poussières du disque. Ces poussières sont de l'ordre du micron et vont coaguler pour donner des grains millimétriques. Cette étape de la formation du système solaire est la moins bien comprise. Elle fait notamment intervenir des processus tels que la turbulence, des migrations radiales, etc (O'D. Alexander *et al.*, 2001). Une fois que les grains ont atteint une taille suffisamment importante, ils commenceront à augmenter de taille par collisions. Cette croissance par collisions permet la formation de planétésimaux pouvant atteindre des tailles de

plusieurs centaines de kilomètres. Les premiers planétésimaux sont apparus moins d'un million d'années après le début de la formation du système solaire. Cependant, pour atteindre la croissance complète des planètes, il aura fallu attendre plusieurs dizaines de millions d'années (Pfalzner *et al.*, 2015). La suite de l'évolution des systèmes proto-planétaire consiste en la croissance accélérée ou croissance contrôlée des planétésimaux. En effet, les corps les plus massifs croissent de plus en plus rapidement en accrétant la matière environnante au dépit des corps plus petits. Cette croissance contrôlée résulte de l'impact de l'attraction gravitationnelle des corps qui sont assez massifs pour attirer les plus petits. Cela va amener à la formation d'embryons planétaires. Ces embryons sont de la taille de Mercure et de la Lune. La croissance contrôlée est suivie d'une croissance oligarchique. Celle-ci décrit une croissance de quelques embryons planétaires qui seront à l'origine des planètes (O'D. Alexander *et al.*, 2001). Cette croissance oligarchique survient lorsque le nombre d'embryons planétaires a suffisamment diminué tel que les distances entre eux soient suffisamment grandes pour empêcher toute interaction gravitationnelle (Safronov & Zvjagina, 1969). Ces embryons planétaires vont ensuite entrer en collision pour former les planètes telluriques et les noyaux des géantes gazeuses. La formation de la Lune daterait de cette époque. En effet, la Lune serait le résultat d'un impact entre deux embryons planétaires, Théia et la proto-Terre, comme cela sera détaillé au chapitre 3 (Hartmann & Davis, 1975; O'D. Alexander *et al.*, 2001). La formation du système solaire touche dès lors à sa fin. Cependant, plusieurs processus sont actifs à la fin de la formation. On peut notamment citer la régularisation des orbites, le nettoyage de celles-ci, mais également des migrations de planètes (Goldreich *et al.*, 2004). Ces migrations planétaires sont à l'origine de structures toujours observables actuellement dans le système solaire. En effet, la faible taille de Mars suggère une migration interne de Jupiter. L'importante influence gravitationnelle de Jupiter aurait empêché Mars d'accréter d'avantage de matériel. Une autre relique est la formation de la ceinture de Kuiper et du nuage de Oort. La formation de ces deux structures s'explique par des modifications orbitales des planètes géantes. En effet, suite à des interactions gravitationnelles, Jupiter et Saturne sont entrées en résonance 2:1. Cela a provoqué un déséquilibre orbital entraînant des migrations des planètes géantes. Ces migrations ont induit l'éjection de matériel vers l'extérieur et l'intérieur du système solaire. L'éjection externe de matériel explique la formation de la ceinture de Kuiper et du nuage de Oort (Pfalzner *et al.*, 2015).

La majorité des informations que l'on possède sur la formation et l'évolution du système solaire nous vient d'analyses isotopiques. Deux catégories de radioisotopes sont utilisées : ceux à longue durée de vie et ceux à courte durée de vie. Les radioisotopes de courtes demi-vies ne sont plus présents actuellement dans le système solaire, ayant déjà été totalement désintégrés en isotopes fils. Ce sont les compositions en leurs isotopes fils qui seront utilisées pour étudier les processus. De plus, ces isotopes à courte demi-vie auraient eu une distribution homogène au sein du système solaire. Comme système radiogénique à courte durée de vie, il est possible d'utiliser le système ^{26}Al - ^{26}Mg ou le système ^{182}Hf - ^{182}W . Ce dernier est utilisé pour étudier l'accrétion des planètes ainsi que la différenciation de leur noyau. En effet, le W étant un élément sidérophile, il aura une affinité pour la phase métallique et se concentrera dans le noyau alors que le Hf se concentrera dans le manteau de part sa nature lithophile. En ce qui concerne les radioisotopes à longue demi-vie, ils permettent de fournir un âge absolu. Comme systèmes

à longue durée de vie, on peut notamment citer les systèmes ^{235}U - ^{207}Pb , ^{238}U - ^{206}Pb , ainsi que le système ^{147}Sm - ^{143}Nd . Seul le système U-Pb est assez précis pour dater des processus autour de 4,5 milliards d'années, c'est-à-dire du début de la formation du système solaire (Kleine & Rudge, 2011).

Outre les isotopes radioactifs qui permettent d'effectuer une datation, on peut également retrouver des isotopes stables. Les isotopes stables des éléments permettent de caractériser les processus physiques et chimiques qui ont eu lieu depuis la formation du système solaire (Rumble *et al.*, 2011). Dans le cadre de la formation de la Lune, les isotopes stables particulièrement intéressants sont ceux de l'oxygène. En effet, l'oxygène a trois isotopes stables : ^{16}O (99,76 %), ^{17}O (0,04 %), et ^{18}O (0,20 %). Pour mesurer l'abondance relative des isotopes, on mesure les rapports des isotopes mineurs sur l'isotope majeur, c'est-à-dire $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Afin de pouvoir comparer les données de différents échantillons, on mesure ces rapports par rapport à un standard (Ireland *et al.*, 2020). Le fractionnement de ces isotopes est notamment très intéressant à étudier car il fournit des informations sur les processus de différenciation mais aussi sur la formation de la Lune (Wiechert *et al.*, 2001). L'oxygène est un élément très intéressant à étudier. En effet, cet élément est très abondant dans l'univers. C'est le troisième le plus abondant dans les nuages moléculaires après l'hélium et l'hydrogène (Rumble *et al.*, 2011). Les mesures des rapports après comparaison avec un standard sont notées $\delta^{17}\text{O}$ pour le rapport $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$, et $\delta^{18}\text{O}$ pour le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Ces valeurs sont obtenues comme tel :

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\left(\frac{\left(\frac{18\text{O}}{16\text{O}} \right) \text{ech}}{\left(\frac{18\text{O}}{16\text{O}} \right) \text{standard}} \right) - 1 \right) * 1000$$

Dans le graphique de la figure 1, il est important de mettre en évidence la droite de pente 0,52. Cette droite correspond à un fractionnement isotopique dépendant de la masse. Cela correspond à une variation du $\delta^{18}\text{O}$ doublement plus importante par rapport à la variation du $\delta^{17}\text{O}$. La droite de pente 0,52 est appelée droite de fractionnement terrestre. En effet, toutes les roches terrestres se retrouvent sur cette droite. Cependant, d'autres corps rocheux y sont également répertoriés. Cela traduit une fusion partielle ou totale du corps. En effet, la fusion va permettre de lisser les hétérogénéités présentes au début de la formation du système solaire. Ces hétérogénéités sont traduites par la droite de pente égale à 1 (Franchi *et al.*, 2001).

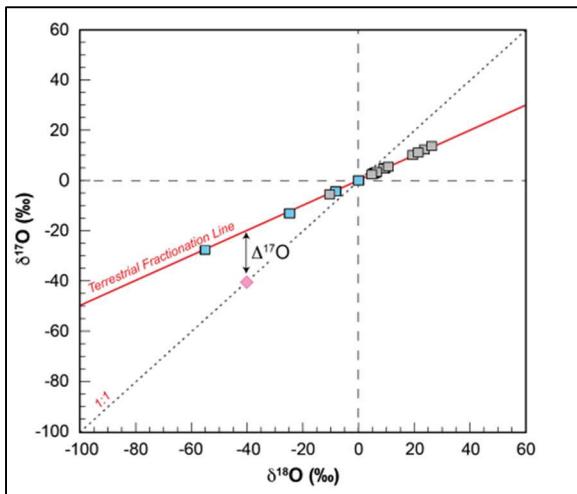


Figure 1 - Graphique du $\delta^{17}\text{O}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (Ireland *et al.*, 2020)

Les valeurs isotopiques en oxygène sont propres à chaque corps rocheux. Ainsi, il est possible de relier une météorite à son corps parent par sa composition en oxygène (Ireland *et al.*, 2020). Une seule exception est à souligner. De fait, la composition isotopique de la Lune et de la Terre sont identiques, corroborant l'hypothèse d'un impact entre la proto-Terre et une proto-planète Théia (Lodders, 2000). En effet, cette similarité entre la composition isotopique de la Terre et celle de la Lune serait la traduction d'une collision entre deux objets, suivie d'une accrétion du matériel, menant à une homogénéisation de la composition isotopique entre les deux corps (Wiechert *et al.*, 2001). Cependant, si l'on s'intéresse au $\Delta^{17}\text{O}$ entre la composition isotopique lunaire et terrestre, on obtient une différence de valeur entre les deux objets, suggérant un mélange incomplet après l'impact. Le $\Delta^{17}\text{O}$ peut être calculé comme tel :

$$\Delta^{17}\text{O} = \delta^{17}\text{O} - \beta \delta^{18}\text{O}$$

Le coefficient β est habituellement égal à 0,52 mais peut varier dépendant du processus impliqué dans le fractionnement. Un $\Delta^{17}\text{O}$ positif traduit un réservoir enrichi en ^{17}O par rapport à la valeur terrestre, c'est-à-dire une valeur de fractionnement dépendant de la masse. Il a été montré que le $\Delta^{17}\text{O}$ lunaire est légèrement plus élevé que la valeur terrestre. Cette différence se mesure en part par millions (Young *et al.*, 2016).

3. Formation de la Lune

Le scénario de formation de la Lune doit pouvoir expliquer plusieurs paramètres actuels de la Lune. En effet, le modèle de formation doit pouvoir expliquer la rotation synchrone de la Terre et la Lune, la taille de la Lune par rapport à celle de la Terre, ainsi que les compositions isotopiques similaires entre les deux corps. En effet, la Terre et la Lune ont des compositions isotopiques similaires en plusieurs éléments. Le plus remarquable est leur composition isotopique pratiquement similaire en oxygène. En effet, chaque corps rocheux devrait avoir sa propre signature en oxygène. Or, le système Terre-Lune présente une exception à cette règle et le modèle de formation de la Lune devrait pouvoir expliquer cela.

Le scénario actuellement retenu concernant la formation de la Lune est qu'elle se serait formée à la suite d'un impact à la fin de l'accrétion de la Terre. L'impact aurait eu lieu entre la proto-Terre et un impacteur de la taille de Mars. Dater l'âge de formation de la Lune est relativement difficile. Les datations obtenues par la méthode Hf-W renseigne d'un âge de formation entre 30 et 200 millions d'années après la formation du système solaire. Les plus anciennes roches lunaires sont des anorthosites ferreuses datées à 4,46 milliards d'années. Cependant, les données disponibles pour des datations sont assez rares. De plus, le tungstène est un élément souvent considéré comme étant parfaitement incompatible lors des études de datation. Or, les conditions présentes lors de la fusion du manteau lunaire sont différentes que celles du manteau terrestre. En effet, les conditions sont plus réductrices, influant le degré d'incompatibilité du tungstène (Kleine & Rudge, 2011; Thiemens *et al.*, 2019). Cependant, plusieurs scénarios ont été proposés quant à la formation de la Lune. Nous allons aborder respectivement la formation de la Lune par fission de la Terre, par accrétion binaire, par capture, et finalement la formation par collision. Ce qui est intéressant à noter est que les trois premiers scénarios de formation lunaire ont été avancés avant les missions Apollo, c'est-à-dire avant les premiers échantillons lunaires ramenés sur Terre.

La formation de la Lune à la suite d'une fission de la Terre a été proposée par G. Darwin en 1878. Selon lui, la rotation de la Terre aurait été assez rapide dans le passé pour permettre une extraction d'une partie du manteau. En effet, cela aurait créé une instabilité dynamique qui aurait induit une fission de la proto-Terre. Cela aurait été possible grâce au couplage entre la rotation rapide et les effets de marée intenses. La portion extraite du manteau terrestre se serait accrétée par la suite pour donner naissance à la Lune. Ce scénario permettrait, selon Darwin, d'expliquer certaines caractéristiques dynamiques actuelles du système Terre-Lune (Darwin, 1879). De plus, ce modèle pourrait expliquer les compositions identiques entre les deux corps. Cependant, plusieurs questions émergent de ce scénario. En effet, comment est-il possible qu'une proto-planète arrive à ce stade d'instabilité pour générer une fission et comment ce scénario peut-il expliquer le moment angulaire actuel du système Terre-Lune qui est trois fois plus faible que celui requis pour avoir une fission ? Ce scénario n'est donc pas envisageable en termes de dynamique du système (Stevenson, 1987).

Un autre scénario qui fût envisagé pour la formation de la Lune est une formation simultanée avec la Terre. Ce scénario est aussi qualifié d'accrétion binaire. Il a été avancé par Y. Ruskol

en 1977. Ruskol propose plusieurs variantes de ce scénario. En effet, le système Terre-Lune pourrait s'être formé à partir d'un double nucleus qui a accréte du matériel par la suite. Une autre alternative consiste en une accrétion de la Lune à partir d'un plus petit nucleus orbitant la Terre déjà en formation. Finalement, la dernière variante concerterait une accrétion de la Lune à partir de quelques corps en orbite terrestre. Ces différentes variantes expliqueraien l'appauvrissement en volatiles de la Lune. Ces éléments volatiles seraient chassés par le vent solaire lors de l'accrétion lunaire (Ruskol, 1977). Ce scénario de formation n'explique cependant pas l'océan de magma au début de l'histoire de la Lune (voir section 4.2). En effet, le disque de particules à l'origine de la Lune est froid, n'apportant donc pas assez d'énergie pour fondre la Lune. De plus, le modèle n'explique pas l'appauvrissement en fer de la Lune. Une solution à ce problème a cependant été proposée mais fût rejetée par la suite. Cette solution proposait que le disque de poussières circumplanétaire aurait agi comme un filtre et n'aurait pas retenu le fer. Un autre problème pour ce scénario concerne le moment angulaire. En effet, le moment angulaire actuel ne peut être expliquer avec le mouvement des particules du disque. Le dernier problème lié à ce scénario de formation concerne le disque circumplanétaire à l'origine de la Lune. En effet, le maintien dans le temps d'un tel disque est remis en question. En résumé, la formation par accrétion simultanée de la Terre et de la Lune ne peut pas expliquer la formation de notre satellite mais contribue potentiellement au gain de masse de la Lune durant sa formation (Stevenson, 1987).

Un troisième scénario qui fût envisagé est la capture d'un corps par la Terre. Il a été proposé pour la première fois par T.J.J. See en 1912 (See, 1912). Selon ce scénario, la Lune aurait été formée indépendamment de la Terre à une distance héliocentrique semblable à celle-ci. Plus tard au cours de son évolution, elle aurait subi une capture gravitationnelle suite à l'interaction avec la Terre (Singer, 1986). S'il est possible d'avoir des collisions entre des corps de la taille de la Lune et la proto-Terre, il est encore plus commun d'avoir des rencontres rapprochées entre deux corps de ce type. Cependant, pour avoir une capture, cela nécessiterait une très grande dissipation d'énergie cinétique étant donné les vitesses d'approches très élevées (Stevenson, 1987). Dans le cas où une capture aurait eu lieu, celle-ci aurait permis le chauffage intense de la Terre et de la Lune. En effet, l'énergie cinétique de rotation de la Terre aurait été dissipée par frictions de marée. Cela expliquerait le volcanisme lunaire initial ainsi que l'évolution de l'atmosphère et de l'hydrosphère terrestre (Singer, 1968, 1986). En ce qui concerne l'appauvrissement en volatiles, il pourrait être expliqué par le fait qu'un corps plus petit que la Terre va accréter moins de volatiles que celle-ci. Quant aux ratios isotopiques de l'oxygène identiques pour la Lune et la Terre, cela serait expliqué par les origines semblables des deux corps. En effet, ils se seraient tous deux formés à même distance héliocentrique, ayant donc des compositions isotopiques semblables (Singer, 1986). Cependant, le modèle de la capture présente toujours des incohérences. En effet, on ne peut trouver de preuve qu'il y a bien eu une capture. De plus, ce scénario apporte plusieurs problèmes dynamiques. En outre, étant donné les vitesses d'approches très élevées, une dissipation de cette énergie cinétique uniquement par les forces de marée ne serait possible que si le corps passe extrêmement proche de la proto-Terre. Il est cependant plus probable que les scénarios de formation par fission terrestre ainsi que par accrétion binaire (Singer, 1968; Stevenson, 1987).

Le dernier scénario envisagé est une formation à la suite d'une collision. Ce scénario est le plus accepté actuellement. Il a été introduit pour la première fois par Hartmann et Davis en 1975. En effet, il est très probable selon eux que, après la formation d'une planète, on ait eu fragmentation de grands planétésimaux qui vont pouvoir rentrer en collision avec cette planète. Ce modèle peut expliquer les ratios isotopiques d'oxygène identiques, l'appauvrissement en volatiles ainsi que l'appauvrissement en fer. En effet, comme pour le scénario par capture, il est probable que l'impacteur ait été formé à la même distance héliocentrique que la Terre, expliquant les ratios isotopiques en oxygène. De plus, si l'impact a eu lieu durant ou après la formation du noyau terrestre, cela peut expliquer l'appauvrissement en fer. En effet, le fer ne sera pas mis à disposition lors de l'éjection de matériel après l'impact étant donné qu'il sera déjà dans le noyau terrestre qui n'a pas subi la collision. Finalement, le matériel éjecté par l'impact est rapidement appauvri en volatiles car ces éléments sont chassés par le vent solaire (Hartmann & Davis, 1975). Il existe cependant plusieurs limitations au modèle de l'impact. Tout d'abord, l'impacteur doit avoir la taille de Mars voire plus grand. De plus, le moment angulaire actuel du système Terre-Lune peut être expliqué par un impact assez conséquent mais peut également être expliqué par plusieurs impacts de moindre importance (Stevenson, 1987).

Plusieurs simulations ont été réalisées pour modéliser l'impact. Ces simulations permettent de faire varier plusieurs paramètres tels que la taille de l'impacteur, le nombre d'impacteurs, le nombre de particules éjectées en orbite ou encore l'angle de collision (Canup & Asphaug, 2001). Les simulations les plus couramment envisagées modélisent un impact entre un corps de la taille de Mars, appelé Théia, et la proto-Terre. Cet impact aurait eu lieu il y a environ 4,5 milliards d'années (Akram & Schönbächler, 2016). L'étude de Canup & Asphaug de 2001 a tenté de modéliser ce scénario d'impact. Selon leurs simulations, pour expliquer le moment angulaire actuel du système Terre-Lune, la collision aurait été décentrée et à faible énergie. De plus, l'impact aurait dû se produire alors que la Terre était toujours en cours de formation. La Lune se serait ensuite formée par accrétion des débris. La figure 2 illustre une simulation de l'impact. Cette time series tient compte d'un rapport de masse de 0,11 entre l'impacteur et la proto-Terre. Ce rapport de masse correspond à un impacteur de la taille de Mars. De plus, cette simulation montre le comportement post-impact pour 30 000 particules où la planète contient 99 % de la masse du système. Cependant, il est également envisageable que la collision ait eu lieu à la fin de la formation de la Terre. Dans ce cas, l'impacteur pourrait avoir été plus petit, ce qui augmente les probabilités de collisions (Canup & Asphaug, 2001). L'hypothèse d'un unique impact n'est pas la seule envisagée. En effet, selon d'autres études, il serait difficile d'expliquer les compositions de la Terre et de la Lune avec le modèle d'un unique impact tout en respectant les limitations imposées par le système angulaire actuel du système. De plus, les simulations d'impact impliquent des conditions bien spécifiques d'impact ce qui restreint fortement la probabilité du phénomène. En effet, des études ont montré que les probabilités d'avoir une collision entre deux corps de masses semblables sont faibles, exceptés au début de la formation planétaire, ce qui n'est pas en accord avec les âges lunaires obtenus (Rufu *et al.*, 2017).

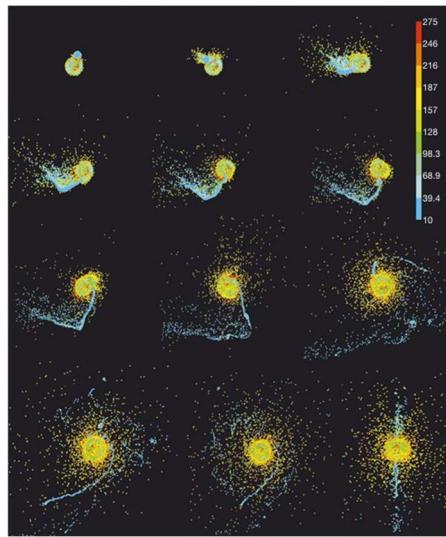


Figure 2 - Simulation de l'impact avec un rapport de masse de 0,11 entre les corps impliqués (Canup & Asphaug, 2001)

Ainsi, R. Rufu et son équipe ont proposé un autre scénario d'impact. Leur modèle impliquerait plusieurs impacts de moindre importance contrairement à l'impact unique proposé par Canup et Asphaug en 2001. En effet, R. Rufu et son équipe ont simulé un scénario dans lequel la proto-Terre serait impactée par plusieurs corps de tailles variables. Les impacts simulés sont des impacts frontaux. En effet, une collision frontale permet d'éjecter suffisamment de matériel de la proto-Terre. A la suite des multiples collisions, la proto-Terre se serait dotée de plusieurs petits satellites naturels. Ces satellites se seraient éloignés de la Terre à cause des forces de marées. Leurs migrations s'accompagnent d'une diminution de leur vitesse orbitale permettant aux différents satellites de se retrouver dans leurs rayons de Hill respectifs (Fig. 3). Cela va entraîner leur accrétion pour former, in fine, la Lune (Rufu *et al.*, 2017).

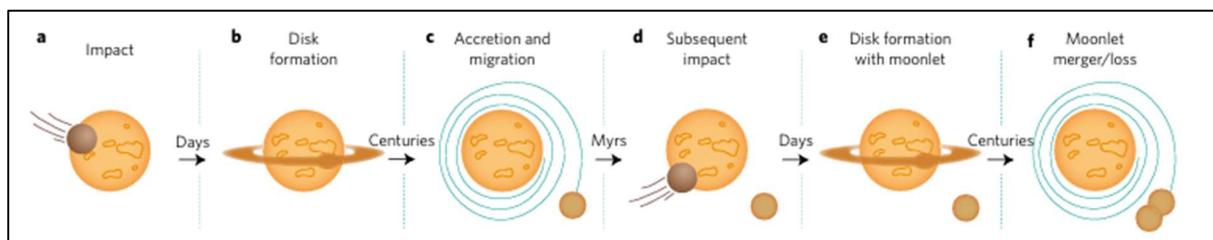


Figure 3 - Scénario selon lequel la Lune se serait formée à la suite de plusieurs impacts (Rufu *et al.*, 2017)

L'hypothèse de l'impact est compatible avec les paramètres dynamiques et géochimiques actuels du système Terre-Lune. Le scénario de la collision explique également le moment angulaire actuel du système ainsi que le petit noyau métallique de la Lune (Akram & Schönbächler, 2016). En ce concerne les compositions chimiques de la Lune et les implications dans le scénario d'un impact, on peut étudier aussi bien la composition en fer que les compositions isotopiques en oxygène, tungstène, chrome, titane ou encore zirconium. L'appauvrissement de la Lune en fer est expliqué par l'impact rasant de Théia. En effet,

l'impact n'a donc pas permis l'éjection de matériel métallique provenant du noyau terrestre (Canup & Asphaug, 2001). En ce qui concerne les compositions isotopiques en différents éléments (O, Si, Zr, etc), celles-ci sont similaires entre la Terre et la Lune. Or, lors de l'impact, il y a eu une fusion complète de l'impacteur ainsi qu'un mélange de matériel de Théia et de la proto-Terre (Akram & Schönbächler, 2016; Paniello *et al.*, 2012). De plus, la Lune aurait accrétré entre 70 et 90 % de matériel de Théia et donc très peu de matériel terrestre compliquant l'explication de compositions similaires (Wiechert *et al.*, 2001). Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer cette similitude en termes de composition isotopique. Parmi ces hypothèses, il a notamment été proposé que la Terre et Théia aient eu une composition isotopique initiale semblable ou qu'il y aurait eu une équilibration des isotopes entre l'atmosphère de la proto-Terre et le disque de débris après l'impact. La première hypothèse est supportée par plusieurs études. Ainsi, Théia et la Terre se seraient formées à une même distance héliocentrique pour expliquer leur similitude (Akram & Schönbächler, 2016). Théia pourrait également provenir d'une distance héliocentrique différente de celle de la Terre mais serait tout de même originaire de la partie interne du système solaire. Cela impliquerait une homogénéité isotopique du système solaire qui pourrait être vérifié par l'étude d'échantillons de Vénus et de Mercure (Ireland *et al.*, 2020). On peut ainsi concentrer notre analyse sur quelques éléments en particulier afin d'affiner le modèle d'impact.

Tout d'abord, il est possible de tirer des informations précieuses des mesures isotopiques de l'oxygène. Les compositions isotopiques en oxygène de la Lune et de la Terre sont identiques comme abordé dans la section précédente (Fig. 4). Cependant, il existe, selon les études, de faibles différences isotopiques que l'on peut visualiser par le $\Delta^{17}\text{O}$ dans des roches lunaires (voir chapitre 2). Dans le cas de l'étude de Young *et al.* de 2016, ils attribuent la similarité des valeurs à un mélange complet des matériaux de Théia et de la Terre après l'impact (Akram & Schönbächler, 2016; Young *et al.*, 2016). Cependant, il a été montré que la Lune aurait accrétré 70 % du matériel de l'impacteur. Le mélange entre les deux corps planétaires n'a donc pas été homogène (Ireland *et al.*, 2020). Ainsi, comme expliqué précédemment, Théia et la Terre pourraient avoir eu des compositions isotopiques similaires car ces corps se seraient formés à la même distance héliocentrique. Cela expliquerait la composition identique après le mélange. Cependant, cela pose un problème étant donné que chaque corps devrait avoir sa propre signature isotopique. Il est tout de même concevable qu'une différence existe au sein des barres d'erreur lors des mesures (Akram & Schönbächler, 2016). Finalement, la similarité des compositions isotopiques en oxygène pourrait être issue de processus post-impact tels que de la fusion dans le disque de particules (Ireland *et al.*, 2020).

Il est également possible d'analyser les isotopes du tungstène. L'isotope le plus intéressant est le ^{182}W . En effet, cet isotope est utilisé pour la datation avec le système Hf-W. Les mesures montrent une différence de 20 à 30 ppm entre les valeurs de ^{182}W de la *bulk silicate Earth* (BSE) et celles de la Lune. L'hypothèse avancée pour justifier cette différence fait intervenir un *late veneer* qui aurait modifié les valeurs de tungstène. Cela n'exclut donc pas la possibilité que Théia et la Terre aient eu initialement des valeurs de tungstène identiques (Akram & Schönbächler, 2016).

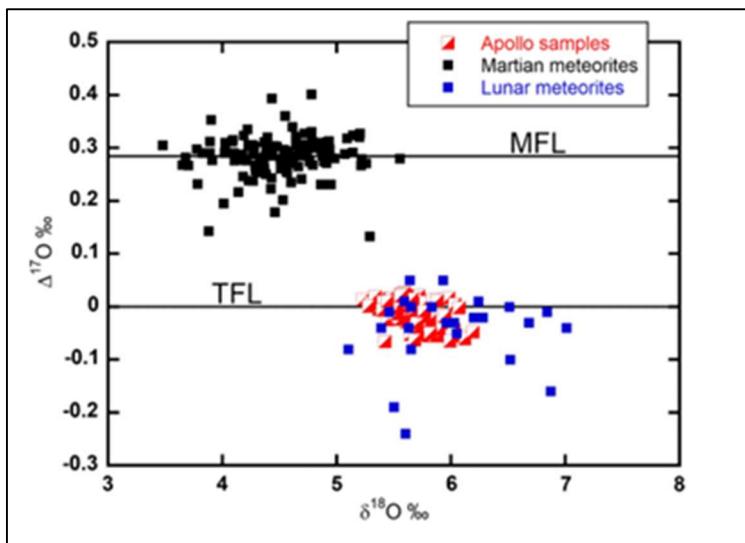


Figure 4 - Similarité de $\Delta^{17}\text{O}$ entre les roches lunaires et terrestres (Ireland et al., 2020)

Finalement, les isotopes du chrome, du titane et du zirconium sont également de bons indicateurs pour la formation de la Lune. De la même manière que l'oxygène, chaque corps planétaire a sa propre signature isotopique en ces éléments. Cependant, seules les mesures du Zr sont exploitables. En effet, les compositions isotopiques du Cr et du Ti sont altérées par l'exposition prolongée aux rayonnements cosmiques de la surface lunaire. Contrairement à ces deux éléments, le zirconium est un élément lithophile ultra-réfractaire, peu impacté par les rayonnements cosmiques et par la désintégration radioactive. Etant donné qu'il s'agit d'un élément ultra-réfractaire, il devrait y avoir une différence de valeur entre les valeurs lunaires et terrestres. Le mélange de matériel post-impact ne s'est, en effet, pas fait de manière égale. Cependant, les compositions isotopiques en Zr de la Lune et de la Terre sont identiques au sein des barres d'erreur. Cette observation renforce l'idée que Théia et la Terre se seraient formées à une même distance héliocentrique, proche l'une de l'autre. Il se pourrait même que Théia se soit formée dans la même zone d'accrétion que la Terre. Une autre explication à la similarité isotopique entre les deux corps pour le Zr consiste en un impact suffisamment intense pour avoir un mélange complet des deux corps. Ainsi, Théia et la Terre pourraient avoir eu initialement des compositions isotopiques en Zr différentes (Akram & Schönbächler, 2016).

4. Caractéristiques de la Lune

4.1 Caractéristiques orbitales et de surface

La Lune est un corps planétaire en orbite autour de la Terre. En termes de rapport de masse, la Lune équivaut à 1/81 de la masse terrestre. Elle est également nettement plus petite que la Terre. En effet, la Lune a un rayon équatorial de 1738,1 km et un rayon polaire de 1736 km. Ainsi, ce corps est pratiquement sphérique. La gravité de la Lune est bien plus faible que celle de la Terre avec une valeur de 1,62 m.s⁻².

En ce qui concerne ses caractéristiques orbitales, la Lune effectue une orbite elliptique et quasiment circulaire autour de la Terre. Son périgée se situe à $3,633 \times 10^5$ km de la Terre alors que son apogée est à $4,055 \times 10^5$ km de la planète. Une des caractéristiques notables de l'orbite lunaire est son verrouillage gravitationnel avec la Terre. En effet, la période de révolution de la Lune est de 27,32 jours alors que sa période synodique est de 29,53 jours. Ainsi, sa période de rotation sur elle-même est semblable à sa période de rotation autour de la Terre, expliquant ce verrouillage gravitationnel. De plus, les interactions de marée entre les deux corps résultent en un éloignement de la Lune par rapport à la Terre ainsi qu'à un ralentissement de la rotation terrestre. Cet éloignement se produit à raison de 3,8 cm par an (Moon Fact Sheet, s. d.).

La surface lunaire est parsemée de cratères. Le relief est assez différent entre les deux faces de la Lune (Fig. 5). La face visible possède un relief moins élevé que la face cachée. En effet, cette face visible est composée de grandes plaines basaltiques relativement lisses alors que la face cachée présente une cratérisation plus intense avec des reliefs pouvant s'élever jusqu'à 10 km au-dessus de la surface lunaire moyenne. Une des structures les plus notables est le bassin de Aitken situé au niveau du pôle sud du satellite. Ce bassin est la structure la plus basse en relief avec des profondeurs allant jusqu'à 8 km. Il résulte d'un impact, correspondant donc à la structure d'impact la plus large du système solaire avec ses 2 500 km de diamètre (NASA, 2024).

Contrairement à la Terre, la Lune ne montre pas de tectonique des plaques. En effet, elle possède un régime tectonique dit stagnant. Ainsi, les structures liées au volcanisme sont toujours visibles et n'ont pas été effacées par une tectonique. On retrouve donc des structures telles que des coulées de laves, des dômes et cônes volcaniques, des dépôts pyroclastiques, etc. En plus de ces structures liées au volcanisme, certaines manifestations de phénomènes d'extension et de compression ont été détectés tels que des failles, des grabens ou des dikes. Ces structures sont liées au volcanisme mais également aux nombreux impacts (Jaumann *et al.*, 2012).

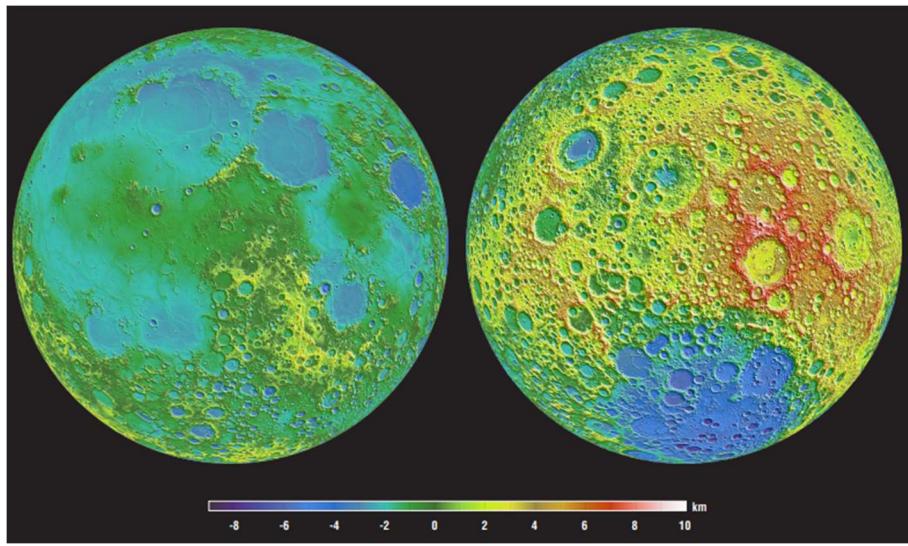


Figure 5 - Topographie de la surface lunaire (face visible à gauche, face cachée à droite) (Lunar Reconnaissance Orbiter—NASA Science)

La géologie lunaire est relativement difficile à comprendre. En effet, outre les données obtenues par télédétection, peu d'échantillons lunaires sont disponibles à l'analyse. Ces échantillons consistent en des roches ramenées par les missions Apollo ainsi que des météorites. Cependant, tous ces échantillons ne représentent qu'approximativement 4,7 % de la composition globale de la Lune. Ils proviennent de zones particulièrement enrichies en éléments incompatibles et représentent des lithologies de type anorthosites ferreuses ou des lithologies enrichies en Mg. Ainsi, nos analyses et nos modèles peuvent être biaisés (Warren, 1990).

4.2 Océan magmatique lunaire

Le paradigme le plus accepté concernant la Lune est sa différenciation à partir d'un océan magmatique. C'est à la suite de sa formation par une collision entre Théia et la proto-Terre que l'énergie fût telle que cela a mené à la fusion complète de la Lune en formation. Cette fusion complète est à l'origine de l'océan magmatique lunaire initial, autrement appelé LMO (*Lunar magma ocean*) (Shearer *et al.*, 2006; J. A. Wood *et al.*, 1970). D'autres indices géologiques appuient la présence d'un océan magmatique primordial. La présence d'une croûte riche en plagioclase en surface, alors que des minéraux plus lourds ont coulé vers le centre de la Lune, traduit notamment cet océan magmatique initial (Taylor, 1978).

Cependant, le volume et la profondeur de ce LMO sont toujours mal contraints. Il est généralement accepté que l'océan magmatique aurait eu une épaisseur de plusieurs centaines de kilomètres (Shearer & Papike, 1999). Cet océan magmatique s'est refroidi rapidement dans un premier temps lorsque la croûte riche en plagioclases n'était pas encore formée. Si l'on estime la profondeur initiale du LMO à 800 km, les 700 premiers kilomètres de cumulats se seraient donc cristallisés très rapidement. Ainsi, 80 % du LMO se seraient cristallisés en 1000 ans (Elkins-Tanton *et al.*, 2011). Ensuite, les 100 derniers kilomètres de magma se seraient

cristallisés sur 100 Ma après la formation de la croûte qui empêche l'évacuation de la chaleur interne. Cette durée de 100 Ma permet de réconcilier l'âge obtenu pour la croûte avec le temps de solidification de l'océan de magma. Cependant, il est nécessaire de tenir compte d'un chauffage par effets de marée de la Terre afin d'obtenir une telle durée de refroidissement (Elkins-Tanton *et al.*, 2011; Hess & Parmentier, 1995). Lors de la cristallisation du LMO, celui-ci s'est différencié. Cette différenciation a mené à la formation d'un petit noyau lunaire d'environ 700 km de diamètre (Shearer *et al.*, 2006). Les premiers minéraux à cristalliser ont été respectivement l'olivine et le pyroxène. Ainsi, le manteau primitif lunaire s'est différencié en un cumulat d'olivine riche en MgO superposé d'un cumulat de pyroxène, riche en FeO et pauvre en CaO (Fig. 6) (Prissel & Gross, 2020; Shearer & Papike, 1999). La formation de ces cumulats est suivie par la cristallisation de plagioclases. De par la nature moins dense des plagioclases, ceux-ci sont remontés à la surface pour former la croûte lunaire (Fig. 6) (Prissel & Gross, 2020; Shearer & Papike, 1999). Au fur et à mesure de la cristallisation du LMO, le liquide résiduel s'est enrichi en éléments incompatibles ainsi qu'en ilménite. L'enrichissement en éléments incompatibles résulte en une couche appelée KREEP pour K (potassium), REE (*Rare Earth Elements*) et P (potassium). On y retrouve également des éléments tels que le thorium, l'uranium, le zirconium, l'hafnium et le niobium (Shearer & Papike, 1999). Les derniers cumulats à se former sont donc enrichis en KREEP, en FeO et en TiO₂. L'enrichissement en fer et en titane va mener à la cristallisation d'un cumulat d'ilménite appelé IBC pour *Ilmenite-Bearing Cumulates* (Fig. 6) (Li *et al.*, 2019).

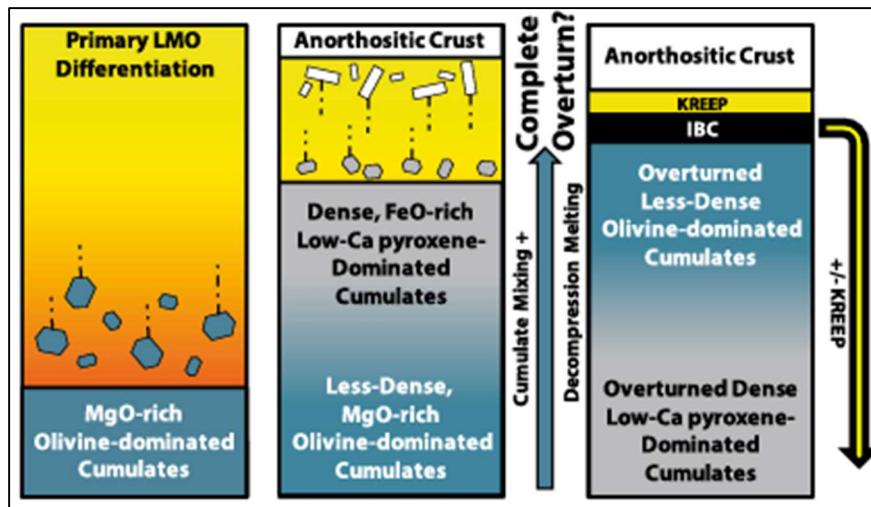


Figure 6 - Différenciation de l'océan de magma lunaire et instabilité gravitationnelle mantellique (Prissel & Gross, 2020)

Les cumulats présents dans le manteau différencié montrent un enrichissement en FeO, TiO₂ et KREEP vers la surface. Une augmentation de ces éléments se traduisant par une augmentation de la densité, il y aura donc une instabilité gravitationnelle qui va se mettre en place entre les cumulats moins denses en profondeur et les cumulats plus denses vers la surface. Cela va résulter en un *overturn* gravitationnel et un retournement complet du manteau lunaire. Les cumulats de surface les plus denses et les plus enrichis en éléments incompatibles vont

coulent dans le manteau et se mélangent aux cumulats moins évolués (Li *et al.*, 2019; Shearer & Papike, 1999).

Ce processus de retournement mantellique a lieu sous la croûte de plagioclases préalablement formée. Comme développé précédemment, cette croûte s'est formée par flottaison des plagioclases lors de la différenciation du manteau lunaire. Ces minéraux se sont cristallisés à partir d'un magma enrichi en fer donnant ainsi naissance à des anorthosites ferreuses, les FAN (*Ferroan Anorthosites*) (Carlson *et al.*, 2014). Ainsi, le contenu en minéraux mafiques de ces roches s'élève à, approximativement, 8,3 % en poids (Warren, 1990). La croûte globale n'a cependant pas une composition d'anorthosite mais bien d'une norite anorthositique avec un pourcentage en poids de Al_2O_3 d'environ 25 % (Shearer *et al.*, 2006). Cette croûte anorthositique représente à peu près 80 % de la croûte lunaire. Cette croûte a une épaisseur variable sur la surface globale. Elle a une épaisseur de 60 km sur la face visible mais de 86 km sur la face cachée. Les anorthosites ferreuses sont utilisées pour dater les phénomènes liés à la cristallisation de l'océan magmatique. En effet, ces roches sont les plus anciennes roches lunaires s'étant formées au début de la cristallisation du LMO. Cependant, la croûte est appauvrie en éléments volatiles tels que les REE et le rubidium. Or, ces éléments sont utilisés pour les méthodes de datation (Shearer & Papike, 1999). Il a tout de même été possible de dater la formation des anorthosites ferreuses entre 4,29 et 4,56 Ga (Fig. 8). Les autres suites de roches plutoniques lunaires, c'est-à-dire les roches de la suite magnésienne et de la suite alcaline, sont, quant à elles, datées entre 4,4 et 3,9 Ga (Shearer *et al.*, 2006; Terada *et al.*, 2007).

4.3 Mg-suite

La suite magnésienne est une lithologie de roche lunaire relativement importante étant donné qu'elle recouvre 20 % de la surface de la Lune (Papike *et al.*, 1997). Les roches de cette suite sont des cumulats de roches ignées. En termes de lithologies, on retrouve des troctolites, des troctolites riches en spinelles magnésiennes, des norites, ainsi que des gabbronorites (Shearer *et al.*, 2015). En ce qui concerne la minéralogie de ces roches, l'assemblage minéralogique est composé majoritairement de plagioclases calciques avec un contenu en anorthosite $\left(\frac{\text{Ca}}{[\text{Ca}+\text{Na}]} * 100\right)$ entre 84 et 98 ainsi que des silicates mafiques avec un contenu en magnésium, $\text{Mg\#} = \left(\frac{\text{Mg}}{[\text{Mg}+\text{Fe}]} * 100\right)$, entre 70 et 95 (Du & Yang, 2024; Shearer *et al.*, 2015; Warner *et al.*, 1976). Outre ces minéraux majeurs, certains minéraux accessoires ont pu être identifiés. On retrouve notamment de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de la chromite, de l'apatite, de la troilite et de l'armalcolite dont la formule chimique est $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Ti}_2\text{O}_5$ (Du & Yang, 2024). La présence de chromite dans certaines lithologies de la suite magnésienne est très intéressante. En effet, la chromite confère une couleur plus rosée aux roches qui sont dès lors facilement reconnaissables et très utiles pour cartographier la présence de la Mg-suite sur la Lune par télédétection (Prissel *et al.*, 2014; Stadermann *et al.*, 2023). La composition chimique des roches de la Mg-suite est très singulière et est utilisée afin de les différencier des autres lithologies lunaires. En effet, il s'agit de roches avec un faible contenu en alcalins, c'est-à-dire

avec un pourcentage en poids de K₂O inférieur à 0,1. Outre cette faible concentration en alcalins, les roches de la Mg-suite présentent une forte concentration en éléments en traces incompatibles tels que les terres rares avec des anomalies autant positives que négatives en Eu. Au sein même de la composition des REE, ces roches sont enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, ce qui n'est pas le cas des autres lithologies lunaires. De plus, cette suite de roches montre de faibles concentrations en Ni, Co et Cr dans les olivines à haut Mg#, alors qu'elle présente de fortes concentrations en Ba, Y et Sr dans les plagioclases. Toutes ces caractéristiques géochimiques traduisent potentiellement une interaction avec du matériel KREEP bien que cela pourrait ne pas concerner toutes les roches de la suite magnésienne et être uniquement une interaction locale (Shearer *et al.*, 2015).

La suite magnésienne est cependant très mal comprise. En effet, beaucoup de questions restent en suspens quant à sa formation. Les paramètres compliquant l'explication de l'origine de la Mg-suite sont notamment l'âge de celle-ci ainsi que sa composition géochimique. En ce qui concerne le facteur âge, celui-ci pose un problème lorsque l'on tente de replacer la formation de la Mg-suite dans l'histoire géologique lunaire par rapport aux FANs. Les roches de la suite magnésienne seraient les plus anciennes lithologies résultant d'une intrusion magmatique. Elles ont été datées entre 4,47 et 4,18 Ga bien que cela ne pourrait pas être le cas de toutes les roches de cette suite comme discuté ci-après (Fig. 8) (Shearer *et al.*, 2006, 2015). En effet, ces âges pourraient être dus à un biais d'échantillonnage car certains basaltes KREEP pourraient, en fait, être des équivalents de la Mg-suite encore plus jeunes. Ces équivalents ont été datés à $3,84 \pm 0,02$ Ga (Shearer & Papike, 2005). Cependant, certains âges obtenus se chevauchent avec des âges obtenus pour la croûte anorthositique (Du & Yang, 2024). Plusieurs scénarios ont été avancés pour expliquer ce chevauchement au niveau des âges. Un de ces scénarios suggère qu'il y a eu un événement de différenciation vers 4,35 Ga qui serait à l'origine de la Mg-suite. Cet événement se serait produit à l'échelle globale du corps rocheux et aurait réinitialisé les systèmes isotopiques de la croûte anorthositique primitive. Cela expliquerait le chevauchement temporel mesuré (Shearer *et al.*, 2015). Outre la problématique de l'âge, il faut également tenir compte du paradoxe lié à la composition chimique des roches de la Mg-suite. En effet, ces roches présentent une dichotomie. La composition en éléments majeurs des roches suggère un magma parent non différencié alors que la concentration élevée en éléments en traces incompatibles suggère un magma parent plus évolué (Snyder *et al.*, 1995). De plus, un autre facteur important difficile à contraindre dans le cadre de la suite magnésienne est la profondeur de mise en place des plutons. Peu de minéraux de basses pressions sont présents. En effet, les gradients de pressions lunaires sont relativement faibles, 0,05 kbar/km. Il a donc été suggéré que les plutons de la Mg-suite se sont mis en place dans différents environnements crustaux (Shearer *et al.*, 2015).

Plusieurs modèles et scénarios ont été mis en place afin d'expliquer la formation de la suite magnésienne et de tenter de répondre aux différentes particularités de celle-ci.

- Une origine par impact : dans ce modèle de formation, la composition chimique primitive des éléments majeurs serait expliquée par des impacteurs tardifs alors que la composition évoluée des éléments en traces proviendrait de produits de la cristallisation du LMO tels que des anorthosites ou du KREEP. Les matériaux provenant de l'impact

se seraient, dès lors, mélangés avec le matériel évolué. Cependant, la signature des éléments en traces typique d'un impacteur, tel que notamment un enrichissement en éléments sidérophiles comme l'iridium, ne se retrouve pas dans la signature de la Mg-suite. De plus, ce scénario amène un problème de balance de masses. En effet, le rapport de masses entre l'impacteur et les produits issus de la fusion due à l'impact est trop faible pour expliquer le Mg# des roches. En effet, dans cette hypothèse, la Mg-suite aurait acquis son Mg# élevé grâce à l'impacteur qui aurait été enrichi en Mg. Cependant, le rapport de masse entre l'impacteur et les produits de fusion montre que l'impacteur aurait été trop petit que pour avoir un impact significatif sur la quantité de Mg. Bien qu'une théorie ait été avancée pour contrer ce problème de masse en mettant en jeu un cumulat riche en olivine, il est difficile de valider une origine par impact, les âges de cristallisation de la Mg-suite étant plus élevés que les âges des plus grands bassins d'impact. De plus, s'il y avait eu des impacts, on devrait retrouver, dans le régolithe lunaire, des composants du manteau supérieur qui ont été excavés par l'impact. Or, cela n'est pas le cas (Shearer *et al.*, 2015).

- Une origine à la suite de la différenciation primordiale du LMO : cette origine pourrait expliquer le chevauchement temporel entre les FANs et les roches de la Mg-suite. En effet, les deux lithologies proviendraient de la différenciation du LMO (Shearer *et al.*, 2015). Le chevauchement entre les FANs et la Mg-suite pourrait aussi être expliqué si l'overturn mantellique a lieu avant la fin de la différenciation du LMO. En effet, la Mg-suite pourrait provenir de l'upwelling de cumulats primitifs, donc profonds, du manteau lunaire. Cet upwelling aurait eu lieu lors de l'overturn mantellique si celui-ci s'est produit dans les premiers 100 millions d'années de l'histoire du LMO, c'est-à-dire avant la solidification complète du LMO. Ainsi, la formation de la Mg-suite se serait faite en parallèle à l'extraction des anorthosites ferreuses (Fig. 7) (Zhang *et al.*, 2025).

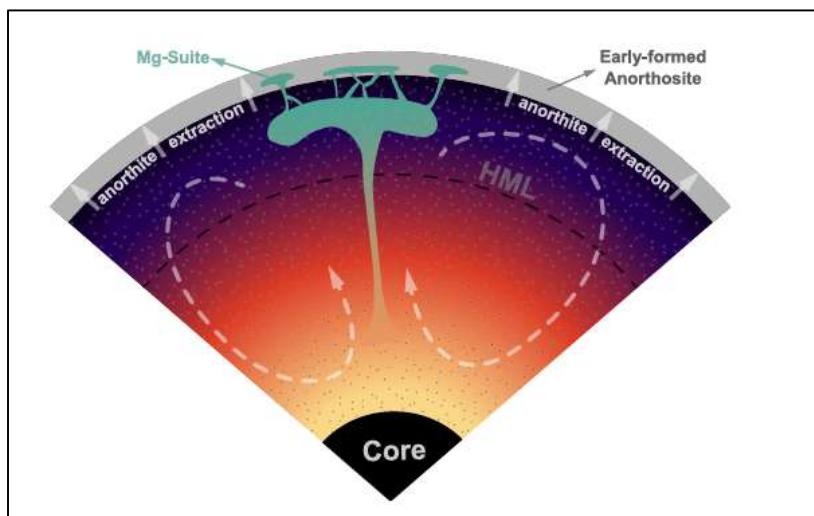


Figure 7 - Formation de la Mg-suite en parallèle de l'extraction de la croûte anorthositique (Zhang *et al.*, 2025)

- Une origine après la solidification de l'océan magmatique : dans le contexte de ce scénario, plusieurs hypothèses différentes peuvent être envisagées. Cependant, le modèle le plus répandu consiste en une fusion partielle de cumulats primitifs du LMO avec un Mg# élevé. Ces cumulats primitifs moins denses auraient migré vers la surface

lors du retournement mantellique. Ils auraient alors subi une fusion partielle par décompression adiabatique (Shearer & Papike, 1999). Cette hypothèse est appuyée par la forte concentration en forstérite des troctolites lunaires traduisant un magma parent riche en olivine (Prissel & Gross, 2020). Pour expliquer la composition évoluée en éléments en traces des roches de la Mg-suite, un mélange ou une assimilation de FANS ou de KREEP aurait pu avoir eu lieu lors de la remontée du magma (Shearer & Papike, 1999; Snyder *et al.*, 1995).

Il a pu ainsi être montré que le magmatisme à l'origine de la suite magnésienne a eu lieu à une échelle globale à la surface lunaire. Contrairement aux hypothèses avancées qui requéraient la présence de KREEP pour la formation de cette suite de roches, il a donc pu être montré que cela n'est pas un facteur nécessaire étant donné que le matériel KREEP est uniquement retrouvé sur la face visible de la Lune (Prissel *et al.*, 2014).

La suite magnésienne est toujours entourée de multiples inconnues. Une question en suspens concerne l'âge de la croûte anorthositique et celui de la Mg-suite. En effet, la relation entre les deux lithologies est toujours mal expliquée, notamment concernant la présence d'âges qui semblent se chevaucher dans le temps. Toujours dans cette optique temporelle, la durée du magmatisme à l'origine de la Mg-suite est toujours mal estimée bien que l'on sache que ce magmatisme fût relativement limité dans le temps (Shearer *et al.*, 2015). Outre la durée du magmatisme, il est important d'améliorer les modèles de retournement mantelliques afin de mieux contraindre le mode de formation de la Mg-suite (Du & Yang, 2024). De plus, le lien entre les différentes lithologies au sein de la Mg-suite est mal défini. Il s'agit probablement de cristallisation fractionnée mais cela reste à déterminer (Shearer *et al.*, 2015). Finalement, la distribution globale de la suite magnésienne est mal comprise. En effet, il y a des incohérences entre les données obtenues par télédétection et celles obtenues par les missions Apollo (Du & Yang, 2024).

4.4 Suite alcaline

En parallèle de la suite magnésienne, une suite de roches alcalines a également été mise en évidence dans les roches lunaires. En effet, certaines roches présentent une concentration anormalement élevée en éléments alcalins, c'est-à-dire des concentrations supérieures à 0,1 % en poids de K_2O et supérieures à 0,3 % en poids de Na_2O . Ces roches sont également enrichies en éléments incompatibles et lithophiles. Parmi les lithologies composant la suite alcaline, on retrouve des anorthosites, des gabbros, des monzodiorites, des granites et des rhyolites (Shearer & Papike, 1999). Les roches de la suite alcaline résultent soit d'un événement basaltique contemporain à celui de l'origine de la formation de la suite magnésienne, soit il se pourrait que les roches alcalines soient un produit différencié de cette Mg-suite (Shearer & Papike, 1999). De plus, ce magmatisme alcalin s'est étendu entre 4,37 et 3,8 Ga (Fig. 8) (Shearer *et al.*, 2006). L'abondance des roches de la suite alcaline sur la Lune est cependant nettement inférieure à celle des anorthosites ferreuses et de la Mg-suite (Shearer & Papike, 1999).

4.5 Basaltes

La formation des suites magnésienne et alcaline a été suivie de volcanisme. Le volcanisme fût tout d'abord riche en aluminium. Ce volcanisme a produit des basaltes riches en aluminium et pauvres en éléments incompatibles ainsi qu'en fer. Leur source serait une source mantellique peu différenciées mais pourrait également être le résultat de mélanges entre des composants mantelliques et la croûte anorthositique. Le volcanisme riche en Al_2O_3 a été suivi d'un volcanisme riche en KREEP. Ce volcanisme marque la fin de la cristallisation du manteau lunaire primitif. Ces basaltes sont riches en éléments incompatibles. Leur source correspond aux derniers produits de la différentiation du LMO. Autant les basaltes KREEP que les basaltes riches en Al_2O_3 ont érupté avant la formation de bassins d'impacts (Shearer & Papike, 1999). Ce magmatisme pré-bassins d'impact a été daté entre 4,5 et 3,85 Ga pour les basaltes riches en aluminium et entre 4,08 et 3,4 Ga pour les basaltes riches en KREEP (Fig. 8). Ainsi, les basaltes riches en aluminium sont plus anciens ou contemporains des basaltes KREEP (Shearer *et al.*, 2006). A la suite du bombardement massif et d'événements thermiques liés aux épisodes volcaniques précédents, la chaleur dégagée a permis une fusion partielle dans le manteau lunaire profond, c'est-à-dire de profondeurs supérieures à 400 km. Les basaltes résultant de ces éruptions ont rempli les bassins d'impacts et sont appelés basaltes de mare ou basaltes de mers lunaires (Shearer & Papike, 1999). Ces basaltes de mare recouvrent approximativement 17 % de la surface lunaire (Hiesinger *et al.*, 2003). Ils ont été éruptés entre 3,85 et 2,5 Ga (Fig. 8) (Shearer *et al.*, 2006; Shearer & Papike, 1999). Ces basaltes de mare sont donc la trace du dernier événement volcanique lunaire.

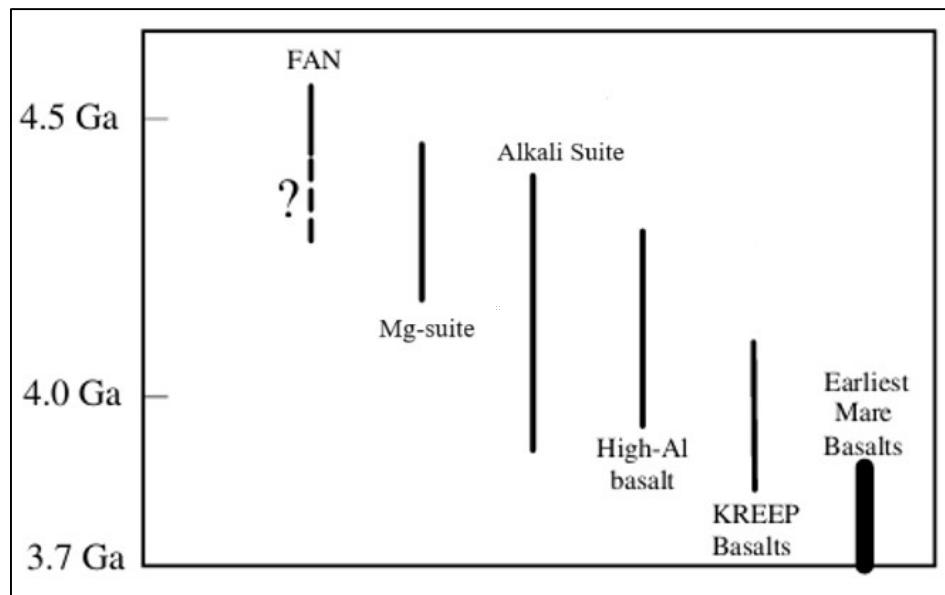


Figure 8 - Etendue temporelle des épisodes de magmatisme lunaire (modifié de Shearer *et al.*, 2006)

5. Programme Apollo

Le programme Apollo est un programme de missions spatiales fondé par la NASA (*The National Aeronautics and Space Administration*). Ce programme fût lancé par le président américain John F. Kennedy lors de la guerre froide. Il avait pour but d'assurer la conquête de la Lune par les Américains. Il s'étendit de 1961 à 1972 avec un total de 17 missions (Wikipédia, mai 2025). Parmi ces 17 missions, 11 d'entre elles étaient composées d'un équipage et seules 6 missions ont aluni. D'un point de vue technique, le vaisseau Apollo était constitué de trois modules : le module de commande servant d'habitacle aux astronautes ainsi que de centre de contrôle du vaisseau, le module de service permettant la propulsion et les mécanismes de soutien du vaisseau, ainsi que le module lunaire permettant à deux membres de l'équipage d'alunir et d'ensuite retourner en orbite (NASA-*The Apollo Program*, mai 2025). Les vaisseaux spatiaux Apollo étaient lancés par la fusée *Saturn V*. Les missions Apollo 4, 5 et 6 ont été des missions sans équipage afin de tester les lanceurs et les différents modules composant la mission. Les missions 7, 8, 9 et 10 sont, quant à elles, des missions habitées préparatoires. Elles avaient pour objectifs de tester les différents équipements ainsi que de repérer les futurs lieux d'alunissage (Tableau 1) (Wikipédia, mai 2025). La figure 9 répertorie les lieux d'alunissage des missions 11, 12, 14, 15, 16 et 17 (Tableau 1).

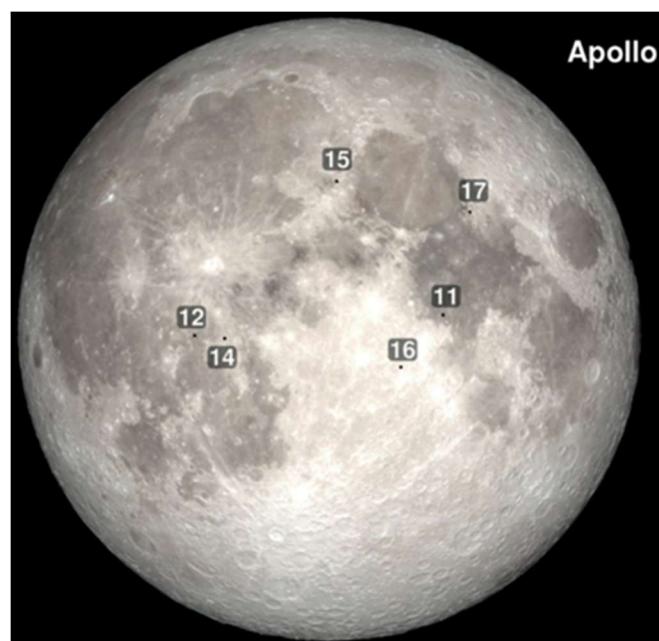


Figure 9 - Lieux d'alunissage des missions Apollo (Jerde, 2021)

Tableau 1 - Descriptif et objectifs des missions Apollo (Wikipédia, mai 2025; NASA-The Apollo Program, mai 2025)

Apollo 1	Février 1967	Mort de l'équipage lors d'un test pré-vol
Apollo 2	Août 1966	3 ^{ième} vol test du lanceur <i>Saturn IB</i>
Apollo 3	Novembre 1962	3 ^{ième} vol test du lanceur <i>Saturn I</i>
Apollo 4	Novembre 1967	1 ^{er} vol test de la fusée <i>Saturn V</i>
Apollo 5	Janvier 1968	1 ^{er} test du module lunaire
Apollo 6	Avril 1968	Dernier test de la fusée <i>Saturn V</i> et du vaisseau Apollo
Apollo 7	Octobre 1968	1 ^{er} vol habité du programme Apollo avec une mise en orbite durant 10 jours
Apollo 8	Décembre 1968	1 ^{ère} mission habitée en orbite lunaire ainsi que 1 ^{ère} mission lancée par <i>Saturn V</i>
Apollo 9	Mars 1969	1 ^{ère} mission habitée avec tous les composants du vaisseau Apollo
Apollo 10	Mai 1969	Mission ayant pour but de tester tous les composants de la mission excepté l'alunissage
Apollo 11	Juillet 1969	1 ^{er} alunissage avec un équipage ; Neil Armstrong et Edwin Aldrin sont les premiers humains à marcher sur la Lune
Apollo 12	Novembre 1969	2 ^{ième} alunissage avec équipage
Apollo 13	Avril 1970	À la suite d'une explosion en vol, l'équipage n'a pas pu alunir
Apollo 14	Janvier 1971	3 ^{ième} alunissage avec équipage
Apollo 15	Juillet 1971	4 ^{ième} alunissage avec équipage et 1 ^{ère} utilisation du rover lunaire (<i>Lunar Rover Vehicle</i>)
Apollo 16	Avril 1972	Avant-dernier alunissage
Apollo 17	Décembre 1972	Dernière mission Apollo ; a permis de récolter le plus d'échantillons

Outre la portée politique du programme Apollo, celui-ci avait un objectif scientifique. En effet, il a permis de développer nos connaissances sur la Lune qui avait été très peu étudiée auparavant (NASA-The Apollo Program, mai 2025). Les missions avaient donc pour objectif, entre autres, de ramener des échantillons variés du satellite ainsi que de caractériser la géologie lunaire. Bien que les missions 11, 12 et 14 aient ramené des échantillons, il a fallu attendre les missions 15, 16 et 17 pour que l'aspect scientifique soit vraiment important. En effet, ces missions ont pu bénéficier du rover lunaire qui a permis aux astronautes de parcourir de plus grandes distances. Au-delà de la portée géologique des missions, elles ont également été utilisées pour effectuer d'autres expériences telles que des essais de séismicité, de la gravité, des mesures du flux de chaleur interne, du champ magnétique lunaire, de la composition de son atmosphère, etc. (Jerde, 2021).

Les missions Apollo ont permis de ramener un total de 375,9 kg de roches lunaires. Ces roches sont sous la forme de roches entières, de poussières et de carottes de forage. Ces dernières sont les seuls échantillons permettant de relier la stratigraphie lunaire au régolithe, le régolithe étant

le « sol » lunaire. Lors des trois dernières missions, les carottages consistaient en des tubes de 4 cm de diamètre pour une profondeur de 18,4 à 68,2 cm. En ce qui concerne les roches entières échantillonnées, elles comprennent des anorthosites, des basaltes, des brèches ainsi que d'autres types de lithologies. Chaque échantillonnage était précédé d'une photo de la roche à la surface lunaire avec un gnomon servant de comparatif pour la pente, la couleur ainsi que la réflectance (Jerde, 2021).

Afin de distinguer les échantillons ramenés, un numéro à cinq chiffres a été assigné à chacun. Les deux premiers chiffres indiquent le numéro de la mission : le 10 pour la mission Apollo 11, le 12 pour la mission Apollo 12, le 14 pour la mission Apollo 14 et le 15 pour la mission Apollo 15. Les missions 16 et 17 diffèrent légèrement. En effet, lors de ces missions, plusieurs stations d'échantillonnage autour du site d'alunissage furent établies. Ainsi, le numéro de l'échantillon a pour premier chiffre le 6 ou le 7, dépendant s'il a été récolté lors de la mission Apollo 16 ou 17 respectivement, et comme deuxième numéro, le chiffre correspondant à la station d'échantillonnage. Ce dernier chiffre permet de préciser la localisation de provenance de l'échantillon. Pour terminer, le cinquième chiffre du numéro de l'échantillon lors des missions Apollo 15, 16 et 17, correspond à la typologie. En effet, le chiffre 0 traduit un échantillon non tamisé, le chiffre 1 un échantillon de taille inférieure au millimètre, le chiffre 2 un échantillon entre 1 et 2 mm, le chiffre 3 un échantillon de 2 à 4 mm, le chiffre 4 un échantillon de 4 à 10 mm, et le chiffre 5 un échantillon de taille supérieure à 10 mm. Si le contenant contient plus d'un échantillon, le cinquième chiffre du code d'identification de l'échantillon sera un chiffre de 6 à 9 (Jerde, 2021). Par exemple, l'échantillon 76335 a été récolté lors de la mission Apollo 17, à la station 6, il est le 33^{ème} collecté et est constitué de particules supérieures à 10 mm.

6. Mission Apollo 17

La mission Apollo 17 est la dernière mission du programme Apollo. Elle a été lancée le 7 décembre 1972. Il s'agit de la seule mission ayant eu à bord un géologue. L'objectif scientifique était très important car la mission avait pour but de répondre à plusieurs inconnues sur la Lune restant en suspens. Celles-ci concernaient notamment la caractérisation de l'activité volcanique lunaire entre 3,7 et 4,5 Ga. De plus, la mission avait pour but de déterminer si la Lune avait été active depuis 3,2 Ga (Johnston *et al.*, 1975). Ainsi, le matériel à échantillonner devait être relativement ancien mais devait également comporter du matériel plus jeune que celui échantillonné lors des missions précédentes afin de déterminer la dernière période d'activité de la Lune (Neal & Taylor, 1993).

Le lieu d'alunissage définit pour cette mission est la vallée de Taurus-Littrow située au sud de la mer de la Sérénité. Tout comme les missions Apollo 15 et 16, la mission Apollo 17 a pu bénéficier d'un rover lunaire. Grâce à cela, les astronautes ont pu élargir la zone d'échantillonnage. Cela a notamment permis de récolter une variété assez conséquente de roches lunaires pour un total de 110 kg réparti sur 73 échantillons (Johnston *et al.*, 1975; Rhodes *et al.*, 1974). En effet, les roches prélevées peuvent être classées en trois grandes catégories : des basaltes de mare présents dans le fond de vallée majoritairement riches en titane ($TiO_2 > 12\%$) et pauvres en silice ($SiO_2 < 39\%$), des brèches noritiques contenant du matériel KREEP, ainsi que des clastes de gabbro anorthositiques. Outre ces trois catégories, il a également été récolté des brèches riches en magnésium, fer et aluminium, ainsi qu'un claste d'une dunite et d'une troctolite (Rhodes *et al.*, 1974). D'un point de vue stratigraphique, un autre classement a pu être déterminé entre les échantillons : les échantillons du fond de vallée, c'est-à-dire les stations 1, 5 et 4, ceux du massif sud (stations 2 et 2A), et ceux du massif nord (stations 6, 7, 8 et 9). En effet, la topologie de la vallée de Taurus-Littrow est caractérisée par deux massifs surplombant une vallée de basaltes (Fig. 10) (Rhodes *et al.*, 1974).

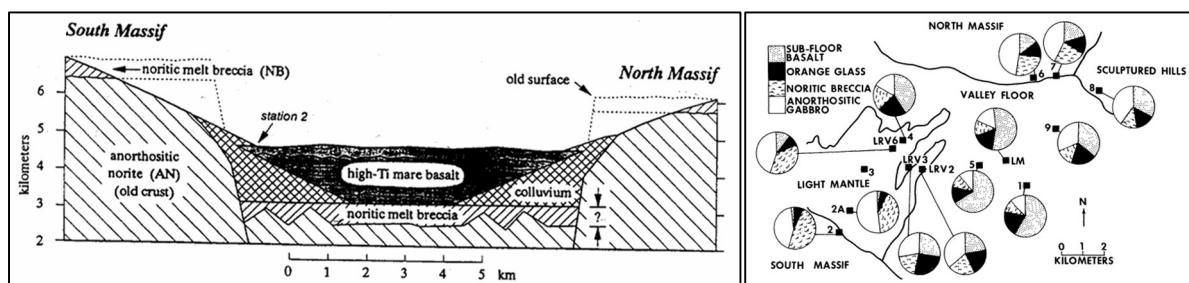


Figure 10 - Topologie de la vallée de Taurus-Littrow : vue en coupe (gauche) et vue du haut avec les stations d'échantillonnage (droite) (Meyer, 1994; Rhodes *et al.*, 1974)

En ce qui concerne les échantillons du fond de vallée, ils correspondent aux roches les plus mafiques ramenées par la mission. En effet, il s'agit de basaltes riches en titane, en fer, en chrome mais également enrichis en yttrium, niobium et zinc. Ces basaltes sont cependant

appauvris en aluminium (Rhodes *et al.*, 1974). Grâce aux échantillonnages, il a été déterminé que ces basaltes s'étendent sur une épaisseur de 1 400 mètres. Leur composition traduit une provenance de plusieurs sources mantelliques de ces basaltes ainsi que des processus de mélanges et d'assimilations. Ils auraient érupté à la surface il y a environ 3,7 à 3,8 Ga (Neal & Taylor, 1993).

Les roches du massif sud quant à elles sont caractérisées par des concentrations élevées en aluminium, entre 19 et 21 %, et pauvres en fer, entre 8 et 10 %, et en titane, entre 1,3 et 2,6 %. Contrairement aux échantillons du fond de vallée et du massif nord, ceux-ci sont enrichis en potassium, phosphore, zirconium, rubidium ainsi qu'en terres rares légères. D'un point de vue lithologique, le massif sud de la vallée de Taurus-Littrow est relativement uniforme et est constitué de brèches noritiques et de gabbros anorthositiques (Rhodes *et al.*, 1974).

Dans le cadre de ce travail, les roches qui nous intéressent proviennent du massif nord de la vallée. En effet, c'est au pied de ce massif que se situent les stations d'échantillonnage 6, 7 et 8. Ces échantillons ont des compositions intermédiaires entre les roches du massif sud et celles du fond de vallée. Elles sont, en effet, plus mafiques que les roches du massif sud mais plus alumineuses que celles du fond de vallée. De plus, elles présentent des concentrations plus faibles en terres rares légères, en Zr, en Nb et en Y. En termes de lithologie, on retrouve des brèches noritiques ainsi que des gabbros anorthositiques avec une légère surabondance des gabbros par rapport aux brèches (Rhodes *et al.*, 1974).

7. Description des échantillons

7.1 Echantillon 76335

L'échantillon 76335 est un échantillon récolté par la mission Apollo 17 à la station 6. Il a été récolté au pied de la pente du massif nord de la vallée de Taurus-Littrow (*Lunar Sample Compendium*). Cet échantillon est une troctolite anorthositique magnésienne de couleur blanchâtre (Fig. 11) (Warren & Wasson, 1978).

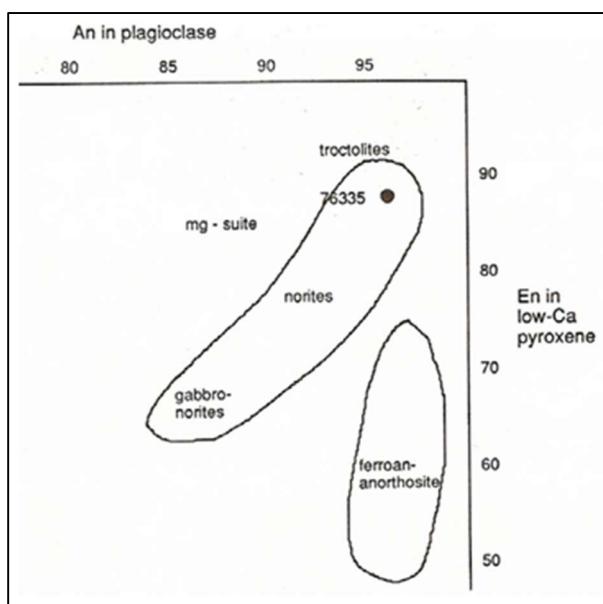


Figure 11 - Lithologie de l'échantillon 76335 (Meyer, 1994)

En ce qui concerne la minéralogie de la roche, elle est constituée de 85 % de plagioclase de composition An_{95,6}, de 13 % d'olivine de composition Fo_{86,8} et de 2 % d'oxides et de produits de fusion d'impact. D'autres analyses ont permis de découvrir un autre assemblage minéralogique dominé par l'orthopyroxène au sein de l'échantillon. Cet assemblage comprend de l'orthopyroxène, de la chromite, un phosphate ainsi qu'un minéral présent sur la Lune, la keiviite-(Y). Ce minéral est un silicate d'yttrium de formule chimique (Y, REE)₂Si₂O₇ (Edmunson *et al.*, 2007; *Lunar Sample Compendium*). La troctolite 76335 est relativement appauvrie en éléments en traces (Meyer, 1994). Les données chimiques obtenues dans la littérature se trouve à cette adresse <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/76335.pdf>.

L'échantillon 76335 a pu être daté par plusieurs méthodes. Cependant, il n'a pas été possible d'exploiter la méthode de datation Rb-Sr car la roche a subi un impact qui a déstabilisé le système (Meyer, 1994). Malgré cela, la roche a été datée par la méthode Sm-Nd à 4278 ± 60 Ma. Cet âge fait de la roche 76335 la plus jeune de la Mg-suite. En termes de compositions chimiques, l'échantillon traduit un mélange entre un réservoir KREEP et un réservoir appauvri

en LREE. Une autre interprétation envisageable suggère que 76335 serait un produit de fusion entre un réservoir KREEP et un réservoir riche en magnésium. Ce magma aurait ensuite subi une assimilation de la croûte d'anorthosites ferreuses lors de sa remontée. Cela expliquerait son appauvrissement en terres rares légères et donc son $\epsilon_{143}\text{Nd}$ positif. Un troisième scénario de formation a été avancé. Ce dernier suggère que la roche serait un mélange entre un réservoir riche en Mg, des cumulats pauvres en LREE, et du matériel riche en KREEP. Cependant, ce scénario implique certaines contraintes. En effet, cela demanderait une différenciation tardive de la Lune ce qui n'est pas appuyé par les âges obtenus sur d'autres norites de la Mg-suite (Edmunson *et al.*, 2007).

7.2 Echantillon 77075

L'échantillon 77075 a été récolté sur le rocher numéro 7 de la station 7 lors de la mission Apollo 17. C'est également de ce rocher que provient l'échantillon suivant, le 77215. Le rocher numéro 7 mesure approximativement 3 m de large et aurait chuté du flan du massif nord. On y retrouve quatre lithologies : de la norite blanche telle que l'échantillon 77215, des dykes noirs tels que l'échantillon 77075, une brèche gris-bleue, ainsi qu'une brèche vésiculaire verte-grise (Fig. 12). Cependant, les âges obtenus pour les dykes et les brèches ne semblent pas compatibles. En effet, l'astronaute et géologue Schmitt a relevé que les deux lithologies semblaient continues l'une avec l'autre. Or, leurs âges diffèrent. En outre, il a été possible de déterminer un temps d'exposition en surface de ce rocher. Selon la méthode Kr-Kr, le rocher aurait été exposé aux rayons cosmiques depuis 28,6 Ma alors que selon la méthode de datation par l'Ar a fourni un temps d'exposition de 27,5 Ma (Meyer, 1994).

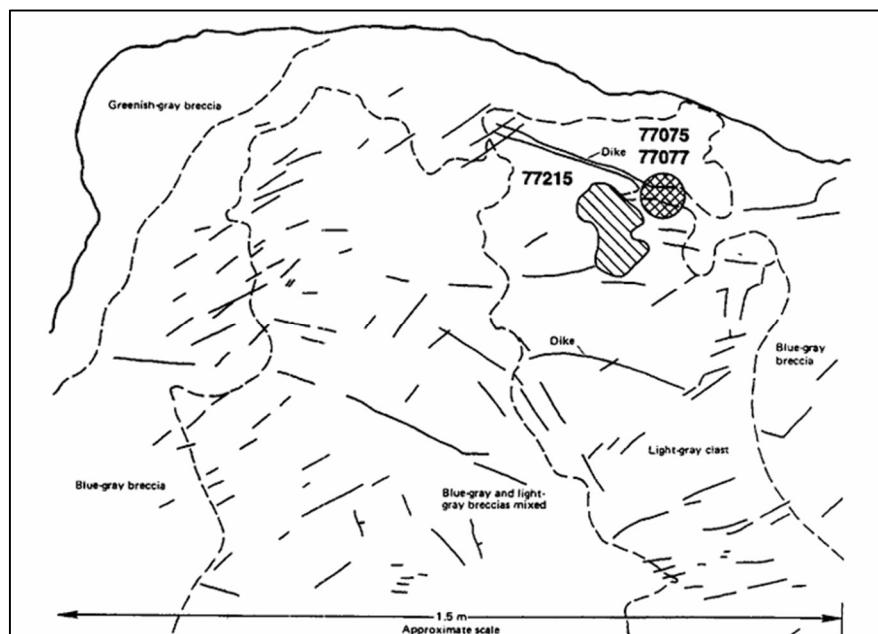


Figure 12 - Illustration du rocher numéro 7 ainsi que les localisations d'échantillonnage de 77075 et 77215 (Meyer, 1994)

L'échantillon 77075 est un dyke composé de produits de fusion d'impact (Meyer, 1994). Ce dyke recoupe un claste de norite sur une épaisseur d'approximativement 3 cm. La norite encaissante est tout de même présente en faibles quantités sur l'échantillon (Fig. 13). En ce qui concerne la partie blanchâtre de l'échantillon, il s'agit bien d'une norite (Fig. 14) (*Lunar Sample Compendium*). Le dyke est de granulométrie fine avec une matrice constituée de plagioclase à 62 %, de pyroxènes à 17 %, d'olivine à 16 % ainsi que d'ilménite à 3 % et d'oxydes de nickel et de fer à 2 % (Chao *et al.*, 1974). L'absence d'augite traduirait une cristallisation rapide du dyke (*Lunar Sample Compendium*). Grâce aux analyses de la composition chimique disponible à cette adresse <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/77075.pdf>, il a été montré que le dyke est enrichi en iridium.



Figure 13 – Photo de l'échantillon 77075 (en blanc, la norite encaissante et en noir; le dyke) (*Lunar Sample Compendium*)

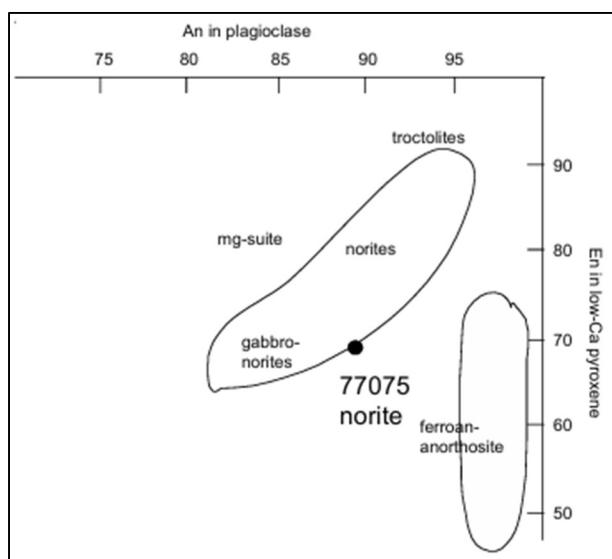


Figure 14 – Lithologie de l'échantillon 77075 (*Lunar Sample Compendium*)

L'échantillon 77075 a pu être daté par différentes méthodes. Ainsi, par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar , il a été obtenu un âge plateau de $3,99 \pm 0,03$ Ga (Stettler *et al.*, 1974). Quant à la méthode de datation Rb-Sr, elle a fourni un âge de $4,09 \pm 0,08$ Ga qui est proche de l'âge obtenu par la méthode Sm-Nd de $4,13 \pm 0,82$ Ga (Nakamura *et al.*, 1976). De plus, également grâce à la méthode de datation par l'argon, il a été possible d'obtenir la durée d'exposition en surface du rocher. En effet, le rocher aurait été exhumé depuis 25,5 Ma (Stettler *et al.*, 1974).

7.3 Echantillon 77215

L'échantillon 77215 provient du même rocher que l'échantillon précédent, le 77075. Il s'agit d'une norite de la suite magnésienne (Carlson *et al.*, 2014). Cette norite est blanche et correspond à un cumulat brèchifié de pigeonite et d'anorthite (Fig. 15). On y retrouve également de l'anorthosite et du verre d'impact (Chao *et al.*, 1976; Meyer, 1994). Cette nature brèchique a induit une fracturation de l'échantillon lors du retour sur Terre de la mission (*Lunar Sample Compendium*).

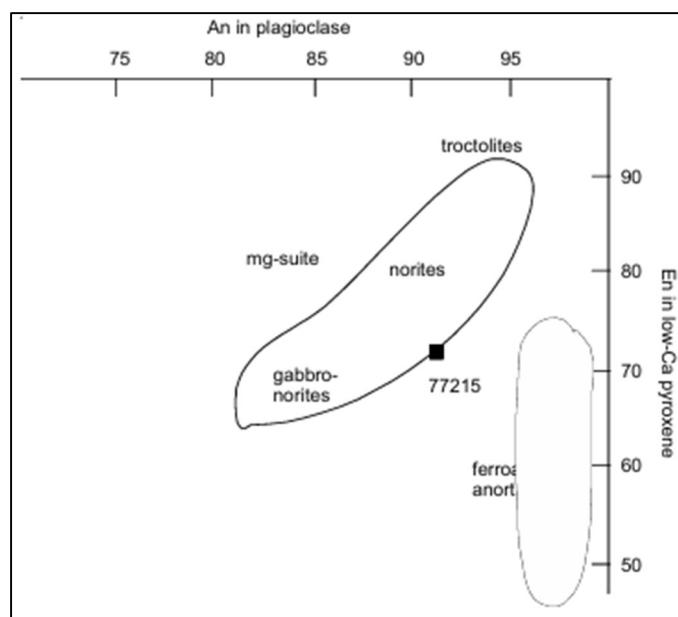


Figure 15 - Lithologie de l'échantillon 77215 (Lunar Sample Compendium.)

L'échantillon 77215 est constitué à 54 % de plagioclase, avec 41 % d'orthopyroxène ainsi que d'autres phases minéralogiques mineures telles que de la troilite, de l'ilménite, des métaux de Fe et Co, du clinopyroxène, du spinelle, du feldspath potassique, et une faible fraction de verre. Les plagioclases de l'échantillon sont relativement pauvres en Mg et en fer mais présentent des inclusions de feldspath K. De plus, des exsolutions en lamelles d'augite ont été repérées au sein des pyroxènes (Chao *et al.*, 1976; Meyer, 1994). Les compositions chimiques obtenues pour cet échantillon se trouve à l'adresse suivante <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/77215.pdf>.

Cet échantillon est le plus vieil échantillon provenant du rocher numéro 7 (Nakamura *et al.*, 1976). Il a pu être daté par plusieurs méthodes :

- Méthode Ar-Ar : $3,98 \pm 0,03$ Ga (Stettler *et al.*, 1978)
- Méthode Rb-Sr : $4,374 \pm 0,045$ Ga (Carlson *et al.*, 2014; Nakamura *et al.*, 1976)
- Méthode Sm-Nd :
 - ^{147}Sm - ^{143}Nd : $4,283 \pm 0,023$ Ga (Carlson *et al.*, 2014) et $4,37 \pm 0,07$ Ga (Nakamura *et al.*, 1976)
 - ^{146}Sm - ^{142}Nd : $4,348^{+0,057}_{-0,096}$ Ga (Carlson *et al.*, 2014)
- Méthode Pb-Pb : $4,417 \pm 0,13$ Ga (Nunes *et al.*, 1974)
- Méthode Lu-Hf : $4,421 \pm 0,068$ Ga (Carlson *et al.*, 2014)

Tout d'abord, les âges obtenus par méthode Pb-Pb sur la roche totale et sur les minéraux séparément, traduisent une perturbation du système U-Pb dans la roche. De plus, l'analyse des minéraux de plagioclase montre que la roche a subi des chocs. Ainsi, il n'est pas exclu qu'il y ait eu une réinitialisation du système. Cependant, les âges obtenus pour la norite de la Mg-suite 77215 correspondent aux âges obtenus pour deux autres échantillons de la Mg-suite. En effet, l'échantillon 76535 a été daté à $4,306 \pm 0,011$ Ga et l'échantillon 78236 a été daté à $4,334 \pm 0,037$ Ga (Carlson *et al.*, 2014).

En ce qui concerne le processus de formation de la norite 77215, celle-ci a tout d'abord cristallisé à une profondeur d'environ 10 km. Son origine pourrait être plutonique étant donné que la faible taille des clastes exclurait une formation à partir d'un cumulat. À la suite de sa cristallisation, plusieurs processus auraient eu lieu. Ces processus seraient notamment à l'origine de la bréchification de la roche, de l'apparition des dykes, ainsi qu'à l'origine de l'incorporation de basaltes feldspathique. La roche aurait ensuite été excavée par un impact. Lors de l'impact, il y aurait eu un mélange entre la norite et le produit de fusion d'impact ayant une composition noritique similaire (Chao *et al.*, 1976).

7.4 Echantillon 78236

L'échantillon 78236 provient de la mission Apollo 17 mais contrairement aux deux échantillons précédents, il a quant à lui été récolté à la station 8. Il a été échantillonné sur un rocher d'environ 0,5 m de large (*Lunar Sample Compendium*). Il s'agit d'une norite choquée avec une texture très grossière. Cette norite trouverait son origine dans un cumulat plutonique (Meyer, 1994). En termes de minéralogie, 78236 est composé à 54 % d'orthopyroxène, à 39 % de plagioclase, à 4 % de produits de fusion d'impact, ainsi que des traces de clinopyroxène, de feldspaths K, de phosphate, de troilite, d'ilménorutile et de chromite (Nyquist *et al.*, 1982). Les compositions chimiques obtenues pour cet échantillon se trouve à l'adresse <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/78235.pdf>.

Plusieurs âges ont été obtenus par diverses méthodes de datation :

- Méthode Ar-Ar : $4,11 \pm 0,02$ Ga (Aeschlimann *et al.*, 1982)
- Méthode Sm-Nd : $4,34 \pm 0,05$ Ga (Carlson & Lugmair, 1980) ; $4,33 \pm 0,09$ Ga (Nyquist *et al.*, 1982) ; $4,338 \pm 0,035$ Ga (Premo, 1991)
- Méthode Rb-Sr : $4,38 \pm 0,02$ Ga (Nyquist *et al.*, 1982)

Cet échantillon aurait subi un refroidissement lent à grandes profondeurs au sein de la croûte lunaire il y a approximativement 4,4 Ga. Il aurait finalement été amené à la surface à la suite d'un impact il y a 4,11 Ga (Aeschlimann *et al.*, 1982; Nyquist *et al.*, 1982). Cette exhumation aurait réinitialisé certains systèmes isotopiques tels que le système Ar-Ar (Aeschlimann *et al.*, 1982; Meyer, 1994). De plus, les âges obtenus pour cet échantillon sont aussi vieux que les âges obtenus pour les FAN qui seraient parmi les plus anciennes roches lunaires (Carlson *et al.*, 2014).

8. Géochimie

La géochimie est une branche des sciences de la Terre. Elle couple la géologie à la chimie. La géochimie a une grande importance en géologie. En effet, elle a permis de mieux comprendre notre système solaire et la Terre notamment grâce aux études sur les météorites. La géochimie permet également de dater des événements et des objets sur l'échelle des temps géologiques. Elle est aussi nécessaire pour caractériser des phénomènes internes aux corps planétaires et en particulier interne à la Terre. Elle permet de déterminer les profondeurs et les températures des chambres magmatiques ainsi que des phénomènes métamorphiques. La géochimie a permis de mettre au jour la présence des panaches volcaniques mais également de comprendre la formation de la croûte terrestre. Elle est également utilisée pour mieux comprendre et dater les épisodes de glaciation par exemple (White, 2020). En plus des nombreuses applications terrestres, la géochimie est essentielle à l'étude de la Lune. En effet, elle permet entre autres de dater les formations lunaires ainsi que de comprendre la formation de la croûte et du manteau lunaire.

La géochimie se base sur l'étude de l'abondance des éléments chimiques dans des échantillons. En effet, des assemblages d'éléments et leurs quantités respectives renseignent sur des phénomènes. Ces éléments peuvent être classés en fonction de leur concentration dans les roches. Ainsi, on retrouve les éléments majeurs, les éléments mineurs, et les éléments en traces présents à moins de 0,1 %. Ces éléments en traces sont mesurés en ppm (part par million). Ils sont très utiles en géologie car ils sont plus nombreux que les éléments majeurs et mineurs et ils ont des comportements plus simples à comprendre car ils suivent la loi de Henry des solutions diluées (White, 2020).

Les éléments chimiques peuvent être classés en fonction de leur comportement géochimique. Ainsi, on retrouve les LILE (Large Ion Lithophile Elements). Ces éléments ont un rapport Z/R faible, ce qui les rend incompatibles et mobiles. Il y a également les HFSE (High Field Strength Elements) qui sont eux incompatibles et immobiles de par leurs charges élevées et leur rayon ionique large. Finalement, on retrouve également les REE (Rare Earth Elements) ou terres rares. Ces éléments sont incompatibles et immobiles. Ils sont cependant de moins en moins incompatibles lorsque la masse atomique augmente. Tous les éléments ne se répartissent pas dans ces catégories, on en retrouve également dans la catégorie des gaz rares, des métaux nobles ou des métaux de transition (White, 2020).

Une propriété intéressante des éléments chimiques est le principe d'isotope. En effet, un même élément peut avoir un nombre de neutrons différent pour un nombre de protons constant. Parmi les isotopes, on retrouve deux catégories : les isotopes radioactifs et les isotopes stables.

Contrairement aux isotopes radioactifs, les isotopes stables ne subissent pas de désintégration radioactive. Leur fractionnement isotopique dépendra des processus géologiques mais aussi de la température, entre autres. Il existe plusieurs de ces isotopes stables. Les plus couramment cités sont les isotopes de l'oxygène ou certains isotopes du carbone. Cependant, dans le contexte de l'étude du magmatisme et de la cristallisation des minéraux, les isotopes stables les

plus intéressants sont ceux du cuivre, du fer et du zinc, et plus récemment du gallium. En effet, les isotopes stables de ces éléments renseignent sur l'origine des magmas, les processus de différenciation des liquides magmatiques mais également sur des changements de températures et des phénomènes à l'œuvre lors des processus de cristallisation tels que la cristallisation fractionnée.

En ce qui concerne le cuivre, il possède deux isotopes stables : le ^{63}Cu à 69,174 %, et le ^{65}Cu à 30,826 %. Le cuivre a une affinité pour les sulfides. Il est également sensible aux conditions redox. Ainsi, l'étude isotopique du cuivre renseigne sur la séparation des phases enrichies en soufre dans les magmas, sur l'origine et la différenciation des liquides magmatiques mais également sur de potentielles contaminations par magma par du matériel riche en sulfure (Albarède, 2004).

Le fer, quant à lui, possède quatre isotopes stables : le ^{54}Fe à 5,845 %, le ^{56}Fe à 91,754 %, le ^{57}Fe à 2,1191 %, et le ^{58}Fe à 0,2819 %. Le fractionnement isotopique des isotopes stables du fer renseigne notamment sur des processus de séparation entre différentes phases minérales à hautes températures, des phénomènes de diffusion mais aussi des phénomènes d'évaporation. En effet, il est probable que l'évaporation lors de l'impact Terre-Théia ait permis un enrichissement en isotopes lourds du fer sur la Lune. Les isotopes du fer sont également cruciaux en ce qui concerne l'étude de l'état redox des roches (Dauphas & Rouxel, 2006).

Quant au zinc, il possède cinq isotopes stables : le ^{64}Zn à 49,17 %, le ^{66}Zn à 27,73 %, le ^{67}Zn à 4,04 %, le ^{68}Zn à 18,45 %, et le ^{70}Zn à 0,91 %. Dans les roches mafiques et ultramafiques, le zinc se concentre dans les oxydes tels que les spinelles et la magnétite. Contrairement au Fe et au Cu, il n'est pas sensible aux conditions redox du milieu (Albarède, 2004). Le fractionnement isotopique du zinc est notamment utilisé pour étudier la différenciation planétaire ainsi que l'histoire des volatiles. En effet, le zinc est un élément relativement volatile étant donné sa température de condensation de 726 K (Chen *et al.*, 2013; Kato *et al.*, 2015). Les isotopes de cet élément sont surtout fractionnés lors de processus d'évaporation et de condensation. Le zinc pourrait également subir un fractionnement isotopique lors de la cristallisation fractionnée et ainsi déterminer la température de cristallisation d'une roche (Chen *et al.*, 2013).

Enfin, le gallium possède deux isotopes stables : le ^{69}Ga à 60,1 % et le ^{71}Ga à 39,9 %. Le gallium est un élément volatile avec une température de condensation de 1010 K (B. J. Wood *et al.*, 2019; Wimpenny *et al.*, 2020). Il subit peu de fractionnement isotopique lors de processus magmatiques. Il est, en effet, peu affecté par la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle. Ainsi, un fractionnement isotopique du gallium traduirait un phénomène d'évaporation. Le comportement de cet élément est à mettre en parallèle avec le comportement du zinc. En effet, ces deux éléments volatiles ont un comportement fort semblable en termes de fractionnement isotopique (Wimpenny *et al.*, 2020).

Contrairement aux isotopes stables, certains éléments possèdent des isotopes radioactifs. Les isotopes radioactifs se désintègrent au cours du temps. Cette désintégration est le résultat de la radioactivité de certains isotopes. La radioactivité est la traduction d'une instabilité au sein du noyau atomique. L'élément père va donc se désintégrer de manière spontanée pour donner naissance à un élément fils radiogénique. Cette désintégration peut se faire de plusieurs

manières différentes : émission d'un noyau d'³He qui correspond à la radioactivité α , la fission spontanée, la désintégration β^- avec l'émission d'un électron et d'un anti-neutrino, la désintégration β^+ avec l'émission d'un positron et d'un neutrino, la capture électronique qui produit des rayons X, ainsi que l'émission de rayonnement gamma. Un isotope radioactif va donc se désintégrer en un élément fils. Cet élément peut lui-même être radioactif et se désintégrer à son tour et ainsi de suite jusqu'à obtenir un élément fils correspondant à un isotope stable. Ce processus correspond à des désintégrations en chaîne. Cela est par exemple le cas de l'uranium 238 qui se désintègre en thorium 234 qui lui-même se désintègre en protactinium 234 et ainsi de suite jusqu'à obtenir du plomb 206 qui est non-radiogénique. Les éléments radioactifs se désintègrent selon leur temps de demi-vie, c'est-à-dire le temps qu'il faut pour que la quantité de l'élément radiogénique ait diminué de moitié. Cette demi-vie peut être de quelques secondes à plusieurs milliards d'années (White, 2023).

Une des applications des isotopes radiogéniques est la géochronologie. La géochronologie utilise le taux de désintégration constant des éléments radioactifs pour dater des événements. En effet, le taux de désintégration d'un élément radioactif ne dépend d'aucun facteur extérieur. Ainsi, en comparant la quantité d'élément fils et la quantité d'élément père dans un échantillon à un moment donné, il est possible de remonter à l'âge de cet échantillon pour autant que la constance de désintégration de l'élément radioactif soit connue. Différentes méthodes de datation existent pour dater des processus géologiques.

Une des méthodes utilisées est la méthode qui se base sur la désintégration du ⁸⁷Rb en ⁸⁷Sr. Cette désintégration est de type β^- et le ⁸⁷Rb a une demi-vie de 48,8 Ga. Afin de déterminer l'âge, il faut faire intervenir la notion d'isochrone. Une isochrone est une droite qui permet de déterminer l'âge d'échantillons ainsi que le rapport initial de l'isotope fils. Elle est représentée sur un graphe de la quantité d'isotope père en fonction de la quantité d'isotope fils (Fig. 16). Cependant, pour avoir une isochrone, il est nécessaire d'avoir un ou plusieurs échantillons co-génétiques. Ces échantillons peuvent être des échantillons de roches totales ou de minéraux séparés d'une même roche. D'autres conditions sont nécessaires afin d'obtenir une isochrone. En effet, le rapport père-fils doit être suffisamment élevé afin de pouvoir effectuer les mesures. Ensuite, afin de diminuer l'erreur sur la régression linéaire, il est nécessaire que le rapport père-fils des différents échantillons couvre une large gamme de valeurs afin d'avoir une bonne dispersion des données sur le graphe. De plus, la roche et les minéraux doivent avoir cristallisés en système fermé afin d'éviter la perte d'éléments plus mobiles. Finalement, la composition initiale de l'élément fils doit avoir été homogène (White, 2023).

Lors de la construction d'une isochrone, les quantités mesurées correspondront toujours à un rapport isotopique (Fig. 16). L'isotope par lequel on va normaliser le rapport est un isotope stable de l'élément fils. Ainsi, dans le cas du système Rb-Sr, on utilisera le ⁸⁶Sr comme isotope de normalisation. L'équation de l'isochrone devient donc $\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{actuel} = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0 + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_{actuel} * (e^{\lambda t} - 1)$. La méthode Rb-Sr est relativement facile à utiliser. En effet, il y a un fractionnement important entre les éléments père-fils étant donné que le Rb est généralement incompatible alors que le Sr est compatible en présence de plagioclase. Ainsi, le rapport Rb/Sr augmente fortement dans le liquide magmatique au cours de la différenciation (White, 2023).

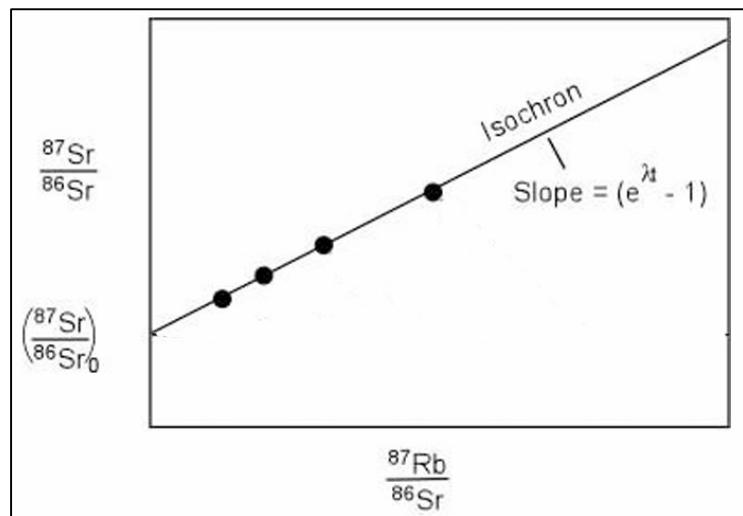


Figure 16 - Isochrone pour le système Rb-Sr (Vanhaecke et al., 2009)

On peut appliquer ce même principe d’isochrone à d’autres systèmes. Les deux autres méthodes de datation qui seront d’intérêt dans ce travail sont les systèmes Sm-Nd et Lu-Hf.

Le système Sm-Nd se base sur la désintégration du ^{147}Sm en ^{143}Nd . Il s’agit d’une désintégration de type α avec une demi-vie de 106 Ga. Cette demi-vie est très longue et on a donc peu de production de Nd radiogénique. Ainsi, cette méthode est surtout utilisée pour dater des échantillons très anciens. L’équation de l’isochrone pour ce système ressemble à $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{actuel} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{actuel} * (e^{\lambda t} - 1)$ où l’isotope 144 du néodyme est utilisé pour la normalisation des mesures (White, 2023).

Finalement, le système Lu-Hf concerne la désintégration du ^{176}Lu en ^{176}Hf par une désintégration de type β^- . Le ^{176}Lu a une demi-vie de 35,9 Ga. L’équation de l’isochrone pour ce système est la suivante : $\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{actuel} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_0 + \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{actuel} * (e^{\lambda t} - 1)$ avec ^{177}Hf comme isotope de normalisation. L’avantage de cette méthode est son efficacité à dater des minéraux résistants. En effet, l’hafnium peut se substituer au Zr dans la structure du zircon, un minéral extrêmement robuste à l’altération. Cependant, les mesures peuvent être compliquées à effectuer compte tenu des faibles quantités initiales en lutétium (White, 2023).

9. Objectifs du mémoire

Ce travail a pour but de répondre à plusieurs questions concernant l'histoire de la Lune. En effet, les quatre échantillons étudiés proviennent de la Mg-suite. Cette suite de roches lunaires est toujours mal comprise. Ainsi, l'analyse isotopique de ces échantillons pourrait permettre de contribuer à une meilleure compréhension de cette suite magnésienne. Cela peut être réalisé en étudiant la composition élémentaire et isotopique des roches afin d'en étudier les sources mantelliques et de décrire les processus qu'elles ont subis au cours de leur formation.

Tout d'abord, les isotopes stables du Fe, du Cu, du Ga et du Zn permettront de mieux comprendre la minéralogie de la source magmatique ainsi que les processus secondaires qui auraient potentiellement affecté la roche au cours de son histoire.

Ensuite, les méthodes de datation ^{87}Rb - ^{87}Sr , ^{147}Sm - ^{143}Nd , et ^{176}Lu - ^{176}Hf permettront de déterminer le caractère co-génétique des quatre échantillons. L'étude de la co-générité entre échantillons d'une même suite de roches est cruciale afin de contraindre le nombre de sources mantelliques potentielles pour cet ensemble de roches.

Finalement, l'analyse de la composition élémentaire et isotopique de ces roches lunaires permettra de déterminer plus précisément la source des roches dans le contexte géologique de la Lune.

10. Méthodes

Dans le cadre de ce travail et comme abordé précédemment, quatre échantillons de la mission Apollo 17 ont été étudiés et analysés. Ces échantillons de roches lunaires ont ensuite subi différentes manipulations, abordées ci-dessous, afin de quantifier leur composition élémentaire et isotopique.

Echantillon	Masse
76335.85	0,1985 g
77075.149	0,1103 g
77215.101	0,142 g
78236.47	0,1519 g

En plus de ces quatre échantillons lunaires, deux autres échantillons ont également subi les mêmes étapes de préparation et de mesures. Ceux-ci sont les standards. Des standards sont utilisés afin de vérifier la qualité de nos mesures. En effet, leur composition étant spécifiée dans la littérature, il est nécessaire de comparer les valeurs obtenues lors de nos mesures pour les standards avec leurs valeurs dans la littérature afin de calibrer et de s'assurer de l'exactitude des mesures réalisées par les appareils du laboratoire. Dans le cadre de ce travail, les deux standards utilisés sont des BHVO-2 (*Basalt Hawaii Volcanic Observatory*).

10.1 Broyage

Avant toute chose, les échantillons de roches ont été pesés afin de connaître leur masse exacte avant leur dissolution. Afin de faciliter la digestion par acides des échantillons, ils doivent tout d'abord être broyés en une fine poudre. Le broyage s'effectue dans un mortier en agate. En effet, l'agate est un matériau de choix afin d'éviter toute contamination chimique. L'agate étant très pure en SiO₂, elle ne risque pas de contaminer l'échantillon broyé avec des éléments en traces.

10.2 Digestion acide

Une fois les échantillons broyés en une fine poudre, ceux-ci doivent être mis en solution afin de pouvoir séparer les éléments présents et les mesurer à l'ICP-MS. Cette dissolution est effectuée grâce à des acides forts tels que HCl 12M, HF 20M, et HNO₃ 14M. Tout d'abord, 4ml de HNO₃ ainsi que 1ml de HF sont ajoutés à l'échantillon préalablement broyé. Cette solution contenant l'échantillon et les deux acides est ensuite portée à évaporation. Une fois l'évaporation complète, 5ml d'HCl sont ajoutés.

Après cette digestion, on prélève 0,1 ml de la solution auquel on ajoute un spike ; un spike ou un traceur en français permet de faciliter les mesures isotopiques. En effet, un spike est utilisé lors de la dilution isotopique. Concrètement, il s'agit d'une technique qui permet de mesurer plus précisément les rapports isotopiques au sein des échantillons qui ont été préalablement enrichis de manière artificielle par un traceur. En effet, le traceur permet une mesure plus précise des concentrations élémentaires qui seront ensuite utilisées dans les rapports isotopiques. Ce traceur artificiel a une composition isotopique connue qui permettra de calibrer les données obtenues avec mesures par MC-ICP-MS. Le spike est enrichi en un isotope bien précis de chaque élément d'intérêt. L'isotope choisi qui sera enrichi dans le traceur est l'isotope le moins abondant de manière naturelle. Ainsi, le traceur utilisé a une composition connue en ^{176}Lu , le ^{175}Lu étant l'isotope le plus abondant de manière naturelle, en ^{179}Hf , en ^{150}Sm , en ^{148}Nd , en ^{87}Rb , et en ^{84}Sr . L'utilisation de cette méthode de dilution isotopique est tout particulièrement importante lorsque les mesures sont utilisées pour de la géochronologie.

Les digestions par acides sont effectuées sur les quatre échantillons de la Lune mais également sur les deux standards.

10.3 Séparation des éléments sur colonnes

Une fois les échantillons en solution, la dernière étape avant la prise de mesure consiste en la séparation des éléments. Cette méthode est appelée chromatographie. La séparation élémentaire est effectuée sur des colonnes de résines échangeuses d'ions. Plusieurs résines existent en fonction des éléments que l'on veut séparer : la résine cationique Bio-Rad AG50-X8 utilisée pour séparer les métaux et les cations tels que les REE, la résine anionique Bio-Rad AG1-X8 pour séparer le Cu, le Fe et le Zn, ainsi que la résine HDEHP qui permet de séparer les terres rares entre elles pour le spike notamment.

Les résines sont placées dans une colonne en plastique de haute densité, par exemple en polypropylène. Avant utilisation, les résines sont nettoyées afin d'éviter toute contamination. Ce nettoyage consiste à faire passer de l'eau très pure ainsi que de l'HCl (Vanderstraeten *et al.*, 2020). Ce cycle est répété plusieurs fois de suite.

Une fois les colonnes de résine purifiées, l'échantillon mis en solution précédemment est introduit dans la colonne. La résine choisie dépend de l'élément que l'on veut isoler. Le fonctionnement d'une colonne de séparation grâce à une résine est illustré à la figure 17. Ainsi, la résine utilisée est d'abord la résine anionique afin de séparer successivement le Fe, le Zn et le Cu. Ensuite, une résine cationique sera utilisée pour séparer les terres rares notamment. Outre la résine utilisée, des acides différents en des quantités différentes sont introduits en plus de l'échantillon dans la colonne. En effet, les acides vont réagir différemment en fonction des éléments. Ils vont modifier la vitesse de migration des ions au sein de la résine et permettre une séparation précise de chaque élément. Entre chaque passage à travers la colonne pour séparer les éléments, la colonne est renettoyée à l'acide. La solution obtenue après nettoyage est repassée dans la résine afin de ne perdre aucune quantité de l'élément d'intérêt. Bien sûr, l'acide

utilisé pour le nettoyage est le même que l'acide utilisé comme diluant dans la colonne et est donc propre à chaque élément.

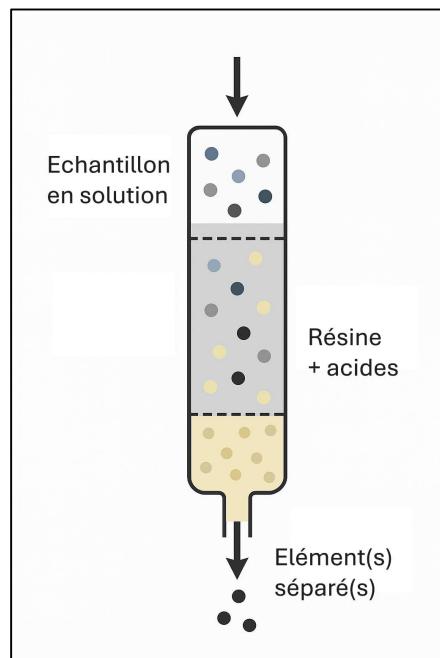


Figure 17 - Schéma illustrant la séparation d'un échantillon sur colonnes de résine

Une fois les éléments séparés, les solutions contenant les éléments et les acides utilisés lors du passage à travers la résine sont placés sur une plaque chauffante. Cette manipulation est effectuée afin de mener la solution à évaporation et de ne conserver que le résidu contenant la charge élémentaire (Fig. 18 et 19).



Figure 18 - Séparation sur colonnes avec résines pour le Fe, le Cu et le Zn (photo prise au laboratoire G-Time)



Figure 19 - Chauffage des solutions après séparation des éléments (photo prise au laboratoire G-Time)

Dans le cadre de ce travail, des colonnes sur résines anioniques AG1-X8 ont tout d'abord été utilisées afin de séparer les REE, le Cu, le Fe, et le Zn. Pour ce faire, l'échantillon a été repris dans 2ml d'HCl 6M. Cette solution contenant l'échantillon a été centrifugée afin que les particules s'agglomèrent entre elles pour éviter d'insérer des particules dans la résine. En parallèle de cette mise en solution de l'échantillon et de sa centrifugation, les colonnes de résines ont été nettoyées et conditionnées avant d'extraire les éléments d'intérêt (Tableau 2).

Tableau 2 - Préparation de l'échantillon, conditionnement et nettoyage de la colonne, ainsi que collecte des REE, du Cu, du Fe, et du Zn sur une résine anionique AG1-X8

Etape	Diluant	Volume
Préparation échantillon	HCl 6M	2 ml
Nettoyage de la colonne	H ₂ O	10 ml
Nettoyage de la colonne	HNO ₃ 1M	10 ml
Nettoyage de la colonne	H ₂ O	10 ml
Nettoyage de la colonne	HCl 6M	10 ml
Nettoyage de la colonne	HNO ₃ 1M	10 ml
Nettoyage de la colonne	H ₂ O	10 ml
Conditionnement	HCl 6M	10 ml
Collecte REE	Echantillon dans HCl 6M	1 ml + 1 ml
Collecte REE	HCl 6M	2 x 4 ml
Collecte du Cu	HCl 8M	4 x 10ml
Collecte du Fe	HCl 0,5M	2 x 10 ml
Collecte du Zn	HNO ₃ 1M	10 ml + 5 ml
Nettoyage de la résine	HNO ₃ 1M	2 x 10 ml
Nettoyage de la résine	H ₂ O	2 x 10ml

La résine AG50-X8 est ensuite utilisée afin d'extraire l'hafnium et le strontium hors des terres rares (Tableau 3 et 4).

Tableau 3 - Préparation de l'échantillon, conditionnement et nettoyage de la colonne, ainsi que collecte de l'Hf et du Sr sur une résine cationique AG50-X8

Etape	Diluant	Volume
Nettoyage de la colonne	HF 4M	Volume réservoir
Nettoyage de la colonne	HCl 6M	Volume réservoir
Nettoyage de la colonne	H ₂ O	Volume réservoir
Nettoyage de la colonne	HCl 6M	Volume réservoir
Nettoyage de la colonne	H ₂ O	Volume réservoir
Conditionnement	HF 4M	5 ml
Conditionnement	HCl 1,5M	5 ml
Ajout de l'échantillon	Echantillon dans HCl 1,5M	1 ml + 1 ml
Collecte de l'Hf	HCl 1,5M	2 ml
Collecte du Sr	HCl 1,5M	48 ml
Collecte REE	HCl 6M	2 x 10 ml
Nettoyage de la résine	H ₂ O	Volume réservoir
Nettoyage de la résine	HCl 6M	Volume réservoir
Nettoyage de la résine	H ₂ O	Volume réservoir

Tableau 4 - Préparation de l'échantillon, conditionnement et nettoyage de la colonne, ainsi que collecte du Sr sur une résine cationique AG50-X8

Etape	Diluant	Volume
Nettoyage de la colonne	HNO ₃ 2M	Volume réservoir
Conditionnement	HNO ₃ 7M	1 ml + 1 ml
Ajout de l'échantillon	Echantillon dans HNO ₃ 7M	1 ml + 1 ml
Collecte du Sr	HNO ₃ 0,05M	6 x 1 ml
Nettoyage de la résine	HNO ₃ 7M	5 x 1 ml

Afin de collecter le néodyme, on utilise une résine HDEHP (Tableau 5).

Tableau 5 - Préparation de l'échantillon, conditionnement et nettoyage de la colonne, ainsi que collecte du Nd sur une résine HDEHP

Etape	Diluant	Volume
Conditionnement	HCl 0,15M	5 ml
Ajout de l'échantillon	Echantillon dans HCl 0,15M	1 ml + 1 ml
Rinçage	HCl 0,15M	1 ml
Rinçage	HCl 0,15 M	2 x 10 ml
Collecte du Nd	HCl 0,3M	6 ml
Nettoyage de la résine	HCl 6M	2 x 10 ml

La résine HDEHP est également utilisée pour séparer les éléments du spike (Tableau 6).

Tableau 6 - Préparation du spike, conditionnement et nettoyage de la colonne, ainsi que la collecte du Nd, du Sm, et du Lu sur une résine HDEHP

Etape	Diluant	Volume
Conditionnement	HCl 0,15M	5 ml
Ajout de l'échantillon	Echantillon dans HCl 0,15M	1 ml + 1 ml
Rinçage	HCl 0,15M	12 ml + 12 ml
Collecte du Nd	HCl 0,3M	4 ml
Rinçage	HCl 0,3M	6 ml
Collecte du Sm	HCl 0,75M	3 ml
Rinçage	HCl 2M	3 ml
Collecte du Lu	HCl 6M	7 ml
Nettoyage de la résine	HCl 6M	15 ml
Nettoyage de la résine	HCl 0,2M	2 ml
Nettoyage de la résine	HCl 0,2M	Volume réservoir

La dernière colonne utilisée sert à extraire l'hafnium. Elle contient une résine anionique AG1-X8. Le même processus est employé pour extraire l'hafnium du spike (Tableau 7).

Tableau 7 - Préparation de l'échantillon et du spike, conditionnement et nettoyage de la colonne, ainsi que collecte de l'Hf sur une résine anionique AG1-X8

Etape	Diluant	Volume
Nettoyage de la colonne	HCl 6M	10 ml
Nettoyage de la colonne	H ₂ O	10 ml
Nettoyage de la colonne	HCl 6M	10 ml
Nettoyage de la colonne	H ₂ O	10 ml
Conditionnement	HCl 6M	5 ml
Ajout de l'échantillon	Echantillon dans HCl 6M	1 ml
Rinçage	HCl 6M	0,5 ml + 0,5 ml
Collecte de l'Hf	HCl 6M	5 ml
Enlever le Fe	HCl 0,2M	10 ml
Nettoyage de la résine	H ₂ O	10 ml

Toutes ces colonnes d'extraction d'éléments sont réalisées sur les quatre échantillons ainsi que sur les deux standards.

10.4 ICP-MS et MC-ICP-MS

Les solutions finales contenant les éléments chimiques sont ensuite analysées par spectrométrie de masse. La technique employée afin d'effectuer ces analyses est la méthode ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) ou spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif. Cette technique d'analyse permet de mesurer des concentrations très faibles d'éléments en traces ainsi que des rapports isotopiques très précis si cet ICP-MS est couplé à un multi-collecteur. Les concentrations mesurées peuvent atteindre des valeurs en part par trillions, c'est-à-dire de l'ordre de 10^{-12} . Une telle précision dans les mesures est atteignable grâce à l'utilisation du spike. Cependant, dans le cadre de ce travail, les données relatives au spike n'ont pas été obtenues dans les temps. Ainsi, les calibrations des mesures, normalement réalisées avec le spike ont été réalisées par les concentrations obtenues par ICP-MS. L'instrument ICP-MS combine un spectromètre de masse avec une source de plasma. Dans le cadre de mesures effectuées sur ICP-MS, les solutions analysées ne sont pas purifiées et contiennent l'entièreté de l'échantillon.

L'échantillon, dans ce cas-ci les éléments chimiques de chaque roche lunaire et des BHVO-2, est mis en solution. La solution est prélevée et injectée sous forme d'un aérosol grâce à un nébuliseur. Ce nébuliseur pulvérise la solution en de très fines gouttelettes. Cet aérosol contenant l'échantillon est introduit dans une torche de plasma. Ce plasma est formé par de l'argon gazeux. Grâce à un champ magnétique intense à haute fréquence, l'argon va être amené à très haute température, entre 8000 et 10000 K. Il va donc s'ioniser. Le gaz utilisé est de l'argon. En effet, l'argon est un gaz noble qui est donc chimiquement inerte et ne va donc théoriquement pas réagir avec les éléments que l'on veut mesurer. Cela n'est pas tout à fait correct en réalité car il peut y avoir formation d'espèces chimiques parasites. L'échantillon, sous forme d'aérosol, est introduit dans le plasma d'argon. Les éléments sont atomisés et ionisés au sein du plasma. Les ions sont extraits du plasma et traversent ensuite un système de lentilles coniques. Ce système de lentilles a pour objectif de refocaliser le faisceau ionique ainsi que d'éliminer les espèces neutres et les photons. Les ions atteignent finalement le secteur magnétique puis le ou les collecteur(s). Etant donné que les ions doivent circuler sous vide afin de ne pas interagir avec d'autres atomes et molécules, l'instrument est constitué d'une interface entre la torche de plasma et le secteur analytique pour permettre le passage entre deux milieux de pressions différentes. Le spectromètre de masse permet de distinguer les ions en fonction de leur rapport masse/charge. En effet, dépendant de leur énergie et de leur masse, les ions vont emprunter des trajectoires différentes lorsqu'ils sont soumis à des champs électriques et/ou magnétiques. Ce sont ces propriétés des ions qui vont être exploitées dans un spectromètre de masse. Ainsi, un spectromètre de masse est composé d'un analyseur de masse qui modifie la trajectoire des ions, et d'un détecteur (Darrouzes, 2007). Plusieurs analyseurs de masse existent. Cependant, l'instrument utilisé dans le cadre de ce travail, un ICP-MS Agilent 7700, est constitué d'un spectromètre de masse avec un quadrupôle comme analyseur de masse. Un quadrupôle est constitué de quatre tiges métalliques auxquelles est appliquée une charge. Ainsi, deux tiges opposées auront une même charge c'est-à-dire soit positive soit négative (Fig. 20). Lors du passage de faisceau d'ions au travers du quadrupôle, les ions ayant un rapport

masse/charge trop grand ou trop petit seront déviés de leur trajectoire et n'atteindront donc pas le détecteur. Cela permet de sélectionner les ions de rapport masse/charge dont la trajectoire est rectiligne. Les ions sont ensuite dirigés vers le détecteur (Leban, 2013). Le détecteur traduit le signal électrique détecté en un nombre de coups pour une masse. Ainsi, il est possible de détecter précisément la quantité de chaque élément et de leurs isotopes au sein de l'échantillon initial.

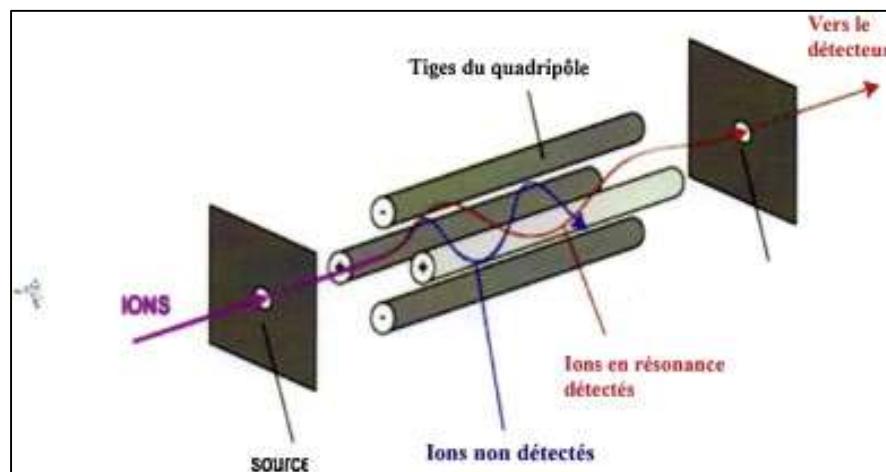


Figure 20 - Schéma illustrant le fonctionnement d'un quadrupôle (Leban, 2013)

Un appareil de type ICP-MS peut être couplé avec un multi-collecteur (MC-ICP-MS). Le principe de base est identique à un ICP-MS classique, c'est-à-dire une ionisation de l'échantillon grâce à un plasma par induction couplé à un spectromètre de masse. La différence majeure entre les deux appareils est le nombre de collecteur, un pour l'ICP-MS qui mesure donc les masses séquentiellement alors qu'il y en a de 9 à 16 pour un MC-ICP-MS qui mesure donc plusieurs masses simultanément. Une autre différence majeure est la composition de la solution qui est injectée par le nébuliseur. En effet, contrairement aux mesures à l'ICP-MS qui s'effectuent sur une solution contenant l'échantillon total non-purifié, les mesures pour le MC-ICP-MS sont effectuées sur une solution purifiée. En effet, seul l'élément d'intérêt est présent dans la solution. Cela assure des mesures de plus haute précision. Bien que les mesures par ICP-MS en termes de mesures isotopiques soient précises, elles ne le sont pas suffisamment précises si celles-ci doivent être utilisées pour effectuer de la géochronologie ou de la géochimie isotopique. En effet, un ICP-MS classique fonctionne de manière séquentielle, c'est-à-dire que le détecteur mesure chaque isotope l'un après l'autre, fournissant des rapports isotopiques moins précis. Ainsi, pour permettre une mesure simultanée des rapports isotopiques et rendre les mesures plus précises, il est possible d'ajouter un détecteur de type multi-collecteur. La deuxième différence majeure avec un ICP-MS est l'instrument utilisé pour séparer les ions en fonction de leur rapport masse/charge. En effet, l'analyseur de masse d'un ICP-MS peut, entre autres, être un quadrupôle. Cependant, dans un MC-ICP-MS, l'analyseur de masse est un électroaimant. Les ions les plus lourds verront leur trajectoire moins courbée

alors que les ions les plus légers verront leur trajectoire se courber plus intensément (Fig. 21) (Bullen & Eisenhauer, 2009).

Dans le cadre de ce travail, les mesures élémentaires et de rapports isotopiques ont été obtenues au laboratoire G-Time à l'ULB. Les instruments utilisés sont l'ICP-MS Agilent 7700 pour les mesures de concentrations élémentaires et certains rapports isotopiques, ainsi qu'un MC-ICP-MS de type Nu Plasma II afin de mesurer des rapports isotopiques de manière plus précise. Le MC-ICP-MS Nu Plasma II permet de mesurer les isotopes radiogéniques du Pb, du Nd et du Sr ainsi que les isotopes stables du Zn, Ga, Cu et Fe (Vanderstraeten *et al.*, 2020).

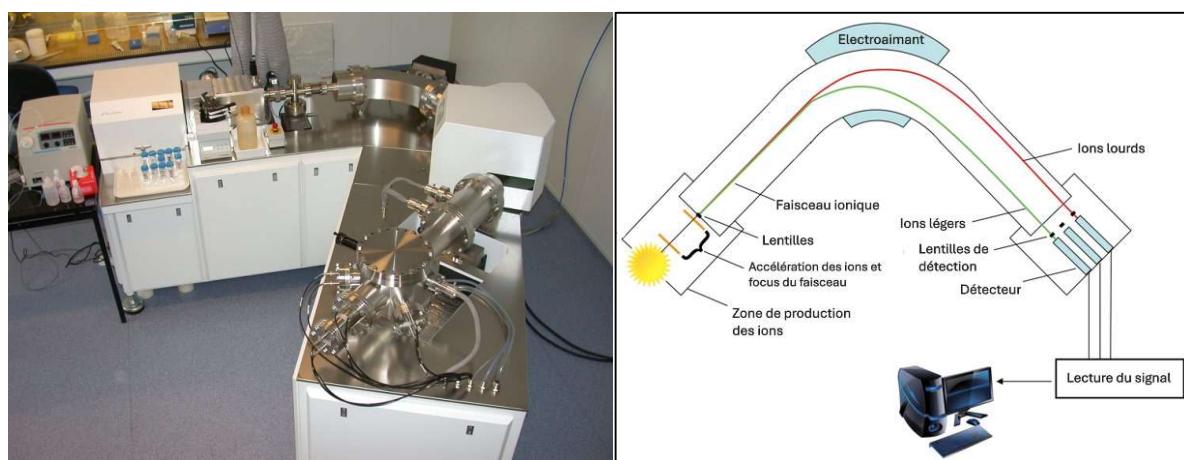


Figure 21 - Schéma (à droite) et photo (à gauche) d'un MC-ICP-MS (site web G-Time , Bullen & Eisenhauer, 2009)

Autant lors de l'utilisation de l'ICP-MS que du MC-ICP-MS, les mesures sont réalisées sur les échantillons de roches lunaires ainsi que sur les standards BHVO-2. En effet, les mesures effectuées sur les standards permettent de vérifier la fiabilité des mesures de l'appareil.

11. Résultats

11.1 ICP-MS

Les concentrations des éléments en traces ont été mesurées par ICP-MS. Celles-ci ont été mesurées pour nos quatre échantillons ainsi que pour des standards BHVO-2 (Tableau 8). Les valeurs mesurées pour le standard sont très semblables aux valeurs théoriques de celui-ci. Les concentrations mesurées pour les échantillons lunaires sont donc fiables. La gamme d'erreur relative de ces mesures se situe entre 2 et 5 %. Cependant, certaines concentrations n'ont pu être mesurées telles que les concentrations en nickel des échantillons 77215 et 77075 ainsi que les concentrations de cuivre et de zinc de l'échantillon 78236. En effet, ces concentrations se situent sous la limite de détection de l'appareil.

Afin de comparer les compositions de nos quatre échantillons ainsi que pour caractériser leur source, un diagramme des concentrations en terres rares a été construit. Un spectre des REE renseigne sur l'abondance des REE d'un échantillon. Cette abondance est normalisée afin de s'affranchir de la courbe en dent de scie provenant des valeurs d'abondances cosmiques des éléments et, ainsi, de pouvoir comparer des échantillons entre eux. Cette normalisation peut s'effectuer par rapport à plusieurs valeurs standards. Dans le cadre de ce travail, la normalisation a été réalisée par rapport aux abondances chondritiques, c'est-à-dire les abondances mesurées dans les météorites de type chondrites. Les concentrations chondritiques correspondent aux valeurs primitives d'un corps planétaire avant différenciation. Les valeurs chondritiques utilisées pour la normalisation proviennent de l'étude de Anders & Grevesse (Anders & Grevesse, 1989). En ce qui concerne l'axe x du graphique, celui-ci reprend les différentes terres rares. Celles-ci ont été inscrites selon un ordre décroissant d'incompatibilité, du lanthane au lutétium, l'élément le moins incompatible. Le graphique des concentrations en REE est un graphique logarithmique (Fig. 22). Il est à noter qu'une terre rare est absente du graphique. Il s'agit du prométhéum. En effet, cet élément a une demi-vie extrêmement courte et n'existe donc pas à l'état naturel.

Tableau 8 - Tableau des valeurs de concentrations élémentaires pour nos quatre échantillons en ppm (BDL = below detection limit/sous la limite de détection)

	76335	77215	77075	78236	BHVO2	BHVO2	BHVO2
Sc	1,038	15,11	6,897	5,532	32,38	32,35	32,03
V	13,67	66,89	70,14	42,31	326,5	327,0	322,1
Cr	284,2	2422	2571	1059	284,5	284,5	278,3
Co	11,49	24,69	52,92	16,05	43,27	43,39	42,20
Ni	16,28	BDL	BDL	6,539	104,6	106,9	106,8
Cu	0,469	2,355	4,824	BDL	118,9	117,4	117,4
Zn	3,710	2,007	5,313	BDL	97,37	100,1	99,74
Ga	2,543	6,017	6,388	3,867	21,47	21,99	21,95
Rb	0,644	3,360	2,863	0,748	8,082	8,644	8,388
Sr	128,8	85,23	93,39	134,6	360,4	358,0	356,6
Y	3,066	43,21	43,96	10,64	25,19	25,48	25,13
Zr	16,07	135,4	133,0	74,88	161,7	160,7	158,3
Nb	0,870	9,757	9,185	3,291	16,19	16,62	16,19
Ba	34,69	140,6	152,9	90,70	124,8	125,3	123,1
La	1,750	13,11	14,98	4,737	16,62	16,61	16,61
Ce	4,212	31,55	35,67	11,07	38,66	38,74	37,98
Pr	0,562	4,233	4,826	1,502	5,419	5,435	5,562
Nd	2,481	19,33	21,94	6,642	25,15	24,56	25,01
Sm	0,652	5,619	5,945	1,608	6,378	6,474	6,653
Eu	0,777	1,037	1,037	1,275	2,165	2,255	2,106
Gd	0,623	6,504	6,794	1,817	6,479	6,382	6,362
Tb	0,114	1,175	1,263	0,285	0,952	0,961	0,938
Dy	0,655	8,062	8,232	2,107	5,587	5,702	5,452
Ho	0,154	1,689	1,774	0,443	1,029	1,019	1,026
Er	0,405	5,022	5,266	1,315	2,692	2,548	2,630
Tm	0,057	0,725	0,776	0,208	0,331	0,336	0,319
Yb	0,389	5,010	5,304	1,403	2,091	2,077	2,204
Lu	0,059	0,712	0,730	0,224	0,305	0,296	0,278
Hf	0,385	3,699	3,588	1,903	4,371	4,598	4,332
Ta	0,057	0,432	0,421	0,145	1,155	1,121	1,132
Pb	0,266	1,036	1,233	0,329	10,65	10,72	10,58
Th	0,153	2,356	1,811	0,849	1,277	1,202	1,186
U	0,058	0,540	0,594	0,282	0,388	0,406	0,412

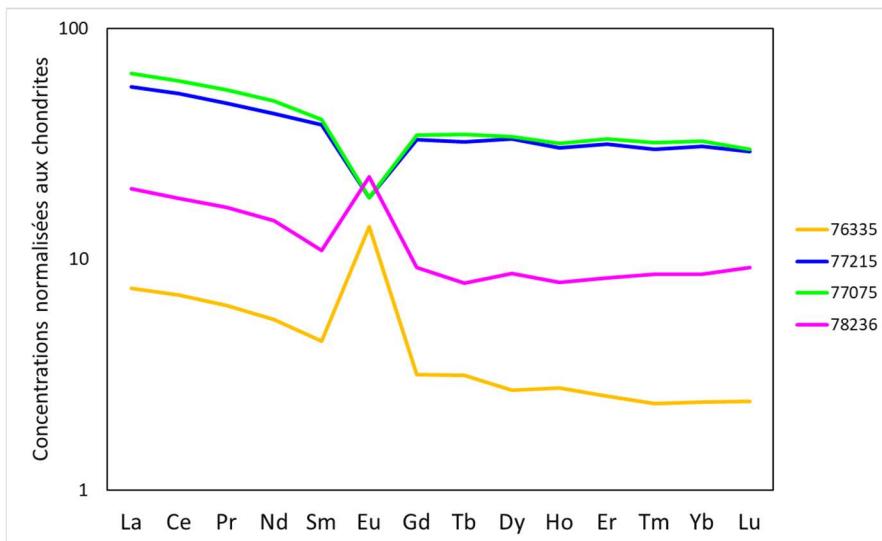


Figure 22 - Spectres des REE des quatre échantillons (normalisation aux chondrites avec les valeurs de Anders & Grevesse, 1989)

Lors de l'analyse d'un spectre de REE, il est intéressant d'analyser la différence de comportement entre les terres rares légères (LREE), du lanthane au samarium, et les terres rares lourdes (HREE), du gadolinium au lutétium. Il est également utile de noter toute anomalie potentiellement présente. Nos échantillons peuvent être répartis en deux catégories en fonction de leur spectre des REE. Dans un premier temps, on constate que les échantillons 77215 et 77075 présentent un comportement particulièrement semblable. En effet, ces deux échantillons montrent une anomalie négative en Eu ainsi qu'un léger appauvrissement en HREE par rapport aux LREE. 77215 et 77075 ont également des abondances très similaires. D'un autre côté, les échantillons 76335 et 78236 ont un comportement proche, présentant une anomalie positive en Eu ainsi qu'un appauvrissement en HREE par rapport aux LREE. Cependant, 76335 et 78236 présentent des abondances différentes l'un et l'autre avec une différence de facteur 10.

11.2 MC-ICP-MS

Les mesures effectuées par MC-ICP-MS ont permis d'obtenir, dans un premier temps, les rapports isotopiques du fer, du cuivre, du zinc, et du gallium. Les rapports isotopiques mesurés sont comparés par rapport à un standard pour donner des valeurs en termes de $\delta^{56}\text{Fe}$, $\delta^{57}\text{Fe}$, $\delta^{68}\text{Zn}$, $\delta^{66}\text{Zn}$, $\delta^{65}\text{Cu}$, et $\delta^{71}\text{Ga}$ (Tableau 9). Ces deltas de rapports isotopiques sont donnés en %. Les mesures obtenues sont donc relatives à un standard. Les équations pour obtenir les deltas de rapports isotopiques sont les suivantes (Roland *et al.*, 2023) :

$$\delta^{66}\text{Zn}_{JMC-Lyon} = \left(\left(\frac{66\text{Zn}}{64\text{Zn}_{échantillon}} \right) / \left(\frac{66\text{Zn}}{64\text{Zn}_{JMC-Lyon}} \right) - 1 \right) * 1000$$

$$\delta^{65}\text{Cu}_{NIST-976} = \left(\left(\frac{65\text{Cu}}{63\text{Cu}_{échantillon}} \right) / \left(\frac{65\text{Cu}}{63\text{Cu}_{NIST-976}} \right) - 1 \right) * 1000$$

$$\delta^{56}Fe_{IRMM-014} = \left(\left(\frac{56Fe}{54Fe_{échantillon}} \right) / \left(\frac{56Fe}{54Fe_{IRMM-014}} \right) - 1 \right) * 1000$$

$$\delta^{71}Ga_{NIST-994} = \left(\left(\frac{71Ga}{69Ga_{échantillon}} \right) / \left(\frac{71Ga}{69Ga_{NIST-994}} \right) - 1 \right) * 1000$$

Ce standard permet de calibrer les mesures et de comparer plus aisément les mesures entre les différents laboratoires de recherche. En ce qui concerne le Ga, deux standards existent afin de calibrer les mesures. Dans le cadre des mesures effectuées au laboratoire G-Time, le standard utilisé est le NIST SRM 994.

La mesure de ces différents rapports isotopiques permet de quantifier le fractionnement isotopique subi par l'échantillon. Les rapports isotopiques ont également été mesurés pour les standards BHVO2. Il est important de noter que les mesures obtenues pour les rapports isotopiques du zinc pour le BHVO2 A ne correspondent pas aux valeurs théoriques attendues sans qu'une explication satisfaisante puisse être proposée. Cependant, celles pour le BHVO2 B se situent dans la gamme théorique. Ainsi, les mesures obtenues pour les échantillons lunaires devraient tout de même être correctes.

En ce qui concerne les incertitudes des mesures, celles-ci sont fournies en termes de deux fois l'écart-type de la mesure. Utiliser 2σ comme mesures de l'incertitude infère un intervalle de confiance de 95 % sur nos mesures. Ainsi, la gamme d'erreur des rapports isotopiques mesurés se situe entre 0,01 et 0,09 avec certaines marges d'erreur plus importantes en ce qui concerne le $\delta^{57}Fe$ avec des 2σ allant jusqu'à 0,18 (Tableau 9).

Tableau 9 - Tableau des rapports isotopiques du Fe, Zn, Cu et Ga mesurés par MC-ICP-MS pour les quatre échantillons ainsi que les concentrations élémentaires mesurées par ICP-MS

	76335	77215	77075	78236	BHVO2 A	BHVO2 B
$\delta^{56}Fe$	-0,03	0,03	0,00	-0,02	0,06	0,07
2σ	0,05	0,06	0,08	0,06	0,07	0,02
$\delta^{57}Fe$	-0,08	0,07	0,01	-0,07	0,11	0,15
2σ	0,13	0,14	0,18	0,12	0,20	0,12
$\delta^{66}Zn$	3,85	1,29	5,05	0,80	-0,19	0,63
2σ	0,02	0,05	0,05	0,04	0,09	0,04
$\delta^{66}Zn$	1,76	0,62	2,56	0,39	-0,12	0,30
2σ	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03
Zn (ppm)	3,71	2,01	5,31	BDL	97,37	100,09
$\delta^{65}Cu$	0,11	1,03	0,46	0,28	0,03	0,08
2σ	0,02	0,09	0,03	0,02	0,01	0,02
Cu (ppm)	0,47	2,35	4,82	BDL	118,97	117,45
$\delta^{71}Ga_{NIST994}$	1,24	0,62	0,11	0,91	0,87	0,70
2σ	0,02	0,01	0,05	0,11	0,05	0,08
Ga (ppm)	2,54	6,02	6,39	3,87	21,47	21,99

Le MC-ICP-MS a également été utilisé afin de mesurer les rapports isotopiques de l'Hf, du Nd et du Sr (Tableau 10). Les rapports mesurés sont ceux du $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ils sont fournis pour les quatre échantillons ainsi que les deux standards BHVO2. Pareillement aux rapports isotopiques du Fe, Zn, Cu et Ga, les incertitudes sont indiquées en termes de double écart-type. Celles-ci sont calculées de manière identique aux incertitudes abordées au point précédent.

Le tableau 10 reprend également les valeurs calculées pour les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Ces trois rapports isotopiques ne sont pas mesurés grâce à un instrument mais sont calculés à partir des rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, qui sont eux mesurés par MC-ICP-MS. Les rapports isotopiques $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ correspondent au rapport entre la concentration de l'isotope radioactif de l'élément père sur la concentration de l'isotope stable dominant de l'élément fils. Ils sont obtenus en utilisant les concentrations élémentaires des éléments en question, obtenues au tableau 8 par ICP-MS ainsi qu'en utilisant les masses atomiques des éléments et l'abondance isotopique des isotopes utilisés pour l'élément père et l'élément fils. L'équation afin d'obtenir ces rapports

isotopiques est la suivante : $\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} = \frac{x * \left(\frac{\text{Ab}_{176}\text{Lu}}{\text{MM}_{\text{Lu}}} \right)}{y * \left(\frac{\text{Ab}_{177}\text{Hf}}{\text{MM}_{\text{Hf}}} \right)}$ où x correspond à la concentration en ppm en

Lu et y à la concentration en ppm en Hf. Cette équation est ici explicitée pour le cas du rapport entre lutétium et hafnium mais elle reste identique dans la cadre des rapports isotopiques concernant le Rb et le Sm.

Tableau 10 - Tableau reprenant les rapports isotopiques de l'Hf, du Nd et du Sr

	76335	77215	77075	78236	BHVO2 A	BHVO2 B
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0,281766	0,282239	0,282582	0,281176	0,283102	0,283099
2σ	0,000011	0,000007	0,000007	0,000016	0,000017	0,000014
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0,021762	0,027328	0,0289	0,01672		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511896	0,511928	0,511829	0,511578	0,512978	0,512903
2σ	0,000010	0,000022	0,000007	0,000009	0,000035	0,000006
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,158931	0,175745	0,163882	0,146423		
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,700246	0,705632	0,705635	0,700322	0,703508	0,703499
2σ	0,000047	0,000020	0,000043	0,000008	0,000020	0,000045
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,000183	0,001445	0,001123	0,000204		

12. Comparaison

Il est intéressant de comparer les données obtenues dans le cadre de ce travail avec des données de la littérature. En effet, plusieurs lithologies existent sur la Lune. Nos échantillons appartenant à la Mg-suite, dont la mise en place est encore fort méconnue, il est nécessaire de remettre en contexte ces roches par rapport aux autres lithologies. Ainsi, dans les sections qui suivent, la composition de nos échantillons sera comparée aux données déjà existantes pour ceux-ci dans la littérature. De plus, autant pour la composition en REE que pour les rapports isotopiques du Fe, Cu, Zn, Ga, Hf, Sr, Nd, les données obtenues pour ce travail seront comparées aux données existantes dans la littérature concernant d'autres lithologies lunaires.

12.1 Spectres des REE

Tout d'abord, il est intéressant de comparer les spectres de terres rares obtenus à la figure 23. En effet, quelques études ont précédemment étudié la composition en éléments en traces des échantillons 76335, 77075, 77215 et 78236.

La figure 23a correspond aux spectres des REE pour l'échantillon 76335. Seules trois précédentes études ont été réalisées pour cet échantillon. Cependant, uniquement l'étude de Wimpenny de 2022 présente un spectre complet (Wimpenny *et al.*, 2022). Les spectres intitulés L1_1978 proviennent tous deux d'une même étude, celle de Warren et Wasson de 1978. En effet, ces auteurs ont analysé la composition géochimique de deux sous-échantillons de 76335. Cependant, seules les concentrations du La, Ce, Sm, Eu, Yb et Lu ont été mesurées (Warren & Wasson, 1978). Globalement, les tendances ainsi que les abondances en terres rares sont similaires pour les trois sets de données. En effet, on constate pour chaque jeu de données une anomalie positive en europium ainsi qu'un appauvrissement en HREE par rapport aux LREE. Bien que les tendances entre le spectre de cette étude et ceux des études antérieures soient semblables, il est essentiel de noter une différence dans les concentrations. En effet, les concentrations obtenues par Wimpenny (2022) sont plus élevées que celles de cette étude. Cela peut s'expliquer par la taille des sous-échantillons de roche analysés. En effet, l'échantillon total 76335 est subdivisé en plusieurs sous-échantillons de très faible taille avant d'être distribué aux différents laboratoires de recherche. Ainsi, il est possible que chaque sous-échantillon ait une composition minéralogique légèrement variable entre eux. Une phase minérale pourrait, en effet, être répartie de manière inhomogène au sein de l'échantillon global et cela se reflèterait lors de l'étude des éléments en traces des sous-échantillons. Les phases minérales accessoires pouvant avoir un impact sur la concentration en REE sont, par exemple, l'apatite ou le zircon. Si l'on compare les concentrations en autres éléments en traces, on remarque que l'étude de Wimpenny montre des concentrations plus élevées en Zr, Hf, U et Th que le sous-échantillon analysé dans cette étude. La présence de zircon dans le sous-échantillon de l'étude antérieure pourrait donc expliquer la sur-abondance de REE du spectre de Wimpenny de 2022 par rapport à cette étude.

La figure 23b, quant à elle, illustre les spectres des REE existant pour l'échantillon 77215. Trois études précédentes ont analysé la composition chimique de 77215 bien que toutes les REE n'aient pas été étudiées. Les spectres de REE se basant sur ces jeux de données sont donc incomplets. Les études sont celles de Winzer de 1974 et de 1977 ainsi que l'étude de Carlson de 2014 (Carlson *et al.*, 2014; Winzer *et al.*, 1974, 1977). Il est à noter que l'étude de Winzer de 1977 fournit deux jeux de données pour ce même échantillon. Si l'on compare les cinq spectres entre eux, on observe une tendance semblable entre les études. L'anomalie négative en Eu est détectée pour chaque set de données. De plus, la tendance globale d'appauvrissement en HREE par rapport aux LREE est également visible.

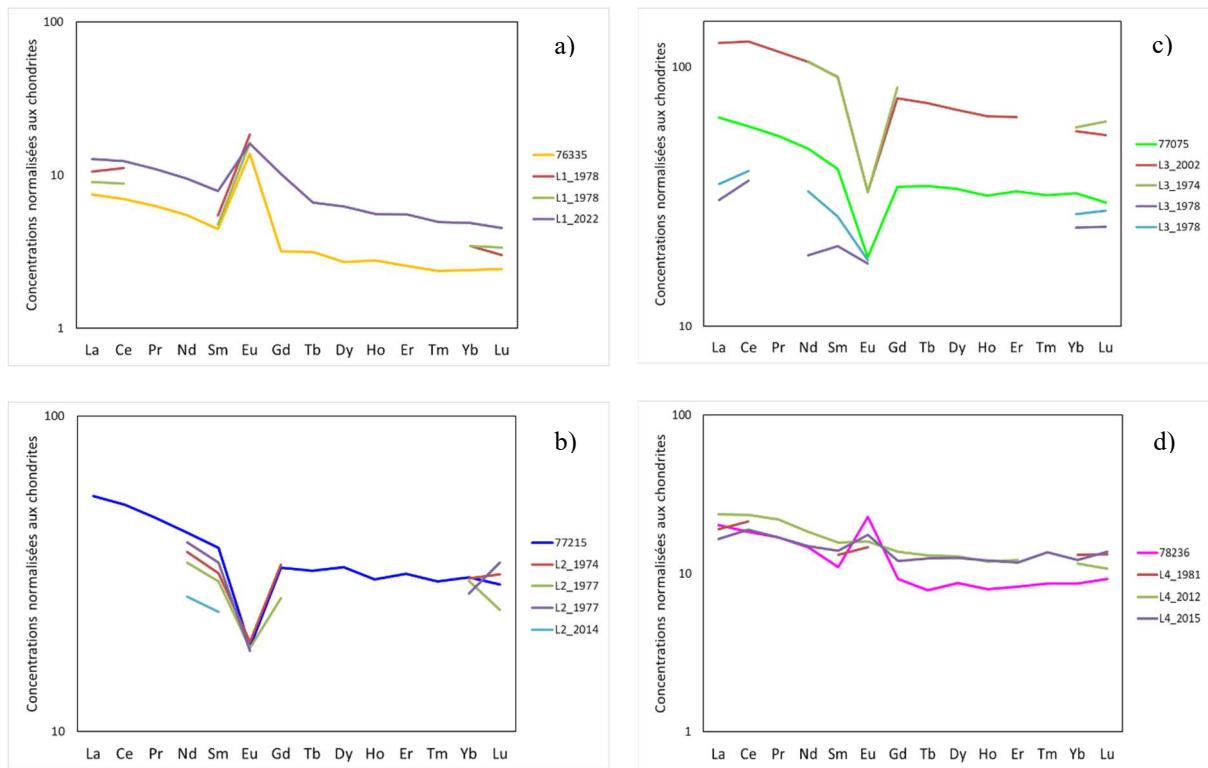


Figure 23 - Spectres des REE comparés avec les données existantes dans la littérature ; a) spectres pour 76335, b) spectres pour 77215, c) spectres pour 77075, d) spectres pour 78236

En ce qui concerne l'échantillon 77075, les spectres de REE de cet échantillon sont représentés à la figure 23c. Quatre sets de données supplémentaires existent dans la littérature. Cependant, seul le jeu de données de l'étude de Norman de 2002 est pratiquement complet (Norman *et al.*, 2002). Bien qu'incomplets, l'étude de Warren de 1978 contient deux jeux de données, tout comme l'étude de Winzer de 1974 (Warren & Wasson, 1978; Winzer *et al.*, 1974). L'anomalie négative en Eu est détectée par chaque jeu de données ainsi que la tendance globale d'un appauvrissement en HREE par rapport aux LREE. De manière similaire à l'échantillon 76335, le spectre de REE de l'étude de Norman montre des concentrations bien plus élevées par rapport à cette étude. Cela pourrait également traduire la présence d'une phase minérale répartie de manière inhomogène au sein de l'échantillon 77075 total. On remarque également un enrichissement, entre autres, en Sr, Hf, Y, U, Th et Zr dans le sous-échantillon analysé par

l'étude de Norman en 2002 par rapport aux valeurs obtenues pour cette étude. Cela pourrait traduire la présence d'apatite ainsi que de zircon.

Finalement, la figure 23d représente les spectres de REE obtenus pour l'échantillon 78236. La composition chimique de l'échantillon 78236 a été précédemment analysée dans trois études. Les deux études les plus récentes, de Simmons et de Albalat, présentent des spectres de REE pratiquement complets à l'exception du Tm pour l'étude de Simmons de 2012 (Albalat *et al.*, 2015; Simmons & Lapen, 2012). Quant à l'étude de Blanchard et McKay de 1981, elle ne présente pas de spectre complet et contient uniquement des valeurs d'abondance pour le La, le Ce, le Sm, l'Eu, l'Yb et le Lu (Blanchard & McKay, 1981). En termes de tendance, on observe, pour tous les jeux de données, un appauvrissement en HREE par rapport aux LREE bien que cet appauvrissement soit moins marqué pour les jeux de données provenant des études de Albalat (2015) et de Blanchard et McKay (1981). On remarque également une anomalie positive en Eu pour toutes les études. Cette anomalie est cependant moins visible dans les données obtenues par Simmons et Lapen (2012) et par Blanchard et McKay (1981).

Les données obtenues sur les quatre échantillons dans le cadre de ce travail peuvent également être comparées aux données existantes sur d'autres lithologies lunaires. La figure 24 contient des spectres de REE d'échantillons de FAN, de basaltes avec des contenus différents en Ti, ainsi qu'un échantillon appartenant à la Mg-suite et un basalte enrichi en KREEP.

En analysant le graphique de la figure 24, on remarque deux ensembles distincts en fonction de la concentration en Eu. En effet, les échantillons appartenant aux FANs ainsi que les échantillons 76335 et 78236 présentent une anomalie positive en Eu. D'un autre côté, les différents types de basaltes ainsi que les échantillons 77215 et 77075 présentent une anomalie négative en Eu. Il est intéressant de noter que les roches présentant une anomalie négative en Eu ont des concentrations en REE plus élevées d'un facteur 10 voire d'un facteur 100 par rapport aux roches présentant une anomalie négative. On remarque également que toutes les roches à l'exception des basaltes riches en Ti, ont une tendance illustrant un appauvrissement en HREE par rapport aux LREE. En effet, on observe une tendance inverse pour les basaltes riches en Ti.

Il est intéressant de se concentrer sur les échantillons 76335, 77215, 77075 et 78236 afin de les situer par rapport aux autres lithologies. L'échantillon 76335 possède des concentrations en REE proches des concentrations typiques des FANs. Les échantillons 77215 et 77075 ont, quant à eux, des concentrations semblables aux basaltes pauvres en Ti avec, tout de même, un enrichissement légèrement plus important en LREE. L'échantillon 78236 présente des concentrations légèrement plus faibles mais tout de même semblables aux basaltes pauvres en Ti, à l'exception de l'Eu. Malheureusement, un seul set de données en REE pour une roche de la Mg-suite existe dans la littérature (Wimpenny *et al.*, 2022). Ce set de données présente des concentrations similaires à l'échantillon 78236. Cela est tout à fait normal étant donné que l'échantillon 78236, analysé pour ce travail, et l'échantillon 78238, analysé par Wimpenny, proviennent de la même station de collecte et, plus précisément, du même rocher. Il est à noter que, contrairement à l'échantillon 78236, l'échantillon 78238 ne présente pas d'anomalie en Eu.

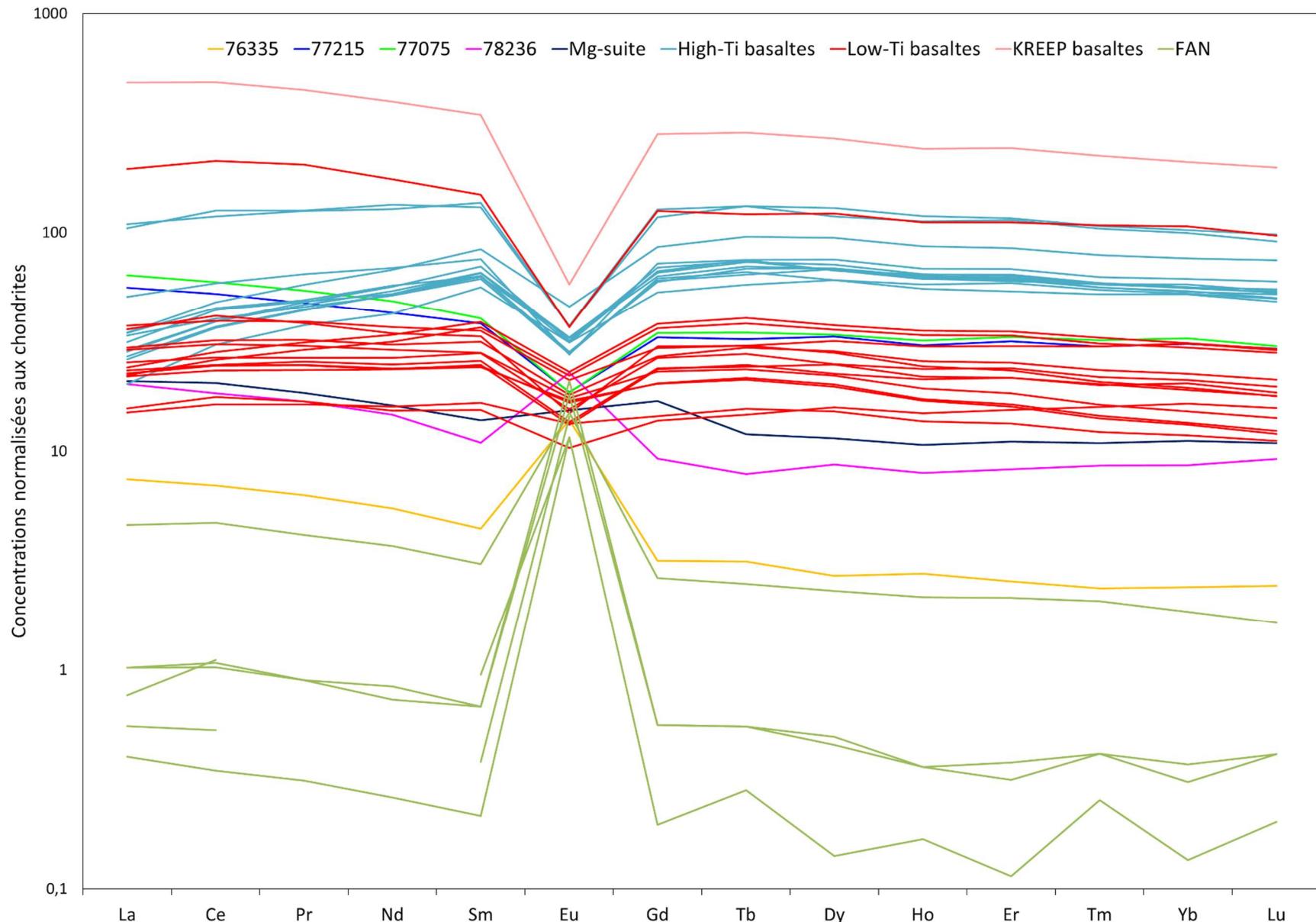


Figure 24 - Comparaison des spectres de REE entre 76335, 77215, 77075, 78236 et d'autres lithologies lunaires, normalisation aux chondrites avec les valeurs de Anders & Grevesse, 1989 (données provenant de Borg et al., 2019; Haskin et al., 1982; Korotev, 1994; McIntosh et al., 2020; Wimpenny et al., 2022)

12.2 Isotopes stables

Outre la comparaison de l'abondance en REE entre les lithologies lunaires et nos quatre échantillons, il est également intéressant de comparer les valeurs isotopiques obtenues pour ces échantillons. En effet, chaque lithologie a sa propre signature en termes de rapports isotopiques. Cette signature dépend des processus subis par la roche lors de sa formation. On peut ainsi comparer les différentes roches et échantillons sur base des rapports isotopiques du Cu, du Fe, du Zn et du Ga. Par ailleurs, il est également intéressant de comparer nos valeurs lunaires avec les valeurs terrestres typiques. Ces valeurs sont représentées graphiquement par une zone grisée et correspondent aux valeurs mesurées pour les deux standards BHVO-2, moyennant les barres d'erreur analytiques.

Ainsi, on peut comparer nos nouvelles données par rapport à des données issues de la littérature. Les jeux de données utilisés pour la comparaison reprennent les rapports isotopiques de basaltes riches en Ti, de basaltes appauvris en Ti, du régolithe ou sol lunaire, de météorites mais également d'autres échantillons de la suite magnésienne ainsi que des échantillons des FANs.

La figure 25 illustre la composition de différentes lithologies et de nos échantillons en ce qui concerne le rapport isotopique $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ ou $\delta^{65}\text{Cu}$. Contrairement aux autres lithologies, les quatre échantillons analysés pour ce travail ont une gamme de rapport $\delta^{65}\text{Cu}$ plus réduite. En effet, alors que les rapports isotopiques des basaltes pauvres en Ti ainsi que ceux du régolithe peuvent atteindre plus de 4 ‰, nos échantillons restent dans une gamme entre 0 et 1 ‰. Cette gamme restreinte n'est peut-être pas représentative de toute la Mg-suite étant donné notre faible nombre d'échantillons. De ce fait, le $\delta^{65}\text{Cu}$ des échantillons provenant de la Mg-suite est relativement peu enrichi en isotopes lourds traduisant un faible fractionnement isotopique du Cu. On remarque également que les valeurs terrestres de $\delta^{65}\text{Cu}$ sont proches de 0 ‰ et sont donc plus faibles que les valeurs de n'importe quelle lithologie lunaire.

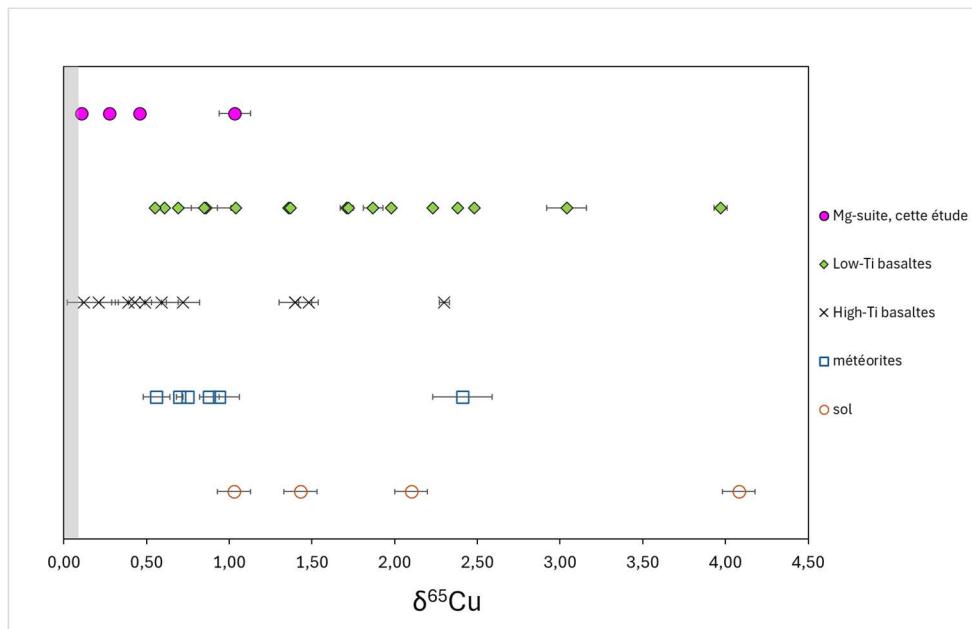


Figure 25 - Valeurs de $\delta^{65}\text{Cu}$ pour les échantillons 76335, 77215, 77075 et 78236 ainsi que des valeurs obtenues pour différents basaltes, du sol lunaire et des météorites, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (zone grisée correspond aux valeurs de BHVO2) (données issues de Herzog et al., 2009; Moynier et al., 2006; Paquet et al., 2025)

En ce qui concerne le fer, deux rapports isotopiques ont été mesurés : $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ et $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$. Ces rapports sont également donnés en ‰ étant fournis sous la forme de $\delta^{57}\text{Fe}$ et $\delta^{56}\text{Fe}$. Les données obtenues pour les échantillons 76335 à 78236 recouvrent une gamme relativement restreinte de valeurs. En effet, ces valeurs se situent aux alentours de 0 ‰. Les échantillons 76335 et 78236 présentent, quant à eux, des valeurs négatives. On peut comparer nos données avec des jeux de données préexistants dans la littérature. Ainsi, la figure 26 reprend des sets de données de différents types de basaltes, de météorites, de régolithe, ainsi que des échantillons de la Mg-suite. Il est intéressant de remarquer que, contrairement aux autres lithologies, les échantillons appartenant à la Mg-suite, autant ceux de cette étude que ceux provenant de la littérature, ont en majorité des valeurs négatives de $\delta^{56}\text{Fe}$. Ainsi, il est possible d'affirmer que les échantillons 76335, 77075, 77215 et 78236 sont bel et bien des échantillons de la suite magnésienne. Cette dichotomie entre les roches de la Mg-suite et les autres lithologies se marque également lorsque l'on compare les valeurs de $\delta^{57}\text{Fe}$, ce qui est attendu (Fig. 27). En effet, les isotopes du fer subissent un fractionnement dépendant de la masse (section 13.2). Ainsi, une relation entachée d'un facteur 1,5 existe entre les deux isotopes, expliquant la similitude des graphiques aux figures 26 et 27. La dichotomie présente pour le $\delta^{56}\text{Fe}$ est cependant moins marquée pour le $\delta^{57}\text{Fe}$ bien que les échantillons de la Mg-suite aient une tendance vers des valeurs plus négatives. En ce qui concerne les mesures précises de $\delta^{57}\text{Fe}$ pour les échantillons 76335 à 78236, on remarque que les valeurs tournent également autour de 0 ‰. Quant aux valeurs terrestres, elles sont relativement proches des valeurs lunaires à l'exception des valeurs du régolithe lunaire pour $\delta^{56}\text{Fe}$ et $\delta^{57}\text{Fe}$, ainsi que des échantillons de la suite magnésienne en $\delta^{56}\text{Fe}$.

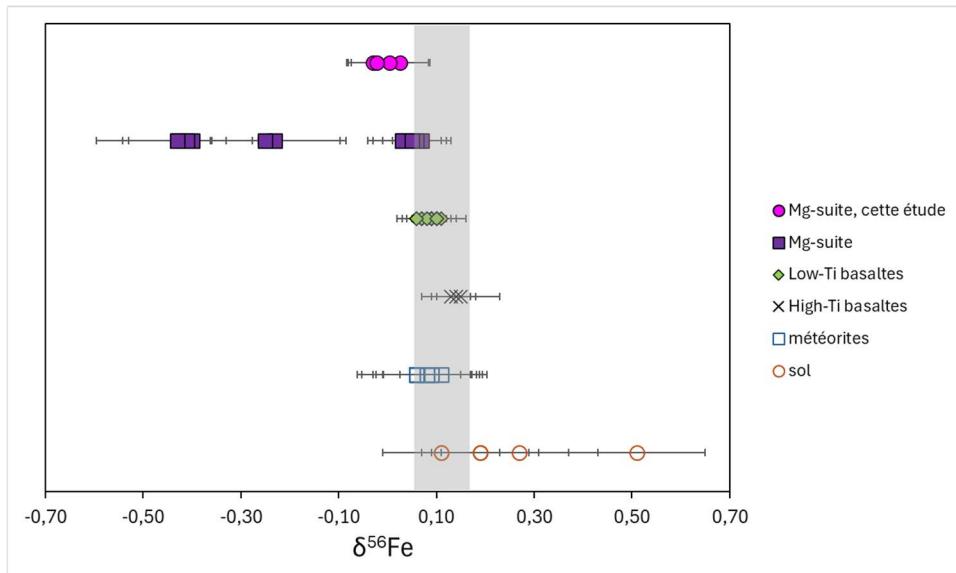


Figure 26 - Valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ pour les échantillons 76335, 77215, 77075 et 78236 ainsi que des valeurs obtenues pour différents basaltes, du sol lunaire, des météorites et des échantillons de la Mg-suite, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (zone grisée correspond aux valeurs de BHVO2) (données issues de Moynier et al., 2006; Sossi & Moynier, 2017; Wang et al., 2015)

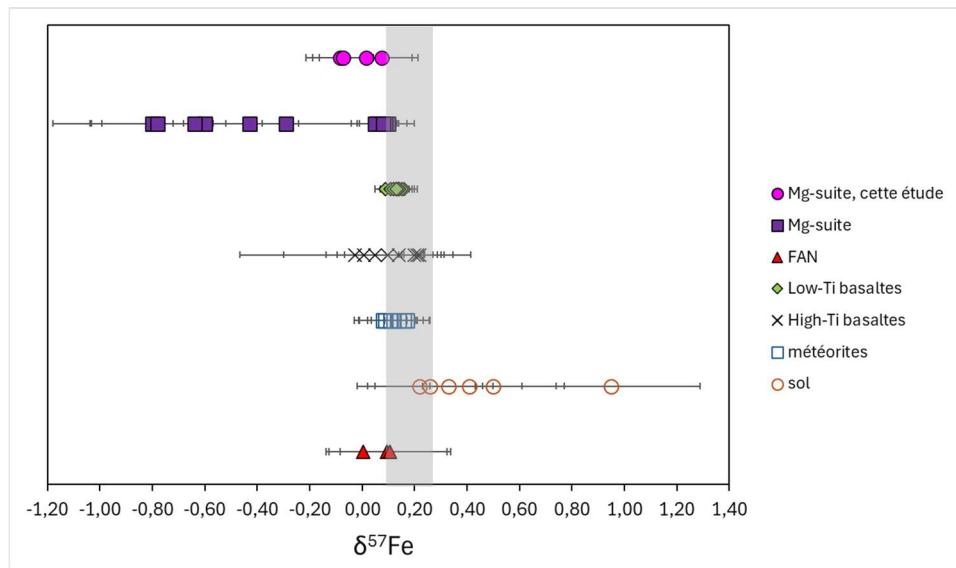


Figure 27 - Valeurs de $\delta^{57}\text{Fe}$ pour les échantillons 76335, 77215, 77075 et 78236 ainsi que des valeurs obtenues pour différents basaltes, du sol lunaire, des météorites, des échantillons de FAN et de la Mg-suite, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (zone grisée correspond aux valeurs de BHVO2) (données issues de Moynier et al., 2006; Poitrasson et al., 2004; Sossi & Moynier, 2017; Wang et al., 2015)

Quant au zinc, les rapports mesurés correspondent à $^{66}\text{Zn}/^{64}\text{Zn}$, soit $\delta^{66}\text{Zn}$, et à $^{68}\text{Zn}/^{64}\text{Zn}$, soit $\delta^{68}\text{Zn}$, donnés en %. Bien que le rapport $^{68}\text{Zn}/^{64}\text{Zn}$ ait également été mesuré, un graphique de comparaison avec d'autres lithologies n'a pas été réalisé. De fait, un graphique de $\delta^{68}\text{Zn}$ serait redondant par rapport au graphique de $\delta^{66}\text{Zn}$. En effet, l'isotope ^{66}Zn est l'isotope le plus abondant du zinc après le ^{64}Zn . De ce fait, les mesures effectuées pour cet isotope sont plus précises et donc plus fiables. Par ailleurs, les isotopes ^{66}Zn et ^{68}Zn sont directement

proportionnels suite au fractionnement isotopique dépendant de la masse. Etant donné que les isotopes du zinc ne subissent pratiquement que du fractionnement dépendant de la masse, il n'est pas nécessaire d'analyser et de comparer les valeurs du ^{68}Zn si l'on possède déjà celles en ^{66}Zn .

La figure 28 reprend les valeurs de $\delta^{66}\text{Zn}$ de basaltes, de régolithe, mais également d'échantillons de la Mg-suite et de FAN, issues de la littérature. On constate tout d'abord que les valeurs lunaires représentent une gamme bien plus importante de valeurs que les données terrestres. Par ailleurs, les échantillons 76335, 77215, 77075 et 78236 montrent des valeurs positives, tout comme les échantillons de Mg-suite de la littérature et le régolithe lunaire. De manière opposée, les autres lithologies semblent présenter des valeurs tendant majoritairement vers le négatif bien que plusieurs données présentent des valeurs faiblement positives. Outre cette dichotomie entre lithologies lunaires, on constate que les quatre échantillons de ce travail se concentrent dans une gamme relativement restreinte de valeurs, oscillant entre 0,39 et 2,56 ‰ alors que les valeurs pour la Mg-suite dans la littérature atteignent les 6,27 ‰.

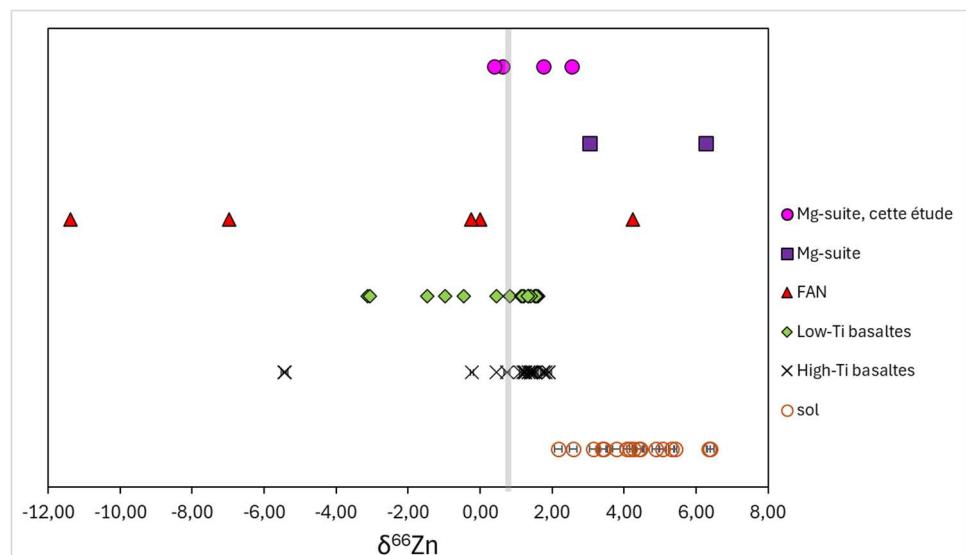


Figure 28 - Valeurs de $\delta^{66}\text{Zn}$ pour les échantillons 76335, 77215, 77075 et 78236 ainsi que des valeurs obtenues pour différents basaltes, du sol lunaire, des échantillons de FAN et de la Mg-suite, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (zone grisée correspond aux valeurs de BHVO2) (données issues de Day et al., 2017; Herzog et al., 2009; Kato et al., 2015; Moynier et al., 2006; Paniello et al., 2012; Paquet et al., 2025)

Pour finir, un graphique reprenant des jeux de données pour le $\delta^{71}\text{Ga}$ a été réalisé (Fig. 29). Ces jeux de données reprennent les mesures obtenues pour les quatre échantillons de ce travail ainsi que les données provenant de la littérature pour des basaltes et des échantillons de la Mg-suite et des FANs. Certaines données de la littérature pour le $\delta^{71}\text{Ga}$ ont été mesurées par rapport à un autre standard que le standard NIST SRM 994. Cet autre standard est l'IPGP. Il était utilisé pour les études moins récentes telles que celle de Kato et Moynier de 2017. Les données provenant de cette étude ont donc été augmentées de 0,50 ‰ afin de pouvoir être comparées aux données mesurées sur base du standard NIST SRM 994.

Il est intéressant de remarquer que, contrairement aux graphiques précédents pour les autres rapports isotopiques, les données de $\delta^{71}\text{Ga}$ présentent des valeurs fort similaires d'une lithologie à l'autre (Fig. 29). En outre, les nouvelles données disponibles pour la Mg-suite semblent occuper une bien plus grande gamme de valeur que celles contenues dans la littérature. Si l'on compare par rapport aux valeurs terrestres obtenues par les mesures sur les BHVO2, on remarque que la gamme de valeurs terrestres de $\delta^{71}\text{Ga}$ est bien plus restreinte que les valeurs lunaires. Il est cependant important de noter que les valeurs obtenues pour les BHVO2 ne correspondent pas aux valeurs de la BSE (*Bulk Silicate Earth*) (Kato *et al.*, 2017). La valeur de $\delta^{71}\text{Ga}$ de la BSE a été mesurée à 0 %, moyennant des barres d'erreurs analytiques.

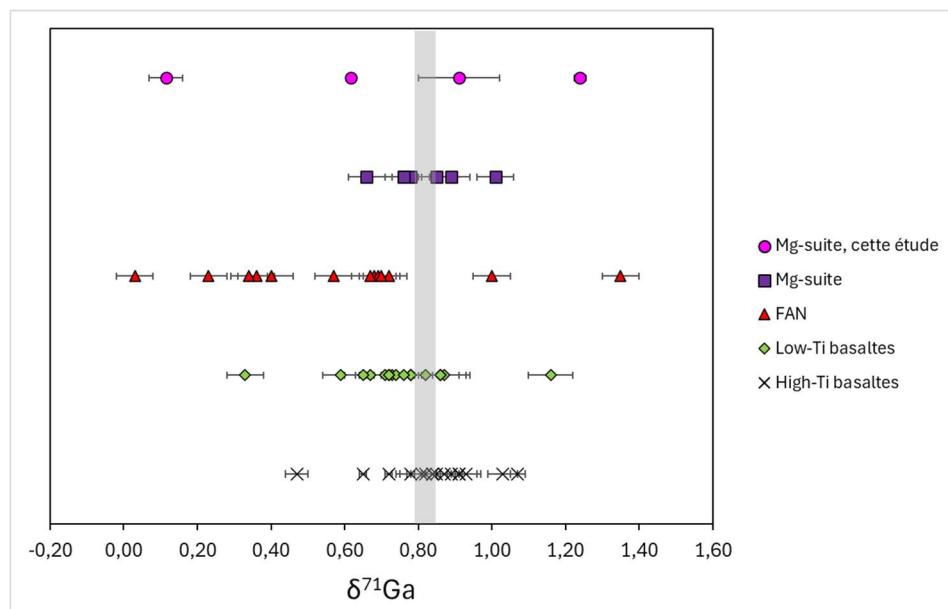


Figure 29 - Valeurs de $\delta^{71}\text{Ga}$ pour les échantillons 76335, 77215, 77075 et 78236 ainsi que des valeurs obtenues pour différents basaltes, des échantillons de FAN et de la Mg-suite, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (zone grisée correspond aux valeurs de BHVO2) (données issues de Kato & Moynier, 2017; Render *et al.*, 2023; Wimpenny *et al.*, 2022)

13. Discussion

Avant de commencer l'interprétation des résultats, il est nécessaire de déterminer les différents processus pouvant avoir un impact sur les rapports isotopiques mesurés. En effet, ces rapports isotopiques peuvent être la signature de la source mantellique dont la roche est originaire mais cela n'est pas toujours le cas. Les éléments que l'on analyse, notamment le zinc et le gallium, sont des éléments volatiles comme cela sera expliqué dans la suite de ce chapitre. Ces éléments sont sujets à volatilisation lors d'impacts, par exemple. De ce fait, avant d'interpréter les données obtenues pour nos échantillons comme étant la signature de leur source, il est nécessaire de se demander si ces roches n'ont pas subi un impact récent après leur exhumation à la surface lunaire. Si aucun impact ne semble avoir eu lieu, les données peuvent donc bel et bien être interprétées en tant que signature de la source mantellique.

13.1 Impact récent

Dans l'éventualité où les échantillons auraient subi un impact récent après leur exhumation, cela se traduirait par un enrichissement en isotopes lourds, notamment du zinc et du gallium, par volatilisation. Tout comme le zinc, le gallium est également un élément volatile avec une température de condensation de 1010 K (B. J. Wood *et al.*, 2019). Le fractionnement de ses isotopes sera donc affecté par des événements thermiques de plus hautes températures. Il a été démontré que les isotopes du gallium ne fractionnaient pas lors de processus magmatiques. Leur fractionnement est donc un excellent traceur pour des événements d'appauvrissement en volatiles (Kato & Moynier, 2017). Si l'impact fut assez important, il est également possible d'avoir eu un appauvrissement en isotopes légers du cuivre, qui est lui, un élément modérément volatile. Cela signifie que sa température de condensation est relativement faible, de 1037 K (Paquet *et al.*, 2025). Sa faible température de condensation par rapport aux éléments réfractaires comme le fer, montre donc que des événements thermiques de plus faibles températures peuvent expliquer un fractionnement isotopique du cuivre. Ces événements de plus hautes températures comprennent notamment des phénomènes d'évaporation. Ainsi, un impact pourrait expliquer le léger enrichissement en isotopes lourds constaté pour le zinc, le cuivre et, en moindres proportions, le gallium (Fig. 25, 28 & 29).

Plusieurs paramètres peuvent être analysés afin de caractériser l'effet d'un impact sur une roche et, notamment, sur la vaporisation de certains éléments. Tout d'abord, il est intéressant de regarder la concentration de ces échantillons en différents éléments caractéristiques d'un impact. En cas d'impact, on relève en effet une concentration plus élevée en éléments tels que le chrome ou le cobalt qui sont apportés par l'impacteur car ils sont généralement abondants dans le matériel météoritique qui arrive à la surface des corps planétaires (Tableau 11). De plus, il est nécessaire de mesurer le rapport entre deux éléments réagissant différemment lors d'un impact. Pour ce faire, il est arbitrairement décidé de mesurer le rapport de la concentration en rubidium sur la concentration en baryum. En effet, ces deux éléments ont un comportement

similaire en termes d'incompatibilité. Ainsi, ils fractionnent de manière similaire lors de la cristallisation d'un magma. Cependant, ils diffèrent de part leur comportement face à un impact. Le rubidium étant un élément volatile, contrairement au baryum, il aura tendance à se volatiliser. Ainsi, si la roche a subi un impact, elle montrera un enrichissement en baryum par rapport au rubidium (Tableau 11).

Tableau 11 - Tableau reprenant les concentrations en Cr et Co ainsi que les rapports Rb/Ba des quatre échantillons

	76335	77215	77075	78236
Cr	284,2	2422	2571	1059
Co	11,49	24,69	52,92	16,05
Rb/Ba	0,018561	0,023899	0,018713	0,008246

On constate que les échantillons 76335 et 78236 ne montrent pas de net enrichissement en Co et en Cr, contrairement aux échantillons 77215 et 77075 (Tableau 11). Ainsi, si l'on se focalise uniquement sur les concentrations élémentaires, les échantillons 77215 et 77075 auraient subi un impact récent. Cependant, si l'on s'attarde sur les valeurs de Rb/Ba, on remarque qu'uniquement l'échantillon 78236 montre un appauvrissement en Rb par rapport au Ba (Tableau 11). De ce fait, aucun des quatre échantillons ne montre, à la fois, un enrichissement en Co et Cr, ainsi qu'un appauvrissement en Rb. On conclut donc qu'aucune de ces quatre roches n'a subi d'impact récent. Par conséquent, les concentrations élevées en Co et Cr de 77215 et 77075 seraient une signature de leur source mantellique de même que le rapport Rb/Ba de 78236. De plus, les enrichissements en isotopes lourds de Zn, Cu, et Ga des échantillons seraient également hérités de la source ou de phénomènes de fractionnement isotopique au cours de la remontée du magma, et non un résultat d'une évaporation par impact.

13.2 Caractéristiques de la source

Comme les quatre échantillons n'auraient, a priori, pas subi d'impact depuis leur exhumation, on en conclut que l'ensemble des données obtenues, autant isotopiques qu'élémentaires, nous renseigne sur la source mantellique. Ainsi, pour caractériser la source, nous pouvons faire appel à plusieurs analyses, notamment l'interprétation des spectres de REE, les rapports isotopiques du Fe, Cu, Zn et Ga, ainsi que les rapports initiaux de Nd, Sr et Hf.

- **Eléments en traces**

Tout d'abord, il est possible de retirer des informations sur les sources mantelliques des roches grâce aux spectres des terres rares (Fig. 22, page 46). L'interprétation des spectres de 76335 et 78236 peut être réalisée de manière similaire étant donné que ces deux échantillons ont des spectres d'allures semblables. Il en est de même pour les échantillons 77215 et 77075. En ce qui concerne ces échantillons 77215 et 77075, il est tout à fait concevable que l'abondance en terres rares soit similaire ainsi que leur spectre. En effet, ces deux échantillons ont été récoltés sur un même rocher à la station 7 de la mission et correspondent à une même lithologie. Leur

source mantellique sera donc logiquement la même. Cependant, cela ne semble à priori pas le cas pour les échantillons 76335 et 78236. Ceux-ci ont été récoltés à deux stations différentes, respectivement la 6 et la 8. De plus, leur lithologie n'est pas semblable comme 76335, qui correspond à une troctolite alors que 78236 correspond à une norite. En outre, leur composition n'est pas la même, l'échantillon 76335 étant dominé par du plagioclase à 85 % et l'échantillon 78236 par un assemblage d'orthopyroxènes et de plagioclases. 76335 et 78236 sembleraient, tout de même, présenter une source mantellique similaire vu la similitude de leur spectre de REE bien que leur concentration en terres rares soit différente avec pratiquement un facteur 10 supplémentaire pour 78236 par rapport à 76335.

Si l'on se concentre tout d'abord sur l'analyse des spectres de 77215 et 77075, la présence d'une anomalie négative en Eu traduirait une cristallisation de plagioclases dans la source et donc un appauvrissement dans le liquide résiduel. En effet, contrairement aux autres terres rares, l'europium présente deux valences : Eu^{+3} et Eu^{+2} . L' Eu^{+2} peut se substituer au Ca^{+2} . C'est cette substitution qui est à l'origine des anomalies en Eu. Bien que les échantillons 77215 et 77075 montrent une anomalie négative en Eu, on constate que ces échantillons contiennent tout de même beaucoup de plagioclases notamment l'échantillon 77075 (voir Chapitre 7). Deux scénarios pourraient expliquer cette contradiction. La source mantellique pourrait avoir été déjà appauvrie en Eu à l'origine et l'anomalie négative des échantillons ne serait donc qu'une signature héritée d'une source mantellique appauvrie. Une autre hypothèse serait une contamination par du matériel KREEP comme explicité au paragraphe suivant.

En ce qui concerne la caractérisation de la source mantellique des échantillons 77215 et 77075, on remarque un fort enrichissement en LREE et en HREE par rapport aux chondrites avec des valeurs logarithmiques entre 10 et 100. On constate également à la figure 30 que les échantillons 77215 et 77075 sont bien plus enrichis en U et Th que 76335 et 78236. Cet enrichissement en U et Th ainsi que l'enrichissement en LREE et HREE couplés à l'anomalie négative en Eu, traduit une contamination par du matériel enrichi en éléments incompatibles et appauvri en Eu. Ce matériel pourrait être du matériel KREEP. Le magma initial aurait ainsi subi une différenciation, comme en témoigne l'appauvrissement relatif en HREE par rapport au LREE, avant d'être contaminé par du matériel de type KREEP au cours de sa remontée.

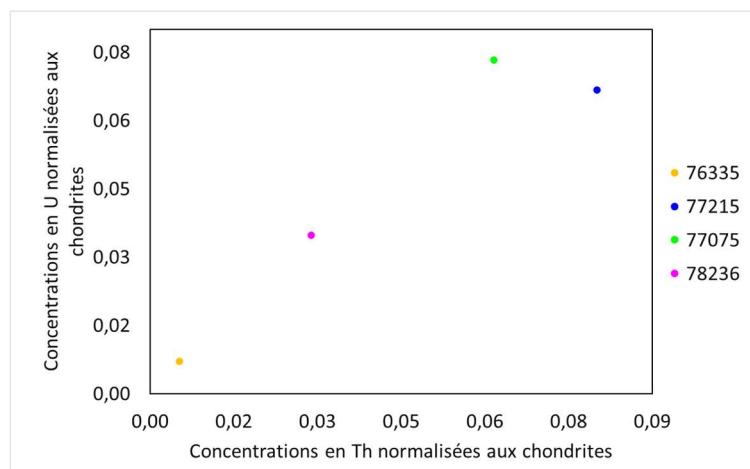


Figure 30 - Graphique illustrant les concentrations en U et Th, normalisées par rapport aux chondrites, des quatre échantillons (normalisation aux chondrites avec les valeurs de Anders & Grevesse, 1989)

Les échantillons 76335 et 78236 présentent, quant à eux, une anomalie positive en Eu. Cette anomalie est compatible avec le contenu élevé en plagioclases de 76335, supérieur à 80 %, et de 78236. Par ailleurs, les abondances en REE sont faibles par rapport aux chondrites en ce qui concerne l'échantillon 76335. L'échantillon 78236, quant à lui, montre tout de même un enrichissement bien marqué. Ainsi, les deux échantillons auraient subi des phénomènes différents. Il se peut qu'ils aient, au départ, eu une source mantellique semblable. Il s'agirait d'un cumulat riche en plagioclases présent en profondeur dans le manteau lunaire. La présence de plagioclase dans la source serait à l'origine de l'anomalie positive en Eu. L'échantillon 78236 aurait subi une contamination par la suite, contrairement à l'échantillon 76335. En effet, l'anomalie en Eu de 78236 est bien plus faible que celle pour 76335. De plus, son abundance en REE est également plus élevée. Ainsi, 78236 pourrait être originaire d'un même cumulat riche en plagioclase mais aurait subi une contamination par un matériel plus enrichi en éléments incompatibles tel que du matériel de type KREEP. Le KREEP ayant une anomalie négative en Eu, cela aurait diminué l'importance de l'anomalie positive initiale. Cette contamination par des KREEP est également illustrée par un enrichissement en Th et U de 78236 relativement à 76335 (Tableau 8). Une autre hypothèse peut être avancée pour expliquer l'allure des spectres de REE de 76335 et 78236. Ces deux échantillons pourraient en effet avoir cristallisé à partir d'une même source mantellique de type cumulat d'olivine et de pyroxène. Cependant, dans ce cas-ci, la source ne serait pas riche en plagioclase comme discuté dans le scénario présent. L'anomalie positive en Eu serait donc héritée d'une contamination tardive par du matériel de la croûte anorthositique lors de la remontée du liquide magmatique. En effet, la croûte lunaire étant riche en plagioclase, elle présente une anomalie positive en Eu. La composition précise de la source mantellique évoquée dans ce scénario sera discutée au cours de ce chapitre à l'aide des interprétations sur base des rapports isotopiques.

Si l'on reprend les interprétations réalisées pour les quatre échantillons, il est possible de constater que des échantillons appartenant tous à la suite magnésienne peuvent avoir des sources mantelliennes différentes. Cette différence entre sources mantelliennes est également couplée à des contaminations potentielles par du matériel enrichi en éléments incompatibles tel que du KREEP ou de la croûte anorthositique. Cette contamination peut se faire selon des proportions plus ou moins conséquentes.

• Isotopes stables

Dans le cadre de ce travail, les isotopes du Fe, Cu, Zn et Ga sont analysés. Ces éléments ont été choisis car l'étude de leurs rapports isotopiques permet de caractériser la mise en place des roches étudiées ainsi que les différents évènements que le magma a subi au cours de son refroidissement. Pour cela, les propriétés chimiques des éléments sont utilisées telles que leur température de condensation. Outre les propriétés élémentaires, l'intérêt principal de ces éléments est l'analyse de leurs isotopes stables et, plus précisément, des rapports entre ces isotopes stables. En effet, les isotopes d'un élément vont fractionner. Etant donné que les échantillons ne semblent pas avoir subi d'impact récent comme discuté à la section précédente, le fractionnement isotopique de ces éléments renseignerait sur différents phénomènes ayant eu lieu au cours du refroidissement du magma.

Contrairement aux trois autres éléments, le fer est un élément sidérophile modérément réfractaire. Les éléments réfractaires sont des éléments possédant une température de condensation très élevée. Ce sont donc les premiers éléments à passer à l'état solide lors du refroidissement de la nébuleuse solaire. Ces éléments ne seront donc affectés que par des événements de très haute température, c'est-à-dire une température supérieure à 1400 K. Le fer, quant à lui, est un élément modérément réfractaire. Cela signifie que sa température de condensation est relativement élevée bien que plus faible que les éléments réfractaires. Ainsi, sa température de condensation se situerait autour de 1200 – 1400 K. De plus, le fer est un élément sidérophile, traduisant une affinité pour la phase métallique. Le fer est donc fractionné par des événements à relativement haute température tels que la différenciation magmatique ou la différenciation d'un noyau planétaire. Ainsi, dans le cas de la Lune, le fer devrait être relativement abondant étant donné que, grâce à son caractère modérément réfractaire, il ne s'est pas volatilisé lors de l'impact à l'origine de la formation de la Lune. Il devrait, cependant, être concentré dans le petit noyau lunaire du fait de son caractère sidérophile.

Afin de mieux comprendre le comportement du fer lors de la différenciation du LMO, l'étude de son fractionnement isotopique sur des roches de la Mg-suite est très intéressante. En effet, la Mg-suite contient les roches les plus primitives sur la Lune après les FANs et est donc un bon sujet d'étude pour comprendre la différenciation du LMO. Nos quatre échantillons apportent des données supplémentaires dans ce contexte-là. Leur étude va également permettre de mieux contraindre l'origine de cette suite magnésienne. Ainsi, on utilise les rapports isotopiques $\delta^{56}\text{Fe}$ et $\delta^{57}\text{Fe}$. L'analyse de ces rapports isotopiques nous renseigne sur le fractionnement isotopique du fer et donc sur les processus que les roches auraient subis. En analysant les figures 26 et 27, on remarque que les $\delta^{56}\text{Fe}$ et $\delta^{57}\text{Fe}$ des roches de la Mg-suite sont négatifs ou légèrement positifs. On a donc un enrichissement d'isotopes légers pour la majorité de la Mg-suite avec des échantillons légèrement enrichis en isotopes lourds, moyennant les barres d'erreurs. Il a été décidé de construire deux graphiques car le $\delta^{56}\text{Fe}$ est moins sensible aux erreurs analytiques mais le $\delta^{57}\text{Fe}$ est plus sensible au fractionnement étant donné le caractère plus lourd de l'isotope 57.

En ce qui concerne nos échantillons, on remarque que les échantillons 77075 et 77215 montrent des valeurs légèrement positives de $\delta^{56}\text{Fe}$ et $\delta^{57}\text{Fe}$ (Fig. 31). Cela pourrait s'expliquer par les très hautes températures atteintes lors de la différenciation primordiale du LMO. Les premiers cumulats à cristallisier, riches en olivines et en orthopyroxènes, auraient donc été enrichis en ces isotopes lourds (Wang *et al.*, 2015). De plus, si l'on analyse les graphiques de la composition isotopique en fer en fonction du contenu en titane de ces échantillons, on remarque qu'ils possèdent tous deux un contenu en Ti plus élevé, tout particulièrement en ce qui concerne l'échantillon 77075. Cela est en accord avec la minéralogie de ces roches qui suggère la présence d'ilménite, FeTiO_3 (voir chapitre 7). Le titane étant un élément incompatible, il se serait concentré dans ces roches soit au cours de la différenciation du magma soit à la suite d'une contamination par du matériel enrichi en éléments incompatibles. Ce dernier scénario est appuyé par l'analyse des spectres de REE qui montre également une potentielle contamination par du matériel KREEP. Ainsi, l'échantillon 77075 aurait subi une contamination plus importante comme illustré par son contenu élevé en TiO_2 (Fig. 31).

Les échantillons 76335 et 78236 montrent, quant à eux, des $\delta^{56}\text{Fe}$ et $\delta^{57}\text{Fe}$ légèrement négatifs, traduisant donc un enrichissement en isotopes légers du magma (Fig. 31). Il est intéressant de noter que leur valeur de $\delta^{56}\text{Fe}$ semble correspondre à la valeur de fractionnement du fer par l'ilménite. En effet, cette valeur de fractionnement du fer par l'ilménite a été contrainte à $\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{ilménite-produit de fusion}} = -0,05 \pm 0,02 \text{ ‰}$ (Prissel *et al.*, 2024). Si les échantillons 76335 et 78236 présentent bel et bien des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ proches de celle-ci, cela signifierait que la source mantellique serait enrichie en ilménite ou qu'il y ait eu une contribution d'un matériel riche en ilménite au cours de la cristallisation. Ainsi, si la source de 76335 et 78236 ou le cumulat avec lequel le magma a été en contact est bel et bien enrichi en ilménite, cette contribution pourrait correspondre à un cumulat riche en ilménite tel que l'IBC, *Ilmenite-Bearing Cumulates*. L'IBC est un réservoir mantellique produit par la différenciation du manteau et riche en éléments incompatibles. Ce réservoir est très dense et aurait donc entraîné *l'overturn* mantellique par gravité et aurait contaminé le manteau lunaire. L'IBC aurait cependant subi un faible taux de fusion partielle, inférieur à 2%. Ce faible taux de fusion n'aurait pas été suffisant pour fondre l'ilménite, résultant en un faible contenu en TiO_2 des échantillons 78236 et 76335 (Fig. 31). En effet, l'ilménite commence à fondre à 1140 °C (Longhi, 1992).

Les interprétations pour nos quatre échantillons sont cependant à prendre avec prudence. En effet, les barres d'erreurs analytiques autour des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ et $\delta^{57}\text{Fe}$ sont relativement importantes et peuvent impacter les interprétations. De plus, nos valeurs ne sont pas en accord avec les données obtenues précédemment sur la Mg-suite. Les données précédentes montrent des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ bien plus faibles (Fig. 26). Une hypothèse pour expliquer cette différence pourrait résider dans la possibilité que les roches de la Mg-suite proviennent d'un ensemble de sources mantelliques et non d'une seule et unique source.

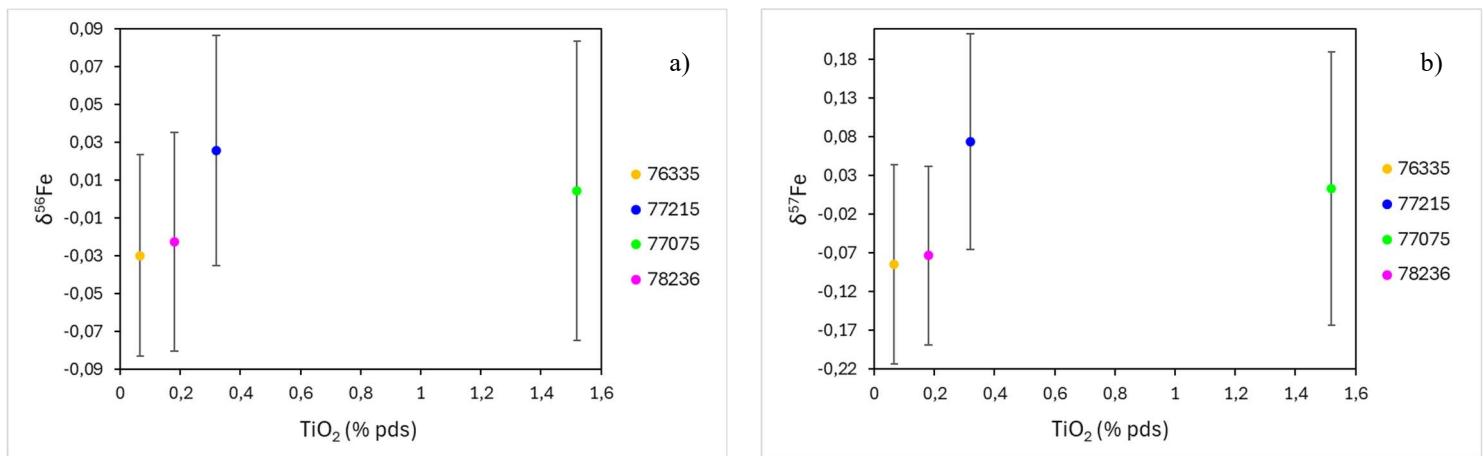


Figure 31 - Graphiques de la composition isotopique en fer en fonction du contenu en TiO_2 : $\delta^{56}\text{Fe}$ (a) et $\delta^{57}\text{Fe}$ (b) (données pour le TiO_2 issues de Warren & Wasson, 1978 pour 76335, Winzer *et al.*, 1974 pour 77215, Norman *et al.*, 2002 pour 77075, et Blanchard & McKay, 1981 pour 78236)

Des fractionnements isotopiques induits par la cristallisation de certaines espèces minérales sont en accord avec les graphiques présents à la figure 32. Sur ces graphiques, une droite de pente de 1,48 a été représentée (Wang *et al.*, 2015). Cette droite correspond à un fractionnement isotopique dépendant de la masse. On constate que, outre tous les échantillons lunaires, nos quatre échantillons se situent sur cette droite de fractionnement, moyennant les barres d'erreur. Cela confirme donc que les échantillons de la Mg-suite ont subi un enrichissement en isotopes légers majoritairement à cause de la différenciation magmatique, qui est un processus impliquant un fractionnement dépendant de la masse.

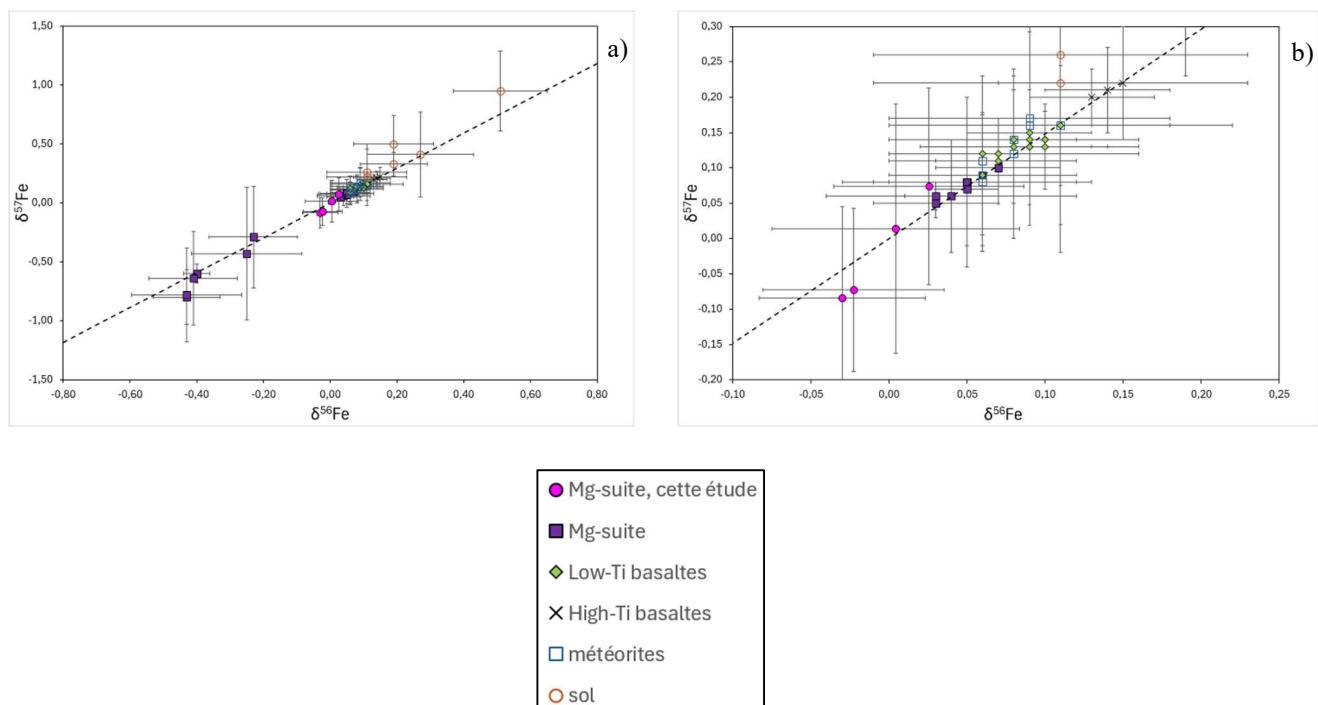


Figure 32 - Répartition des échantillons de différentes lithologies lunaires et de nos échantillons en $\delta^{56}\text{Fe}$ et $\delta^{57}\text{Fe}$ par rapport à une droite de fractionnement isotopique dépendant de la masse ; la figure b correspond à un zoom de la figure a ; les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (données issues de Moynier *et al.*, 2006; Poitrasson *et al.*, 2004; Sossi & Moynier, 2017; Wang *et al.*, 2015)

Contrairement au fer, le cuivre est un élément modérément volatile à fort caractère chalcophile bien que, également, faiblement sidérophile (Paquet *et al.*, 2025). Son caractère chalcophile traduit une affinité pour les sulfures. Or, les sulfures ne sont pas abondants sur la Lune, de par leur caractère volatile. Ainsi, le cuivre est également peu abondant avec une différence de facteur 10 à 100 par rapport aux valeurs terrestres. Les isotopes du cuivre peuvent être affectés d'un fractionnement suite à des phénomènes de différenciation magmatique. Ils sont cependant moins fractionnés que les isotopes du zinc ou du gallium car le cuivre est moins volatile. Le cuivre peut donc nous renseigner sur la composition de la source. De plus, il est généralement accepté que les processus de fractionnement isotopique du cuivre sont dépendants de la masse, de manière semblable au fer et au zinc. Cependant, l'absence de plus de deux isotopes stables du cuivre empêche la vérification de cette théorie graphiquement, comme réalisé pour le fer à la figure 32.

On peut tout de même étudier la présence ou l'absence de fractionnement isotopique lors de la différenciation magmatique. Pour cela, on réalise des graphiques faisant intervenir les concentrations en TiO_2 et MgO ainsi que la concentration en Cu et le rapport isotopique $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$. Le titane, grâce à son comportement incompatible, est utilisé pour caractériser l'évolution d'un magma au cours de son refroidissement. En effet, du fait de son incompatibilité, cet élément s'enrichit progressivement dans le liquide résiduel au fur et à mesure de la cristallisation du magma. Contrairement au titane, le magnésium est compatible. Sa concentration diminue donc progressivement au cours de la cristallisation du liquide magmatique. Ainsi, une concentration élevée en magnésium et faible en titane dans une roche traduirait une composition proche du magma primaire. Cette roche serait donc le produit de la cristallisation d'un magma peu différencié. Les contenus en Mg et en Ti des roches peuvent également être hérités de la source mantellique et être, par la suite, impactés par la différenciation du liquide magmatique.

Si l'on s'en tient à la figure 33a, on remarque que les échantillons 77215 et 78236 ont une forte teneur en MgO mais sont appauvris en TiO_2 . L'échantillon 76335 a un contenu en Ti similaire à 78236 mais une concentration en Mg bien plus faible. Quant à l'échantillon 77075, celui-ci proviendrait également d'un réservoir mantellique profond primitif comme l'illustre son contenu élevé en Mg. Ce réservoir pourrait être un cumulat d'olivine. Cependant, ce magma aurait subi une contamination par un matériel enrichi en éléments incompatibles, tel que du KREEP, pour expliquer sa teneur élevée en Ti. L'échantillon 77215 proviendrait de la même source que 77075 comme attesté par les contenus similaires en Mg. Cependant, cet échantillon aurait subi une moindre contamination que 77075, marqué par un contenu en Ti plus faible. En ce qui concerne les échantillons 76335 et 78236, ceux-ci proviendraient d'une source commune avec un contenu semblable en Ti. Cependant, le taux plus faible en Mg de 76335 traduirait une différenciation plus importante du liquide magmatique après extraction de la source que 78236.

Les mêmes interprétations peuvent être tirées du graphique de la figure 33b. En effet, le cuivre a un comportement incompatible semblable au titane. Ainsi, il est possible d'expliquer la haute concentration en Cu de 77075 et 77215 par une potentielle contamination par du KREEP. Quant à l'échantillon 76335, il montre une faible concentration en Cu. Cela serait également une conséquence de la contribution de l'IBC ayant subi un faible taux de fusion. Ce taux de fusion n'aurait pas permis la fusion des sulfures estimée approximativement à 1000 °C (Zhang & Fei, 2008).

Si l'on se concentre sur les figures 33c et 33d, celles-ci montrent le lien entre $\delta^{65}\text{Cu}$ et le contenu en Ti et en Mg. Le graphique de la figure 33c suggère une source semblable pour 76335 et 78236 avec un faible contenu en Ti et un faible $\delta^{65}\text{Cu}$. Cela pourrait être compatible avec une source qui contiendrait des sulfures comme de la troilite qui aurait un $\delta^{65}\text{Cu}$ négatif. Ces sulfures n'auraient pas fondu et donc le liquide magmatique, issu de la fusion partielle de ce réservoir, serait enrichi en isotopes lourds. Quant aux échantillons 77075 et 77215, ils montrent des enrichissements en isotopes lourds. Ces $\delta^{65}\text{Cu}$ plus élevés seraient également la signature d'une contamination par du matériel KREEP. En effet, le KREEP étant enrichi en Cu, l'ajout de Cu diminuerait légèrement le rapport $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ étant donné que l'on ajoute des isotopes lourds et légers avec ainsi une dilution des isotopes lourds. De ce fait, le $\delta^{65}\text{Cu}$ de 77215 serait

plus élevé que celui de 77075 car il aurait subi une contamination moindre et donc une dilution des isotopes lourds amoindrie.

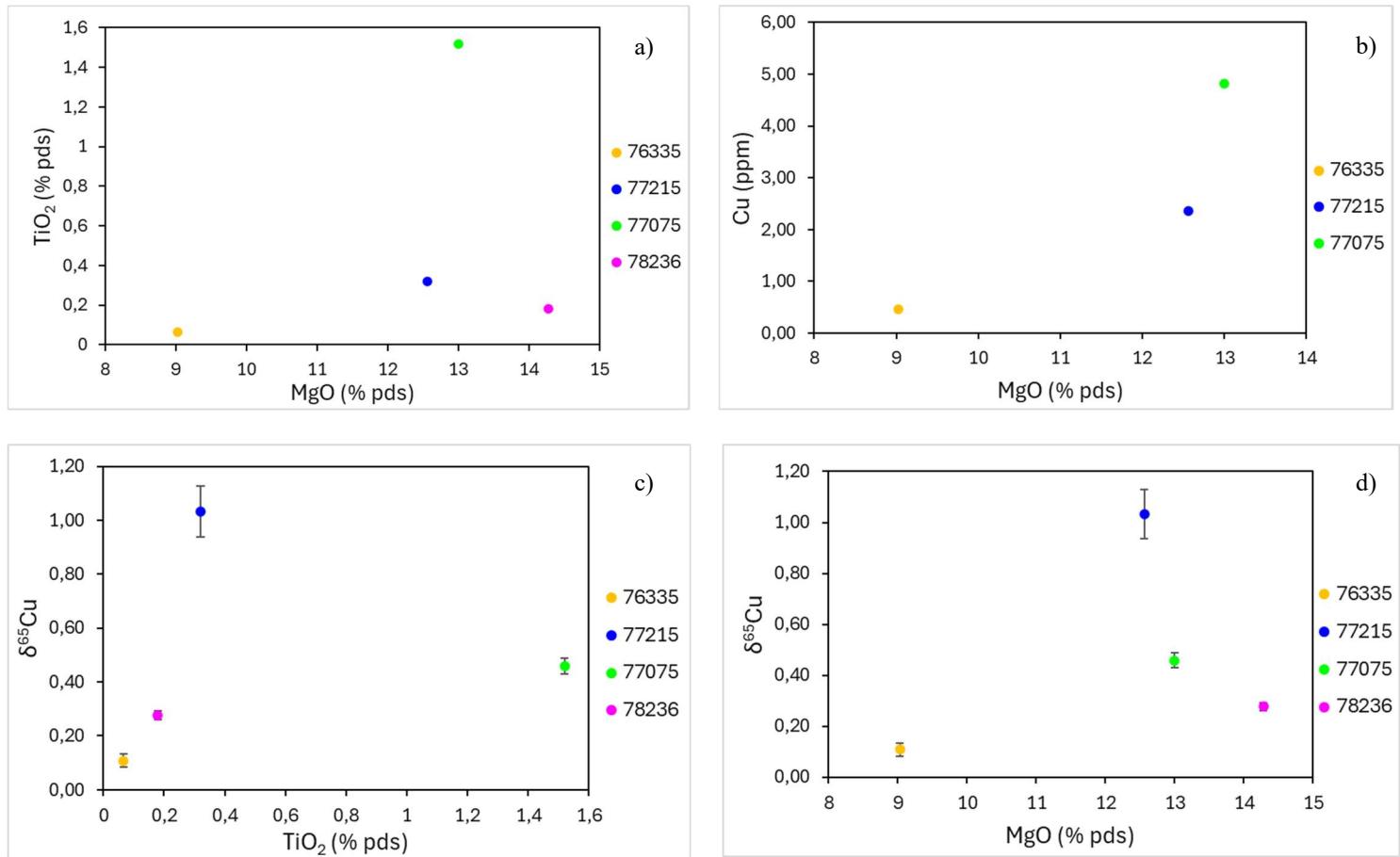


Figure 33 - Graphiques illustrant les relations entre TiO₂, MgO, Cu et $\delta^{65}\text{Cu}$ pour nos quatre échantillons, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (données de MgO et TiO₂ issues de Warren & Wasson, 1978 pour 76335, Winzer et al., 1974 pour 77215, Norman et al., 2002 pour 77075, et Blanchard & McKay, 1981 pour 78236)

Afin de mieux comprendre les processus affectant nos échantillons de la Mg-suite, il est intéressant, grâce aux rapports isotopiques, d'étudier la présence de mélange ou non au cours du refroidissement magmatique. Les mélanges entre deux liquides magmatiques sont étudiés grâce à un graphique de l'inverse de la concentration élémentaire en fonction du rapport isotopique. Si une relation linéaire existe entre ces deux valeurs, nous pouvons affirmer qu'il y a eu un mélange entre liquides magmatiques au cours de la remontée du magma. Le graphique de la figure 34 montre qu'aucune relation linéaire n'existe entre nos échantillons bien qu'il nous faudrait davantage de points de valeurs pour pouvoir affirmer cela avec certitude. Cette absence de relation linéaire semble généralisée à toutes les lithologies lunaires bien que certains échantillons de basaltes pourraient tout de même se trouver sur une même droite. Ainsi, il n'y aurait eu aucun mélange entre liquides magmatiques lors de la cristallisation des magmas lunaires. Si mélanges il y a eu, ceux-ci n'ont, en tout cas, pas affecté la composition isotopique et élémentaire en cuivre.

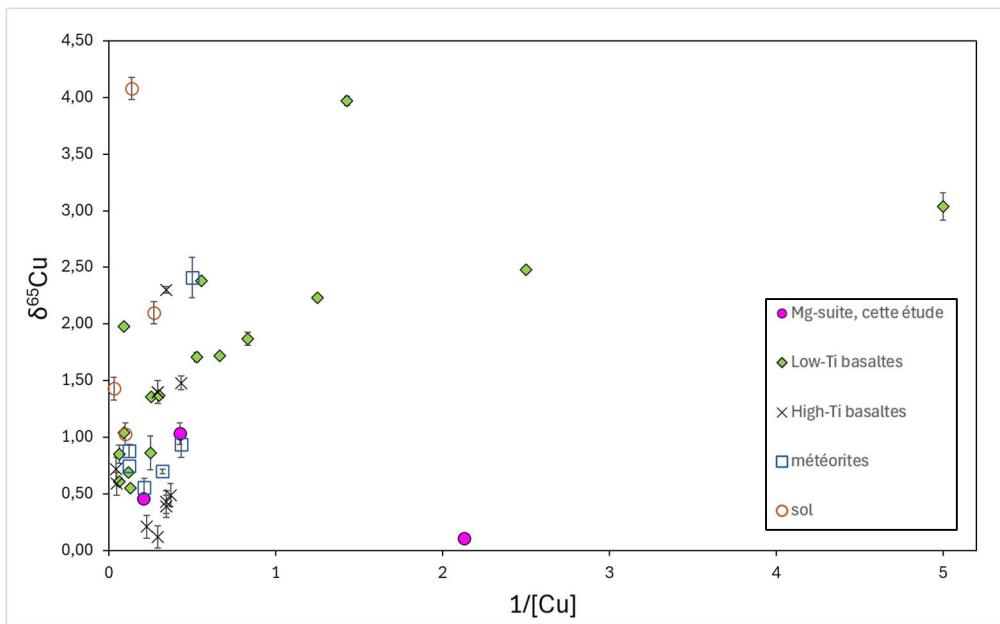


Figure 34 - Graphique de $1/[\text{Cu}]$ en fonction de $\delta^{65}\text{Cu}$, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (données issues de Herzog *et al.*, 2009; Moynier *et al.*, 2006; Paquet *et al.*, 2025)

Tout comme le cuivre, le zinc est également un élément chalcophile et modérément volatile. Il a été montré que le zinc subit un fractionnement isotopique uniquement lors d'évaporation à haute température durant des événements importants d'appauvrissement en volatiles tels que la formation de la Lune. En effet, cet élément présente peu de fractionnement lors des processus magmatiques (Kato *et al.*, 2015). Le zinc est cependant plus volatile que le cuivre et va donc être plus vite impacté par de l'évaporation, même légère (Sossi *et al.*, 2019). C'est un événement d'appauvrissement à l'échelle globale de la Lune qui explique une surabondance de $\delta^{66}\text{Zn}$ positifs pour les roches lunaires par rapport aux roches terrestres. En effet, un enrichissement en isotopes lourds renseigne un appauvrissement en isotopes légers par évaporation. Cette signature d'un événement d'évaporation globale au début de l'histoire de la Lune est marquée par des $\delta^{66}\text{Zn}$ très élevés pour les roches de la Mg-suite notamment (Fig. 28). Cela s'explique par la nature primitive des roches de la suite magnésienne qui n'ont pas subi de réhomogénéisation de leur contenu isotopique depuis l'impact (Kato *et al.*, 2015). Elles ont donc conservé la signature isotopique de cet événement.

Outre les processus à l'origine de fractionnement isotopique, les rapports isotopiques de zinc permettent également, tout comme le cuivre, de déterminer la présence d'un mélange entre liquides magmatiques ou non au cours de la remontée du magma. Tout comme le cuivre, cela est analysé par un graphique de l'inverse de la concentration élémentaire en fonction de $\delta^{66}\text{Zn}$. C'est l'isotope 66 qui a été choisi pour ce graphique et non l'isotope 68 car le ^{66}Zn est légèrement plus abondant que ^{68}Zn , ce qui rend les valeurs obtenues du ^{66}Zn légèrement plus précises. Le graphique de la figure 35 montre des corrélations entre les deux paramètres pour les échantillons de FAN, les échantillons du sol lunaire ainsi que pour les différents basaltes. En ce qui concerne nos échantillons, il semblerait y avoir une corrélation négative entre eux. Cependant, si l'on considère les autres échantillons de la littérature appartenant à la Mg-suite, on ne constate aucune corrélation avec nos échantillons bien que les mesures de la littérature

semblent corrélées de manière positive entre elles. Il faudrait donc des analyses supplémentaires de roches de la suite magnésienne afin de conclure de manière plus précise si une corrélation négative entre $1/[Zn]$ et $\delta^{66}\text{Zn}$ existe pour cette suite de roche. Si une telle corrélation négative était bel et bien présente, il y aurait eu un mélange entre un réservoir riche en Zn avec une forte concentration en isotopes lourds et un réservoir pauvre en Zn avec une forte concentration en isotopes légers.

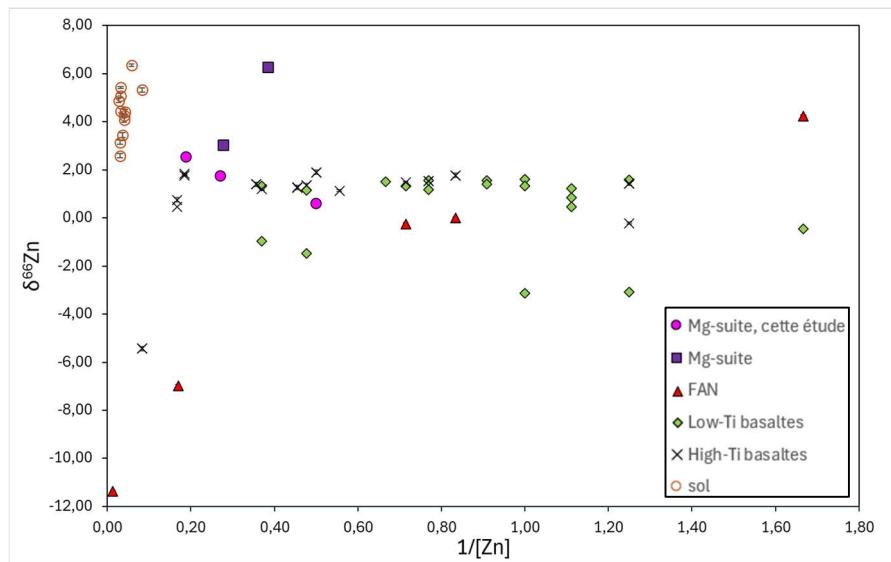


Figure 35 - Graphique de $\delta^{66}\text{Zn}$ versus $1/[Zn]$, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (données issues de Day et al., 2017; Herzog et al., 2009; Kato et al., 2015; Moynier et al., 2006; Paniello et al., 2012; Paquet et al., 2025)

Il est intéressant de comparer les valeurs obtenues pour les rapports isotopiques du cuivre et du zinc. En effet, ces deux éléments ayant tous deux un comportement volatile, il est intéressant de visualiser s'ils présentent une corrélation entre eux. On remarque que nos échantillons de la Mg-suite semblent recouvrir une zone assez restreinte du diagramme $\delta^{65}\text{Cu}$ versus $\delta^{66}\text{Zn}$ bien qu'aucune corrélation ne semble être présente entre les échantillons (Fig. 36). Cela pourrait traduire un comportement similaire pour les deux éléments. Les compositions isotopiques des deux éléments seraient la preuve d'un appauvrissement général en volatiles de la Lune au début de son histoire. Cet évènement de perte de volatiles serait associé à l'impact à l'origine de la Lune ou à la différenciation du LMO. Les roches de la Mg-suite étant issues d'un réservoir primitif, elles ont donc gardé la signature de cet appauvrissement. De manière opposée, les échantillons ayant été exposés plus longtemps au vide de l'espace à la surface lunaire tels que les échantillons du régolithe ou de basaltes, montrent des rapports isotopiques de volatiles plus élevés ayant donc subi davantage de perte d'isotopes légers par évaporation.

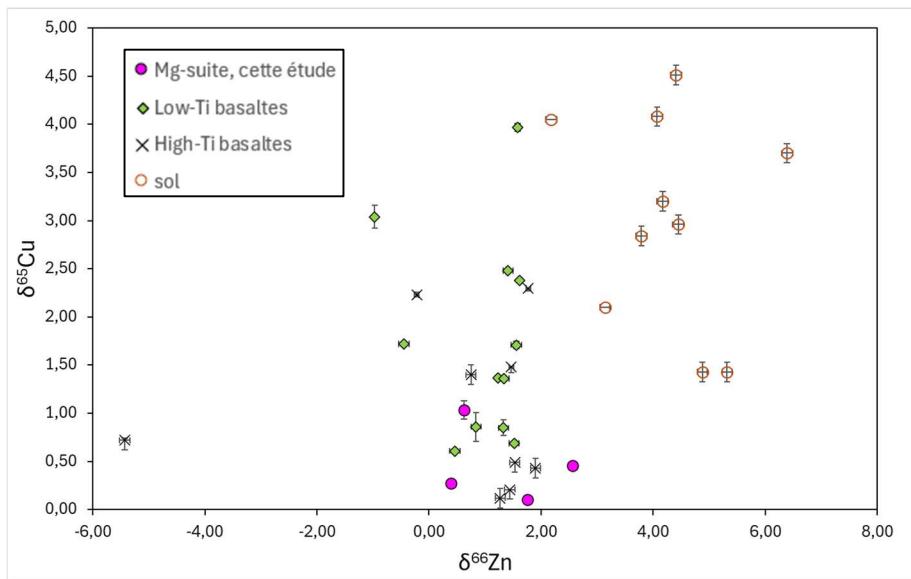


Figure 36 - Graphique de $\delta^{65}\text{Cu}$ versus $\delta^{66}\text{Zn}$, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (données issues de Herzog *et al.*, 2009; Kato *et al.*, 2015; Moynier *et al.*, 2006; Paniello *et al.*, 2012; Paquet *et al.*, 2025)

Tout comme le cuivre et le zinc, le gallium est également un élément modérément volatile. Il serait cependant moins volatile que les deux éléments précédents (Sossi *et al.*, 2019). Il a été démontré que les isotopes du gallium ne fractionnaient pas lors de processus magmatiques (Kato & Moynier, 2017). Il est intéressant de noter que toutes les lithologies lunaires, y compris les roches de la Mg-suite, ont un $\delta^{71}\text{Ga}$ relativement élevé par rapport à la BSE, traduisant un appauvrissement en isotopes légers par volatilisation sur la Lune. Cet appauvrissement en isotopes légers des roches serait donc lié à la cristallisation d'un magma initialement appauvri et ne résulterait donc pas d'un appauvrissement au cours du refroidissement du liquide magmatique.

Le zinc et le gallium étant tous deux des éléments modérément volatiles, il est intéressant de visualiser si des corrélations existent entre $\delta^{66}\text{Zn}$ et $\delta^{71}\text{Ga}$, de la même manière qu'entre $\delta^{66}\text{Zn}$ et $\delta^{65}\text{Cu}$ (Fig. 37). Si une corrélation existe, cela signifierait que le fractionnement de ces deux isotopes se fait selon un même processus. Cependant, on constate une absence de corrélation sur le graphique de la figure 37 pour pratiquement toutes les lithologies lunaires. Dans notre cas, cette absence de corrélation est à noter pour nos échantillons de la Mg-suite. Ce découplage isotopique entre zinc et gallium peut être expliqué par une légère différence dans le caractère volatile des deux éléments. En effet, le zinc est légèrement plus volatile que le gallium ce qui pourrait expliquer ce découplage. On pourrait également avoir un découplage lié à une minéralogie différente du liquide magmatique. En effet, le gallium présente un comportement compatible avec les plagioclases, dans lesquels il se substitue à l'aluminium. Cette compatibilité du gallium dans les plagioclases pourrait donc expliquer le découplage isotopique étant donné que le zinc est lui, incompatible. Il est tout de même nécessaire de mentionner que ce découplage isotopique apparent pourrait être lié à un nombre de données insuffisants. En effet, afin de confirmer l'absence de corrélation entre $\delta^{66}\text{Zn}$ et $\delta^{71}\text{Ga}$, il est utile d'effectuer d'autres mesures sur une plus grande gamme d'échantillons de la Mg-suite.

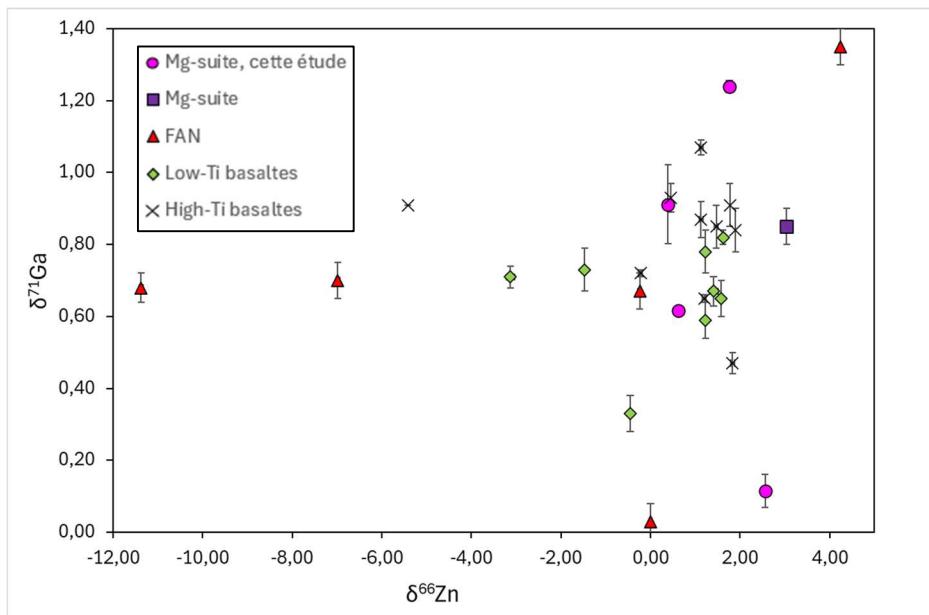


Figure 37 - Graphique de $\delta^{71}\text{Ga}$ versus $\delta^{66}\text{Zn}$, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (données issues de Kato & Moynier, 2017; Render et al., 2023; Wimpenny et al., 2022)

Finalement, on peut utiliser le $\delta^{71}\text{Ga}$ pour déterminer si la roche provient de la cristallisation d'un mélange entre deux liquides magmatiques. Pour ce faire, un graphique identique à celui pour le zinc à la figure 35 est réalisé. Si l'on analyse ce diagramme, il semble y avoir une corrélation positive entre $\delta^{71}\text{Ga}$ et l'inverse de la concentration en Ga pour nos échantillons ainsi que pour les autres roches de la littérature appartenant à la Mg-suite (Fig. 38). Il y a cependant une exception pour un échantillon de la Mg-suite de la littérature qui montre des concentrations élémentaires bien plus faibles que les autres roches de la suite magnésienne. Une corrélation positive traduirait un mélange entre un réservoir riche en Ga ayant subi un faible fractionnement isotopique, et un réservoir légèrement plus appauvri en Ga mais ayant subi un important fractionnement isotopique. On aurait tendance à dire qu'il y aurait donc eu un mélange entre un réservoir primitif non différencié et un réservoir plus évolué. Cependant, il a été démontré que le gallium ne fractionnait pas selon des processus magmatiques. Dès lors, les réservoirs impliqués dans le mélange ne devraient pas être classés comme des réservoirs « primitifs » et « évolués » mais plutôt comme étant des réservoirs ayant subi des histoires de volatilisation différente. Ainsi, le mélange se serait effectué entre un réservoir ayant subi une importante perte de volatile présentant ainsi un terme $1/\text{[Ga]}$ élevé et un enrichissement en isotopes lourds, et un réservoir ayant subi moins de volatilisation avec un terme $1/\text{[Ga]}$ faible et un appauvrissement en isotopes lourds. Ces réservoirs seraient, respectivement, un réservoir crustal tel que la croûte anorthositique ou peut-être du matériel KREEP, et un réservoir mantellique primitif en profondeur. Ce dernier aurait été relativement bien préservé lors de la volatilisation engendrée par l'impact entre Théia et la proto-Terre. Il s'agirait du réservoir magmatique des roches de la Mg-suite. Quant au réservoir crustal, il aurait subi un fractionnement isotopique du Ga ainsi qu'une perte de Ga à la suite d'événements de volatilisation à haute température proches de la surface. Ce réservoir volatilisé pourrait être de

la croûte anorthositique ou du matériel KREEP qui aurait contaminé le magma primaire de la Mg-suite au cours de sa remontée.

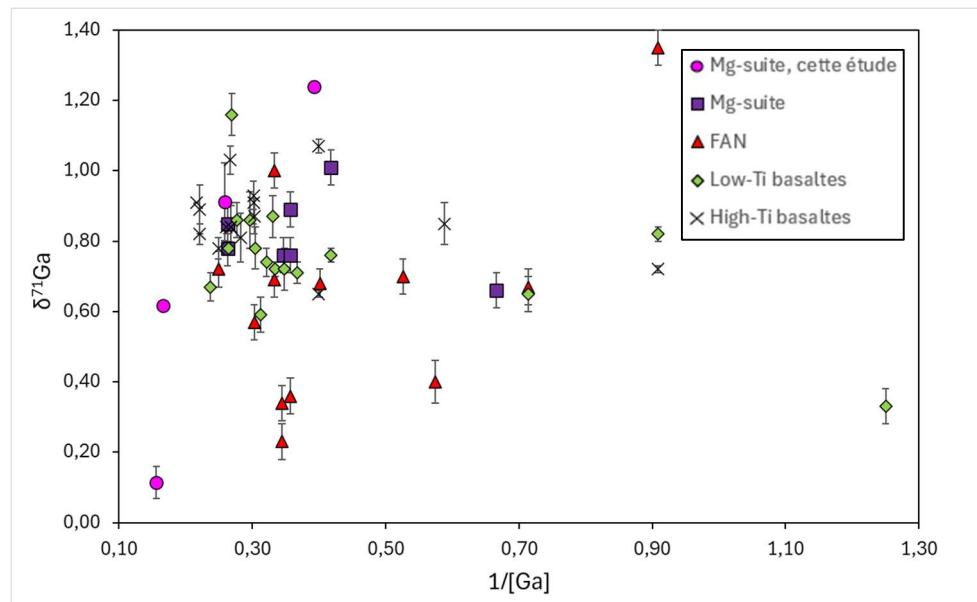


Figure 38 - Graphique de $\delta^{71}\text{Ga}$ versus $1/[\text{Ga}]$, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (données issues de Kato & Moynier, 2017; Render et al., 2023; Wimpenny et al., 2022)

• Géochronologie

L'objectif de la géochronologie est de déterminer si les quatre échantillons sont contemporains et co-génétiques afin d'en apprendre davantage sur la formation de la Mg-suite. Pour étudier le caractère contemporain de nos échantillons, il nous faut déterminer leur âge. Or, cela n'est pas réalisable avec les données obtenues. En effet, pour étudier l'âge d'une roche, il nous faut réaliser une isochrone. L'isochrone étant une droite, il est nécessaire d'avoir plusieurs valeurs isotopiques d'une même roche afin de la dater. Or, dans le cadre de ce travail, une seule valeur de rapport isotopique a été mesurée sur la roche totale (Tableau 10). Si l'on voulait tracer une isochrone pour chaque échantillon, il nous faudrait mesurer les rapports isotopiques pour plusieurs minéraux séparés du même échantillon. Cependant, les échantillons 76335, 77075, 77215 et 78236 ont déjà été datés au cours d'études précédentes (voir Chapitre 7). Nous pouvons donc nous baser sur ces âges afin d'interpréter nos résultats. En ce qui concerne la co-générité des échantillons, elle est étudiée grâce aux rapports isotopiques initiaux, c'est-à-dire grâce aux rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initiaux. Ces rapports isotopiques initiaux sont obtenus en utilisant la formule suivante, ici dans le cadre du système Sm/Nd :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}} * (e^{\lambda t} - 1).$$

Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actuel est mesuré et fourni dans le tableau 10, le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ actuel a été calculé selon la formule fournie à la section 11.2 (Tableau 10), et l'âge correspond à celui obtenu dans des études précédentes. La marche à suivre afin d'obtenir le rapport isotopique initial est exactement la même pour les rapports isotopiques du Sr et de l'Hf.

Afin de mesurer les rapports initiaux des quatre échantillons, les âges de la littérature choisis sont des âges obtenus par la méthode de datation ^{147}Sm - ^{143}Nd . Cette méthode de datation pour les âges a été sélectionnée pour deux raisons principales. Tout d'abord, ce système isotopique est très robuste face au métamorphisme d'impact. Il est donc idéal pour dater des roches très anciennes de manière précise, n'ayant pas été affecté par des processus secondaires. La seconde raison pour ce choix de système est à retrouver dans la précision des mesures. En effet, parmi les âges obtenus pour chaque échantillon au chapitre 7, les âges mesurés par ^{147}Sm - ^{143}Nd présentent les marges d'incertitudes les plus faibles sur l'âge.

Ainsi, pour l'échantillon 76335, l'âge sélectionné est de $4,278 \pm 0,06$ Ga (Edmunson *et al.*, 2007). Cet âge a été obtenu grâce à une isochrone réalisée sur roche totale, sur des plagioclases et des olivines. En ce qui concerne l'échantillon 77215, l'âge utilisé est à $4,283 \pm 0,023$ Ga (Carlson *et al.*, 2014). Il a été obtenu par isochrone construite grâce à des mesures sur plagioclases, pyroxènes et roche totale. L'échantillon 77075, quant à lui, a été daté à $4,13 \pm 0,82$ Ga (Nakamura & Tatsumoto, 1977). Cet âge a été obtenu par une isochrone réalisée sur des analyses de roche totale et sur des fractions de particules de densités différentes. Cette isochrone n'est cependant pas très précise. En effet, seules deux mesures permettent de la tracer. L'âge est donc entaché d'importantes incertitudes. Finalement, l'échantillon 78236 a un âge de $4,338 \pm 0,035$ Ga (Premo, 1991). Un autre âge a été obtenu pour cet échantillon à environ 4,18 Ga. Plusieurs études ont montré l'existence de ces deux âges, issus de deux isochrones différentes (Carlson & Lugmair, 1980; Nyquist *et al.*, 1982; Premo, 1991). Cela traduirait une réinitialisation partielle du système à 4,18 Ga alors que l'âge de 4,338 Ga correspondrait à la cristallisation de la roche. C'est donc ce dernier qui est utilisé afin de calculer le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial. On remarque que, en exploitant le système de datation ^{147}Sm - ^{143}Nd , les quatre échantillons semblent contemporains, moyennant les marges d'incertitudes. Cela signifierait que ces quatre échantillons de la Mg-suite dateraient du même épisode volcanique. Il nous faut donc calculer les rapports isotopiques initiaux afin d'en étudier la co-généité.

Afin de mesurer les rapports isotopiques initiaux, il est nécessaire d'utiliser les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ actuels (Tableau 10), les âges décrits au paragraphe précédent, ainsi que les constantes de désintégration. Les constantes de désintégration utilisées sont $1,867 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ pour le ^{176}Lu (Söderlund *et al.*, 2004), $1,3972 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ pour le ^{87}Rb (Villa *et al.*, 2015), et $6,54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$ pour le ^{147}Sm (Lugmair & Marti, 1978). Les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initiaux calculés sont entachés d'une barre d'erreur. Cette erreur est donnée en 2σ et est, arbitrairement, la même que les erreurs obtenues pour les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ actuels (Tableau 12).

Tableau 12 - Tableau reprenant les âges ^{147}Sm - ^{143}Nd de la littérature ainsi que les rapports isotopiques initiaux des quatre échantillons (données pour l'âge issues de Carlson et al., 2014, Edmunson et al., 2007, Nakamura & Tatsumoto, 1977 et Premo, 1991)

	76335	77215	77075	78236
<i>Âges ^{147}Sm-^{143}Nd (Ga)</i>	$4,278 \pm 0,06$	$4,283 \pm 0,023$	$4,13 \pm 0,82$	$4,338 \pm 0,035$
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf initial}$	0,279957	0,279964	0,280265	0,279765
2σ	0,000011	0,000007	0,000007	0,000016
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd initial}$	0,507387	0,506936	0,507342	0,507365
2σ	0,000010	0,000022	0,000007	0,000009
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr initial}$	0,700235	0,705543	0,705568	0,700309
2σ	0,000047	0,000020	0,000043	0,000008

Pour étudier le caractère co-génétique des échantillons, il est intéressant de réaliser des graphiques des rapports isotopiques $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux en fonction du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial. En effet, ce type de graphique permet de visualiser directement si deux ou plusieurs échantillons ont des rapports isotopiques initiaux semblables. Si tel est le cas, ces échantillons sont dits co-génétiques, c'est-à-dire que leur source mantellique est identique. Cependant, l'étude de la co-générité entre les échantillons n'est possible que si les âges de ceux-ci sont concordants. Si l'on regarde les valeurs des âges choisis dans la littérature, ceux-ci semblent en effet similaires, permettant d'étudier la co-générité des échantillons (Tableau 12).

Ainsi, si l'on se concentre sur les graphiques de la figure 39, on remarque que les échantillons 76335 et 78236 semblent co-génétiques. Cela est notamment bien observable dans le graphique de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial en fonction du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial (Fig. 39b). En effet, ces échantillons montrent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similaires, uniquement leur rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ diffère. Cette différence entre leur rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initial peut être une conséquence de l'hétérogénéité du manteau lunaire. En effet, si on reprend l'hypothèse abordée grâce aux isotopes stables, une contribution du cumulat IBC pourrait expliquer la signature des échantillons 76335 et 78236. Ce cumulat étant un produit de la différenciation du manteau lunaire, il est tout à fait probable qu'il présente de valeurs de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initiales hétérogènes dues à des processus de fractionnement au cours de la différenciation. Des rapports plus faibles en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et plus élevés en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont compatibles avec une contribution mantellique de type IBC. En effet, ce cumulat est un produit de fusion du manteau lunaire. De ce fait, il est enrichi en éléments incompatibles dont en Rb et en Nd mais appauvri en éléments compatibles tels que le Sr. Ainsi, ce type de réservoir présente des valeurs élevées en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initialement, de part le caractère incompatible du Nd, et des valeurs plus faibles en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de part le caractère compatible du Sr. En effet, le Nd sera donc enrichi dans le cumulat suite à la différenciation alors que le Sr sera appauvri.

Quant aux échantillons 77075 et 77215, ils montrent des valeurs différentes en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais montrent des valeurs identiques de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 39). Cela semble suggérer que ces deux échantillons proviendraient de sources mantelliques isotopiquement différentes. Cela n'est pas en accord avec le lieu d'échantillonnage de 77075 et 77215 ni avec leur spectre de REE semblable. En effet, les deux échantillons proviennent du même rocher, ce qui suggère une origine mantellique commune. Dès lors, les différences en termes de rapports initiaux d'Hf

et de Nd pourraient provenir d'une contamination tardive. Initialement, la source des deux roches serait une source provenant du résidu de la différenciation du manteau lunaire. Cela est appuyé par le rapport de Sr initial élevé. Le strontium étant moins incompatible que le rubidium, il va se concentrer dans le résidu de fusion. Cette interprétation est en accord avec la nature de type cumulat d'olivine et de pyroxène avancée pour les échantillons 77075 et 77215.

L'échantillon 77215 serait plus représentatif de la composition de la source comme en témoigne le faible rapport en Nd et le relativement faible rapport en Hf. En effet, le Nd et l'Hf étant plus incompatibles que le Sm et le Lu, respectivement, ils seront appauvris dans le résidu de fusion du manteau. Une telle source montrera donc des rapports faibles. Le liquide magmatique aurait, par la suite, vu ses rapports initiaux en Hf, Nd et Sr augmenter par contamination. Il pourrait s'agir d'une contamination par du matériel KREEP, enrichi en éléments incompatibles tels qu'en isotopes radiogéniques ^{143}Nd , ^{176}Hf et ^{87}Sr . L'échantillon 77075 aurait subi une contamination plus importante que 77215, comme illustré par ses rapports initiaux plus élevés en Hf et Nd (Fig. 38a). Cela pourrait également être un biais analytique étant donné que les mesures ont été calibrées par les mesures ICP-MS, et non par un spike.

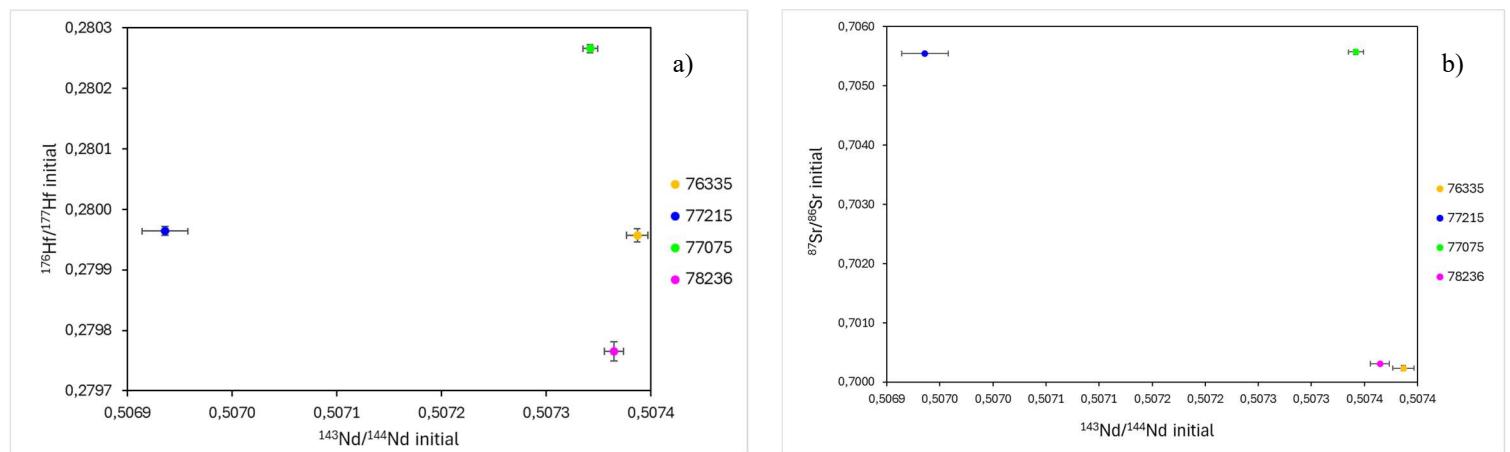


Figure 39 - Graphique (a) du rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initial en fonction du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial et (b) du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial en fonction du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial, les barres d'erreurs peuvent être recouvertes par les symboles (données issues d'Edmunson et al., 2007, Carlson et al., 2014, Nakamura & Tatsumoto, 1977 et Premo, 1991)

14. Conclusion

Bien que la Lune fasse partie intégrante de l'évolution et de l'histoire de la Terre, bon nombre d'inconnues restent en suspens. Dans l'objectif d'en apprendre davantage sur notre satellite naturel, le programme Apollo a été mis en place par les Américains afin d'échantillonner et de mieux comprendre cet astre. Cette étude se concentre sur l'analyse de quatre échantillons ramenés par la mission Apollo 17 : 76335, 77075, 77215 et 78236. Ces échantillons appartiennent tous à la Mg-suite lunaire.

La suite magnésienne est un ensemble de roches lunaires caractérisé, notamment, par un haut taux en magnésium. Le volcanisme à l'origine de cette suite de roches est très primitif dans l'histoire de la Lune. En effet, il aurait eu lieu de manière consécutive à la formation de la croûte anorthositique. Cependant, la Mg-suite est toujours à ce jour très mystérieuse et très mal comprise bien qu'elle recouvre jusqu'à 20 % de la surface lunaire. De ce fait, certains âges obtenus pour ces roches semblent se chevaucher avec des âges de la croûte anorthositique. De plus, le mode de formation de cette suite de roches est toujours mal compris, bien que de nombreuses hypothèses aient été avancées. Une meilleure compréhension de la Mg-suite est donc nécessaire afin de contraindre l'histoire de la Lune, les processus ayant eu lieu au cours de sa formation, mais également les phénomènes dus à la différenciation du manteau lunaire.

Cette étude s'inscrit donc dans cet objectif d'approfondir nos connaissances sur la suite magnésienne afin de mieux comprendre l'histoire de notre satellite. Pour ce faire, plusieurs approches ont été employées. Tout d'abord, les concentrations en éléments en traces ont été mesurées par ICP-MS. Ces analyses ont permis de mieux comprendre la composition des sources mantelliques des échantillons notamment par analyses des spectres de terres rares. Ensuite, une approche multi-isotopique a été employée. Les rapports isotopiques des isotopes stables du Cu, Fe, Zn et Ga, ainsi que les rapports isotopiques des systèmes de datation ^{147}Sm - ^{143}Nd , ^{87}Rb - ^{86}Sr et ^{176}Lu - ^{176}Hf , ont été mesurés par MC-ICP-MS. Toutes ces mesures ont été effectuées au laboratoire G-Time à l'ULB. Les rapports d'isotopes stables ont permis de contraindre les phénomènes impliquant un fractionnement isotopique. Quant aux isotopes radiogéniques, ceux-ci ont été utilisés pour définir le caractère co-génétique potentiel des quatre échantillons.

Si l'on combine les informations obtenues aussi bien par les spectres de REE que par les isotopes stables et radioactifs, il est possible de contraindre les sources mantelliques des quatre échantillons. Le scénario émis dans cette étude serait que les échantillons 76335 et 78236 proviendraient d'une seule et même source. Cela est attesté par les isotopes du Fe, du Cu, du Nd et du Sr. Cette source serait un cumulat enrichi en pyroxènes et en olivine. Une contribution d'un second réservoir riche en ilménite et en sulfures, comme montré par le fractionnement isotopique du Fe et du Cu, est à noter. Ce second réservoir serait le IBC, *Ilmenite-Bearing Cumulates*. Cette contribution pourrait avoir eu lieu sous la forme d'une contamination secondaire mais également par la présence d'IBC initialement dans la source. L'IBC aurait, cependant, subi un taux de fusion inférieur à 2 % étant donné que ni l'ilménite ni les sulfures n'auraient fondu. Les spectres des REE de ces deux échantillons seraient compatibles avec de

tels réservoirs. L'anomalie positive en Eu serait cependant expliquée par une contamination tardive du liquide magmatique par un composant crustal tel que des FAN, riches en plagioclases.

Les échantillons 77075 et 77215 proviendraient également d'une même source. Cette source serait un cumulat d'olivine et de clinopyroxène relativement primitif. Ces minéraux expliqueraient notamment la haute concentration en Cr présent par substitution dans l'olivine et le clinopyroxène. Cette source expliquerait notamment les valeurs de $\delta^{65}\text{Cu}$ et $\delta^{56}\text{Fe}$ proches de la moyenne lunaire, des contenus élevés en MgO, ainsi que les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Les liquides magmatiques auraient par la suite été contaminés par du matériel de type KREEP. Cela est attesté par l'enrichissement en éléments incompatibles tels qu'en Ti, en Cu et en REE. Les différents graphiques nous laissent cependant penser que l'échantillon 77075 aurait subi une contamination plus importante que 77215. Il est cependant intéressant de noter que les rapports initiaux en Nd et Hf des deux échantillons ne sont pas semblables. Cela pourrait être une conséquence soit d'une contamination en différentes proportions par du KREEP soit dû à un échantillonnage à des périodes différentes pour une même source ou enfin, lié à une cause analytique étant donné que les mesures n'ont pas été calibrées par un spike.

Grâce à cette étude, on constate que la Mg-suite n'est en réalité pas une suite homogène et cohérente de roches. En effet, plusieurs mécanismes et plusieurs sources mantelliques peuvent être à l'origine de cette suite de roches. L'histoire géologique lunaire serait ainsi plus compliquée que ce que l'on ne pensait précédemment. Afin de mieux comprendre la formation et la complexité de cette « Mg-suite », il est essentiel de disposer d'un nombre bien plus grand d'échantillons lunaires correspondant à cette suite de roches. Les missions lunaires futures telles que le programme Artemis de la NASA seront donc cruciales pour l'étude de l'histoire de notre satellite.

15. Bibliographie

- Adams, F. C. (2010). The Birth Environment of the Solar System. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 48, 47-85. <https://doi.org/10.1146/annurev-astro-081309-130830>
- Aeschlimann, U., Eberhardt, P., Geiss, J., Grogler, N., Kurtz, J., & Marti, K. (1982). On the Age of Cumulate Norite 78236 : An ^{39}Ar - ^{40}Ar Study. *Lunar and Planetary Science Conference*, 1-2. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1982LPI....13....1A>
- Akram, W., & Schönbächler, M. (2016). Zirconium isotope constraints on the composition of Theia and current Moon-forming theories. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 302-310. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.022>
- Albalat, E., Blichert-Toft, J., Telouk, P., & Albarède, F. (2015). The lunar neutron energy spectrum inferred from the isotope compositions of rare-earth elements and hafnium in Apollo samples. *Earth and Planetary Science Letters*, 429, 147-156. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.056>
- Albarède, F. (2004). The Stable Isotope Geochemistry of Copper and Zinc. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 55(1), 409-427. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.55.1.409>
- Anders, E., & Grevesse, N. (1989). Abundances of the elements : Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1), 197-214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X)
- Blanchard, D. P., & McKay, G. A. (1981). Remnants from the Ancient Mare Crust Iii : Norite 78236. *Lunar and Planetary Science Conference*, 83-85. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1981LPI....12...83B>
- Borg, L. E., Gaffney, A. M., Kruijer, T. S., Marks, N. A., Sio, C. K., & Wimpenny, J. (2019). Isotopic evidence for a young lunar magma ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 523, 115706. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.07.008>
- Bullen, T. D., & Eisenhauer, A. (2009). Metal Stable Isotopes in Low-Temperature Systems : A Primer. *Elements*, 5(6), 349-352. <https://doi.org/10.2113/gselements.5.6.349>
- Canup, R. M., & Asphaug, E. (2001). Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth's formation. *Nature*, 412(6848), 708-712. <https://doi.org/10.1038/35089010>
- Carlson, R. W., Borg, L. E., Gaffney, A. M., & Boyet, M. (2014). Rb-Sr, Sm-Nd and Lu-Hf isotope systematics of the lunar Mg-suite : The age of the lunar crust and its relation to the time of Moon formation. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 372(2024), 20130246. <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0246>
- Carlson, R. W., & Lugmair, G. W. (1980). 78236, a Primary, but Partially Senile, Lunar Norite, *Lunar and Planetary Science Conference*, 125-127. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1980LPI....11..125C>

Chao, E. C. T., Minkin, J. A., & Thompson, C. L. (1974). Preliminary petrographic description and geologic implications of the Apollo 17 Station 7 boulder consortium samples. *Earth and Planetary Science Letters*, 23(3), 413-428. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90130-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90130-7)

Chao, E. C. T., Minkin, J. A., & Thompson, C. L. (1976). The petrology of 77215, a noritic impact ejecta breccia. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 2, 2287-2308. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1976LPSC....7.2287C>

Chen, H., Savage, P. S., Teng, F.-Z., Helz, R. T., & Moynier, F. (2013). Zinc isotope fractionation during magmatic differentiation and the isotopic composition of the bulk Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 369-370, 34-42. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.037>

Darrouzes, J. (2007). Spectromètre de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) à cellule de collision/réaction (CC/R) pour l'analyse clinique. Performances et applications à l'analyse élémentaire et à la spéciation. *Annales de Toxicologie Analytique*, 19(1), 103-111. <https://doi.org/10.1051/ata:2007015>

Darwin, G. H. (1879). The Determination of the Secular Effects of Tidal Friction by a Graphical Method. *Proceedings of the Royal Society of London*, 29, 168-181. <https://www.jstor.org/stable/113751>

Dauphas, N., & Rouxel, O. (2006). Mass spectrometry and natural variations of iron isotopes. *Mass Spectrometry Reviews*, 25(4), 515-550. <https://doi.org/10.1002/mas.20078>

Day, J. M. D., Moynier, F., & Shearer, C. K. (2017). Late-stage magmatic outgassing from a volatile-depleted Moon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(36), 9547-9551. <https://doi.org/10.1073/pnas.1708236114>

Du, W., & Yang, J. (2024). The Moon's Early Magmatic Activities : From the Perspective of Lunar Alkali-Suite and Mg-Suite Samples. *Space: Science & Technology*, 4, 0118. <https://doi.org/10.34133/space.0118>

Edmunson, J., Nyquist, L. E., & Borg, L. E. (2007). *Sm-Nd Isotopic Systematics of Troctolite 76335*. <https://ntrs.nasa.gov/citations/20070003751>

Elkins-Tanton, L. T., Burgess, S., & Yin, Q.-Z. (2011). The lunar magma ocean : Reconciling the solidification process with lunar petrology and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3–4), 326-336. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.004>

Franchi, I. A., Baker, L., Bridges, J. C., Wright, I. P., & Pillinger, C. T. (2001). Oxygen Isotopes and the Early Solar System. *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 359(1787), 2019-2035. <https://www.jstor.org/stable/3066272>

Goldreich, P., Lithwick, Y., & Sari, R. (2004). Final Stages of Planet Formation. *The Astrophysical Journal*, 614(1), 497-507. <https://doi.org/10.1086/423612>

Hartmann, W. K., & Davis, D. R. (1975). Satellite-sized planetesimals and lunar origin. *Icarus*, 24(4), 504-515. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(75\)90070-6](https://doi.org/10.1016/0019-1035(75)90070-6)

Haskin, L. A., Lindstrom, M. M., Salpas, P. A., & Lindstrom, D. J. (1982). On compositional variations among lunar anorthosites. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 12, 41-66. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1982LPSC...12...41H>

Herzog, G. F., Moynier, F., Albarède, F., & Bereznay, A. A. (2009). Isotopic and elemental abundances of copper and zinc in lunar samples, Zagami, Pele's hairs, and a terrestrial basalt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(19), 5884-5904. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.05.067>

Hess, P. C., & Parmentier, E. M. (1995). A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior : Implications for the onset of mare volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(3–4), 501-514. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00138-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00138-3)

Hiesinger, H., Head III, J. W., Wolf, U., Jaumann, R., & Neukum, G. (2003). Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E7). <https://doi.org/10.1029/2002JE001985>

Ireland, T. R., Avila, J., Greenwood, R. C., Hicks, L. J., & Bridges, J. C. (2020). Oxygen Isotopes and Sampling of the Solar System. *Space Science Reviews*, 216, 25. <https://doi.org/10.1007/s11214-020-0645-3>

Jaumann, R., Hiesinger, H., Anand, M., Crawford, I. A., Wagner, R., Sohl, F., Jolliff, B. L., Scholten, F., Knapmeyer, M., Hoffmann, H., Hussmann, H., Grott, M., Hempel, S., Köhler, U., Krohn, K., Schmitz, N., Carpenter, J., Wieczorek, M., Spohn, T., ... Oberst, J. (2012). Geology, geochemistry, and geophysics of the Moon : Status of current understanding. *Planetary and Space Science*, 74(1), 15-41. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2012.08.019>

Jerde, E. A. (2021). Chapter 2—The Apollo program. In *Sample Return Missions : The Last Frontier of Solar System Exploration* (p. 9-36). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818330-4.00002-1>

Johnston, R. S., Dietlein, L. F., Berry, C. A., James F. Parker, J., West, V., & Jones, W. L. (1975). Biomedical Results of Apollo. *National Aeronautics and Space Administration, NASA-SP-368*. <https://ntrs.nasa.gov/citations/19760005580>

Kato, C., & Moynier, F. (2017). Gallium isotopic evidence for extensive volatile loss from the Moon during its formation. *Science Advances*, 3(7), e1700571. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1700571>

Kato, C., Moynier, F., Foriel, J., Teng, F.-Z., & Puchtel, I. S. (2017). The gallium isotopic composition of the bulk silicate Earth. *Chemical Geology*, 448, 164-172. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.11.020>

Kato, C., Moynier, F., Valdes, M. C., Dhaliwal, J. K., & Day, J. M. D. (2015). Extensive volatile loss during formation and differentiation of the Moon. *Nature Communications*, 6, 7617. <https://doi.org/10.1038/ncomms8617>

Kleine, T., & Rudge, J. F. (2011). Chronometry of Meteorites and the Formation of the Earth and Moon. *Elements*, 7(1), 41-46. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.1.41>

Korotev, R. L. (1994). Compositional variation in Apollo 16 impact-melt breccias and inferences for the geology and bombardment history of the Central Highlands of the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(18), 3931-3969. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90372-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90372-7)

Leban, M. (2013). Apport des techniques de chromatographie liquide couplée à la spectroscopie de masse tandem aux dosages des stéroïdes. *Médecine Nucléaire*, 37(1), 8-13. <https://doi.org/10.1016/j.mednuc.2012.12.001>

Li, H., Zhang, N., Liang, Y., Wu, B., Dygert, N. J., Huang, J., & Parmentier, E. M. (2019). Lunar Cumulate Mantle Overturn : A Model Constrained by Ilmenite Rheology. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(5), 1357-1378. <https://doi.org/10.1029/2018JE005905>

Lodders, K. (2000). An Oxygen Isotope Mixing Model for the Accretion and Composition of Rocky Planets. *Space Science Reviews*, 92(1), 341-354. <https://doi.org/10.1023/A:1005220003004>

Longhi, J. (1992). Experimental petrology and petrogenesis of mare volcanics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(6), 2235-2251. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90186-M](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90186-M)

Lugmair, G. W., & Marti, K. (1978). Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(3), 349-357. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90021-3)

McIntosh, E. C., Day, J. M. D., Liu, Y., & Jiskoot, C. (2020). Examining the compositions of impactors striking the Moon using Apollo impact melt coats and anorthositic regolith breccia meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 274, 192-210. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.01.051>

Meyer, C. (1994). Catalog of Apollo 17 Rocks, 4. https://www.nasa.gov/wp-content/uploads/static/history/alsj/a17/A17SampleCat_4.pdf

Moon Fact Sheet. (s. d.). <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/moonfact.html>. Consulté le 2 mai 2025.

Moynier, F., Albarède, F., & Herzog, G. F. (2006). Isotopic composition of zinc, copper, and iron in lunar samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(24), 6103-6117. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.02.030>

Nakamura, N., & Tatsumoto, M. (1977). The history of the Apollo 17 Station 7 boulder. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 2, 2301-2314. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1977LPSC....8.2301N>

Nakamura, N., Tatsumoto, M., Nunes, P. D., Unruh, D. M., Schwab, A. P., & Wildeman, T. R. (1976). 4.4 b.y.-old clast in Boulder 7, Apollo 17 : A comprehensive chronological study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 2, 2309-2333. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1976LPSC....7.2309N>

Lunar Reconnaissance Orbiter—NASA Science. (NASA, 2017) <https://science.nasa.gov/mission/lro/>. Consulté le 2 mai 2025.

NASA-The Apollo Program. <https://www.nasa.gov/the-apollo-program/>. Consulté 2 mai 2025

Lunar Sample Compendium. (NASA) <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/>. Consulté 2 mai 2025.

- Echantillon 76335 : <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/76335.pdf>
- Echantillon 77075 : <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/77075.pdf>
- Echantillon 77215 : <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/77215.pdf>
- Echantillon 78236 : <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/78235.pdf>

NASA. (2024, décembre 19). *Moon Craters.* <https://science.nasa.gov/moon/lunar-craters/>. Consulté le 2 mai 2025.

Neal, C. R., & Taylor, L. A. (1993). *Catalog of Apollo 17 Rocks,* 2(1). https://www.nasa.gov/wp-content/uploads/static/history/alsj/a17/A17SampleCat_2.pdf

Norman, M. D., Bennett, V. C., & Ryder, G. (2002). Targeting the impactors : Siderophile element signatures of lunar impact melts from Serenitatis. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(2), 217-228. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00780-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00780-X)

Nunes, P. D., Tatsumoto, M., & Unruh, D. M. (1974). U–Th–Pb and Rb–Sr systematics of Apollo 17 boulder 7 from the North Massif of the Taurus–Littrow Valley. *Earth and Planetary Science Letters*, 23(3), 445-452. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90134-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90134-4)

Nyquist, L. E., Reimold, W. U., Bogard, D. D., Wooden, J. L., Bansal, B. M., Wiesmann, H., & Shih, C.-Y. (1982). A comparative Rb-Sr, Sm-Nd, and K-Ar study of shocked norite 78236 : Evidence of slow cooling in the lunar crust? *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 12, 67-97. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1982LPSC...12...67N>

O'D. Alexander, C. M., Boss, A. P., & Carlson, R. W. (2001). The Early Evolution of the Inner Solar System : A Meteoritic Perspective. *Science*, 293(5527), 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1052872>

Paniello, R. C., Day, J. M. D., & Moynier, F. (2012). Zinc isotopic evidence for the origin of the Moon. *Nature*, 490(7420), 376-379. <https://doi.org/10.1038/nature11507>

Papike, J. J., Fowler, G. W., & Shearer, C. K. (1997). Evolution of the lunar crust : SIMS study of plagioclase from ferroan anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(11), 2343-2350. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00086-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00086-0)

Paquet, M., Moynier, F., Sossi, P. A., Dai, W., & Day, J. M. D. (2025). Volatile loss history of the Moon from the copper isotopic compositions of mare basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 656, 119250. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2025.119250>

Pfalzner, S., Davies, M. B., Gounelle, M., Johansen, A., Münker, C., Lacerda, P., Zwart, S. P., Testi, L., Trieloff, M., & Veras, D. (2015). The formation of the solar system. *Physica Scripta*, 90(6), 068001. <https://doi.org/10.1088/0031-8949/90/6/068001>

Poitrasson, F., Halliday, A. N., Lee, D.-C., Levasseur, S., & Teutsch, N. (2004). Iron isotope differences between Earth, Moon, Mars and Vesta as possible records of contrasted accretion mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3–4), 253-266. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.032>

Premo, W. R. (1991). Rb-Sr and Sm-Nd Ages for Lunar Norite 78235/78236 : Implications on the U-Pb Isotopic Systematics of this High-Mg Rock. *Lunar and Planetary Science Conference*, 22, 1089. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1991LPI....22.1089P>

Prissel, T. C., & Gross, J. (2020). On the petrogenesis of lunar troctolites : New insights into cumulate mantle overturn & mantle exposures in impact basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 551, 116531. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116531>

Prissel, T. C., Parman, S. W., Jackson, C. R. M., Rutherford, M. J., Hess, P. C., Head, J. W., Cheek, L., Dhingra, D., & Pieters, C. M. (2014). Pink Moon : The petrogenesis of pink spinel anorthosites and implications concerning Mg-suite magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 144-156. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.027>

Prissel, K. B., Krawczynski, M. J., Nie, N. X., Dauphas, N., Aarons, S. M., Heard, A. W., Hu, M. Y., Alp, E. E., & Zhao, J. (2024). Fractionation of iron and titanium isotopes by ilmenite and the isotopic compositions of lunar magma ocean cumulates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 372, 154-170. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2024.01.006>

Render, J., Wimpenny, J., & Borg, L. (2023). Gallium isotopic constraints for the origin of the Earth-Moon system. *Earth and Planetary Science Letters*, 611, 118146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118146>

Rhodes, J. M., Rodgers, K. V., Shih, C.-Y., Bansal, B. M., Nyquist, L. E., Wiesmann, H., & Hubbard, N. J. (1974). The relationships between geology and soil chemistry at the Apollo 17 landing site. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 2, 1097-1117. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1974LPSC....5.1097R>

Roland, J., Debaille, V., Pourkhorsandi, H., & Goderis, S. (2024). Moderately volatile elemental and isotopic variations in variably shocked equilibrated ordinary chondrites from Antarctica. *Icarus*, 412, 115983. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2024.115983>

Rufu, R., Aharonson, O., & Perets, H. B. (2017). A multiple-impact origin for the Moon. *Nature Geoscience*, 10(2), 89-94. <https://doi.org/10.1038/ngeo2866>

Rumble, D., Young, E. D., Shahar, A., & Guo, W. (2011). Stable Isotope Cosmochemistry and the Evolution of Planetary Systems. *Elements*, 7(1), 23-28. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.1.23>

Ruskol, Y. L. (1977). The origin of the Moon. In *NASA Special Publication* (Vol. 370, p. 815-822). <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1977NASSP.370..815R>

Safronov, V. S., & Zvjagina, E. V. (1969). Relative sizes of the largest bodies during the accumulation of planets. *Icarus*, 10(1), 109-115. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(69\)90013-X](https://doi.org/10.1016/0019-1035(69)90013-X)

See, T. J. J. (1912). The Capture Theory of Cosmical Evolution Confirmed by the Latest Researches on the Origin of Star Clusters. *The Monist*, 22(4), 618-632. <https://www.jstor.org/stable/27900401>

Shearer, C. K., Elardo, S. M., Petro, N. E., Borg, L. E., & McCubbin, F. M. (2015). Origin of the lunar highlands Mg-suite : An integrated petrology, geochemistry, chronology, and remote sensing perspective†. *American Mineralogist*, 100(1), 294-325. <https://doi.org/10.2138/am-2015-4817>

Shearer, C. K., Hess, P. C., Wieczorek, M. A., Pritchard, M. E., Parmentier, E. M., Borg, L. E., Longhi, J., Elkins-Tanton, L. T., Neal, C. R., Antonenko, I., Canup, R. M., Halliday, A. N., Grove, T. L., Hager, B. H., Lee, D.-C., & Wiechert, U. (2006). Thermal and Magmatic Evolution of the Moon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 60(1), 365-518. <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.60.4>

Shearer, C. K., & Papike, J. J. (1999). Magmatic evolution of the Moon. *American Mineralogist*, 84(10), 1469-1494. <https://doi.org/10.2138/am-1999-1001>

Shearer, C. K., & Papike, J. J. (2005). Early crustal building processes on the moon : Models for the petrogenesis of the magnesian suite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(13), 3445-3461. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.02.025>

Simmons, S. T., & Lapen, T. J. (2012). Trace element geochemistry of Apollo sample 78236: Potential connections with other. *43rd Lunar and Planetary Science Conference*. <https://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2012/pdf/2622.pdf>

Singer, S. F. (1968). The Origin of the Moon and Geophysical Consequences*. *Geophysical Journal International*, 15(1–2), 205-226. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1968.tb05759.x>

Singer, S. F. (1986). Origin of the Moon by capture. In *Origin of the Moon* (p. 471-485). <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1986ormo.conf..471S>

Snyder, G. A., Neal, C. R., Taylor, L. A., & Halliday, A. N. (1995). Processes involved in the formation of magnesian-suite plutonic rocks from the highlands of the Earth's Moon. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 100(E5), 9365-9388. <https://doi.org/10.1029/95JE00575>

Söderlund, U., Patchett, P. J., Vervoort, J. D., & Isachsen, C. E. (2004). The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3–4), 311-324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3)

Sossi, P. A., & Moynier, F. (2017). Chemical and isotopic kinship of iron in the Earth and Moon deduced from the lunar Mg-Suite. *Earth and Planetary Science Letters*, 471, 125-135. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.029>

Sossi, P. A., Klemme, S., O'Neill, H. St. C., Berndt, J., & Moynier, F. (2019). Evaporation of moderately volatile elements from silicate melts: experiments and theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 260, 204-231. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.06.021>

Stadermann, A. C., Barnes, J. J., Erickson, T. M., Prissel, T. C., & Michels, Z. D. (2023). Evidence for Extrusive Mg-Suite Magmatism on the Moon? Fine-Grained Magnesian Clasts in an Apollo 16 Impact Melt Breccia. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 128(8), e2022JE007728. <https://doi.org/10.1029/2022JE007728>

Stettler, A., Eberhardt, P., Geiss, J., & Grögler, N. (1974). 39Ar-40Ar ages of samples from the Apollo 17 station 7 boulder and implications for its formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 23(3), 453-461. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90135-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90135-6)

Stettler, A., Eberhardt, P., Geiss, J., Grogler, N., & Guggisberg, S. (1978). Chronology of the Apollo 17 Station 7 Boulder and the South Serenitatis Impact. *Lunar and Planetary Science Conference*. 1113-1115. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1978LPI....9.1113S>

Stevenson, D. J. (1987). Origin of the moon—The collision hypothesis. In *Annual review of earth and planetary sciences. Volume 15* (p. 271-315). <https://inis.iaea.org/records/jzbfc-x1p94>

Taylor, S. R. (1978). Geochemical constraints on melting and differentiation of the moon. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 1, 15-23. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1978LPSC....9...15T>

Terada, K., Anand, M., Sokol, A. K., Bischoff, A., & Sano, Y. (2007). Cryptomare magmatism 4.35 Gyr ago recorded in lunar meteorite Kalahari 009. *Nature*, 450(7171), 849-852. <https://doi.org/10.1038/nature06356>

Thiemens, M. M., Sprung, P., Fonseca, R. O. C., Leitzke, F. P., & Münker, C. (2019). Early Moon formation inferred from hafnium–tungsten systematics. *Nature Geoscience*, 12(9), 696-700. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0398-3>

Vanderstraeten, A., Bonneville, S., Gili, S., de Jong, J., Debouge, W., Claeys, P., & Mattielli, N. (2020). First Multi-Isotopic (Pb-Nd-Sr-Zn-Cu-Fe) Characterisation of Dust Reference Materials (ATD and BCR-723): A Multi-Column Chromatographic Method Optimised to Trace Mineral and Anthropogenic Dust Sources. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 44(2), 307-329. <https://doi.org/10.1111/ggr.12320>

Vanhaecke, F., Balcaen, L., & Malinovsky, D. (2009). Use of single-collector and multi-collector ICP-mass spectrometry for isotopic analysis. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 24(7), 863-886. <https://doi.org/10.1039/B903887F>

Villa, I. M., De Bièvre, P., Holden, N. E., & Renne, P. R. (2015). IUPAC-IUGS recommendation on the half life of 87Rb. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 164, 382-385. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025>

Wang, K., Jacobsen, S. B., Sedaghatpour, F., Chen, H., & Korotev, R. L. (2015). The earliest Lunar Magma Ocean differentiation recorded in Fe isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 202-208. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.019>

Warner, J. L., Simonds, C. H., & Phinney, W. C. (1976). Genetic Distinction Between Anorthosites and Mg-Rich Plutonic Rocks : New Data From 76255. *Lunar and Planetary Science Conference*, 7, 915. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1976LPI....7..915W>

Warren, P. H. (1990). Lunar anorthosites and the magma-ocean plagioclase-flotation hypothesis; importance of FeO enrichment in the parent magma. *American Mineralogist*, 75(1–2), 46-58.

Warren, P. H., & Wasson, J. T. (1978). Compositional-petrographic investigation of pristine nonmare rocks. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 1, 185-217. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1978LPSC...9..185W>

White, W. M. (2020). *Geochemistry* (2nd edition). John Wiley & Sons.

White, W. M. (2023). *Isotope Geochemistry* (2nd edition). John Wiley & Sons.

Wiechert, U., Halliday, A. N., Lee, D.-C., Snyder, G. A., Taylor, L. A., & Rumble, D. (2001). Oxygen Isotopes and the Moon-Forming Giant Impact. *Science*, 294(5541), 345-348. <https://doi.org/10.1126/science.1063037>

Wikipédia. (Mai 2025). *Programme Apollo*. https://fr.wikipedia.org/w/index.php?title=Programme_Apollo&oldid=225297157#Chronologie_des_vols. Consulté le 2 mai 2025.

Wimpenny, J., Borg, L., & Sio, C. K. I. (2022). The gallium isotopic composition of the Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, 578, 117318. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117318>

Wimpenny, J., Marks, N., Knight, K., Borg, L., Badro, J., & Ryerson, F. (2020). Constraining the behavior of gallium isotopes during evaporation at extreme temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 286, 54-71. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.07.006>

Winzer, S. R., Nava, D. F., Schuhmann, P. J., Lum, R. K. L., Schuhmann, S., Lindstrom, M. M., Lindstrom, D. J., & Philpotts, J. A. (1977). The Apollo 17 “melt sheet”: Chemistry, age and Rb/Sr systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 33(3), 389-400. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90090-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90090-5)

Winzer, S. R., Nava, D. F., Schuhmann, S., Kouns, C. W., Lum, R. K. L., & Philpotts, J. A. (1974). Major, minor and trace element abundances in samples from the Apollo 17 station 7 boulder: Implications for the origin of early lunar crustal rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 23(3), 439-444. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90133-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90133-2)

Wood, B. J., Smythe, D. J., & Harrison, T. (2019). The condensation temperatures of the elements: A reappraisal. *American Mineralogist*, 104(6), 844-856. <https://doi.org/10.2138/am-2019-6852CCBY>

Wood, J. A., Dickey, J. S., Jr., Marvin, U. B., & Powell, B. N. (1970). Lunar anorthosites and a geophysical model of the moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 1, 965. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1970GeCAS...1..965W>

Young, E. D., Kohl, I. E., Warren, P. H., Rubie, D. C., Jacobson, S. A., & Morbidelli, A. (2016). Oxygen isotopic evidence for vigorous mixing during the Moon-forming giant impact. *Science*, 351(6272), 493-496. <https://doi.org/10.1126/science.aad0525>

Zhang, L., & Fei, Y. (2008). Effect of Ni on Fe-FeS phase relations at high pressure and high temperature. *Earth and Planetary Science Letters*, 268(1-2), 212-218. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.028>

Zhang, Y., Zhang, N., Tian, M., & Liu, Y. (2025). Solidification and Differentiation of a Mushy Lunar Magma Ocean : 3D Numerical Modeling. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 130(3), e2024JE008532. <https://doi.org/10.1029/2024JE008532>