



Pétrogenèse des laves de l'île de la Possession (archipel de Crozet) et implications pour les hétérogénéités lithologiques des sources de points chauds

Mélanie Segard

► **To cite this version:**

Mélanie Segard. Pétrogenèse des laves de l'île de la Possession (archipel de Crozet) et implications pour les hétérogénéités lithologiques des sources de points chauds. Géochimie. Université de Nantes, 2013. Français. <tel-01058681>

HAL Id: tel-01058681

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01058681>

Submitted on 27 Aug 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES POUR L'INGENIEUR, GEOSCIENCES, ARCHITECTURE (S.P.I.G.A.)

Année 2013

Pétrogenèse des laves de l'île de la Possession (archipel de Crozet) et implications pour les hétérogénéités lithologiques des sources de points chauds

THÈSE DE DOCTORAT
Discipline : Sciences de la Terre
Spécialité : Pétrologie - Géochimie

*Présentée
et soutenue publiquement par*

Mélanie SEGARD

Le 04 juin 2013, devant le jury ci-dessous

Président M. Jean-Pierre LORAND, directeur de recherche CNRS, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Nantes
Rapporteurs M. Georges CEULENEER, directeur de recherche CNRS, Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse
M. Jean-Yves COTTIN, professeur des universités, Université Jean Monnet, Saint-Etienne
Examineurs Mme Carole CORDIER, maître de conférences, Institut des Sciences de la Terre, Grenoble
M. Christophe HÉMOND, professeur, Laboratoire Domaines Océaniques, Brest

Directeur de thèse : Éric HUMLER, professeur, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Nantes

Co-encadrant de thèse : M. Antoine BÉZOS, maître de conférence, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Nantes

Remerciements

Quand on en vient à écrire ces pages, on peut enfin le dire : ça y est, c'est fait ! Le "petit" bébé est enfin sorti après avoir mûri pendant 4 années...et marque la fin d'une belle aventure ! Aventure qui s'est initiée à Nantes, où nous avons sorti les voiles pour faire cap vers l'océan indien et séjourner quelques temps du côté de Crozet. Puis nous avons fait cap vers la métropole, avec des escales à Brest ou encore Orsay, une dérive jusqu'à Paris, pour ensuite venir s'échouer de nouveau à Nantes. Toutes ces escales ont engendré de nombreuses et belles rencontres avec des personnes que je tiens à remercier dans ces quelques pages.

Je tiens à remercier mon jury de thèse : Jean-Yves Cottin et Georges Ceuleener pour avoir accepté de lire mon manuscrit qui a ravivé le souvenir de missions passées dans les TAAF, et pour les discussions scientifiques très intéressantes au cours de ma soutenance ; Carole Cordier pour son grand intérêt et ses idées sur les différentes approches géochimiques pour quantifier le magma primaire en contexte OIB ; Christophe Hémond pour son implication et ses commentaires constructifs et sa confiance au cours de mes suivis de thèse et de ma soutenance ; Jean-Pierre Lorand pour avoir accepté d'être président du jury et pour les remarques précises mais surtout précieuses qui m'ont permis de prendre du recul sur ce travail.

Je tiens à te remercier Antoine pour m'avoir ouvert les portes de l'archipel de Crozet - quel terrain ! - et m'avoir encadré durant ces dernières années. Cette thèse fut comme un match de rugby, dont tu as été mon coach jusqu'au bout ! Grâce à toi, j'ai pu apprendre à lancer correctement le ballon, le réceptionner et ensuite le défendre, mais aussi à encaisser un maul ou un plaquage un peu brutal, savoir reprendre appui sur un sol boueux et glissant, puis à foncer, plaquer, taper une chandelle et enfin marquer un bel essai. Tu m'as entraîné sur tous les postes, autant en défense qu'en première ligne, et grâce à cela j'ai su rester sur mes appuis pour ne pas être bottée en touche, j'ai évité les cuillères, j'ai même été maintes fois au contact ! Parfois le carton jaune était menaçant pour fautes techniques, mais tu as veillé à ce que je n'aie pas au casse-pipe et tu as talonné aux bons moments

pour que je puisse aller à l'essai et tirer ma transformation. Ton haut degré d'exigence permanent et ton acharnement dans cet apprentissage à m'encadrer, me recadrer, me supporter tout au long de ces quatre années ont porté leurs fruits, et je t'en remercie ! Je me souviens de la première phrase que tu m'as écrite lorsque j'ai accepté cette thèse : "nous allons faire de la bonne science, je n'en doute pas une seconde !" Elle est bel et bien là aujourd'hui, dans ce manuscrit, et j'espère que nous continuerons à faire de la science ensemble voire de retourner à Crozet un jour...

Merci à Eric Humler de m'avoir permis d'effectuer cette thèse au sein du LPGN et d'avoir contribué à initier ce projet de recherche, même s'il n'a pu que le suivre de loin, malgré lui.

Je remercie également la Région des Pays de la Loire pour avoir financé ce projet de recherche ainsi que les instruments analytiques sur lesquels j'ai pu effectuer certaines de mes analyses chimiques à la suite de leur installation dans les locaux du LPGN.

Je n'oublie pas Xavier Quidelleur, Michel Grégoire et Guillaume Delpéch, qui m'ont accompagné au cours de mes premiers pas dans le vaste monde de la pétrologie et la géochimie magmatique, et m'ont chaudement recommandé auprès de ceux qui sont devenus mes encadrants de thèse.

L'étape-clé (et la plus belle !) de ma thèse fut ce séjour unique et inoubliable sur l'île de la Possession, et bien sûr le transit aller-retour sur le magnifique Marion-Dufresne II qui nous a permis de nous y rendre. Cette mission scientifique n'aurait pas été possible sans le soutien de l'Institut Paul Emile Victor, que je remercie ainsi que ceux qui font partie de la logistique de cet institut et qui nous ont accompagné au cours de cette escapade : Nicolas LeViavant et Gwendal Stephan, deux joyeux et sacrés personnages qui m'auront marqué par leurs incessantes blagues bretonnes !

Je remercie bien sûr toute l'équipe crozétienne, les aventuriers du LPG ! Merci à Christèle Guivel, toujours souriante et dynamique, pour ton soutien durant toute cette thèse, ta compréhension et ta franchise, et toutes les discussions - scientifiques ou non - que nous avons pu avoir et qui m'ont été très souvent bénéfiques. Merci à Stéphane Pochat - tonton Stéphane ! - pour ton regard bienveillant porté à mon travail et à la bonne entente de la Crozet team jusqu'au bout, mais aussi pour ton caractère antisocial et ta douce musique expérimentale ...Viiiite, un mouchoir et un pot de Nutella ! Merci à Guillaume Delpéch, qui m'a fait découvrir les joies de la géochimie élémentaire et isotopique au travers de mes stages de Master, et a fait grandir en moi cette envie de comprendre et de savoir ce

que révèlent toutes ces tendances, ce qui a fini par m'immerger complètement dans la pétrologie magmatique. Merci pour toute ta contribution professionnelle et personnelle, et toute l'attention que tu as pu me porter durant toutes ces années, tes conseils avisés et le partage de ton expérience personnelle sur les aventures et mésaventures que peut apporter une thèse. Merci à Daniel Mège, pour ta gentillesse et ton enthousiasme à étudier les dykes de l'île de la Possession, pour toutes les discussions - sur Crozet ou non - pleines d'intérêt et toujours imprévues que nous avons pu avoir. Merci à Christophe Monnier, hyper dynamique et toujours réactif dès qu'on parle de minéraux, pour ta contribution à cette aventure et tes encouragements durant ces années de thèse et d'enseignement.

Une pensée bien sûr à tous les crozéliens et crozéliennes que nous avons connu au cours de cette mission, qui ont la volonté, le courage et la chance d'être restés sur ce petit bout de caillou dans la mer pendant une année et n'ont qu'une envie : y retourner ! Merci de nous avoir épaulés et intégrés parmi vous durant ce court séjour, et de nous avoir fait partager des moments forts dans votre vie quotidienne sur base ou sur le terrain. Je pense notamment au Discro Sylvain en poste l'année de notre première mission d'échantillonnage, qui nous a aiguillé et nous a apporté son aide pour échantillonner les laves de l'île. Je pense aussi à Fabien - le médecin de l'extrême ! - merci pour ta bonne humeur permanente et ton aide précieuse à l'autre bout de l'île quand j'en ai eu besoin. Merci à ceux qui nous ont aidé à casser du caillou (mais pas sur les azorelles !) et que nous avons reconnu comme étant des professionnels en la matière (diplôme à l'appui !) : Aurélien, Camille, Jérémy et Xavier. Merci également à celles et ceux qui ont contribué à rendre ce séjour encore plus fabuleux et exceptionnel qu'il ne l'était déjà : Marion R., pour les bonnes barres de fous rires et les moments qu'on a pu partager ensemble. Benjamin, robot-man déluré où je garderais en mémoire notre belle petite balade à la Réunion. Alice, Astrid et Annette - les filles de Charlie ! De drôles de dames, uniques ! Tout comme Charlie, que je retiendrais pour sa bonté, son dévouement entier aux oiseaux et son humour. Jean-Luc et Bruno, les cuistots - pour leur gentillesse, à qui je dois également le doux surnom de "Mélanosaure" et une réputation de dévoreuse de Nutella qui m'a poursuivi jusqu'à ma soutenance.

Au cours de notre périple au beau milieu de l'océan indien, j'ai eu la chance d'embarquer et surtout de rester un mois sur le Marion-Dufresne, en intégrant la mission océanographique Track-02 pour être ensuite rapatriés jusqu'à la Réunion. Ce séjour au milieu de l'océan fut très enrichissant tant humainement que techniquement et scientifiquement parlant, avec l'apprentissage du langage marin et de la vie à bord de ce paquebot scientifique, avec des discussions animées sur la faune marine vivant près de l'Antarctique, ou encore les regards fascinés à la vue des dizaines d'icebergs qui entouraient le bateau, la pêche aux

langoustes, les hydrophones, la rosette allant jusqu'à -4000 m, le draguage raté de peu... Et bien sûr l'ambiance unique du Marion...mais tout ce qui se passe à bord reste à bord ! Merci à celles et ceux que j'ai rencontré sur ce géant des mers, de joyeux gay-lurons issus essentiellement de la côte bretonne : l'équipe Ohasis Bio, avec Jeff, Cédric, Jean-Yves et bien sûr Flore. J'espère que les dessins ont tenu sur les fanions des hydro ! Mais aussi Yvan, Arno, Manu, Martin (canard !) et bien d'autres que j'oublie certainement mais qui ont rendu ce séjour inoubliable et unique, merci ! Merci pour ces bons moments passés sur le Marion et à la Réunion, avec mes premiers coups de palme en plongée sous-marine et de magnifiques spots au large de St-Leu.

Après ce périple, retour au laboratoire pour l'exploitation des échantillons qui n'aurait pas été possible sans l'aide précieuse de l'équipe technique du LPG - la clé de voûte du labo ! - que je me remercie sincèrement pour leur disponibilité et leur gentillesse, vous êtes formidables ! Je pense notamment à Carole La, avec qui j'ai si souvent travaillé dans la salle blanche, sur l'ICP-MS et sur ces satanées données ! Un grand merci à toi pour toute la diffusion de tes savoirs et tous tes précieux conseils qui m'ont permis de prendre du recul autant sur mon travail et mon avenir professionnel que sur ma personne. Tu m'as transmis cette envie de mettre les mains dans le "cambouis" analytique, et j'espère bientôt te rejoindre du côté ITRF, au plaisir de se revoir et de travailler encore ensemble ! Un grand merci également à Hervé Loyen et Laurent Lenta pour leur aide dans la confection des centaines de lames minces que j'ai pu leur demander, certaines plus réticentes que d'autres, mais toujours aussi parfaites ! Merci enfin à Erwan Le Menn, pour les discussions sécurité, les débats sur le bon-vouloir des chimistes ou de certaines personnes du labo à pimenter notre vie quotidienne...merci pour ta bonne humeur permanente et ta disponibilité, même les jours fériés quand le plafond s'effondre...

J'ai également eu le plaisir d'investir les locaux de l'IUEM et de l'IFREMER à Plouzané le temps d'apprendre et de réaliser les protocoles et analyses isotopiques et en éléments majeurs, grâce à l'aide, la disponibilité et la bonne humeur de Philippe Nonotte, Céline Liorzou et Manu Ponzevera, que je tiens à remercier chaleureusement. Merci également à Claire Bassoulet, la "maman" des labos brestois, pour son aide et les discussions d'ordre analytique que nous avons pu avoir au cours de mes nombreuses venues.

Parmi toutes les personnes au LPG que j'ai déjà cité, j'aimerais en remercier d'autres qui ont contribué indirectement à ma thèse, ou qui simplement ont rendu ces années au LPG vraiment très agréables. Tout d'abord merci à Olivier Grasset pour son regard objectif, franc et très constructif porté sur mon travail et sur le bon déroulement de mon

encadrement tout au long de cette thèse. Merci aussi à Isabelle Berthaud, qui a désormais migré avec grand intérêt à l'IMN, pour ta disponibilité, ton aide pour tout et rien, mais surtout pour ta gentillesse et ton grand cœur. Après cela, je ne peux pas omettre de remercier également ton acolite Colette Boulard, pour sa gentillesse mais aussi son superbe franc-parler (je suis fan !) lorsqu'il s'agit de remettre certaines personnes à leur place. Merci également à Stéphanie Beaunay - de Monaco pour les intimes (oui c'est nul !) - toujours souriante et d'humeur taquine, je reviendrais prendre des cafés rien que pour te faire râler ! Et puis il y a ceux avec qui j'ai eu le plaisir de partager de nombreuses pauses café : avec Yann Morizet, loup solitaire du labo mais toujours présent quand il faut ; avec Olivier Quillard, avec le partage de souvenirs des bonnes répliques de films ou de groupes old school ; avec Antoine Mocquet, qui parle souvent un dialecte incompréhensible avec des lettres d'une langue morte (franchement !) dès qu'il se retrouve avec un certain Eric ou une autre Mélanie...des moments de détente toujours appropriés avec toi cher Antoine, mais promis j'essaye d'améliorer mon côté "fréquentable", j'ai arrêté de mordre c'est déjà bien ? ! Une pensée également à Eric Boeuf pour ta zénitude et ton efficacité (mais après le café hein ? !) face à tous les problèmes informatiques qu'on a pu t'imposer, à Yann Capdeville pour ta contribution dans mes recherches bibliographiques, et à Manuel Giraud qui parle aussi des langages bizarres que tu tapes sur un clavier sans écritures dessus, pourvu que tu ne te casses plus rien !

Durant toutes ces années à errer dans les couloirs du LPG, j'ai croisé d'autres doctorants qui erraient tout comme moi, sortant à toute vitesse de leurs salles de manip, ou simplement de leur bureau pour aller se détendre avant de se replonger dans les abysses de la thèse...mais ses années n'auraient pas été pareil sans vous ! D'abord un énorme merci à mes co-bureaux pour m'avoir supporté - et le mot est faible - durant toutes ces années dans ce bureau qui est devenu au fil du temps l'antichambre de la cafèt'. Plusieurs sont passés dans ce bureau, mais le seul à être resté en permanence à mes côtés (hélas pour toi), Thomas alias Grumeau ! Merci pour ton super son en stéréo dans notre QG - Hell yeah ! - pour ton soutien lors de mes nombreux craquages au cours de ces quatre ans, pour ton sourire éméché légendaire qui te rend si GG, et toutes tes mimiques et tes blagues sales qui ont toujours détendu l'atmosphère dans notre bureau - allez, un p'tit bizkit ? ! Une pensée pour Emilie et tes champs de dunes - the best co-officer, vive la Picardie ! Quand tu veux tu viens nous revoir, hein ! Pour Erell aussi, où au bout du compte ce que tu disais est vrai, on arrive à rire des situations passées au cours de la thèse après coup...que de souvenirs partagés aussi autour d'une bière bien fraîche du temps passé à Orsay et de tous les cas qu'il y a là-bas...et ailleurs aussi ! Et enfin pour Axel, le dernier en date dans ce bureau - oui tu vas bientôt le récupérer ! - beaucoup moins nerveux qu'au tout début de

ta thèse, tu as vite pris le pli du bureau (et biiim !), merci pour ton soutien et ta patience, merci aussi pour tes nombreux craquages qui t'amènent à faire...ben, de la merde mais il en faut et ça me fait rire rien de d'y repenser !

Une pensée pour les doctorants qui ont fait partie de ma promotion, que je remercie pour avoir partagé les bons et moins bons moments ensemble, on y est tous arrivés au final ! Mélanie - la brune - c'est fait ! Merci pour les beaux souvenirs de San Francisco, un beau voyage, des discussions et des instants inoubliables... et pour les nombreuses pauses à se motiver l'une l'autre pour notre superbe rédaction - force et honneur ! Erwin - l'ex-traterrestre martien venu du Nord - depuis le M1, tu m'auras toujours bluffé quant à ton aisance pour divulguer toute ta culture (et quelle culture !), quelque soit ton public et sans une once de stress ! Je retiendrais surtout les quelques soirées chez toi - un peu GG mais c'est tellement bon ! - merci encore pour cette fabuleuse histoire des petites méduses qui passent à travers les mailles du filet, elle restera longtemps ! Patoch' - l'homme le plus classe du LPG - tes répliques cultes, ton style de cow-boy de Tchernobyl, tes légumes et ton amour pour Chicago...ça marque les esprits ! Merci d'être toi et...ah encore une chose, je te conseille d'éviter la mousse au chocolat du patron ! Olivier - le castor lapon sous haute pression - avant de te remercier, je te prie de laisser en paix mes amis de bureau M. Phoque et M. Ours, laisse-leur une certaine intimité quand même, ils en bavent avec toi ! Les pauses thé au soleil et les soirées vinmagissons vont beaucoup me manquer à la Rochelle, mais bon je n'emporte que de bons souvenirs qui continuent à me faire sourire : le super poulet-patates hyper réconfortant, les moments de débats animés sur la véracité de ma direction de thèse, et surtout ton soutien et ta zénitude à toute épreuve qui m'ont été d'un grand réconfort de nombreuses fois (je t'en dois des bières !). Ce fut un réel plaisir d'être à tes côtés, sincèrement merci ! Je t'attends de pied ferme à la Rochelle pour une nouvelle session vinmagisson !

Une pensée pour les anciens doctorants du LPG maintenant docteurs éparpillés aux quatre coins de la France et dans le monde : Une mention spéciale pour Gaëlle, qui a plus un accent français que belge désormais (oui je sais, grrr), merci pour tout ! Pour les nombreuses soirées à Racapé ou encore ton passage furtif chez moi (p'tit déjeuner obligatoire !), pour les balades et les crêpes, les sessions Desigual, les moments à rêvasser de vacances au bord de la plaaage, et puis un grand merci pour ton soutien omniprésent dans toutes les situations, même (dit avec ton accent !) au bout du monde ! Une pensée pour Olivia - chameau ou rambo pour les intimes - Effectivement ça s'est bien passé, je fais partie de l'élite de la Nation maintenant c'est ça ? ! Woohoo, bon et après ? Eh ben c'est maintenant qu'on se marre, comme tu dis si bien : "faut se sortir les doigts du c... parce qu'on est pas là pour beurrer des escalopes !" Enfin tu dis ça mais...au fond de toi,

tu sais que... Merci également à Aurore, toi qui aimes tant les bulles, tu as été la première à m'accueillir et à me faire découvrir Nantes en m'hébergeant dans ta bulle nantaise, de bons moments à parler de tout et de rien, de volcans, de robes des siècles passés ou de chats, un beau séjour en Sicile et dans les îles éoliennes, de très bons souvenirs ! Je remercie également ceux qui étaient présents pendant une période plus ou moins longue de ma thèse : Débo, Marion, Jonathan, Laetitia et Charles. Et bien sûr, un merci aux jeunes doctorants du LPG - qui vont bientôt y passer, pour leur soutien et leurs pauses-goûter quotidiennes dans la cafèt', je pense notamment à Nadia, Joana, Maiwenn, Boris, Ianis, Geoffrey, Alice et Marion. Une mention spéciale à Thibault : woollla merci Thibal ! pour ta singularité, ton soutien - surtout pour le PSG ! - et tes blagues à deux balles, je te souhaite bien du courage pour la suite et fin de ta thèse, tu vas voir c'est que du bonheur !...crois-en mon expérience :)

Une pensée pour ceux de passage furtif au LPG mais avec qui j'ai pu avoir de belles discussions : Thomas Sionneau, Aurélien Bernard ou encore l'immanquable Paul Pinzuti - au plaisir de se recroiser !

Au cours de toutes ces années, j'ai eu la chance de rencontrer plusieurs personnes pendant des congrès ou simplement autour d'une table, avec qui je partage désormais de très bons souvenirs. Tout d'abord Fred, que je remercie pour ces moments inoubliables passés à Frisco avec l'autre Mélanie à la suite de l'AGU, merci également pour ton soutien jusqu'à ma soutenance, ta gentillesse et tes taquineries toujours au rendez-vous ! Cette conférence a également été très agréable avec la compagnie de Marco, de Lewis ou encore de Gaël, de très bons compagnons de route !

Pendant mon périple, j'ai échoué à Brest un certain temps, où j'ai été accueilli très chaleureusement : merci à tous les brestois, notamment à Mimi, François, Angélique ou encore Damien.

Merci également à toute la troupe des z'informaticiens de Nantes, avec qui j'ai partagé de très bons moments : Thomas (M. Vincent...) et Aurélia, Solen et Marie, merci pour les pauses goûters, les soirées sushis ou citrouille et la Croatie - magnifique, encore !

Une mention spéciale aussi pour mes amis, qui m'ont soutenu à travers vents et marées ! Tout d'abord Mathieu, mon cher Bidon, que dire à part avant tout un énoOOORME merci, aussi grand que nos deux appétits réunis face à une tablée pleine de sushis, de chips, de tartes aux parfums divers et de chocolat, c'est dire ! Tout ce pour quoi je te remercie par la suite, j'espère que nous continuerons à le faire dans le futur : pour nos restaurants, nos préparations culinaires ou nos dégustations avant que le plat ne soit prêt, nos pique-niques et nos balades, nos sorties piscine, notre voyage en Croatie, nos nombreuses discussions

sur nos vies, nos travers et nos chances, sur nos amis, nos amours, nos emmerdes, sur des films ou des reportages qui prolongent nos rêves d'aventures lointaines...simplement merci ! Un grosse pensée pour mes amis qui n'ont fait qu'effleurer cette thèse, mais qui ont marqué ces dernières années d'étude par leur simple présence et tout ce qui va derrière : je pense bien sûr à Benichou - ami de très longue date, zinzin de la zik au grand cœur, un Coca banane ? ! ; à Christelle et Michocko - vivement un nouveau séjour en Picardie, pis j'voudrais des friiites ! ; à Guillaume L. - tu m'as toujours tiré (involontairement ? !) vers le haut durant nos études et m'a toujours encouragé, well done désormais et c'est en partie grâce à toi ! Hâte de te revoir et de découvrir la bouille de ton bout de chou ! ; à Steph et Tof - merci d'avoir été là et de rester à mes côtés, votre soutien m'est précieux ! ; et bien sûr à Guigui et sa famille, malgré une fin de thèse un peu houleuse, tu répondais toujours présent, un grand et chaleureux merci pour toutes ces belles années et ces merveilleux moments, ton soutien et ton humour uniques, ils m'ont porté là où je suis actuellement, y a pas de doute...

Merci aux bataliens, qui m'ont marqué au fer rouge en claquant fort de la baguette la samba-reggae jusqu'à mon pot de thèse...Batala Hey ! Olivia, Céline, Anita, Sab, Gwen, Fanfan, Claudia, Marion, Emilie, Carole, Sandra, Maëva, Morgane, Nelly, Jérém', Mory, Kaïs, Coco, Nico Grodard, Mathieu et Clo, Pierre, Nico M, Claude, Pierreski, Olivier la claquette, Nico C, Bibiche et Fredo. J'en oublie sans doute, mais un gros merci à vous tous, il vous manque sérieusement une case mais c'est ça qu'est bon !!!

Une belle pensée également pour les orcéens, qui ont suivi mes premiers balbutiements dans la recherche. Notamment un grand merci à ma pompon, chère à mon cœur - sans toi ces années à Orsay et ma vie qui s'en est suivie auraient pris des tournures bien différentes ! C'est juste impossible de te remercier autant que je le souhaite sur ce petit bout de papier, alors je le ferais à nos prochaines retrouvailles. Je t'adore ma pompe, vivement les prochains fous rires ! Un merci à Aurélien - bisounours ! Même si t'es têtue comme une mule et impossible au travail, t'as toujours autant de pep's et de blagues à la noix à revendre, j'attends de te voir enfin Docteur tu l'auras mérité ! Merci d'avoir été à mes côtés durant toutes ces années et de m'avoir accueilli et mis dans le bain brestois, où on ne peut pas tenir 3 jours...impossible ! Une pensée aussi à d'autres grandes figures des années Fac, merci pour tout ! A Céline et Flocc, à Thomas, Seb, Antoine, Emerick, Typh, Aurélie, Agnès, Yves...j'en oublie sans doute, mais je vous remercie du fond du cœur !

Je voulais remercier énormément et très sincèrement toute ma famille qui n'a pas cessé de me soutenir tout au long de mes études, pour réaliser mon rêve depuis le collège : être comme Haroun Tazieff ! Je m'en suis certes un peu éloignée, mais cela n'a fait que renfor-

çer mon envie d'aller jusqu'au bout car au final, j'ai toujours fait ce que j'aimais...et c'est en grande partie grâce à vous ! Merci pour votre soutien et vos pensées : mes merveilleux (et le mot est faible !) parents et ma p'tite soeur que j'adore, ma Ion, ma Cocolinette et Brrrrre, Lolo et ses enfants, Moumoune et mes zizines. Un grand merci également à ma belle-famille - Anne, Philippe, Lise et Mathieu - qui m'ont soutenu et m'ont apporté beaucoup d'affection jusqu'au bout de ma thèse.

Et bien sûr, merci à toi Pierre pour ton soutien et ta bienveillance, ton encouragement et ton sourire quotidiens, ta patience, ta simple présence....bref un tout qui m'a permis d'aller jusqu'au bout !

Table des matières

1	Introduction générale	1
1.1	Le volcanisme de point chaud	1
1.2	Systématique des éléments majeurs des basaltes d'îles océaniques	3
1.3	Le point chaud de Crozet	10
2	Méthodes analytiques	15
2.1	Géochronologie K-Ar	16
2.1.1	Principe de la méthode	16
2.1.2	Préparation des échantillons	17
2.1.3	Analyse du K par spectrométrie d'émission atomique	18
2.1.4	Analyse de l'Argon par spectrométrie de masse	20
2.2	Analyses des éléments majeurs	23
2.2.1	Microsonde électronique : les phases minérales	23
2.2.2	Analyses à l'ICP-AES : roche totale et matrice	23
2.3	Analyses des éléments en trace	40
2.3.1	Préparation des échantillons	41
2.3.2	Préparation de la Solution Standard Interne	41
2.3.3	Mise en solution des échantillons	42
2.3.4	Analyse des solutions à l'ICP-MS	42
2.3.5	Traitement des données brutes	45
2.3.6	Validation et discussion des données	49
2.4	Géochimie isotopique	68
2.4.1	Préparation des échantillons	68
2.4.2	Séparation des isotopes	70
2.4.3	Mesure des rapports isotopiques du Pb, du Sr et du Nd	72
3	Etude géologique de l'île de la Possession	87
3.1	Le plateau de Crozet	87
3.1.1	Caractéristiques générales	87

3.1.2	Origine du plateau de Crozet	89
3.1.3	Relations avec les autres structures magmatiques de l'océan indien sud	92
3.2	L'archipel de Crozet	92
3.2.1	L'île de la Possession	94
3.2.2	Les autres îles	98
3.3	Objectifs	101
3.3.1	Mission 2009	101
3.3.2	Mission 2010	103
3.4	Etude géologique et géochronologique de l'île de la Possession	105
3.4.1	Introduction	105
3.4.2	Geology and geochronology of <i>l'île de la Possession</i> (Crozet Archipelago, Austral Indian Ocean)	106
3.4.3	Conclusions	135
4	Pétrologie et géochimie des laves de Crozet	139
4.1	Contexte de l'étude	140
4.1.1	Etudes précédentes	140
4.1.2	Sélection et localisation des échantillons	142
4.2	Pétrographie et minéralogie des échantillons	145
4.2.1	Pétrographie	145
4.2.2	Minéralogie	151
4.3	Éléments majeurs	162
4.3.1	Présentation des données	162
4.3.2	Processus de cristallisation fractionnée et estimation de la composition du liquide primaire	168
4.3.3	Identification de la lithologie de la source	197
4.4	Conclusions sur la systématique des éléments majeurs	217
4.5	Éléments en traces et isotopes	220
4.5.1	Les Terres Rares	220
4.5.2	Message des éléments incompatibles en liaison avec les signatures isotopiques	239
4.6	Conclusions sur la systématique des éléments en trace et des signatures isotopiques	260
4.7	Conclusions : pétrogenèse des laves du point chaud de Crozet	262
5	Conclusion générale et perspectives	267

A	Rapport de mission 2009 : Zones d'échantillonnage et description des échantillons	273
B	Méthodes analytiques : Tableaux de données en éléments en traces	327
C	Tableaux des critères géographiques et pétrographiques des échantillons	345
D	Minéralogie : Cartes de répartition des analyses microsonde des phases minérales de roches porphyriques	353
E	Minéralogie : Tableaux de données en éléments majeurs des phases minérales de roches porphyriques	361
F	Géochimie : Tableaux de données en éléments majeurs et en éléments en traces des roches	371
	Bibliographie	383

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 Le volcanisme de point chaud

Les îles océaniques sont l'expression en surface de panaches mantelliques qui prennent leur source dans un manteau plus profond que dans le cas du volcanisme de dorsales médio-océaniques (Morgan, 1971, 1972; Campbell and Griffith, 1990; Kellog et al., 1999). La formation de ces panaches nécessite la présence dans le manteau profond d'anomalies de densité dont l'origine peut être thermique et/ou compositionnelle (Morgan, 1971; Turcotte and Oxburg, 1978; Wyllie, 1988; Sleep, 1990; Moreira and Allègre, 1998; Courtillot et al., 2003). Le volcanisme basaltique qui forme ces îles océaniques est caractérisé par des compositions plus riches en éléments alcalins par rapport aux basaltes des dorsales médio-océaniques, et par des compositions isotopiques qui témoignent d'un enrichissement ancien de la source en éléments incompatibles par rapport aux éléments moins incompatibles. Ainsi la manifestation de ce volcanisme de point chaud à la surface de la Terre témoigne de la présence d'hétérogénéités chimiques dans le manteau profond probablement associées à des hétérogénéités thermiques (Farnetani et al., 2002).

Si les observations géophysiques nous apportent une vision instantanée et actuelle de la structure interne de la Terre, la géochimie nous donne accès à l'origine, la nature et l'âge des hétérogénéités présentes dans le manteau terrestre. Déchiffrer le message géochimique de ces hétérogénéités est donc un point fondamental dans la compréhension de la différenciation et de la dynamique interne de la Terre. L'étude des systématiques isotopiques de Sr, Nd et Pb des basaltes océaniques a permis d'identifier plusieurs pôles mantelliques dont les compositions isotopiques extrêmes sont vraisemblablement reliées à des matériaux d'origine crustale recyclés dans le manteau profond via les zones de subductions (Hofmann and White, 1982; Zindler et al., 1982; White, 1985; Zindler and Hart, 1986; Hart, 1988; Hart and Hauri, 1992). Un total de cinq pôles a été identifié dans le manteau, dont le pôle DMM (pour Depleted MORB Mantle), le pôle HIMU (ou « high

$\mu \gg$ = forts $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, Zindler and Hart, 1986), les pôles enrichis EM-1 et EM-2 (pour Enriched Mantle 1 ou 2) et enfin le pôle FOZO (pour FOcal ZOne, Hart and Hauri, 1992; Stracke et al., 2005). Les compositions isotopiques de ces pôles sont illustrées dans la figure 1.1.

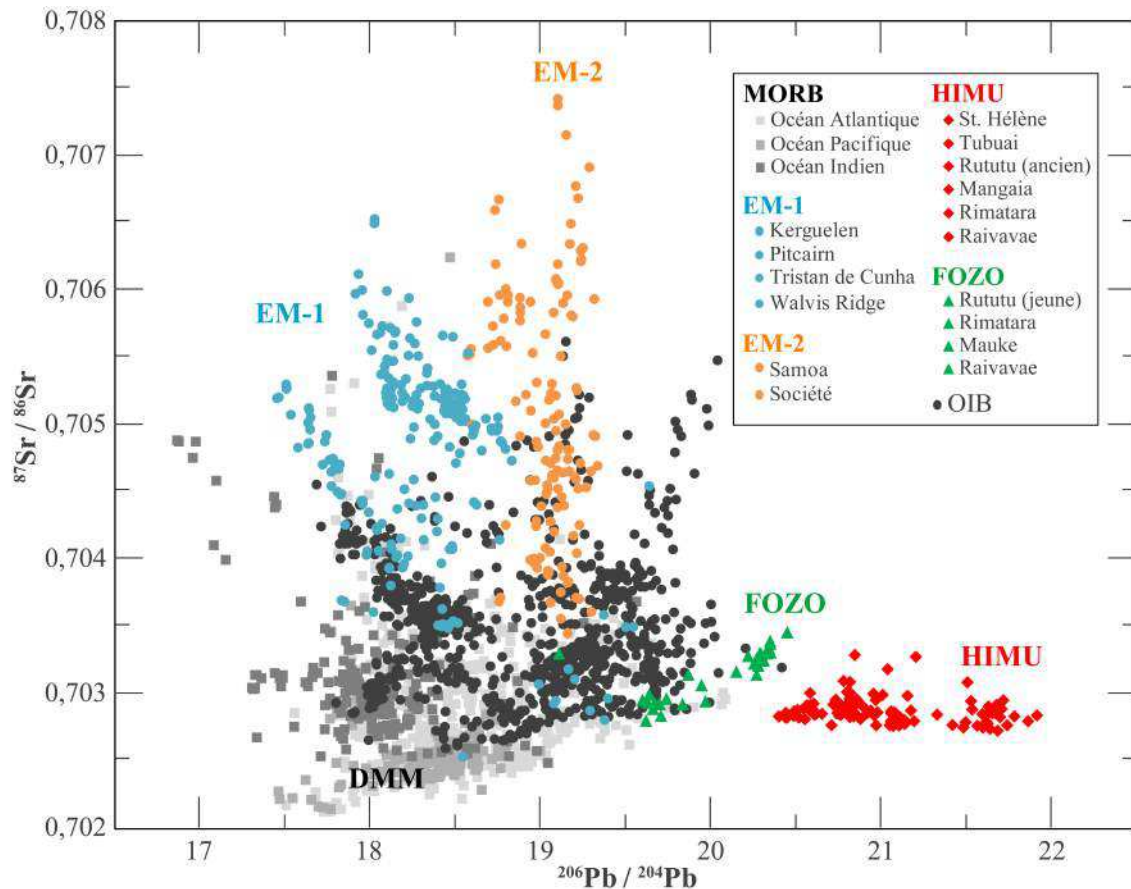


FIGURE 1.1 – Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves d'îles océaniques (OIB) et de rides médio-océaniques (MORB), montrant les compositions isotopiques des différents réservoirs mantelliques DMM, EM-1, EM-2, HIMU et FOZO. Figure modifiée d'après Stracke et al. (2003) et Stracke et al. (2005).

Le manteau superficiel échantillonné par les basaltes de rides médio-océaniques (MORB) est l'expression directe du DMM, alors que le volcanisme de point chaud échantillonne préférentiellement les composants recyclés dans le manteau profond, tels qu'une ancienne lithosphère ou croûte océanique altérée et subductée, accompagnée ou non par d'anciens sédiments pélagiques ou terrigènes (Cohen and O'Nions, 1982; Hofmann and White, 1982; McKenzie and O'Nions, 1983; Ben Othman et al., 1989; Mahoney, Nicollet, and Dupuy, Mahoney et al.; Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992; Milner and le Roex, 1996; Rehkamper and Hofmann, 1997; Thirlwall, 1997; Plank and Langmuir, 1998; Eisele et al., 2002). Ainsi, la grande variété de ces compositions isotopiques des principaux pôles mantelliques suggère la présence d'hétérogénéités lithologiques (i.e. sédiments, éclogite, etc)

dans le manteau terrestre. Ce modèle de recyclage est essentiellement basé sur les compositions isotopiques des basaltes océaniques ; cependant, peu d'études ont essayé de tester la compatibilité de ce modèle avec la pétrologie de ces basaltes. Pourtant, les quelques études qui ont abordé cette question semblent indiquer une incompatibilité entre ce modèle et la systématique pétrologique des laves de points chauds (Langmuir, 1994; Niu and O'Hara, 2003).

1.2 Systématique des éléments majeurs des basaltes d'îles océaniques

Les compositions en éléments majeurs des laves de points chauds se distinguent de celles des basaltes de dorsales océaniques par une plus grande variabilité chimique, une forte alcalinité associée à de faibles teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 , et de fortes teneurs en FeO (fig. 1.2). Cette variabilité chimique peut autant s'exprimer entre les îles volcaniques qu'au sein même de l'histoire éruptive d'une île lors de la construction d'un édifice volcanique : entre les phases pré-bouclier à tendance alcaline, bouclier à tendance tholéïitique, et post-bouclier à tendance fortement alcaline (Diraison, 1991; Le Roy, 1994; Le Dez et al., 1996; Juteau and Maury, 1997; Wagner and Grove, 1998; Herzberg and O'Hara, 2002; Norman et al., 2002). Ces variations de compositions peuvent être dues en partie aux variations des taux de fusion partielle mantellique, et donc de température, au cours du temps : les phases alcalines sont ainsi dues à de faibles taux de fusion partielle, tandis que la phase tholéïitique majeure de construction de l'édifice correspond à de forts taux de fusion partielle. Si les données expérimentales confirment effectivement la forte alcalinité des liquides issus de faibles degrés de fusion partielle d'une péridotite fertile (Green and Ringwood, 1967b; Ito and Kennedy, 1967; Takahashi and Kushiro, 1983; Green and Falloon, 1998), ces expériences ne reproduisent cependant pas les forts FeO , faibles SiO_2 et Al_2O_3 caractéristiques des basaltes d'îles océaniques (Takahashi, 1986; Hirose and Kushiro, 1993; Walter, 1998; Kogiso et al., 2003; Dasgupta et al., 2006).

L'étude de Hauri (1996) est la première à reporter des corrélations entre les compositions en éléments majeurs et les rapports isotopiques des basaltes du stade bouclier de l'île de Big Island, issus du point chaud d'Hawaii (fig. 1.3). D'après l'auteur, ces corrélations seraient dues à la présence d'un composant ayant une lithologie distincte de celle d'une péridotite, telle qu'une croûte océanique recyclée qui s'exprimerait sous la forme d'une éclogite ou d'une pyroxénite à quartz (Hauri, 1996). Les données expérimentales nous indiquent que la fusion partielle d'une telle lithologie génère des liquides dacitiques, qui d'après la figure 1.3 semblent être caractérisés par de faibles $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, de forts SiO_2 et

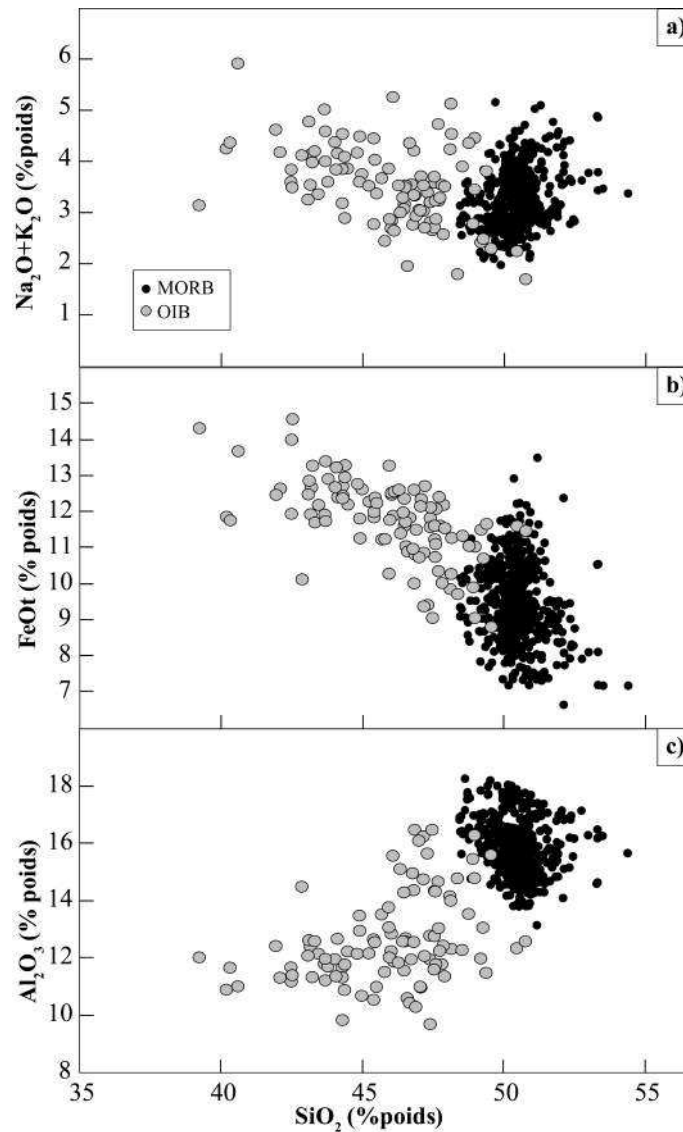


FIGURE 1.2 – Concentrations en a) éléments alcalins, b) FeO total et c) Al_2O_3 en fonction de celles en SiO_2 des basaltes d’îles océaniques (OIB) sélectionnés par Dasgupta et al. (2010), comparées à celles des basaltes de rides médio-océaniques (MORB) issus de Bézou (2003).

des rapports isotopiques en Nd faiblement radiogéniques (Arth et al., 1978; Drummond and Defant, 1990; Rapp et al., 1991). La singularité des compositions en éléments majeurs et isotopiques des laves d’Hawaii reflète très certainement une spécificité lithologique et isotopique de la source de ce point chaud.

Au cours de cette dernière décennie, de nombreuses études expérimentales ont ainsi tenté d’expliquer les compositions alcalines des laves de points chauds en utilisant différentes lithologies dans leurs expérimentations de fusion partielle. Des lithologies de type pyroxénitiques, éclogitiques mais aussi l’influence des volatils CO_2 sur différentes lithologies ont été évaluées (Hauri and Hart, 1993; Dixon et al., 1997; Saal et al., 1998; Coltorti

et al., 1999; Kogarko et al., 2001; Neumann et al., 2002; Hirschmann et al., 2003; Kogiso et al., 2003; Dasgupta et al., 2006, 2007). Cependant comme nous le verrons dans ce manuscrit, ces études expérimentales n'amènent pas de réponse univoque quant à l'origine de ces compositions en éléments majeurs pour les points chauds.

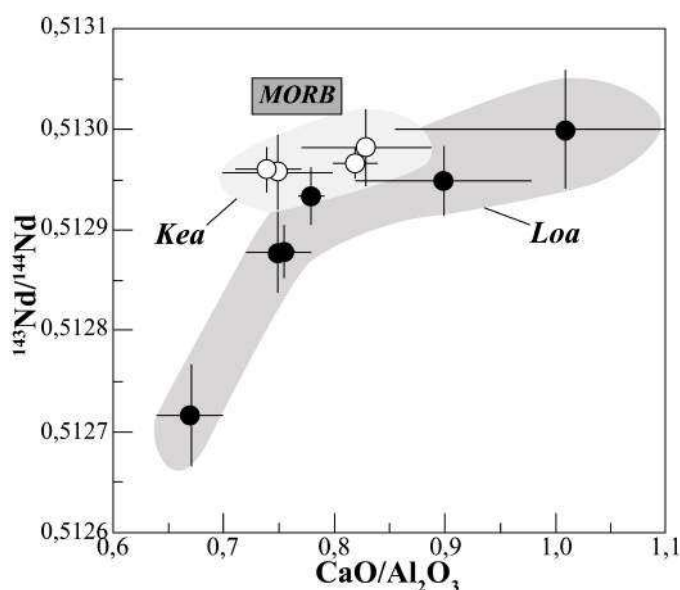


FIGURE 1.3 – Compositions isotopiques en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction des rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des laves hawaïennes ayant des teneurs en MgO supérieures à 6,5 % et corrigées de la cristallisation fractionnée (i.e. ajout d'olivines par incréments) jusqu'à atteindre un Mg# de 0,76. Figure issue de l'étude de Hauri (1996) (fig. 1). Ces îles sont séparées en 2 groupes nommés Loa et Kea, selon l'alignement structural des îles du point chaud d'Hawaii.

Récemment, les études de Jackson and Dasgupta (2008), d'Humphreys and Niu (2009) et de Dasgupta et al. (2010) ont tenté d'amener des éléments de réponses en étudiant la systématique des éléments majeurs dans les laves de points chauds. La méthode adoptée suit celle de Klein and Langmuir (1987), qui est d'élaborer une base de données globale sur les laves de points chauds et de les corriger des effets de la cristallisation fractionnée, pour mettre en valeur les effets de fusion partielle sur ces compositions. Ainsi, la variabilité potentielle des compositions primaires résultantes peut possiblement refléter celles de leurs lithologies sources. A titre d'exemple, la figure 1.4 illustre le résultat obtenu par l'étude de Jackson and Dasgupta (2008), qui suggère que les laves de points chauds de type HIMU et EM-2 se distinguent des MORB et des laves de type EM-1 par leurs forts rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ radiogéniques. Jackson and Dasgupta (2008) précisent dans leur étude qu'une simple variation du taux de fusion partielle d'une même lithologie source (i.e. péridotite) ne suffit pas à expliquer la corrélation observée dans la figure 1.4. Ces corrélations révéleraient alors la contribution nécessaire des li-

guides issus de la fusion de lithologies éclogitiques et/ou de la présence de volatils (CO_2) pour expliquer la composition des liquides primaires des laves de type HIMU (i.e. fort $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$), nettement distinctes de celles de type EM (Jackson and Dasgupta, 2008).

L'estimation des hétérogénéités lithologiques des sources mantelliques pourrait donc s'effectuer au travers de la composition en éléments majeurs des magmas primaires des laves de points chauds (Hauri, 1996; Mukhopadhyay et al., 2003; Gaffney et al., 2005; Huang and Frey, 2005; Prytulak and Elliott, 2007; Jackson and Dasgupta, 2008; Humphreys and Niu, 2009; Dasgupta et al., 2010). Il est cependant rare de trouver des compositions primitives dans les laves de points chauds considérées, et la plupart sont affectées par des processus pétrogénétiques superficiels, tels que la cristallisation fractionnée, l'accumulation de cristaux ou les processus de mélanges magmatiques. Une étape de correction de ces processus superficiels est donc primordiale pour estimer les compositions en éléments majeurs de ces liquides primaires. Malheureusement, peu de publications proposent une description détaillée de la pétrologie des échantillons pouvant écarter ceux qui ont souffert de l'accumulation de phénocristaux (e.g. quantification de l'accumulation). L'utilisation des données chimiques obtenues sur roches totales sans description pétrologique détaillée pour reconstruire la composition des liquides primaires reste donc hasardeuse. La majorité des études s'intéressant à ces corrélations potentielles « signatures isotopiques - compositions en éléments majeurs » des liquides primaires de points chauds estiment que l'effet de la cristallisation d'olivine et/ou de clinopyroxène dans ces laves est important sur ces compositions dans l'absolu, mais reste négligeable dans le cadre d'interprétations globales.

Il existe cependant dans la figure 1.4 une certaine dispersion qui peut être due à des effets de processus pétrogénétiques superficiels, tels que la cristallisation fractionnée, et/ou profonds, tels que la fusion partielle, non pris en considération. A titre d'exemple, les laves issues du point chaud de Sainte-Hélène (pôle HIMU) présentent les signatures isotopiques en Pb les plus radiogéniques de toutes les laves recensées dans la figure 1.4. La composition moyenne du magma primaire estimé par Jackson and Dasgupta (2008) présente un rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ plus faible que celui proposé pour le pôle mantellique HIMU dans la figure 1.4, éloignant la composition de ce liquide primaire de la tendance globale dessinée par les autres points chauds dans cette même figure. L'étude de Kawabata et al. (2011) est la plus récente à ce jour sur les laves de ce point chaud et estime la composition moyenne du liquide primaire représentatif de ces laves selon une étude approfondie et complète de la pétrologie et la géochimie en éléments majeurs de ces laves et des phases minérales qui les constituent. Cette composition moyenne présente un rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ plus important que celui estimé par Jackson and Dasgupta (2008) et tend à améliorer la tendance

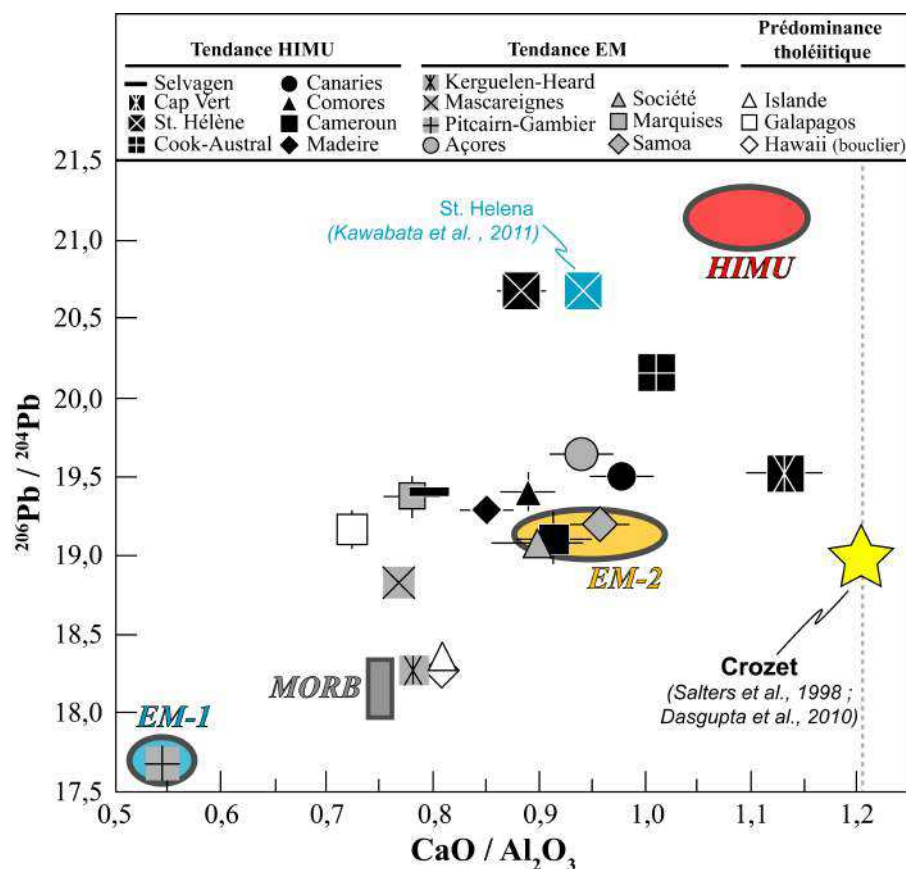


FIGURE 1.4 – Compositions isotopiques moyennes en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction des rapports moyens $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des laves de 18 points chauds ayant entre 10-16 % MgO et corrigées de la cristallisation fractionnée, jusqu'à atteindre un Mg# de 0,73 (i.e. ajout d'olivine par incréments). Figure issue de l'étude de Jackson and Dasgupta (2008) (fig. 2). Deux données sont ajoutées : le rapport moyen $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ du liquide primaire de St. Hélène estimé par Kawabata et al. (2011) (carré bleu) ; le rapport moyen $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et la composition isotopique moyenne en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves du point chaud de Crozet (étoile jaune, Salters and White, 1998; Dasgupta et al., 2010).

globale décrite dans cette figure. Un autre exemple intéressant concerne les laves du point chaud de Crozet, dont le peu de données géochimiques préexistantes sur ces laves ont permis à Dasgupta et al. (2010) d'estimer les compositions moyennes en éléments majeurs des liquides primaires dont sont issues ces laves. Ces compositions moyennes présentent notamment des rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ très importants, qui atteignent jusqu'à 1,21 pour l'île de la Possession (archipel de Crozet). En suivant les hypothèses émises par l'étude de Jackson and Dasgupta (2008), ces caractéristiques géochimiques en éléments majeurs sont similaires à celles de laves issues d'un composant mantellique de type HIMU. Cependant, le peu de données préexistantes sur les laves de l'archipel de Crozet révèlent des signatures isotopiques en Pb (Salters and White, 1998) trop peu radiogéniques pour être attribuées à l'influence d'un composant HIMU dans la source de ces laves. En reliant ces compositions isotopiques moyennes en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ aux rapports moyens $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des

liquides primaires des laves de Crozet dans la figure 1.4, nous constatons que les laves de ce point chaud semblent être assez éloignées de la tendance globale dessinée par les autres points chauds. Les messages délivrés par les compositions isotopiques Sr-Nd-Pb et celles en éléments majeurs des magmas issus du point chaud de Crozet ne semblent pas être en accord sur les lithologies mantelliques sources de ce point chaud.

Il se peut donc qu'il y ait des améliorations à apporter aux corrections des processus superficiels tels que la cristallisation fractionnée pour une meilleure estimation des compositions des liquides primaires des points chauds. Cette remarque soulève également une autre question : ces corrélations seront-elles encore présentes si nous appliquons les corrections des processus crustaux propres aux laves de chaque île de point chaud ? L'estimation des compositions en éléments majeurs de ces liquides primaires semble donc être un point critique pour interpréter les compositions en éléments majeurs en termes d'hétérogénéités lithologiques des sources mantelliques des points chauds.

Cependant, il est encore difficile de faire la part entre les effets de source et ceux de la fusion partielle mantellique sur les compositions en éléments majeurs des liquides primaires dont sont issues les laves de points chauds. Seules deux études ont montré que la profondeur finale de fusion partielle (i.e. limite lithosphère-asthénosphère) a un certain contrôle sur la composition en éléments majeurs de ces liquides primaires (Haase, 1996; Dasgupta et al., 2010). Selon Dasgupta et al. (2010), plus cette profondeur est importante, plus les liquides primaires présentent de faibles teneurs en SiO_2 et de fortes teneurs en FeO, TiO_2 et $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$. Les liquides primaires de points chauds générés sous des lithosphères relativement fines, autrement dit des points chauds proches des rides médio-océaniques, présentent des compositions fortement influencées par le processus de fusion partielle d'une péridotite, à des taux de fusion relativement élevés. Cependant, la majorité des îles de points chauds est éloignée des axes de rides médio-océaniques, et présentent des lithosphères océaniques sous-jacentes bien plus épaisses que dans le cas d'une certaine proximité à ces axes médio-océaniques. En comparant les compositions des liquides primaires générés sous des lithosphères plus épaisses à celles des liquides expérimentaux issus de la fusion d'un manteau péridotitique dans des gammes de pressions similaires, deux catégories de points chauds semblent apparaître (Dasgupta et al., 2010). Les laves de points chauds issues de liquides primaires générés sous des lithosphères moyennes (40-70 km) peuvent être issues de la fusion d'une péridotite, si cette dernière se produit plus profondément (i.e. 20-40 km) que la limite lithosphère-asthénosphère (Dasgupta et al., 2010). Cependant, les liquides primaires générés sous des lithosphères plus épaisses (> 70 km) présentent des corrélations négatives entre leurs teneurs en SiO_2 et celles en FeO (fig. 1.5) nettement distinctes de celles exprimées par les liquides expérimentaux issus de

la fusion d'une simple péridotite (Dasgupta et al., 2010). Ces corrélations démontreraient ainsi l'implication de différentes lithologies mantelliques dans les sources de ces points chauds pour reproduire la variabilité en éléments majeurs de ces laves.

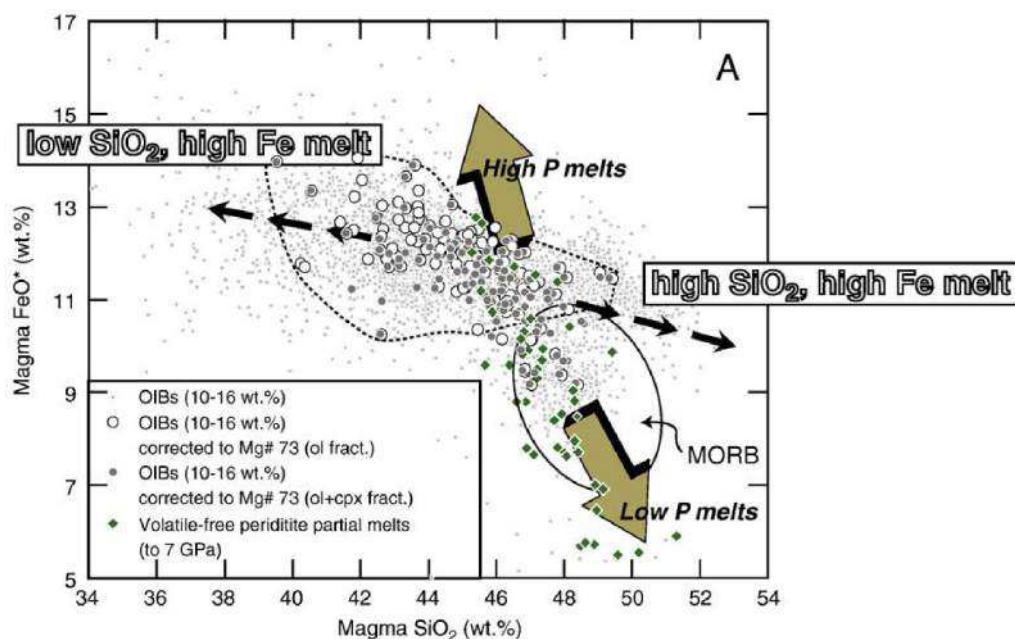


FIGURE 1.5 – Compositions en FeO* en fonction des compositions en SiO₂ des laves de 120 îles volcaniques de points chauds, ayant des teneurs en MgO comprises entre 10-16 % et corrigées de la cristallisation fractionnée, issues de l'étude de Dasgupta et al. (2010). Ces compositions de laves sont comparées à celles des liquides expérimentaux issus de la fusion de péridotites et celles des MORB (Références : cf. fig.6 de Dasgupta et al., 2010).

Les processus pétrogénétiques profonds tels que la fusion partielle contribuent donc en partie seulement à la variabilité des éléments majeurs des liquides primaires de ces laves, qui peut également être influencée par des hétérogénéités lithologiques dans leurs sources mantelliques (Hauri, 1996; Jackson and Dasgupta, 2008; Dasgupta et al., 2010). Cependant, ces études laissent en suspens plusieurs questions : à quel degré ces processus de fusion influencent-ils les signatures en éléments majeurs des laves générées sous des lithosphères épaisses, par rapport aux hétérogénéités lithologiques de leurs sources mantelliques ? Dans le cas des corrélations entre les compositions en éléments majeurs des liquides primaires de points chauds et leurs signatures isotopiques (Hauri, 1996; Mukhopadhyay et al., 2003; Gaffney et al., 2005; Huang and Frey, 2005; Jackson and Dasgupta, 2008), comment varient ces corrélations selon le type de lithologie source considéré et/ou différentes conditions de pétrogenèse des laves de chaque île de point chaud ?

Il paraît donc fondamental de comprendre l'influence des processus pétrogénétiques profonds (i.e. fusion partielle) et superficiels (i.e. crustaux, cristallisation fractionnée) sur

la composition des éléments majeurs des liquides dont sont issues les laves de points chauds.

1.3 Le point chaud de Crozet

Afin de tester les relations éventuelles entre les hétérogénéités lithologiques de sources et la systématique des éléments majeurs dans les laves de points chauds, nous proposons de nous focaliser sur la pétrogenèse des laves et la source mantellique du point chaud de Crozet.

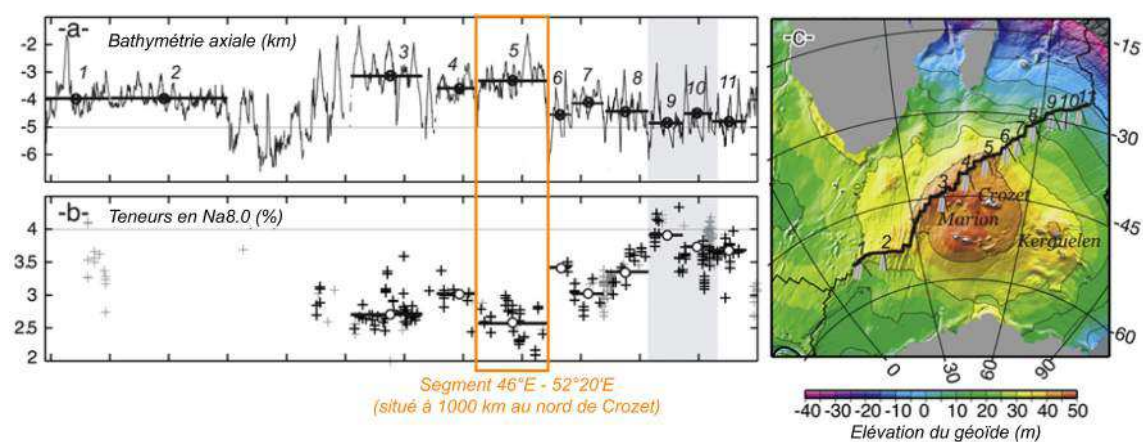


FIGURE 1.6 – a) bathymétrie à l’axe de la ride sud-ouest indienne, b) teneurs en Na_{8,0} à l’axe de la ride sud-ouest indienne et c) carte d’anomalie du géoïde centrée sur le plateau de Crozet. Figure issue de l’étude de Cannat et al. (2008) (fig. 1) et mise en évidence sur les figures a) et b) du segment de ride 46°E-52°20’E (segment 5 en fig. a et c) concerné par l’interaction potentielle avec le point chaud de Crozet (Cannat et al., 2008; Sauter et al., 2009).

Ce point chaud est situé dans le bassin éponyme dans l’océan indien sud, et se manifeste en surface par un plateau océanique surplombé par un archipel de cinq îles volcaniques. Ce plateau est centré sur une anomalie du géoïde de grande amplitude (1000 km d’envergure) et d’élévation maximale de 52 m (Cazenave et al., 1980; Cannat et al., 2008; Krishna et al., 2009), intégrant notamment d’autres structures magmatiques voisines générées par les points chauds de Kerguelen et de Marion. Les augmentations de la bathymétrie et du flux de chaleur depuis le plancher océanique au sud du plateau jusque sur ledit plateau de Crozet centré sur cette anomalie de géoïde confirment la présence d’une anomalie thermique importante et profonde, i.e. le panache mantellique de Crozet. Cette anomalie du géoïde se répercute jusqu’à l’axe de la ride sud-ouest indienne (fig. 1.6 c), au niveau d’un segment situé entre 46°E et 52°20’E et à 1000 km au nord du plateau de Crozet (Cannat et al., 2008; Sauter et al., 2009). Cette anomalie peut être corrélée à la bathymétrie de ce segment de ride (fig. 1.6 a), qui augmente de 2000 m par rapport à la ba-

thymétrie de part et d'autre de ce segment sur l'axe de cette ride (Cannat et al., 2008). Ces deux anomalies régionales positives de géoïde et de bathymétrie peuvent être associées à une diminution des teneurs en $\text{Na}_{8,0}$ (fig. 1.6 b), qui sont un bon proxy du taux de fusion partielle, et semblent montrer une augmentation de la température potentielle mantellique d'environ 60°C au niveau de ce même segment de ride (Cannat et al., 2008). Toutes ces données convergent vers l'hypothèse d'une propagation de l'anomalie thermique liée au point chaud de Crozet jusqu'à ce segment de ride, suspectée notamment par deux études (Cannat et al., 2008; Sauter et al., 2009).

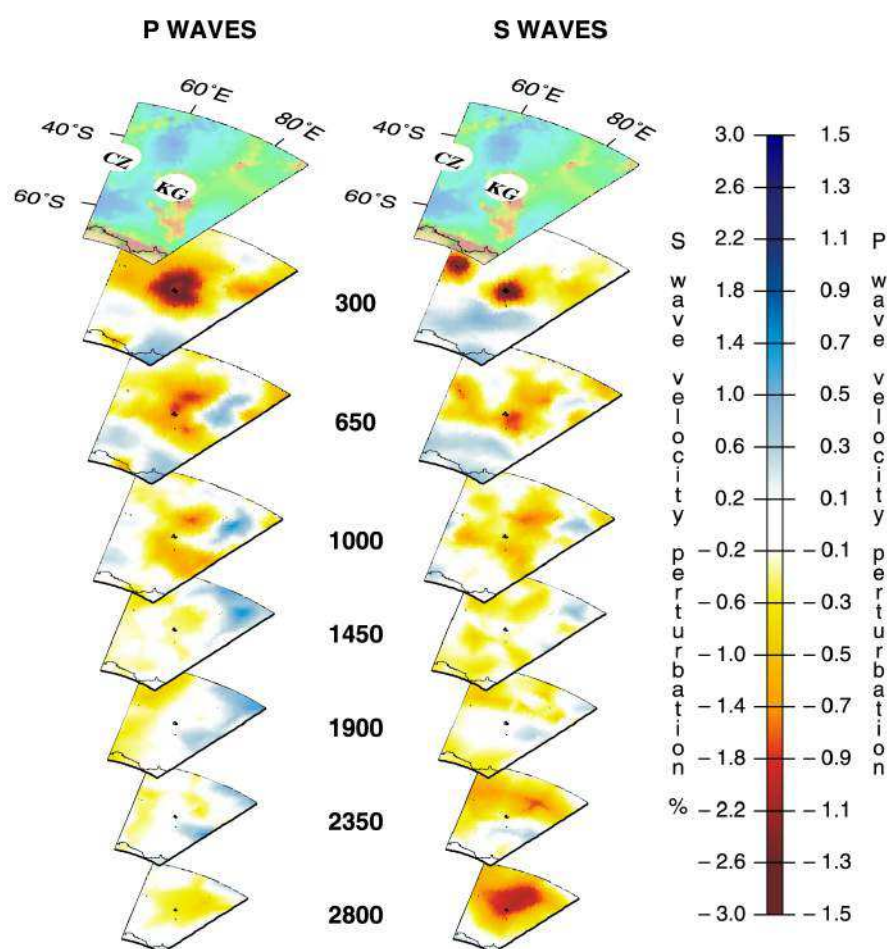


FIGURE 1.7 – Vue en 3 dimensions des panaches mantelliques de Crozet (CZ) et de Kerguelen (KG) selon les deux modèles tomographiques basés sur les ondes P (gauche) et sur les ondes S (droite) présentés par Montelli et al. (2006). Les sections sont représentées selon 40° par 40° en latitudes-longitudes et centrées sur les points chauds étudiés. Les échelles verticales sont exagérées.

Des modèles tomographiques (fig. 1.7) basés sur les images des ondes sismiques de type S et des modèles d'anomalies des ondes sismiques de type P révèlent une anomalie thermique profonde qui s'établirait plus au nord de l'archipel de Crozet vers 2800 km de profondeur (Montelli et al., 2006). Cette anomalie relie vraisemblablement les

panaches mantelliques de Kerguelen et Crozet via un enracinement commun dans le manteau profond (fig. 1.7), soit dans un manteau plus incliné à conserver les hétérogénéités lithologiques dues à la diversité des matériaux recyclés par subduction. Les données géophysiques suggèrent donc fortement la présence d'un panache mantellique majeur sous-jacent à l'archipel de Crozet, qui semble être lié à une anomalie thermique enracinée dans le manteau profond et suspectée de se propager jusqu'à 1000 km au nord du plateau de Crozet.

Contrairement aux données géophysiques, peu de données pétrologiques et géochimiques existent sur les laves du point chaud de Crozet, et aucune étude n'a permis de caractériser la ou les lithologies mantelliques sources de ce point chaud. Le peu de données géochimiques existantes sur les laves de l'île de la Possession ($n = 12$) et l'île de l'Est ($n = 21$) ont été pris en considération dans l'étude récente de Dasgupta et al. (2010), qui rappelons-le s'intéressait à l'influence des profondeurs de fusion partielle mantellique sur les compositions en éléments majeurs des liquides primaires des laves de points chauds. Les compositions moyennes des liquides primaires de ces îles de Crozet sont sous-saturées en silice et présentent surtout des rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ importants, allant jusqu'à 1,21 pour l'île de la Possession (fig. 1.4). Les quelques données existantes sur les laves de cet archipel montrent des signatures isotopiques en Sr et en Nd (fig. 1.8, a) qui semblent en premier ordre être autant attribuées à des influences d'un composant de type EM qu'à celles d'un composant de type HIMU (Giret et al., 2002). Les compositions isotopiques en Pb sur les laves de Crozet (fig. 1.8 b, Zhou, 1996; Salters and White, 1998) semblent révéler une source mantellique hétérogène, au même titre que le message des isotopes du Sr et du Nd. Nous avons souligné dans la figure 1.4 l'incompatibilité des informations révélées par ces compositions isotopiques en Pb, bien moins radiogéniques que les laves de type HIMU, et celles des compositions en éléments majeurs des liquides primaires de ce point chaud, similaires à celles des laves influencées par un composant de type HIMU.

Il est donc nécessaire d'estimer les processus de pétrogenèse des laves de ce point chaud et leur influence réelle sur les compositions en éléments majeurs des liquides primaires pour valider ou non ces corrélations « éléments majeurs - isotopes Pb ». De plus, l'archipel de Crozet semble être situé sur une lithosphère assez ancienne, et donc assez épaisse (profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère = 79 - 83,7 km, Dasgupta et al., 2010) pour considérer que les compositions des laves alcalines issues de ce point chaud préservent la signature géochimique des composants lithologiques impliqués dans leur source mantellique (Dasgupta et al., 2010). Tous ces paramètres indiquent le panache mantellique de Crozet comme un bon candidat pour tester l'identification des lithologies mantelliques sources au travers des compositions en éléments majeurs des magmas parents dont sont issues les laves de ce point chaud.

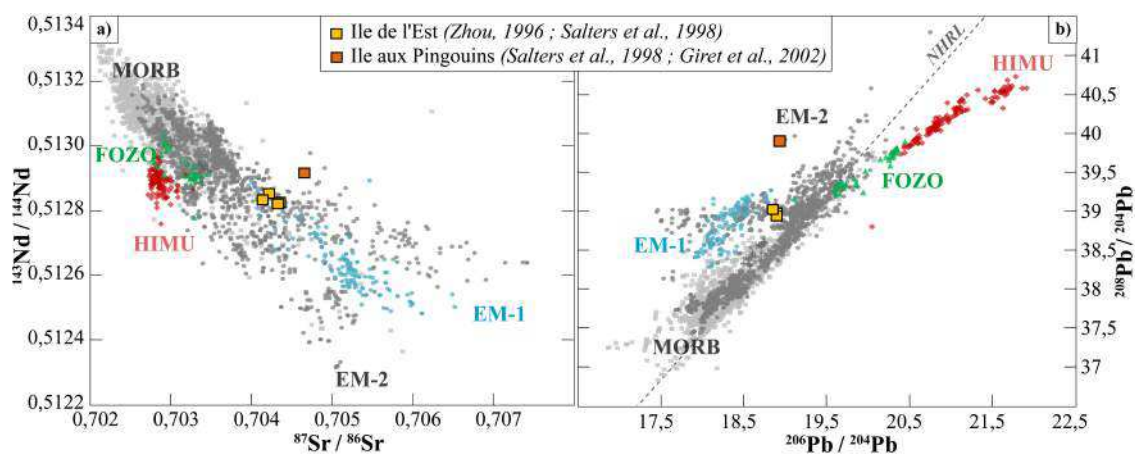


FIGURE 1.8 – Diagrammes a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de l'archipel de Crozet, issues des études de Zhou (1996) (île de l'Est), Giret et al. (2002) (île aux Pingouins) et de Salters and White (1998) (île de l'Est et île aux Pingouins). Les autres figurés correspondent aux laves d'îles océaniques identiques à ceux de la figure 1.1 et tirés de l'étude de Stracke et al. (2005).

Dans ce but, nous avons réalisé deux missions d'échantillonnage des laves constituant la seule île de l'archipel accessible à ce jour : l'île de la Possession. Ces missions nous ont permis d'obtenir une collection complète d'échantillons représentatifs de toute l'histoire éruptive de l'île.

Ce manuscrit s'organise en trois parties : la première partie présente les différentes méthodes analytiques qui nous ont permis d'obtenir toutes les données exploitées dans ce manuscrit. La seconde partie de ce manuscrit se focalise sur le contexte géologique dans lequel s'inscrit l'archipel de Crozet et sur l'histoire magmatique de l'île de la Possession. Dans cette partie, nous présentons les objectifs, les résultats et les interprétations des différentes études (de terrain, géomorphologique, géochronologique, géochimique et structurale) réalisées pendant et après nos missions d'échantillonnage. Cette partie apporte ainsi des éléments de réponse sur les durées des phases d'activité et de quiescence volcanique de cette île, permettant d'affiner et/ou de compléter les connaissances actuelles sur l'évolution géologique de cette dernière. Le bilan de ces différentes études sera présenté sous forme d'une publication prochainement soumise dans une revue de rang international.

En seconde partie, nous étudions en détail chaque processus contrôlant ou influençant la pétrologie et la géochimie des laves de l'île de la Possession, depuis leur genèse jusqu'à leur éruption en surface. Nous utilisons la pétrologie et la systématique des éléments majeurs de ces laves pour identifier et corriger l'influence des différents processus superficiels puis profonds sur leurs compositions. Nous combinons cette étude à celle des compositions en éléments en traces pour quantifier les conditions pétrogénétiques de ces laves ainsi que la minéralogie et la composition chimique de la source mantellique de Crozet. A l'aide de ces différentes approches et des compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb

des laves de cette île, nous pouvons caractériser les pôles isotopiques du point chaud de Crozet et les relier à de potentielles hétérogénéités lithologiques sources.

Chapitre 2

Méthodes analytiques

La réalisation de cette étude a nécessité la mise en oeuvre d'un grand nombre de méthodes analytiques différentes. La figure 2.1 résume l'ensemble de la procédure analytique qui est décrite en détail dans ce chapitre.

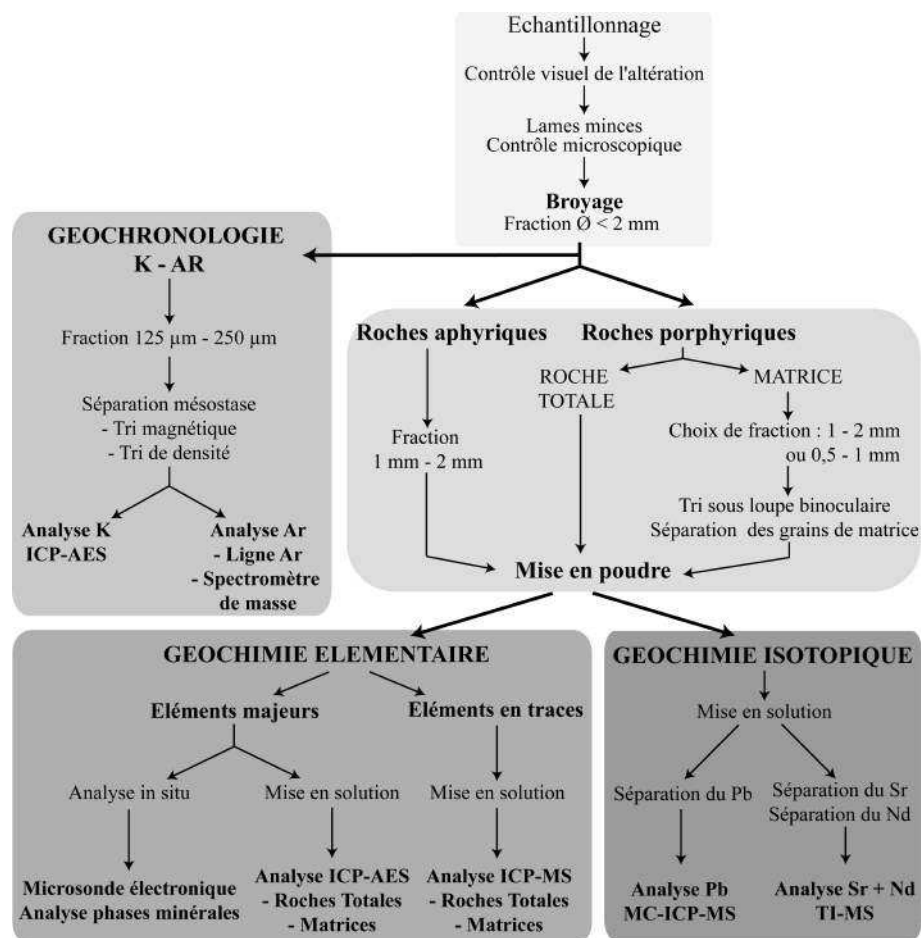


FIGURE 2.1 – Organigramme des préparations d'échantillons et méthodes analytiques mises en œuvre dans cette étude.

2.1 Géochronologie K-Ar

2.1.1 Principe de la méthode

Le potassium possède trois isotopes naturels : ^{39}K (93,10 %), ^{40}K (0,0119 %) et ^{41}K (6,88 %), dont seul le ^{40}K est radioactif. La désintégration radioactive se présente sous deux formes :

- l'une par émission β ($^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$, $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{an}^{-1}$),
- l'autre par capture électronique ($^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$, $\lambda_\epsilon = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{an}^{-1}$).

La méthode de datation potassium-argon est basée sur la désintégration radioactive par capture électronique et donc sur la mesure des concentrations en ^{40}K et en ^{40}Ar des échantillons de lave. Les roches volcaniques concentrent différents éléments incompatibles tels que le K (ordre du %), qui est analysé par spectrométrie de flamme, et dont une certaine quantité est radioactive (^{40}K). L' ^{40}Ar , analysé par spectrométrie de masse, est en partie issu de la désintégration de ce dernier, et est également présent naturellement dans l'atmosphère. L'âge de chaque échantillon correspond à la durée écoulée depuis la date de fermeture du système, en l'occurrence pour un échantillon de lave, cela correspond à l'âge d'éruption (ou de refroidissement) de chaque coulée. Cet âge est calculé selon l'équation suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \ln\left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_\epsilon} \times \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}\right) \quad (2.1)$$

Où la constante de désintégration totale en ^{40}K est :

$$\lambda = \lambda_\beta + \lambda_\epsilon = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{an}^{-1}$$

Et la période du ^{40}K est : $T = 1.250 \text{ Ga}$

L'abondance relative en K dans les roches volcaniques et la période radioactive longue du ^{40}K en font une méthode de datation applicable sur une large gamme d'âges, allant du millier d'années à la centaine de millions d'années. Nous utilisons la méthode K-Ar Cassinot-Gillot (Gillot and Cornette, 1982) qui repose sur plusieurs hypothèses de bases :

- la séparation du ^{40}K et de l' ^{40}Ar s'est effectuée depuis la formation du magma (i.e. fusion) de par leur comportement géochimique différent, jusqu'à la formation de la roche en surface (i.e. cristallisation), ce qui signifie une mise à zéro du système (dégazage total de l'argon).
- le système daté (échantillon de lave) est resté clos depuis la fermeture du système (mise en place de la coulée) jusqu'à l'analyse. Dans ce cas, les minéraux analysés ont enregistré la totalité de l' ^{40}Ar formé par désintégration du ^{40}K , et le rapport

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}_{\text{initial}} = \frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}_{\text{atmosphère}} = 295,5 \text{ (Nier, 1952).}$$

- les constantes de désintégration λ_β et λ_ϵ , et les abondances isotopiques du K (Garner et al., 1975) sont constantes dans le système.
- la durée de formation de la roche ou du minéral est négligeable par rapport à son âge.

Dans cette étude, les âges K-Ar ont été déterminés sur la mésostase (pâte microcristalline) de chaque échantillon de roche, qui concentre les dernières phases minérales cristallisées et qui possèdent les plus fortes concentrations en potassium et ne contiennent pas d' ^{40}Ar radiogénique au moment de leur cristallisation (dégazage total). Les phases minérales précoces cristallisées dans la chambre magmatique ou les xénocristaux et xénolithes peuvent induire une surestimation de l'âge de la roche. En effet, ces phases minérales sont les porteurs potentiels d' ^{40}Ar en excès (dans les phases précoces, dégazage incomplet) ou d' ^{40}Ar hérité (xénocristaux), qui peuvent induire une augmentation du rapport $\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}$, et donc de l'âge apparent de l'échantillon.

2.1.2 Préparation des échantillons

Le but de la préparation est d'obtenir une fraction de mésostase la plus homogène possible en éliminant les phénocristaux et les xénocristaux de la roche. Avant toute préparation, la pétrographie des lames minces est étudiée sous microscope pour écarter les échantillons trop altérés et déterminer la fraction granulométrique adéquate à trier. Cette fraction doit contenir un maximum de grains de mésostase non altérée et pas de phénocristaux. La granulométrie de cette fraction peut varier entre 80 μm et 500 μm , et est souvent comprise entre 125 μm et 250 μm pour une lave basaltique.

Les surfaces altérées des échantillons sont éliminées à la scie diamantée, et les parties saines débitées en cubes sont broyées grossièrement au broyeur à mâchoires d'acier. Chaque échantillon est broyé plus finement au mortier d'Abiche et tamisé dans la fraction granulométrique choisie jusqu'à obtenir environ 50 g de granulats. Cette dernière fraction est abondamment lavée dans un bain à ultrasons pendant 15 minutes : trois fois à l'eau pour éliminer les poussières, puis une fois à l' HNO_3 5 %, et enfin trois fois à l'eau MilliQ. Un lavage à l'éthanol est ensuite effectué avant un dernier rinçage à l'acétone qui facilite le séchage de la fraction à l'étuve (60°C). La fraction propre obtenue contient majoritairement des grains de mésostase, avec toutefois une proportion non-négligeable de minéraux et de grains mixtes. La séparation des grains de mésostase du reste de la fraction se fait en deux étapes :

1. un tri magnétique effectué à l'aide d'un aimant permet de séparer la fraction en trois parties : une partie fortement magnétique (minéraux ferro-titanés), une par-

tie magnétique (mésostase et grains mixtes) et une partie amagnétique (olivines, pyroxènes, feldspaths). Après ce tri, seule la fraction magnétique est conservée. Il persiste toutefois des minéraux ferromagnésiens, des phases oxydées légèrement magnétiques et des grains mixtes à éliminer dans cette fraction.

2. un tri aux liqueurs denses permet de séparer les grains en fonction de leur densité. La mésostase des roches basaltiques a une densité comprise entre 2,8 et 3,1. Pour obtenir une fraction représentative de mésostase, l'intervalle de densité préservé doit être inférieur à 0,1. Deux liqueurs denses peuvent être employées pour obtenir cette gamme de densités :
 - le diiodométhane, de densité 3,32, et diluable à l'acétone. Il est utilisé pour séparer la mésostase des phases minérales les plus denses (olivines, pyroxènes, magnétites) des feldspaths, plus légers. Cette liqueur dense a été employée pour tous les échantillons datés de cette étude.
 - le bromoforme, de densité 2,82, et diluable à l'éthanol. Il est utilisé pour séparer la mésostase des feldspaths et phases oxydées résiduelles, et sert souvent dans le cas de roches plus différenciées.

Le résultat de ces séparations sur nos échantillons sont présentés en table 2.1. Nous obtenons ainsi une fraction de mésostase la plus homogène possible et en quantité suffisante pour effectuer toutes les analyses de K et d'Ar pour la datation de chaque roche.

Echantillon	Localisation	Niveau	Altitude (m)	Fraction (μm)	Densité fraction
POS09-011	Coulée sommitale (*)		167,4	125 - 250	3,02 - 3,04
POS09-063	Coupe des Alouettes	Sommet	259,1	125-250	3,04 - 3,11
POS09-070	Coupe des Alouettes	Base	123,0	125-250	2,97 - 3,06
POS09-079	Coupe du Cap Chivaud	Sommet	175,9	125-250	3,00 - 3,05
POS09-072	Coupe du Cap Chivaud	Base	84,7	125-250	2,87 - 2,90
POS09-083	Coupe du Lac Perdu	Sommet	868,1	125-250	3,05 - 3,07
POS09-088	Coupe du Lac Perdu	Base	560,9	125-250	2,97 - 3,01
POS09-104	Coupe La Pérouse	Sommet	566,0	125-250	2,84 - 2,88
POS09-093	Coupe La Pérouse	Base	305,4	125-250	2,86 - 2,90

TABLE 2.1 – Fractions granulométriques et densimétriques choisies pour chaque échantillon destiné à la datation K-Ar. La localisation de ces échantillons est précisée dans la figure 3.11 (cf. section 3.4.2.2). (*) Cet échantillon n'appartient à aucune coupe stratigraphique et correspond à une coulée de plateau.

2.1.3 Analyse du K par spectrométrie d'émission atomique

La concentration en K total est mesurée par spectrométrie d'émission atomique (ou de flamme). Cette technique consiste à mesurer l'émission photonique caractéristique de

l'élément K, sélectionné par un monochromateur et amplifié par un photomultiplicateur. Cette technique permet de détecter une large gamme de concentrations en K, entre 1000 ppm et 15 %. Des aliquotes de 65 mg à 130 mg sont mis en solution par un mélange d'acide fluorhydrique HF (10 ml, 23N), d'acide nitrique HNO₃ (10 ml, 16N) et d'acide perchlorique HClO₄ (2 ml, 12N), pendant 4h à température ambiante, puis à 190°C pendant 12h. Cette attaque permet de détruire le réseau cristallin et de libérer les différents cations, dont le K. Le dépôt calciné obtenu est ensuite repris dans une solution acide dont le taux de dilution est défini par rapport à la concentration en K attendue pour chaque échantillon. La gamme de mesure est typiquement de 1 à 2 ppm, aussi la prise d'essai et le taux de dilution de chaque échantillon sera adapté à cette sensibilité. Une masse de 125 mg de chlorure de césium CsCl est ajoutée à chaque solution afin d'optimiser l'ionisation du K lors de l'analyse. En parallèle, une série de solutions standards (ou solutions étalons) de différentes concentrations sont préparées à partir d'une solution mono-élémentaire de K à 1000 ppm pour établir une courbe d'étalonnage. Les étalons couvrent une gamme de concentrations allant de 1 à 2 ppm.

Les analyses en K sont réalisées à l'aide d'un spectromètre d'émission atomique type Varian AA-200 installé au laboratoire I.D.E.S. (Intéactions et Dynamique des Environnements de Surface, Université Paris Sud XI), en collaboration avec G. Delpech. Chaque solution échantillon est analysée en plusieurs fois pour s'assurer de la reproductibilité de la mesure. Les géostandards de référence JB-2 (0,35 % K), BCR-2 (1,49 % K) et MDO-G (3,52 % K) sont dans la même gamme de concentrations que celle des échantillons, et sont systématiquement analysés en tant qu'échantillons témoins afin de contrôler la qualité des courbes étalons et d'estimer l'incertitude relative à la mesure. La reproductibilité moyenne sur l'analyse du K dans ces géostandards est de 0,93 %. Les résultats sont présentés dans la table 2.2.

	MDO-G	BCR-2	JB-2	BE-N	Moyenne	
Valeur recommandée en K₂O (% pds ox)	4,24	4,24	1,79	0,42	1,39	
Valeur recommandée en K (%)	3,52	3,52	1,49	0,35	1,16	
Masse (g)	0,085	0,170	0,100	0,090	0,080	
Dilution (L)	2,0	1,0	1,0	0,2	1,0	
Moyenne sur les analyses (%)	3,51	3,48	1,48	0,34	1,16	
Nombre d'analyses	27	10	31	6	7	
% RSD	0,88%	1,16%	0,97%	0,76%	0,88%	70 0,93%

TABLE 2.2 – Résultats obtenus sur les géostandards de référence. Le % RSD représente l'écart-type relatif à la moyenne des concentrations obtenues sur ces géostandards.

2.1.4 Analyse de l'Argon par spectrométrie de masse

Les mesures de l'Ar sont effectuées sur le même aliquote que celui employé pour déterminer les teneurs en K. La technique d'analyse (méthode Cassagnol-Gillot) que nous avons utilisé est décrite par Gillot and Cornette (1986). Cette méthode permet de mesurer de faibles teneurs en ^{40}Ar radiogénique aussi bien pour la détermination des âges anciens que des âges jeunes, sans utiliser la dilution isotopique via l'ajout d'un spike ^{38}Ar . Les analyses ont été effectuées au laboratoire Interaction et Dynamique des Environnements Sédimentaires (UMR 4148, Université Paris Sud XI, Orsay), en collaboration avec G. Delpech.

L' ^{40}Ar issu de la désintégration du ^{40}K est un gaz piégé au sein de la mésostase de l'échantillon. Il convient d'extraire ce gaz puis d'éliminer les gaz autres que l'Ar avant la mesure de sa composition isotopique par spectrométrie de masse. Pour ces analyses, nous utilisons une ligne d'extraction de l'argon en acier inoxydable qui est séparé en deux parties (fig. 2.2) :

- la partie d'extraction et de purification du gaz, maintenue à un vide secondaire de l'ordre de 10^{-7} Torr au moment de l'extraction des gaz.
- la partie du spectromètre de masse. Cette zone est maintenue à un vide secondaire poussé de l'ordre de 10^{-8} Torr, à l'aide d'une pompe turbo-moléculaire associée à une pompe primaire. Cette ligne va permettre l'attraction du gaz depuis la première zone vers le spectromètre.

2.1.4.1 Extraction de l'Argon :

La masse de fraction de mésostase pesée pour l'analyse de l' ^{40}Ar dépend directement de la concentration en K mesurée dans le même aliquote, elle sera donc pesée avec précision. Cette fraction est placée dans un creuset en molybdène préalablement dégazé et situé à l'intérieur d'un tube de quartz sous ultra-vide (ordre de 1.10^{-7} Torr). Cette enceinte est alors chauffée par un four à induction (solénoïde parcouru par un courant alternatif de haute fréquence) à des températures proches de 2000°C , et est refroidie par circulation d'eau. Les phases minérales constituant la mésostase fondent entre 800°C et 1200°C , libérant ainsi tous les gaz qu'elles contiennent : H_2O , CO_2 , et l'Ar. Pendant la fusion de la mésostase, un doigt de charbon actif placé plus en aval de la ligne (fig. 2.2) est refroidi par de l'azote liquide afin d'optimiser l'extraction et le piégeage des gaz.

2.1.4.2 Séparation de l'Argon :

La séparation de l'argon des autres gaz repose sur des étapes successives de purification chimique. Une fois l'extraction des gaz complète, le doigt de charbon actif est isolé

du reste de la ligne et réchauffé à 300°C pour libérer tous les gaz qu'il a piégés lors de l'extraction. En parallèle, un doigt de mousse de titane (fig. 2.2) est également chauffé à 700°C pendant 1 heure pour piéger tous les gaz non-inertes et isoler les gaz rares. La température et le temps de chauffe sont suffisamment élevés pour considérer que tout l'Ar contenu dans l'échantillon a été récupéré et purifié. La qualité de purification du gaz est contrôlée et améliorée par une série de getters (i.e. pièges à gaz) de type SAES Al-Zr, qui sont placés tout au long de la ligne jusqu'au spectromètre de masse et évitent l'apparition de gaz rémanents dans la ligne.

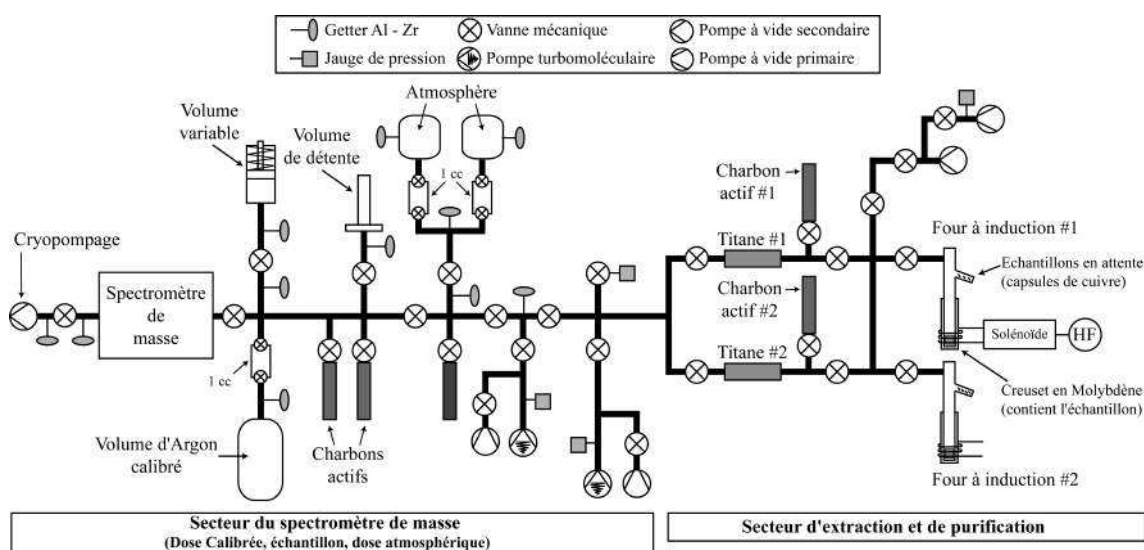


FIGURE 2.2 – Schéma de la ligne d'extraction de l'Argon. Dans le secteur d'extraction et de purification, il existe 2 lignes identiques et mises en parallèle (#1 et #2), dont une seule des deux est mise à contribution lors de l'analyse. HF = Haute Fréquence.

2.1.4.3 Analyse isotopique de l'Argon :

Le gaz inerte situé dans la zone d'extraction et de purification est désormais composé d'argon, d'hélium et d'autres gaz (néon, krypton) en quantité négligeable par rapport à l'argon. Après l'heure de purification, l'Ar est attiré et piégé dans le second secteur (fig. 2.2) en refroidissant les doigts de charbon actif dans de l'azote liquide. La condensation du gaz purifié permet l'élimination de l'hélium, dont la température de condensation est bien inférieure à celle de l'azote liquide. Ce gaz sera évacué de la ligne par pompage sur la seconde pompe turbo-moléculaire du second secteur (fig. 2.2).

Préalablement à l'analyse, la calibration du spectromètre est vérifiée en mesurant une dose d'Ar atmosphérique de référence, dont la valeur est connue. Cette dose a été calibrée par volumétrie (0,1 cm³) et comparée à des géostandards de référence, dont le standard

GL-O (Cassignol and Gillot, 1982; Odin, 1982; Gillot and Cornette, 1986). En effet, le nombre d'atomes d' ^{40}Ar de cette dose est calibré par mesures de ce standard et estimé à $1,606.10^{13}$ atomes. La dose calibrée est détendue dans un volume identique à celui du gaz échantillon puis mesurée par le spectromètre de masse. Les isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar sont mesurés simultanément sur un double collecteur pendant 2 à 3 minutes, avec une mesure des pics de signaux en ces deux isotopes toutes les secondes. Le nombre d'atomes en ^{40}Ar de cette dose calibrée étant connue et équivalente à une certaine valeur du signal électrique, nous pourrons donc déduire la teneur en Ar par gramme d'échantillon analysé. Une fois la mesure effectuée et validée, la dose calibrée présente dans l'enceinte du spectromètre est évacuée par cryopompage.

Les doigts de charbon piégeant l'Ar de l'échantillon purifié sont réchauffés et le gaz est introduit dans le spectromètre de masse (fig. 2.2). Les mesures des isotopes 40 et 36 de l'Ar se font dans les mêmes conditions que celles de la dose calibrée. Toutefois, une partie de l' ^{40}Ar mesuré n'est souvent pas due à la désintégration du K mais à une contamination de l'échantillon par de l'Ar d'origine atmosphérique. Une correction de cette « contamination atmosphérique » doit être alors appliquée. Cet ^{40}Ar peut être retenu dans les minéraux de la mésostase depuis leur formation, adsorbé à la surface des grains ou dans les zones d'altération de l'échantillon, ou encore intégré à ce dernier lors de sa préparation (chauffe des matériaux utilisés). Une correction du signal de l'échantillon de cette « contamination atmosphérique » est alors nécessaire. Cette correction est possible car l'isotope stable ^{36}Ar est uniquement d'origine atmosphérique. Le rapport atmosphérique $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ étant constant (Nier, 1952, i.e. 295,5), la mesure de ces deux isotopes sur un aliquote d'air à pression équivalente à celle de l'échantillon, nous permet d'en déduire la part en ^{40}Ar liée à la contamination atmosphérique, et donc celle en ^{40}Ar radiogénique dans l'échantillon produite par la désintégration du ^{40}K . La mesure de cet aliquote d'air se fait systématiquement après le passage de chaque échantillon.

A partir de toutes ces mesures, on obtient la quantité exacte en ^{40}Ar radiogénique de l'échantillon, qu'on intègre dans l'équation de calcul d'âge (cf. équation 2.1) avec la concentration en ^{40}K correspondante au même aliquote. La limite de détection de l' ^{40}Ar pour ce système est de 0,1 % (Quidelleur et al., 2001).

2.2 Analyses des éléments majeurs

2.2.1 Microsonde électronique : les phases minérales

La détermination des concentrations en éléments majeurs et mineurs des phases minérales a été réalisée à la microsonde électronique (ou microsonde de Castaing) de type CAMEBAX SX 100 du service CAMPARIS à l'Université Pierre et Marie Curie (Jussieu - Paris VI). Cette méthode permet une analyse in situ de la composition de ces phases minérales avec une précision relative inférieure à 2,5 % pour les éléments majeurs. Les conditions analytiques pour l'analyse des éléments majeurs et mineurs sont les suivantes :

- Faisceau incident : 15 kV
- Diamètre du faisceau : 2 μm
- Courant dans l'échantillon : 10 nA
- Temps de comptage : 10s pour Si, Al, Fe et Mg ; 15s pour Ti et Na ; 30s pour Mn et Cr ; 40s pour Ca et Ni.

Les analyses de chaque phase minérale réalisées dans cette étude correspondent à la moyenne de 4 points de mesure différents, effectués dans la même zone du minéral (cœur / bord). Des profils ou transectes sont aussi effectués dans les minéraux pour étudier leurs zonations chimiques.

2.2.2 Analyses à l'ICP-AES : roche totale et matrice

L'analyse des éléments majeurs s'effectue à l'aide de l'ICP-AES Horiba Jibon Yvon Ultima 2 de l'I.U.E.M. (Institut Universitaire Européen de la Mer) situé à Brest, en collaboration avec C. Liorzou. Il s'agit d'une méthode d'analyse par spectrométrie d'émission atomique dont la source est un plasma d'Argon généré par couplage inductif. Cet appareil permet d'analyser les éléments majeurs (Si, Al, Ca, Fe, Mg) et mineurs (Ti, Mn, Na, K, P). Une séance typique d'analyse inclut 20 échantillons (dont 1 témoin et 1 dupliqué), 6 géostandards internationaux, 1 échantillon standard interne (K1919) et 2 blancs de chimie. Ci-dessous je décris l'ensemble des étapes de la procédure analytique.

2.2.2.1 Préparation des échantillons :

Tout d'abord, la surface patinée et altérée des échantillons est retirée à la scie diamantée et seules les parties internes les plus fraîches sont conservées. Les échantillons sont ensuite passés au broyeur à mâchoires d'acier jusqu'à atteindre une fraction inférieure

à 2 mm de diamètre. La figure 2.3 illustre les différentes étapes de préparation de nos échantillons en fonction de leur pétrographie (roche aphyrique ou roche porphyrique).

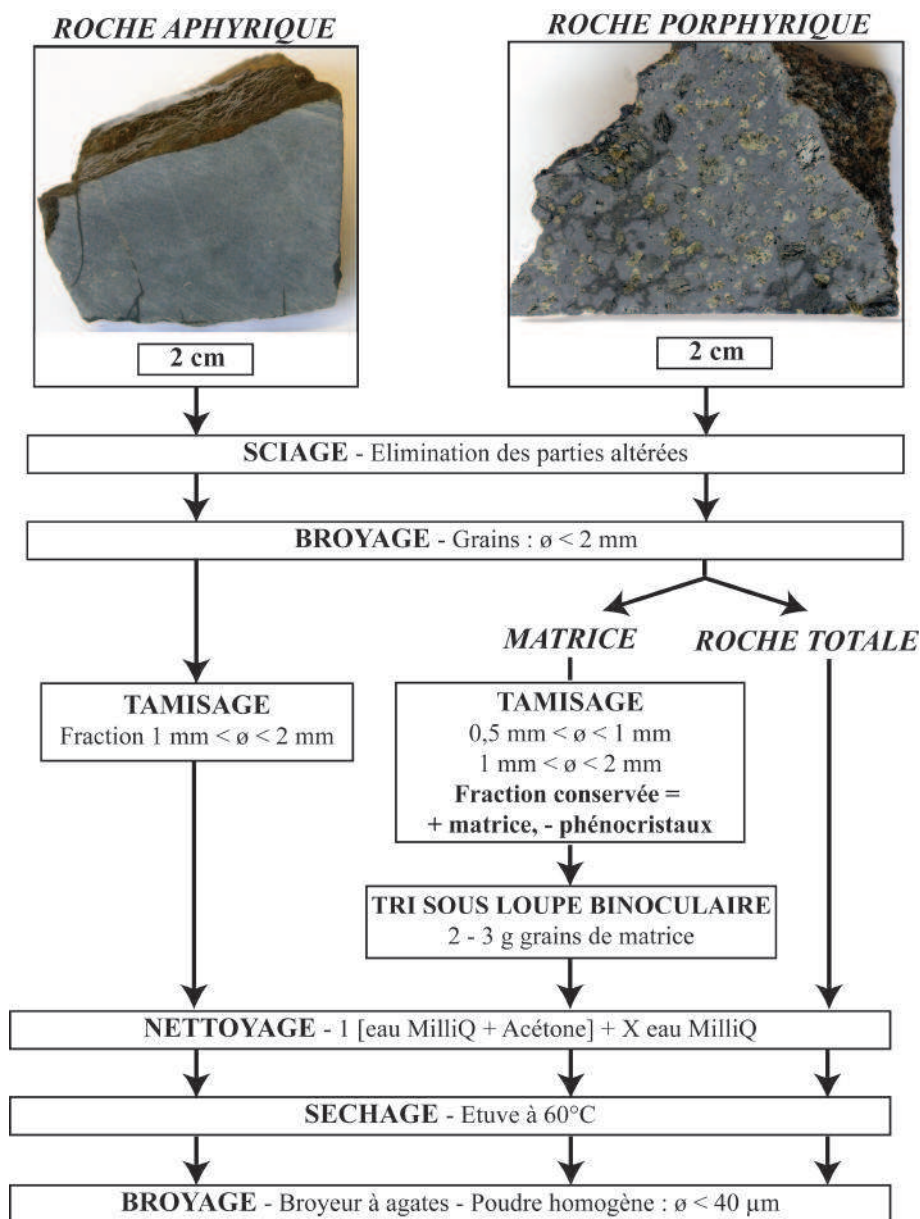


FIGURE 2.3 – Etapes de préparation des échantillons de roche de notre étude selon leur pétrographie. Deux cas sont présentés : les échantillons aphyriques (en photo : POS09-014) et les échantillons porphyriques (en photo : POS09-012).

Pour les **échantillons aphyriques**, la fraction comprise entre 1 mm et 2 mm de diamètre est nettoyée plusieurs fois au bain à ultrasons avec un mélange {acétone + eau MilliQ} en proportions égales pour le premier bain, puis à l'eau MilliQ pour les autres bains, jusqu'à ce que l'eau soit parfaitement limpide.

Pour les **échantillons porphyriques**, l'ensemble de la roche (matrice + phénocristaux) est entièrement broyée et nettoyée comme pour les roches aphyriques. L'analyse des matrices pour certains des échantillons est l'un des objectifs de notre étude. Pour cela, l'échantillon est tamisé en deux fractions (0,5 - 1 mm diamètre / 1 - 2 mm diamètre). La fraction qui présente le moins de phénocristaux visibles est triée sous loupe binoculaire, et 2 à 3 g de grains représentatifs de la matrice sont triés. La figure 2.4 illustre la sélection des grains de matrice sur un échantillon de lave (POS09-067). Toutes les fractions (aphyrique, porphyrique roche totale et porphyrique matrice) sont mises en poudres à l'aide d'un broyeur en agate.

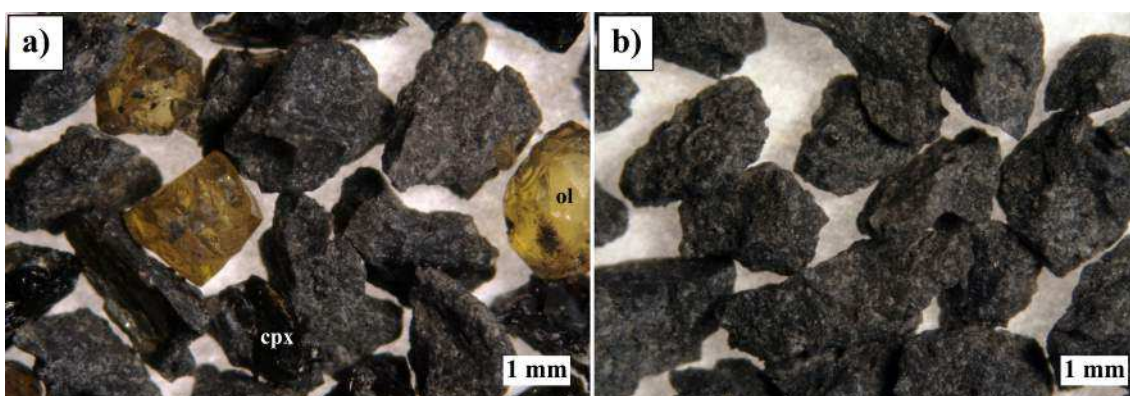


FIGURE 2.4 – Photographies illustrant la sélection des grains de matrice pour l'échantillon POS09-067 (fraction 1-2 mm). a) vue de la fraction conservée avant tri ; b) vue des grains de matrice triés, prêts à être nettoyés et broyés.

2.2.2.2 Mesure de la perte au feu :

La détermination de la perte au feu des échantillons permet de quantifier le degré d'altération et la quantité d'eau magmatique présente dans chaque échantillon. Elle consiste en la calcination de l'échantillon à haute température, qui peut provoquer :

- une perte de masse de l'échantillon, due au départ des volatiles
- un gain de masse de l'échantillon (perte au feu négative) due à l'oxydation du Fe(II) en Fe(III)

Une masse de 110 mg de poudre d'échantillon est placée dans un creuset en alumine de poids connu, et est calcinée dans un four à 1050°C pendant 1 heure. Les pesées précises de la poudre d'échantillon avant calcination (poids _{échantillon}) et après calcination (poids _{échantillon calciné}) permettent de calculer la perte au feu comme suit :

$$\text{Perte au Feu (\%)} = \frac{\text{poids}_{\text{échantillon}} - \text{poids}_{\text{échantillon calciné}}}{\text{poids}_{\text{échantillon}}} \times 100 \quad (2.2)$$

2.2.2.3 Mise en solution :

La mise en solution des poudres d'échantillons destinées à l'analyse des éléments majeurs est effectuée selon le protocole analytique décrit par Cotten et al. (1995). Une masse de 250 mg de poudre d'échantillon est pesée sur une balance de précision ($\pm 1.10^{-5}g$) puis attaquée par un mélange composé d'1 mL d'acide nitrique HNO_3 16N et de 3 mL d'acide fluorhydrique HF 23N, dans des béchers de 100 mL en PFA à 90°C pendant 3h, puis à 110°C pendant 1h. Les solutions sont ensuite diluées au 1/400^e pour obtenir des gammes de concentrations allant de 0,0001 à 0,1 % poids d'oxyde (gamme de détection de l'ICP-AES). Ces dilutions se font dans des flacons de 100 mL en HDPE dans lesquels nous ajoutons successivement :

- 10 mL de Solution Standard Interne (SSI) pour corriger des effets de matrice et de la dérive instrumentale (cf. sous-section suivante),
- la solution d'attaque contenant l'échantillon dissous,
- ~ 86 mL d'acide borique H_3BO_3 à 20 g/L pour neutraliser l'HF.

2.2.2.4 Préparation de la Solution Standard Interne (ou SSI)

La SSI est réalisée à partir de solutions mono-élémentaires de cobalt (Co) et de germanium (Ge). Le Bore qui provient de l'acide borique H_3BO_3 est également utilisé comme standard interne dans notre méthode. Ces éléments permettent de corriger les intensités brutes mesurées de la dérive instrumentale ainsi que les effets de matrice. Pour chaque séquence analytique (30 échantillons), 500 mL de SSI sont préparés en ajoutant successivement dans une fiole jaugée : 40 g de chaque solution mono-élémentaire de Co et de Ge à 1000 ppm, et 20 g d' HNO_3 16N. La solution finale est obtenue en complétant la fiole à 500 g avec de l'eau MilliQ. Cette solution est homogénéisée et stockée jusqu'à l'étape de la dilution finale des échantillons, où le Co et le Ge auront alors une concentration de 8 ppm dans les solutions finales.

2.2.2.5 Analyse des solutions à l'ICP-AES

Ci-dessous je décris la liste des principales solutions analysées lors d'une séquence analytique comprenant 30 échantillons :

(1) **Deux blancs de chimie** permettent d'évaluer la contamination apportée par les réactifs et les manipulations. Ils sont mesurés au début, au milieu et à la fin de la séquence analytique.

Position	Echantillon	Position	Echantillon
1	Blanc1	38	Blanc1
2	Blanc2	39	Blanc2
3	K1919	40	K1919
4	Echantillon1	41	Echantillon5
5	géostandard A	42	Echantillon14
6	Echantillon2	43	Echantillon12
7	K1919	44	géostandard C
8	Echantillon3	45	K1919
9	Echantillon4	46	Echantillon20
10	Echantillon5	47	Echantillon11
11	géostandard B	48	Echantillon7
12	K1919	49	K1919
13	Echantillon6	50	Echantillon18
14	Echantillon7	51	géostandard E
15	Echantillon8	52	Echantillon9
16	K1919	53	K1919
17	géostandard C	54	Echantillon15
18	Echantillon9	55	Echantillon3
19	Echantillon10	56	géostandard A
20	K1919	57	K1919
21	Echantillon11	58	Echantillon10
22	géostandard D	59	Echantillon1
23	Echantillon12	60	Echantillon17
24	Echantillon13	61	K1919
25	K1919	62	géostandard B
26	Echantillon14	63	Echantillon2
27	Echantillon15	64	Echantillon8
28	géostandard E	65	Echantillon19
29	K1919	66	K1919
30	Echantillon16	67	géostandard F
31	Echantillon17	68	Echantillon13
32	Echantillon18	69	Echantillon6
33	K1919	70	K1919
34	géostandard F	71	Echantillon4
35	Echantillon19	72	Echantillon16
36	Echantillon20	73	géostandard D
37	K1919	74	K1919
		75	Blanc1
		76	Blanc2

TABLE 2.3 – Ordre de passage typique des échantillons, des géostandards et des blancs lors d'une séquence analytique pour l'ICP-AES.

(2) **Un géostandard interne** est utilisé pour contrôler la dérive instrumentale et les effets de matrice. Cet échantillon est analysé tous les 3 à 4 échantillons. Lors de cette étude j'ai utilisé un basalte provenant du Kilauea à Hawaïi (K1919 :géostandard interne de l'équipe de recherche de C. Langmuir, *Harvard University*, Etats-Unis).

(3) **Six géostandards de référence** sont analysés pour établir les courbes de calibration, dont la gamme de concentrations encadre celle de nos échantillons. Les géostandards choisis pour cette étude sont : BE-N, BIR-1, JB-1a, MO-5, SY-4, W-2, WS-E et le géostandard interne CB-18 (mélange de basaltes alcalins réalisé à l'I.U.E.M. de Brest, d'après [Liorzou \(comm. pers.\)](#)). A noter que les standards JB-1a et SY-4 ont été analysés seulement sur les 2 premières séries analytiques, tandis que BIR-1 et MO-5 ne l'ont été que sur les 2 dernières.

(3) **Les échantillons**. Chaque échantillon est analysé deux fois dans la même séquence analytique.

(4) **Un échantillon dupliqué** (attaques indépendantes de 2 aliquotes de la même poudre). Il sert à vérifier la reproductibilité des analyses lors d'une même séquence, l'homogénéité des poudres et la cohérence de la série analytique depuis la chimie jusqu'à l'analyse.

(5) **Un échantillon témoin**, analysé à chaque séquence analytique afin de valider la reproductibilité et l'homogénéité de nos analyses au fil de l'étude. A noter que cet échantillon nous a permis de nous assurer de la bonne cohérence de nos courbes de calibration avec et sans JB-1a et SY-4 / avec et sans BIR-1 et MO-5.

Lors d'une même séquence analytique, tous les échantillons et géostandards de référence sont analysés une première fois dans un ordre donné, puis une seconde fois dans un ordre de passage différent du premier. La table 2.3 donne un exemple d'ordre de passage des solutions dans une séquence analytique.

Tous les paramètres techniques de l'ICP-AES et les conditions analytiques sont résumés dans la table 2.4. Nous optimisons le choix des longueurs d'ondes pour chaque élément analysé selon Cotten et al. (1995), afin de diminuer les limites de détection et les interférences spectrales. L'ordre d'analyse des éléments chimiques est identique à celui dans lequel ils figurent dans la table 2.4.

Trois mesures successives de l'intensité brute du signal sont effectuées pour chaque élément. Les intensités équivalentes au « bruit de fond » du spectromètre sont mesurées et systématiquement soustraites aux intensités brutes pour donner les intensités nettes.

Le nom de chaque séquence analytique est fonction de son ordre et de sa date de passage sur l'ICP-AES, ainsi que de la nature des éléments analysés. Par exemple, la troisième séquence analytique des éléments majeurs est passée en analyse le 07/12/2010, son

Élément	Longueur d'onde (nm)	Limites de détection (%poids oxyde)
B	208,959	
Si	212,412	0,00986
P	214,914	0,00002
Mn	257,61	0,00155
Fe	259,94	0,00103
Mg	279,079	0,00002
Al	308,215	0,00156
Ca	317,933	0,00068
Ti	334,941	0,0015
Na	589,592	0,00256
K	766,49	0,00345
Co	230,785	0,71 ppm

TABLE 2.4 – Longueurs d'onde et limites de détection pour chaque élément analysé sur l'ICP-AES. D'après Cotten et al. (1995) et Liorzou (*comm. pers.*).

nom sera donc : CAP03M-071210. Pour simplifier la lecture de nos tableaux, seul le début du nom (CAP03M) sera spécifié.

2.2.2.6 Traitement des données

Les intensités brutes mesurées sur chaque solution doivent être converties en concentrations. Cette étape-clé est réalisée via un logiciel de traitement de données nommé REDUCE3 qui fonctionne sous Microsoft Excel (Su, 2002). Cette méthode a été mise au point par C. Langmuir en 1980 (*Lamont Doherty Earth Observatory ou L.D.E.O.*, Etats-Unis).

Voici les étapes fondamentales de traitement des données :

(1) Correction des blancs : la première étape consiste à retirer la part du signal attribuée au blanc de chimie pour chaque échantillon. Une interpolation linéaire entre les analyses du blanc de chimie permet de déterminer la valeur théorique de ces blancs pour chaque échantillon.

(2) Correction de la dérive instrumentale : la sensibilité du plasma a tendance à décliner dans le temps (de façon linéaire ou non). Cette dérive instrumentale peut être mise en évidence et quantifiée via l'analyse des éléments standards internes définis comme Co, Ge et B dans le géostandard interne K1919. Cette correction se fait en 2 étapes :

1. La figure 2.5 présente les intensités mesurées sur le standard interne « Bore » au cours d'une de nos séquences analytiques. Dans cette figure, toutes les solutions analysées présentent la même concentration en B. Nous observons dans un premier

temps un comptage très élevé sur les blancs de chimie par rapport à celui des échantillons, qui est due aux effets de matrice entre ces deux types de solutions. Dans un second temps, nous observons la dérive instrumentale sur les échantillons, avec une décroissance du signal de $\sim 2\%$ entre le début et la fin de la séquence analytique. Dans ce cas, la dérive peut être décrite par une évolution linéaire, comme illustré sur la figure 2.5. Chaque mesure est normalisée à la valeur théorique du K1919 recalculée avec la régression illustrée ci-dessous en reliant les valeurs du K1919 en début et fin de séance, pour éliminer l'ensemble de la dérive instrumentale.

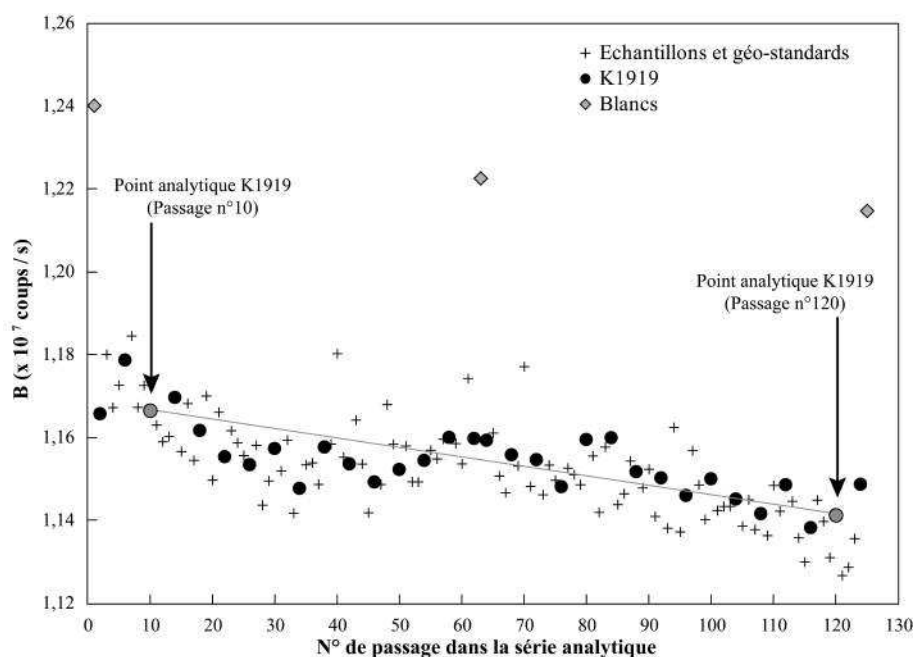


FIGURE 2.5 – Intensités mesurées dans les échantillons, les géostandards internationaux, les blancs et la solution de géostandard interne K1919 lors de la séquence analytique CAP04M_161210. Le trait gris représente la tendance globale de la dérive instrumentale, défini à partir de deux analyses du K1919 (passages n°10 et n°120 de la solution de K1919).

2. Suite à cette étape, il peut subsister une dispersion résiduelle non-négligeable autour de cette dérive linéaire. En effet dans la figure 2.6, les analyses du K1919 corrigées de la dérive instrumentale montrent une relation entre les intensités des éléments standards internes (B dans l'exemple) et les autres éléments analysés (Mg dans l'exemple). Cette relation nous indique qu'il existe une dérive instrumentale qui n'a pas été corrigé par l'étape précédente. Cette dérive instrumentale résiduelle est corrigée à partir de l'ensemble des mesures effectuées sur le K1919. Pour chaque élément analysé, nous reportons les intensités de chaque élément en fonction des intensités des éléments standards internes. La figure 2.6 illustre cette dérive sur les données en MgO (en échelle logarithmique) effectuées sur le K1919. Le standard

interne (également en échelle logarithmique) montrant la meilleure corrélation (i.e. R^2) avec ces données en MgO est sélectionné pour corriger de cette dérive (B dans cet exemple, $R^2 = 0,7047$). Pour une même valeur de standard interne (B dans la figure 2.6), les 2 analyses de l'échantillon POS09-084 montrent des intensités en MgO inférieures à celles du K1919, cet écart constitue ainsi un ΔMgO . Le rapport $\frac{\text{MgO}_{\text{POS09-084}}}{\text{MgO}_{\text{K1919}}}$ est donc une mesure directe relative aux intensités en MgO de l'échantillon POS09-084. Sur la figure 2.7 toutes les intensités sont normalisées à celles mesurées sur le K1919. Cette méthode nous permet ainsi de nous affranchir de cette dérive résiduelle observée dans la figure 2.6.

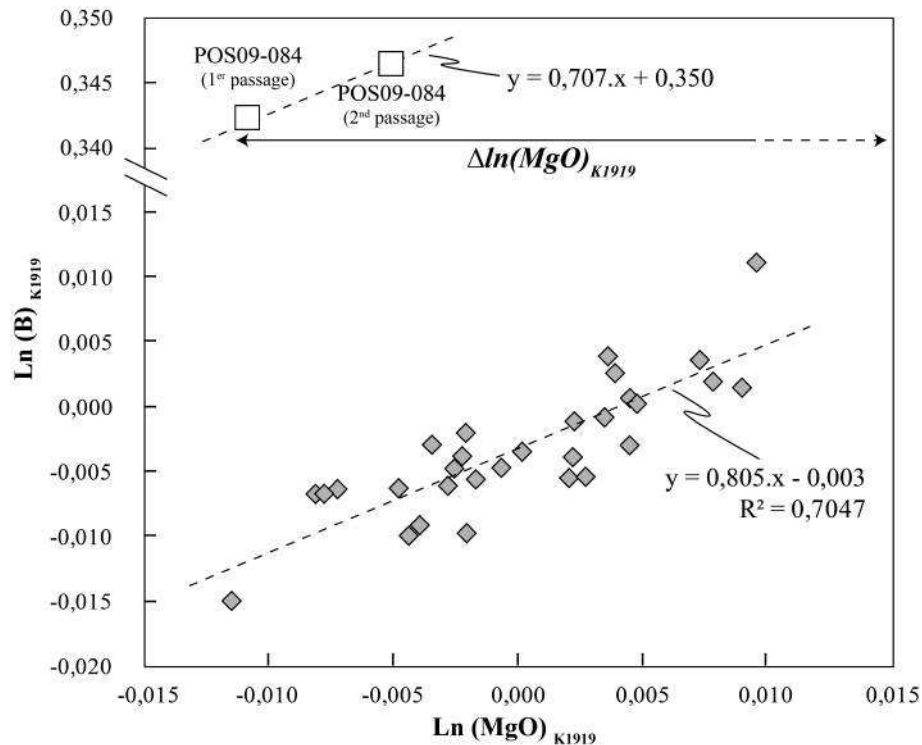


FIGURE 2.6 – Relation linéaire entre les valeurs logarithmiques des intensités en Bore (standard interne) et celles en MgO mesurées dans le géostandard K1919, dans la séquence CAP04M_161210. Losanges gris = intensités mesurées sur le K1919 corrigé de la dérive instrumentale. Carrés blancs = intensités des 2 analyses de l'échantillon POS09-084.

(3) Calcul des concentrations élémentaires des échantillons : les intensités corrigées des interférences et de la dérive instrumentale sont traduites en termes de concentrations via l'établissement de droites de calibrations pour chaque élément. Ces droites représentent les corrélations entre les intensités mesurées sur chaque géostandard normalisé au K1919 et les concentrations connues de ces derniers. Les pentes et ordonnées à l'origine

de ces droites sont ensuite utilisées pour calculer les concentrations de chaque échantillon inconnu. Ces droites de calibrations établies pour la série analytique CAP05M sont présentées à titre d'exemple en figure 2.7.

2.2.2.7 Résultats et validation des données

Les résultats obtenus sur l'échantillon témoin, les échantillons dupliqués et le géostandard interne K1919 pour chaque séquence analytique sont présentés dans la table 2.5. Les écarts-type relatifs à la moyenne (% RSD) sont inférieurs à 2 %, sauf pour les oxydes de K et de P de l'échantillon témoin (i.e. POS09-042, table 2.5). Les concentrations des géostandards de référence sont également recalculées lors de la réduction des données, et sont présentés dans la table 2.6.

TABLE 2.5 – Résultats obtenus sur les échantillons dupliqués (POS09-XXXdup), l'échantillon témoin (POS09-042) et sur les valeurs recalculées du géostandard interne (K1919). Les concentrations sont en %poids d'oxydes et le fer total(= 1,1113 x FeO + Fe₂O₃) est exprimé sous forme Fe(III). La Perte au Feu (PF) est comptabilisée dans chaque total.

Série	Dupliqués CAP03M			Dupliqués CAP04M		
Echantillon	POS09-063	POS09-063dup	moyenne	POS09-082	POS09-082dup	moyenne
SiO ₂	44,11	44,39	44,25	46,00	45,84	45,92
TiO ₂	2,67	2,68	2,67	2,82	2,83	2,83
Al ₂ O ₃	10,88	10,85	10,87	16,90	16,94	16,92
Fe ₂ O ₃ (tot)	13,60	13,66	13,63	11,17	11,18	11,17
MnO	0,18	0,18	0,18	0,21	0,21	0,21
MgO	14,05	14,14	14,09	4,48	4,50	4,49
CaO	12,27	12,29	12,28	9,85	9,81	9,83
Na ₂ O	2,17	2,16	2,17	4,96	4,93	4,95
K ₂ O	0,34	0,34	0,34	2,32	2,29	2,31
P ₂ O ₅	0,36	0,36	0,36	0,79	0,78	0,78
PF	-0,18	-0,18	-0,18	-0,09	-0,09	-0,09
Total	100,44	100,88	100,66	99,42	99,21	99,31

Série	Dupliqués CAP05M			Dupliqués CAP06M		
Echantillon	POS09-074	POS09-074dup	moyenne	POS10-075	POS10-075dup	moyenne
SiO ₂	43,05	43,14	43,09	41,88	42,48	42,18
TiO ₂	3,33	3,33	3,33	3,82	3,86	3,84
Al ₂ O ₃	12,49	12,39	12,44	13,28	13,23	13,25
Fe ₂ O ₃ (tot)	14,36	14,26	14,31	14,30	14,15	14,22
MnO	0,20	0,20	0,20	0,19	0,18	0,18
MgO	10,17	9,98	10,08	8,06	7,99	8,02
CaO	11,70	11,70	11,70	10,89	11,36	11,12
Na ₂ O	3,26	3,20	3,23	2,85	2,86	2,86
K ₂ O	1,21	1,20	1,21	1,93	1,94	1,94
P ₂ O ₅	0,65	0,65	0,65	0,60	0,61	0,61

TABLE 2.5 – Suite

PF	-0,44	-0,44	-0,44		1,25	1,25	1,25
Total	99,97	99,61	99,79		99,04	99,90	99,47
Echantillon témoin				POS09-042			
Série	CAP03M	CAP04M	CAP05M	CAP06M	moyenne	%RSD	
SiO ₂	53,08	53,18	53,66	53,70	53,40	0,60	
TiO ₂	1,28	1,24	1,26	1,28	1,27	1,44	
Al ₂ O ₃	19,38	19,79	19,75	19,80	19,68	1,01	
Fe ₂ O ₃ (tot)	6,79	6,77	6,91	6,98	6,86	1,47	
MnO	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	1,31	
MgO	1,82	1,80	1,80	1,82	1,81	0,76	
CaO	5,36	5,17	5,21	5,27	5,25	1,62	
Na ₂ O	6,88	6,82	6,89	6,81	6,85	0,61	
K ₂ O	3,38	3,33	3,38	3,49	3,39	1,96	
P ₂ O ₅	0,43	0,42	0,45	0,44	0,43	2,93	
PF	-0,19	-0,19	-0,19	-0,19	-0,19		
Total	98,39	98,51	99,30	99,57	98,94		
Géostandard interne				K1919			
Série	CAP03M	CAP04M	CAP05M	CAP06M	moyenne	%RSD	
SiO ₂	49,85	49,62	50,11	49,50	49,77	0,54	
TiO ₂	2,75	2,75	2,78	2,76	2,76	0,50	
Al ₂ O ₃	13,91	13,89	14,05	13,66	13,88	1,16	
Fe ₂ O ₃ (tot)	12,33	12,25	12,39	12,25	12,31	0,55	
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,27	
MgO	6,84	6,81	6,85	6,74	6,81	0,72	
CaO	11,35	11,37	11,41	10,94	11,27	1,98	
Na ₂ O	2,34	2,33	2,37	2,28	2,33	1,52	
K ₂ O	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,55	
P ₂ O ₅	0,28	0,26	0,28	0,27	0,27	2,66	
Total	100,36	99,99	100,95	99,11	100,10		

TABLE 2.6 – Résultats obtenus sur les concentrations en éléments majeurs des géostandards de référence, exprimées en %poids d'oxydes. % RSD = écarts-type relatifs à la moyenne. Le fer total est exprimé sous forme Fe(III). Chiffres en italiques = valeurs obtenues à l'I.U.E.M.

Série	CAP03M	CAP04M	CAP05M	CAP06M	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
BE-N								
SiO ₂	38,71	38,49	38,30	38,86	38,59	0,64	38,20	0,62
TiO ₂	2,58	2,66	2,60	2,61	2,61	1,33	2,61	0,14
Al ₂ O ₃	9,99	10,00	9,89	9,73	9,90	1,26	10,07	0,41
Fe ₂ O ₃ (tot)	12,81	12,77	12,80	12,66	12,76	0,54	12,84	0,35
MnO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,46	0,20	0,02
MgO	13,20	13,19	13,23	13,29	13,23	0,35	13,15	0,44
CaO	13,91	14,15	13,76	13,90	13,93	1,17	13,87	0,37
Na ₂ O	3,19	3,23	3,21	3,16	3,20	0,87	3,18	0,23
K ₂ O	1,41	1,38	1,43	-	1,41	1,54	1,39	0,11
P ₂ O ₅	1,05	1,06	1,04	1,08	1,06	1,42	1,05	0,13

TABLE 2.6 – Suite

Série	CAP03M	CAP04M	CAP05M	CAP06M	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Total	97,05	97,11	96,45	95,49	96,88		96,56	
CB-18								
SiO ₂	40,50	40,79	40,57	40,35	40,55	0,45	40,40	
TiO ₂	2,47	2,49	2,49	2,50	2,49	0,62	2,50	
Al ₂ O ₃	11,57	11,50	11,58	11,37	11,50	0,86	11,65	
Fe ₂ O ₃ (tot)	14,11	14,06	14,15	13,96	14,07	0,59	14,11	
MnO	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,16	0,46	
MgO	10,97	10,96	10,90	-	10,94	0,39	10,86	
CaO	11,72	11,66	11,65	11,63	11,67	0,31	11,70	
Na ₂ O	3,27	3,24	3,28	-	3,26	0,59	3,32	
K ₂ O	2,17	2,17	2,15	2,16	2,16	0,45	2,17	
P ₂ O ₅	0,94	0,94	0,93	0,92	0,93	0,85	0,905	
Total	98,17	98,27	98,16	83,36	98,04		98,08	
W-2								
SiO ₂	51,61	52,26	52,26	52,23	52,09	0,62	52,44	0,55
TiO ₂	1,04	1,05	1,05	1,05	1,04	0,39	1,06	0,94
Al ₂ O ₃	15,31	15,40	15,40	15,47	15,39	0,41	15,45	1,04
Fe ₂ O ₃ (tot)	10,77	11,03	11,03	10,91	10,93	1,12	10,83	1,94
MnO	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	1,30	0,163	2,45
MgO	6,27	6,31	6,31	6,35	6,31	0,53	6,37	0,91
CaO	10,96	10,98	10,98	10,85	10,94	0,60	10,87	0,72
Na ₂ O	2,22	2,21	2,21	2,19	2,21	0,52	2,20	1,72
K ₂ O	0,63	0,62	0,62	0,64	0,63	1,24	0,627	1,91
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,12	0,13	0,12	5,90	0,131	91,60
Total	99,09	100,15	100,15	99,98	99,84		100,14	
WS-E								
SiO ₂	50,84	50,49	50,69	50,78	50,70	0,31	50,70	0,58
TiO ₂	2,36	2,36	2,40	2,38	2,38	0,88	2,40	0,08
Al ₂ O ₃	13,85	13,78	13,99	13,86	13,87	0,63	13,78	0,28
Fe ₂ O ₃ (tot)	13,22	13,13	13,29	13,18	13,21	0,53	13,15	0,37
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,68	0,17	0,01
MgO	5,50	5,43	5,47	5,47	5,47	0,55	5,55	0,21
CaO	8,81	8,73	8,86	8,48	8,72	1,93	8,95	0,25
Na ₂ O	2,47	2,45	2,49	2,46	2,47	0,61	2,47	0,14
K ₂ O	1,00	0,99	1,00	1,01	1,00	0,92	1,00	0,06
P ₂ O ₅	0,31	0,29	0,31	0,30	0,30	3,11	0,30	0,04
Total	98,53	97,81	98,67	98,08	98,27		98,47	
BIR-1								
SiO ₂	-	-	47,76	47,53	47,65	0,34	47,96	0,40
TiO ₂	-	-	0,95	0,93	0,94	0,99	0,96	1,04
Al ₂ O ₃	-	-	15,96	15,81	15,88	0,66	15,50	0,97
Fe ₂ O ₃ (tot)	-	-	11,50	11,45	11,48	0,33	11,30	1,06
MnO	-	-	0,17	0,17	0,17	0,08	0,175	1,71
MgO	-	-	9,67	9,70	9,69	0,20	9,70	0,81
CaO	-	-	13,40	13,39	13,39	0,06	13,30	0,90
Na ₂ O	-	-	1,85	1,79	1,82	2,49	1,82	2,47
K ₂ O	-	-	0,02	0,02	0,02	5,56	0,030	10,00
P ₂ O ₅	-	-	0,04	0,03	0,03	20,99	0,021	4,76
Total	-	-	101,31	100,81	101,06		100,77	

TABLE 2.6 – Suite

Série	CAP03M	CAP04M	CAP05M	CAP06M	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
JB-1a								
SiO ₂	52,39	52,02	-	-	52,20	0,49	52,41	
TiO ₂	1,28	1,27	-	-	1,27	0,56	1,28	
Al ₂ O ₃	14,60	14,63	-	-	14,61	0,12	14,45	
Fe ₂ O ₃ (tot)	8,99	8,96	-	-	8,98	0,24	8,97	
MnO	0,16	0,15	-	-	0,15	3,02	0,15	
MgO	7,62	7,68	-	-	7,65	0,53	7,83	
CaO	9,18	9,14	-	-	9,16	0,37	9,31	
Na ₂ O	2,73	2,73	-	-	2,73	0,13	2,73	
K ₂ O	1,41	1,43	-	-	1,42	1,02	1,40	
P ₂ O ₅	0,26	0,24	-	-	0,25	4,06	0,26	
Total	98,61	98,24	-	-	98,43		98,79	
MO-5								
SiO ₂	-	-	37,94	37,50	37,72	0,82	37,66	0,37
TiO ₂	-	-	7,18	7,18	7,18	0,02	7,17	1,67
Al ₂ O ₃	-	-	13,02	-	13,02	-	13,35	2,47
Fe ₂ O ₃ (tot)	-	-	20,75	-	20,75	-	20,98	0,95
MnO	-	-	0,21	-	0,21	-	0,198	4,55
MgO	-	-	7,42	7,41	7,42	0,14	7,48	1,07
CaO	-	-	7,90	7,76	7,83	1,20	7,81	1,28
Na ₂ O	-	-	2,35	2,32	2,34	0,78	2,35	1,70
K ₂ O	-	-	0,79	0,80	0,79	1,00	0,80	2,50
P ₂ O ₅	-	-	2,20	2,19	2,19	0,37	2,21	2,71
Total	-	-	99,76	65,17	99,45		100,01	
SY-4								
SiO ₂	49,51	48,84	-	-	49,18	0,96	49,90	0,20
TiO ₂	0,29	0,28	-	-	0,28	0,85	0,287	1,05
Al ₂ O ₃	20,85	20,99	-	-	20,92	0,46	20,69	0,39
Fe ₂ O ₃ (tot)	6,38	6,26	-	-	6,32	1,35	6,21	0,48
MnO	0,11	0,11	-	-	0,11	0,73	0,108	0,93
MgO	0,57	0,57	-	-	0,57	0,69	0,54	1,85
CaO	8,05	7,81	-	-	7,93	2,17	8,05	0,50
Na ₂ O	7,08	6,97	-	-	7,02	1,13	7,10	0,70
K ₂ O	1,64	1,62	-	-	1,63	0,77	1,66	1,20
P ₂ O ₅	0,13	0,11	-	-	0,12	12,28	0,13	3,05
Total	94,61	93,56	-	-	94,08		94,68	

2.2.2.8 Détermination du Ti sur le géostandard MO-5

Le géostandard possédant la teneur en TiO₂ la plus élevée est le BE-N avec 2,61 %. La concentration maximale en TiO₂ de nos échantillons s'élevant à 4,17 %, nous avons donc des échantillons qui sont « hors calibration ». Ainsi en cours d'étude, nous avons fait l'acquisition du gabbro MO-5 (géostandard de l'I.G.E.M.) qui présente des concentrations recommandées en TiO₂ de 6,99 %. Les droites de calibration en TiO₂ établies à l'aide de ce nouveau géostandard démontrent une concentration du MO-5 plus faible que celle

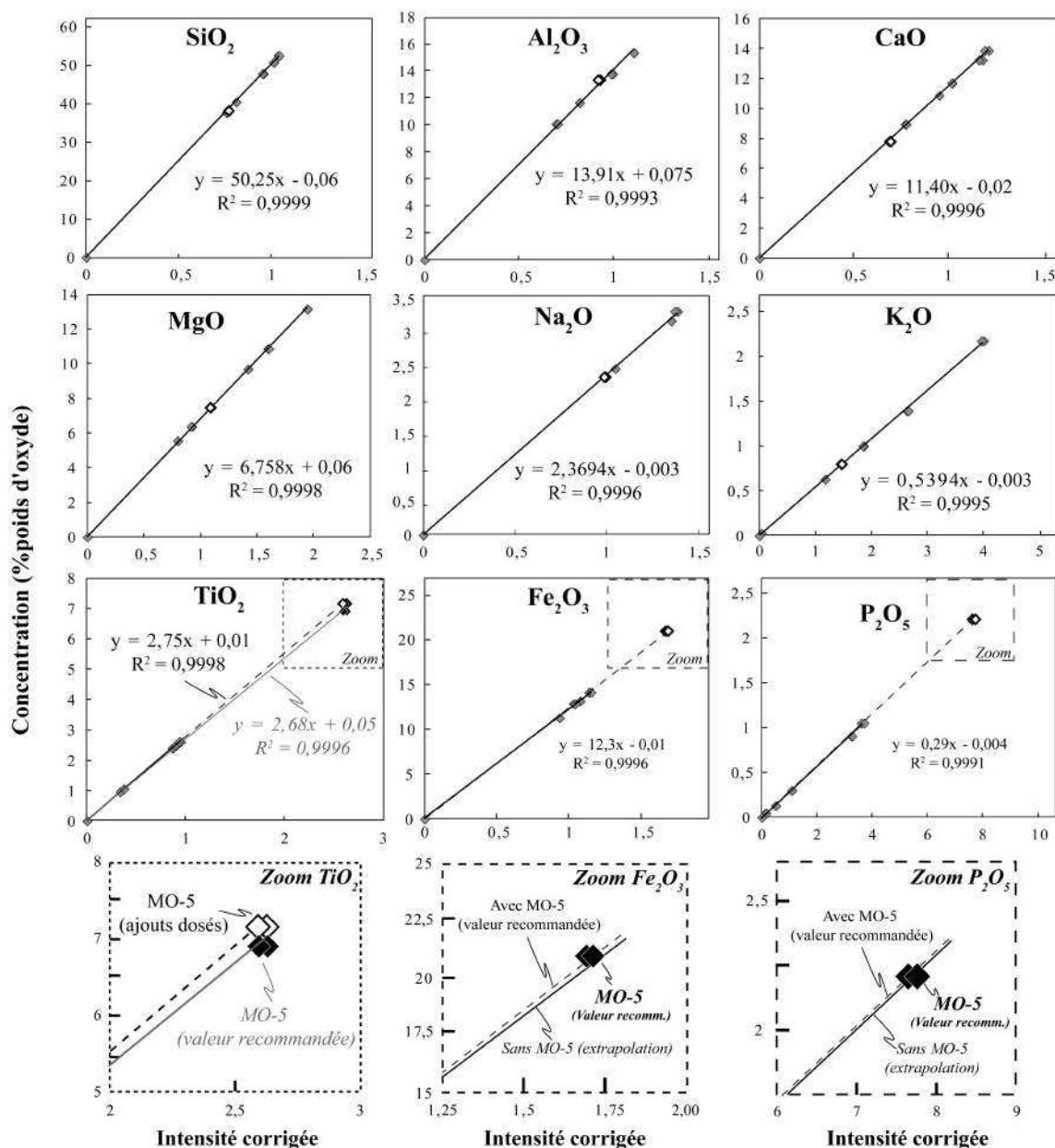


FIGURE 2.7 – Rapports d'intensités des géostandards internationaux normalisés au K1919 et corrigés de la dérive instrumentale, en fonction de leurs concentrations certifiées, pour la séquence CAP05M. Losanges blancs = mesures du géostandard MO-5 calibré par ajouts dosés ; Losanges noirs = mesures du MO-5 avec la valeur recommandée. Droites pleines noires = droites de calibration sans inclure le MO-5 ; Droites en pointillés = droites de calibration incluant le MO-5 avec la valeur en TiO₂ estimée par ajouts dosés ; Droites pleines grises = droites de calibration incluant le MO-5 avec sa valeur recommandée en TiO₂.

attendue (fig. 2.7). Nous suspectons donc une mauvaise valeur recommandée du TiO_2 sur le MO-5. Afin de résoudre ce problème, nous décidons de déterminer la concentration en TiO_2 sur le MO-5 à l'aide de la méthode des ajouts dosés.

Une prise d'essai de 60 mg de poudre de MO-5 est attaquée par HNO_3 8N (1 mL) et HF 23N (0,5 mL) à 120°C pendant 12h. Une fois la poudre entièrement dissoute, la solution est évaporée à 80°C jusqu'à l'obtention d'un résidu sec, qui est repris à chaud (120°C pendant 12h) dans 1 mL d' HNO_3 16N. Le résidu sec obtenu par évaporation (80°C) est finalement repris à chaud (80°C pendant 8h) dans 4 mL d' HNO_3 4N. Deux dilutions successives vont opérer. La première dilution consiste à diluer toute la solution de MO-5 dans 250 mL d' HNO_3 1 %. Puis la seconde dilution va me permettre d'obtenir 4 aliquotes avec différentes concentrations en TiO_2 :

- 1 solution avec 1 mL de solution MO-5 au $1/250^e$ diluée dans 50 mL : c'est la solution standard.
- 3 solutions avec 1 mL de solution MO-5 au $1/250^e$ et { 1, 2, 3 } mL de solution mono-élémentaire de Ti (à 1000 ppm), dilués dans 50 mL : ce sont les ajouts dosés.

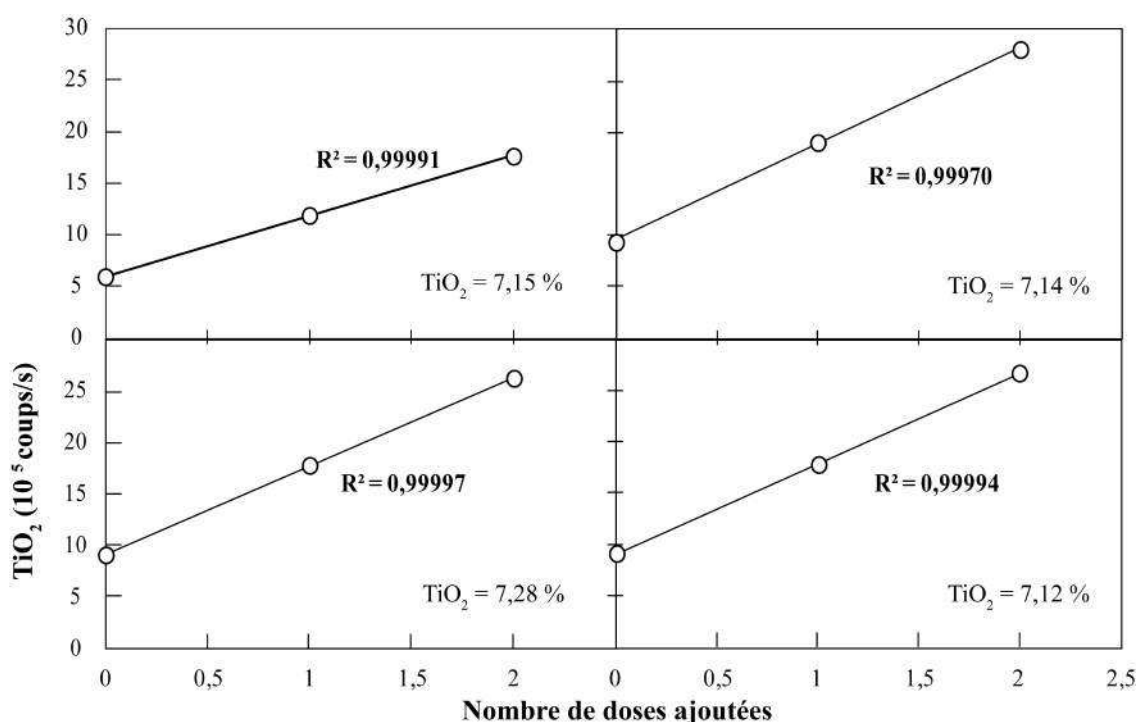


FIGURE 2.8 – Droites de calibrations du nombre de doses ajoutées en fonction des intensités mesurées (en coups/s) sur chaque aliquote, corrigées des interférences de l'ICP-MS. Pour chaque série, la concentration en TiO_2 obtenue est précisée et exprimée en % poids d'oxyde.

A partir de l'analyse de ces aliquotes sur ICP-MS, les intensités brutes obtenues sont corrigées des blancs sur chaque solution. Une droite de calibration des ajouts dosés est établie comme suit : « Intensité (cps/s) = f(Nombre de doses ajoutées) », où le nombre

de doses ajoutées équivaut au volume d'ajout dosé. La figure 2.8 montre les droites de calibration des séries d'analyses effectuées sur le MO-5. Si le coefficient de corrélation de la droite est assez élevé (au moins 0,999), l'abscisse à l'origine de cette droite est déterminée et correspond à la concentration en TiO_2 du géostandard MO-5. Les concentrations en TiO_2 de chaque série est reportée sur la figure 2.8. J'ai réalisé 6 séries d'analyses des ajouts dosés sur le MO-5 et ai déduit une concentration moyenne en TiO_2 de 7,17 % (%RSD = 1,03) sur les 4 séries qui présentaient un coefficient de corrélation d'au moins 0,999.

Une fois calibré, ce géostandard a été inclus dans les deux dernières séquences analytiques (CAP05M et CAP06M, fig. 2.7). Désormais, nous pouvons tester la validité des concentrations en TiO_2 que nous avons déterminé sur les deux premières séries analytiques (CAP03M et CAP04M). En effet, les concentrations de ces deux séries ont été estimées selon des droites de calibrations en TiO_2 ne comprenant pas le MO-5. Il nous faut donc vérifier la justesse de ces droites de calibrations en comparant les valeurs des pentes et ordonnées à l'origine des droites de calibrations en TiO_2 avec et sans le MO-5. Nous reportons les valeurs obtenues sur la série CAP05M dans la table 2.7, où nous comparons également les valeurs de ces paramètres de droites obtenues d'après la valeur recommandée en TiO_2 du MO-5 (i.e. 6,99 %, I.G.E.M.).

	Pente	Ordonnée à 0
Sans MO-5	2,76	0,01
Avec MO-5 (Ajouts Dosés)	2,75	0,02
Avec MO-5 (Val. Recomm.)	2,68	0,05

TABLE 2.7 – Valeurs des pentes et ordonnées à l'origine des droites de calibrations en TiO_2 (fig. 2.7) en fonction de la valeur recommandée du MO-5 (6,99 %) et de la valeur de ce dernier obtenue par ajouts dosés (7,17 %).

Les paramètres de ces droites incluant ou non le géo-standard MO-5 avec la valeur estimée par ajouts dosés sont similaires. Nous remarquons également que les paramètres de la droite de calibration obtenue avec la valeur recommandée en TiO_2 pour le MO-5 sont différents de ceux obtenus avec ou sans le MO-5 calibré par ajouts dosés. Cette comparaison confirme l'utilité de calibrer la concentration en TiO_2 de ce géostandard et la validité des concentrations en TiO_2 obtenues sur les deux premières séries analytiques, qui n'ont donc pas besoin d'être corrigées. De plus, huit échantillons des deux premières séquences analytiques (CAP03M et CAP04M) ont été dupliqués dans les séries qui comportent le géostandard MO-5 (CAP05M et CAP06M). Les résultats et comparaisons de ces échantillons dupliqués sont présentés dans la figure 2.9, et montrent que les concentrations en TiO_2 obtenues sans le MO-5 calibré sont légèrement surestimées par rapport à

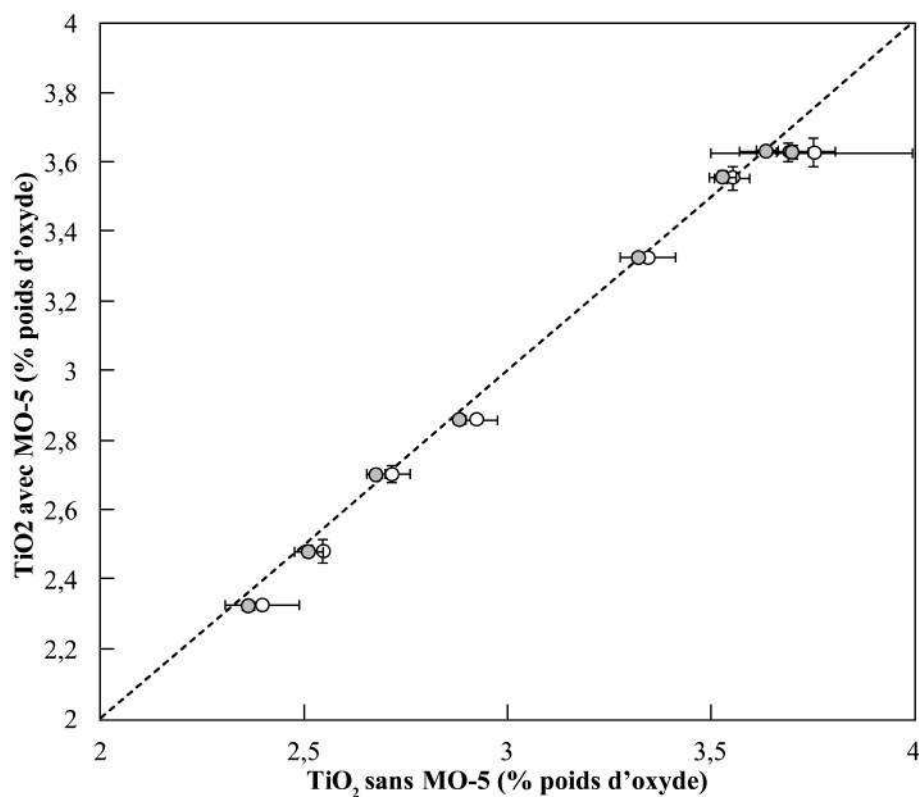


FIGURE 2.9 – Comparaison sur 8 échantillons de leurs concentrations en TiO_2 non-calibrées par le géostandard MO-5 (abscisse, CAP03M et CAP04M) vs leurs concentrations en TiO_2 calibrées par le MO-5 (ordonnée, CAP05M). Points blancs = sans correction ; Points gris = avec facteur de correction.

celles obtenues avec le MO-5. Ce biais est corrigé en multipliant ces concentrations par le rapport des pentes des droites de calibrations obtenues avec et sans le MO-5 (table 2.7). Les concentrations en TiO_2 ainsi corrigées sont illustrées en ronds gris dans la figure 2.9.

Par ailleurs, nous remarquons que le MO-5 possède des concentrations plus élevées en Fer (20,98 %) et en Phosphore (2,21 %) que les autres géostandards (fig. 2.7). Hormis le MO-5, les géostandards possédant les teneurs les plus élevées en Fe et en P sont respectivement le CB-18 (14,11 %) et le BE-N (1,05 %). Les concentrations maximales en $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{tot})$ et en P_2O_5 dans nos échantillons sont respectivement de 14,82 % et 1,12 %. Au vu des gammes d'incertitudes relatives à nos mesures et à celles des géostandards, nous jugeons qu'il n'est pas nécessaire de calibrer les teneurs en $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{tot})$ et en P_2O_5 du géostandard MO-5. De plus, les paramètres des droites de calibrations avec ou sans le géostandard MO-5 sont quasi-similaires (fig. 2.7).

2.3 Analyses des éléments en trace

Les éléments en trace sont analysés à l'aide d'un ICP-MS quadripôle (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) de type Bruker 820-MS, installé en 2011 au LPGN et présenté dans la figure 2.10.

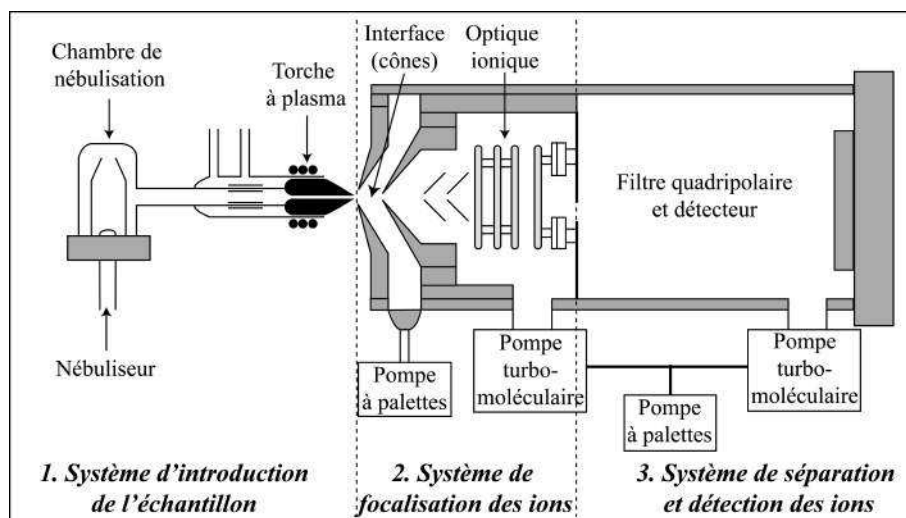


FIGURE 2.10 – Schéma simplifié du dispositif ICP-MS Bruker 820 MS (vue en coupe) selon la documentation du constructeur Bruker Inc.

Le principe repose sur l'analyse des éléments en trace contenus dans des solutions à des teneurs de l'ordre du $\mu\text{g/L}$ (ou ppb). Les solutions sont pompées et introduites dans le nébuliseur (secteur 1, fig. 2.10) qui canalise le flux et le transforme en aérosol dans la chambre de nébulisation refroidie à $3\text{-}4^\circ\text{C}$. Cet aérosol est alors transmis jusqu'à la torche à plasma d'Argon sous pression atmosphérique (760 torr). Ce plasma est obtenu par production d'une étincelle dans le flux d'Argon à l'intérieur de la torche, entraînant ainsi l'arrachement de certains électrons et l'extraction des ions Ar^+ . Ces électrons sont accélérés par un champ magnétique induit autour de la bobine et vont provoquer des collisions en chaîne avec d'autres atomes d'Ar, engendrant l'ionisation du gaz injecté et sa transformation en plasma (= atomes d'Ar, ions Ar^+ , électrons) de très haute température. L'aérosol se mélange à ce flux, et les éléments qu'il contient sont atomisés, ionisés puis excités. En sortie de la torche, une interface composée de 2 cônes entre lesquels règne un vide primaire (2-5 Torr) va permettre le transfert d'une partie du plasma d'ions vers une chambre sous vide secondaire (1.10^{-4} Torr). Juste après l'interface, ce faisceau ionique passe dans une zone d'optique ionique (secteur 2, fig. 2.10) composé d'un jeu de lentilles électrostatiques et d'un miroir ionique. Cette zone permet de dévier le faisceau d'ions de 90° par rapport à la source plasma et de le centrer sur l'axe du filtre quadripolaire.

Les photons et atomes neutres seront ainsi éliminés du faisceau car non déviés par le champ électrostatique induit du miroir, et seront évacués du système par pompage turbomoléculaire. Le filtre quadripolaire (secteur 3, fig. 2.10) est un système séquentiel qui permet de séparer et sélectionner les ions en fonction de leur rapport masse/charge (m/z), qui est déterminé par l'intensité appliquée au quadripôle. Un détecteur transforme alors le faisceau ionique en un signal électrique mesurable (en nombre de coups/seconde) à l'aide d'un multiplicateur d'électrons. Ce multiplicateur consiste en une série de plaques qui libèrent des électrons secondaires en cascade à chaque fois qu'elles sont frappées par un électron. L'intensité mesurée (en coups/seconde) correspond au nombre d'ions frappant le détecteur.

La séquence analytique mesurée sur l'ICP-MS est basée sur le même principe que celle établie pour l'ICP-AES : elle se constitue de 19 échantillons (dont 1 témoin et 1 dupliqué), 8 géostandards internationaux, 1 échantillon standard interne (K1919) et 2 blancs de chimie.

2.3.1 Préparation des échantillons

Les poudres d'échantillons destinées aux analyses des éléments en trace sont celles qui ont servi à l'analyse des éléments majeurs (cf. section 2.2.2). De la même manière que pour les éléments majeurs analysés en ICP-AES, la mesure des concentrations en éléments en trace nécessite une mise en solution préalable des échantillons.

2.3.2 Préparation de la Solution Standard Interne

Selon le même principe que pour les solutions analysées à l'ICP-AES, les solutions destinées à l'analyse des éléments en trace par ICP-MS doivent contenir des éléments en concentration connue, ajoutés par le biais d'une Solution Standard Interne (SSI). Cette SSI est préparée à partir de solutions mono-élémentaires de Ge, Rh, In, Tm et Bi concentrées à 1000 ppm. Dans cette SSI, les éléments standards internes doivent être concentrés à : a) 50 ppb pour le Ge, b) 20 ppb pour les Rh, In, Tm et Bi, avec une acidité finale d' HNO_3 à 5 %. Notre préparation se fait en deux étapes :

- Préparation d'une solution mère : dans une fiole jaugée de 100 ml, nous ajoutons successivement 0,5 ml de solution mono-élémentaire de Ge à 1000 ppm et 0,2 ml de chaque solution mono-élémentaire de Rh, In, Tm et Bi à 1000 ppm. Cette solution-mère est obtenue en complétant la fiole à 100 ml avec une solution d' HNO_3 1 %.

Cette solution est homogénéisée, puis stockée et réhomogénéisée avant chaque préparation de SSI.

- Préparation de la SSI : 20 g de solution mère sont prélevés et pesés dans un récipient de 2 L, dans lequel on ajoute 1 L d'eau MilliQ puis 100 ml d' HNO_3 16N. La solution finale est obtenue en complétant par pesée à 2000 g par de l'eau MilliQ, et on obtient une solution à 5 % d'acidité.

Ces 2L de SSI sont stockés et seront réhomogénéisés avant de l'ajouter aux solutions analysées à l'ICP-MS. Ce volume de SSI est prévu pour environ 40 solutions échantillons.

2.3.3 Mise en solution des échantillons

Une prise d'essai de 50 mg de poudre de roche est mise en solution dans des béchers en PFA de 7 ml, avec 1 ml d' HNO_3 8N et 14 gouttes ($\approx 0,5$ ml) d' HF 23N, portés à 120°C pendant 12h. Les solutions sont ensuite évaporées à 120°C jusqu'à obtention de résidus secs. Les résidus d'échantillons sont repris à chaud (80°C pendant 12h) avec 1 ml d' HNO_3 16N. Une seconde étape d'évaporation est réalisée à 80°C , et les résidus secs sont remis en solution avec 4 ml d' HNO_3 4N. Cette reprise se produit dans les mêmes conditions que la précédente (80°C pendant 12h).

L'étape finale de dilution au $1/5000^e$ est réalisée dans des flacons en HDPE de 250 ml. Dans chaque flacon nous ajoutons 50 g de Solution Standard Interne (SSI) composée de solutions mono-élémentaires de Germanium (Ge), de Rhodium (Rh), d'Indium (In), de Thulium (Tm) et de Bismuth (Bi). Puis nous ajoutons à chaque flacon l'échantillon en solution, puis l'eau MilliQ pour atteindre 250 g de solution finale. Ainsi, chaque solution aura une acidité finale d' HNO_3 à 1 % ainsi que des standards internes concentrés à a) 10 ppb pour le Ge et b) 4 ppb pour les 4 ppb pour les Rh, In, Tm et Bi.

2.3.4 Analyse des solutions à l'ICP-MS

La sélection des éléments et des isotopes mesurés est répertoriée dans la table 2.8. Nous privilégions l'analyse d'isotopes qui répondent au mieux aux critères suivants :

- de fortes abondances naturelles, pour avoir des comptages d'éléments suffisants.
- pas d'interférences isobariques. Le pouvoir séparateur de l'ICP-MS étant fonction du rapport masse/charge, des interférences peuvent se produire au niveau du détecteur et induire des erreurs dans la mesure des concentrations. Voici une liste des principaux interférents :

Elément	Masse	Abondance naturelle (%)	Isobares	Interférences	
				Oxydes/Hydroxydes	Ions doublement chargés
Li	7	92,41	-	-	-
Be	9	100,00	-	-	-
B	11	80,18	-	-	-
Sc	45	100,00	-	-	⁹⁰ Zr ⁺⁺
V	51	99,75	-	³⁵ Cl ¹⁶ O	¹⁰² Ru ⁺⁺
Cr	53	9,50	-	³⁷ Cl ¹⁶ O	¹⁰⁶ Pd ⁺⁺
Co	59	100,00	-	-	¹¹⁸ Sn ⁺⁺
Ni	60	26,22	-	-	¹²⁰ Sn ⁺⁺
Cu	65	30,83	-	-	¹³⁰ Te ⁺⁺
Zn	66	27,90	-	⁵⁰ Ti ¹⁶ O, ⁵⁰ V ¹⁶ O, ⁵⁰ Cr ¹⁶ O	¹³² Xe ⁺⁺
Ga	71	39,89	-	⁵⁵ Mn ¹⁶ O	¹⁴² Ce ⁺⁺ , ¹⁴² Nd ⁺⁺
Ge	72	27,66	-	⁵⁶ Fe ¹⁶ O	¹⁴⁴ Nd ⁺⁺
Rb	85	72,17	-	⁶⁹ Ga ¹⁶ O	¹⁷⁰ Er ⁺⁺
Sr	88	82,58	-	⁷² Ge ¹⁶ O	¹⁷⁶ Yb ⁺⁺
Y	89	100,00	-	-	¹⁷⁸ Hf ⁺⁺
Zr	90	51,45	-	⁷⁴ Ge ¹⁶ O	¹⁸⁰ Hf ⁺⁺
Nb	93	100,00	-	-	¹⁸⁶ W ⁺⁺
Mo	95	15,92	-	⁷⁹ Br ¹⁶ O	¹⁹⁰ Os ⁺⁺
Rh	103	100,00	-	⁸⁷ Rb ¹⁶ O	²⁰⁶ Pb ⁺⁺
In	115	95,71	Sn 115	⁹⁹ Ru ¹⁶ O	-
Sn	118	24,22	-	¹⁰² Ru ¹⁶ O	-
Sb	121	57,21	-	¹⁰⁵ Pd ¹⁶ O	-
Cs	133	100,00	-	-	-
Ba	135	6,59	-	-	-
La	139	99,91	-	¹²³ Sb ¹⁶ O	-
Ce	140	88,45	-	-	-
Pr	141	100,00	-	-	-
Nd	146	17,17	-	¹³⁰ Te ¹⁶ O	-
Sm	147	14,99	-	¹³⁰ Ba ¹⁶ O ¹ H, ¹³¹ Xe ¹⁶ O	-
Eu	153	52,19	-	¹³⁷ Ba ¹⁶ O, ¹³⁶ Ba ¹⁶ O ¹ H	-
Gd	157	20,47	-	¹⁴¹ Pr ¹⁶ O, ¹⁴⁰ Ce ¹⁶ O ¹ H	-
Tb	159	100,00	-	¹⁴³ Nd ¹⁶ O	-
Dy	163	24,90	-	¹⁴⁷ Sm ¹⁶ O, ¹⁴⁷ Nd ¹⁶ O	-
Ho	165	100,00	-	¹⁴⁹ Sm ¹⁶ O	-
Er	166	33,61	-	-	-
Tm	169	100,00	-	¹⁵³ Eu ¹⁶ O	-
Yb	172	21,83	-	¹⁵⁶ Gd ¹⁶ O, ¹⁵⁶ Dy ¹⁶ O	-
Lu	175	97,42	-	¹⁵⁹ Tb ¹⁶ O	-
Hf	178	27,28	-	¹⁶² Dy ¹⁶ O	-
Ta	181	99,99	-	¹⁶⁵ Ho ¹⁶ O	-
W	182	26,50	-	¹⁶⁶ Er ¹⁶ O	-
Tl	205	70,48	-	¹⁸⁹ Os ¹⁶ O	-
Pb	208	52,35	-	¹⁹² Os ¹⁶ O	-
Bi	209	100,00	-	¹⁹³ Ir ¹⁶ O	-
Th	232	100,00	-	-	-
U	238	99,27	-	-	-

TABLE 2.8 – Liste des différents isotopes mesurés à l'ICP-MS, avec leurs principales interférences. Les tirets indiquent l'absence d'interférences.

- les ions doublement chargés, comme par exemple l'ion $^{178}\text{Hf}^{++}$ qui interfère l'élément ^{89}Y ,
- les oxydes ou molécules ionisées, comme par exemple l'oxyde $^{149}\text{Sm}^{16}\text{O}$ qui interfère sur le ^{165}Ho , et parfois des hydroxydes comme le $^{140}\text{Ce}^{16}\text{O}^1\text{H}$ qui interfère sur le ^{157}Gd .

La liste de ces interférents est reportée en table 2.8. Pour évaluer l'importance de ces interférences, nous contrôlons avant chaque analyse les taux d'oxydes et d'ions doublement chargés lors de la paramétrisation de l'ICP-MS. Nous passons une solution multi-élémentaire de référence (Varian Tuning Solution ou Var.T.S.) qui contient notamment le Ce et le Ba (concentrés à 10 ppm chacun). Ces deux isotopes sont respectivement et facilement oxydables et ionisables. Le contrôle des rapports Ba^{2+}/Ba et CeO/Ce permet de connaître respectivement la quantité d'ions doublement chargés et d'oxydes formés lors du passage dans la source à plasma. La mesure de ces rapports s'effectue lorsque l'ICP-MS est en cours de paramétrisation, et nous ajusterons les paramètres (vitesse de pompage de l'échantillon, quantité d'échantillon nébulisée...) afin de minimiser ces taux. Ces rapports sont restés équivalents ou inférieurs à 1 % au cours de toutes nos séquences analytiques. Nous choisissons de corriger les intensités mesurées sur la masse 157 (i.e. Gd) des interférences dues aux oxydes $^{141}\text{Pr}^{16}\text{O}$. En effet, le ^{157}Gd est généralement en faibles concentrations dans les roches basaltiques similaires à celles de notre étude (i.e. < 10 ppm), il est donc très sensible à ces interférences. Les taux d'oxydes et hydroxydes n'ont pas été directement mesurés lors du passage de la solution multi-élémentaire de référence (i.e. Var.TS). Nous prendrons donc en référence les rapports CeO/Ce mesurés sur cette solution avant chaque passage de séquence analytique. Sur toutes les séquences analytiques, ces rapports sont de l'ordre de 1 % (0,8 % à 1,3 %). Les interférences sur la masse 157 peuvent donc être estimées en considérant la production d'1 % d'oxydes de ^{141}Pr , soit 1 % des intensités mesurées sur la masse 141. Chaque intensité mesurée sur la masse 157 est corrigée de ces interférences selon l'équation suivante, avant tout traitement de données :

$$I_{\text{corrigée}}^{157\text{Gd}} = I_{\text{brute}}^{157\text{Gd}} - \left[\left(\frac{\text{CeO}}{\text{Ce}} \right)_{\text{Var TS}} \times I_{\text{brute}}^{141\text{Pr}} \right] \quad (2.3)$$

L'ordre de passage des éléments mesurés est identique à celui précisé en table 2.8, ce qui correspond à l'ordre croissant des masses isotopiques des éléments mesurés. Les paramètres de l'ICP-MS que nous avons choisi et optimisé pour l'analyse des solutions échantillons sont précisés en table 2.9. Chaque élément est mesuré 4 fois de suite lors du passage d'une même solution échantillon. Les données traitées sont les moyennes sur ces

4 intensités brutes.

<i>Paramètres de mesure</i>			
Vitesse de pompage	3-4 rpm	Nombre de points / pic	1
Temps de rinçage	60 s	Nombre de scans / réplikat	50
Temps de pompage d'échantillon	80 s	Nombre de réplikat / échantillon	4
Délai de stabilisation	45 s	Temps de stabilisation / scan	
		205Tl, 206Pb, 232Th, 238U	50 000 ns
		Autres éléments	20 000 ns

TABLE 2.9 – Paramètres de l'ICP-MS définis pour les étapes de pré-mesure et de mesure. Ant toute mesure d'une solution échantillons, le système est rincé à l'HNO₃ 2 % pendant 60s. Puis la solution échantillon est rapidement pompée (10 rpm) pendant 80s pour rincer et conditionner le système. Le pompage de cette solution est ensuite stabilisée avant sa mesure.

La séquence analytique typique pour les éléments en trace sur ICP-MS sont identiques à l'exemple établi dans la table 2.3 (cf. section 2.2.2). Les géo-standards de référence utilisés sont les suivants : AGV-2, BCR-2, BE-N, BHVO-2, BIR-1, DNC-1, STM-1 et W-2. Le géo-standard interne MAR est également analysé à chaque séquence analytique. Pour chaque séquence, un échantillon est dupliqué, l'échantillon POS09-059 est choisi comme témoin et le géo-standard de référence BR est aussi systématiquement analysé, pour s'assurer de la reproductibilité de nos mesures d'une séquence analytique à une autre. Pour éviter tout effet mémoire entre le passage de 2 échantillons, un rinçage à l'HNO₃ 2 % est effectué pendant 1 minute.

Les séries analytiques des éléments en trace sont indiquées de la même manière que les éléments majeurs, la lettre « T » remplaçant le « M » (ex : CAP04T).

2.3.5 Traitement des données brutes

Les données obtenues sont traitées de la même manière que les éléments majeurs, via le logiciel REDUCE3 (cf. section 2.2.2). Les étapes fondamentales de traitement de données sont les suivantes :

(1) Correction des blancs (cf. section 2.2.2)

(2) Correction de la dérive instrumentale :

La figure 2.11 présente les intensités mesurées sur le standard interne ¹¹⁵In, qui est en même concentration dans toutes les solutions analysées. Nous remarquons que les intensités des blancs de chimie sont équivalentes ou très proches de celles des autres solutions, les effets de matrice sont donc faibles dans ce cas. L'analyse systématique de la solution de K1919 tous les 3 - 4 échantillons permet de suivre l'évolution de la dérive instrumentale

tout au long de la séquence analytique. La dérive instrumentale est visible sur toutes les solutions, et évolue de façon non-linéaire. Elle est représentée par les droites établies par 2 - 3 analyses de la solution de K1919 (cf. fig.2.11). Le principe de correction de l'essentiel de la dérive instrumentale reste le même que pour les éléments majeurs, en normalisant chaque analyse par l'intensité en K1919 correspondante à chaque échantillon (obtenue par interpolation via les droites établies pour chaque standard interne). Une dérive résiduelle peut persister malgré cette correction. Comme pour les éléments majeurs, cette dérive peut être corrigée en normalisant chaque analyse corrigée de la dérive instrumentale à celles des standards internes.

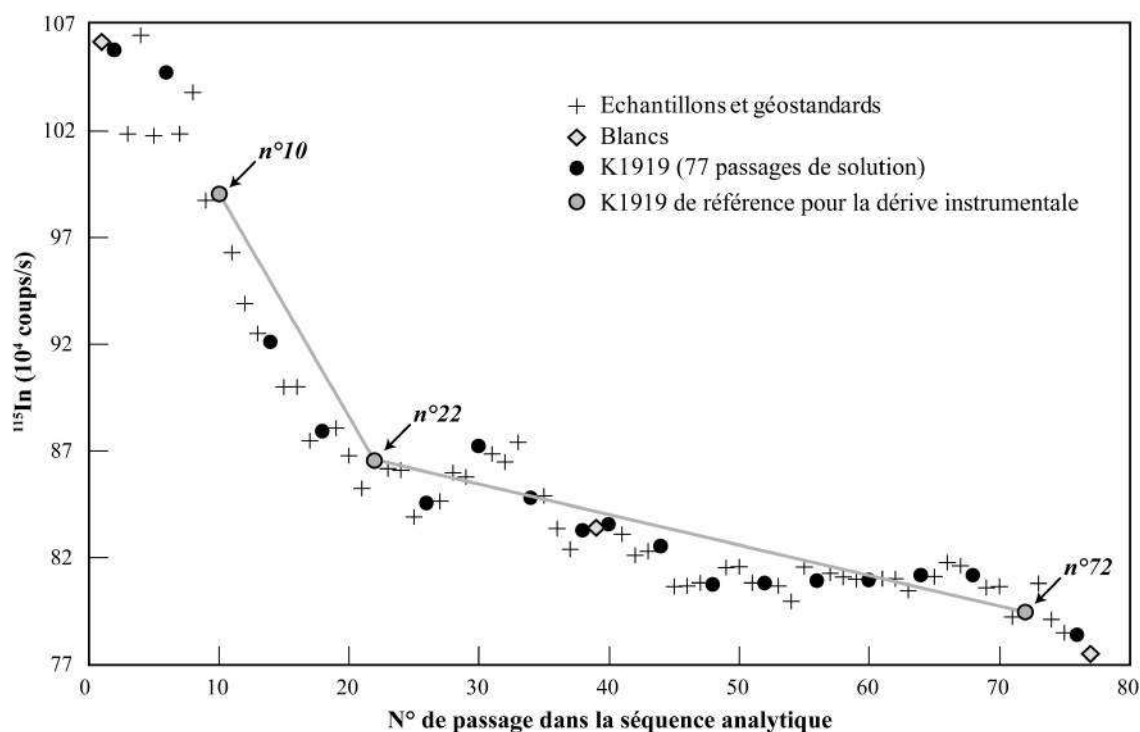


FIGURE 2.11 – Graphique des intensités mesurées dans les échantillons, les blancs et la solution de géostandard interne K1919 lors de la séquence analytique CAP03T_210611. Le trait rouge représente la tendance globale de la dérive instrumentale, défini à partir de 3 analyses du K1919 de cette séquence analytique (i.e. ronds gris).

(3) Calcul des concentrations élémentaires des échantillons :

Les droites de calibrations sont établies pour chaque élément entre les intensités des géostandards corrigées et leurs valeurs connues et certifiées. L'établissement des droites de calibrations pour la séquence analytique CAP05T_120711 est présentée à titre d'exemple dans la figure 2.12. Cette figure présente uniquement les calibrations effectuées sur les Terres Rares, pour les autres éléments en trace, se référer à la figure 2.13.

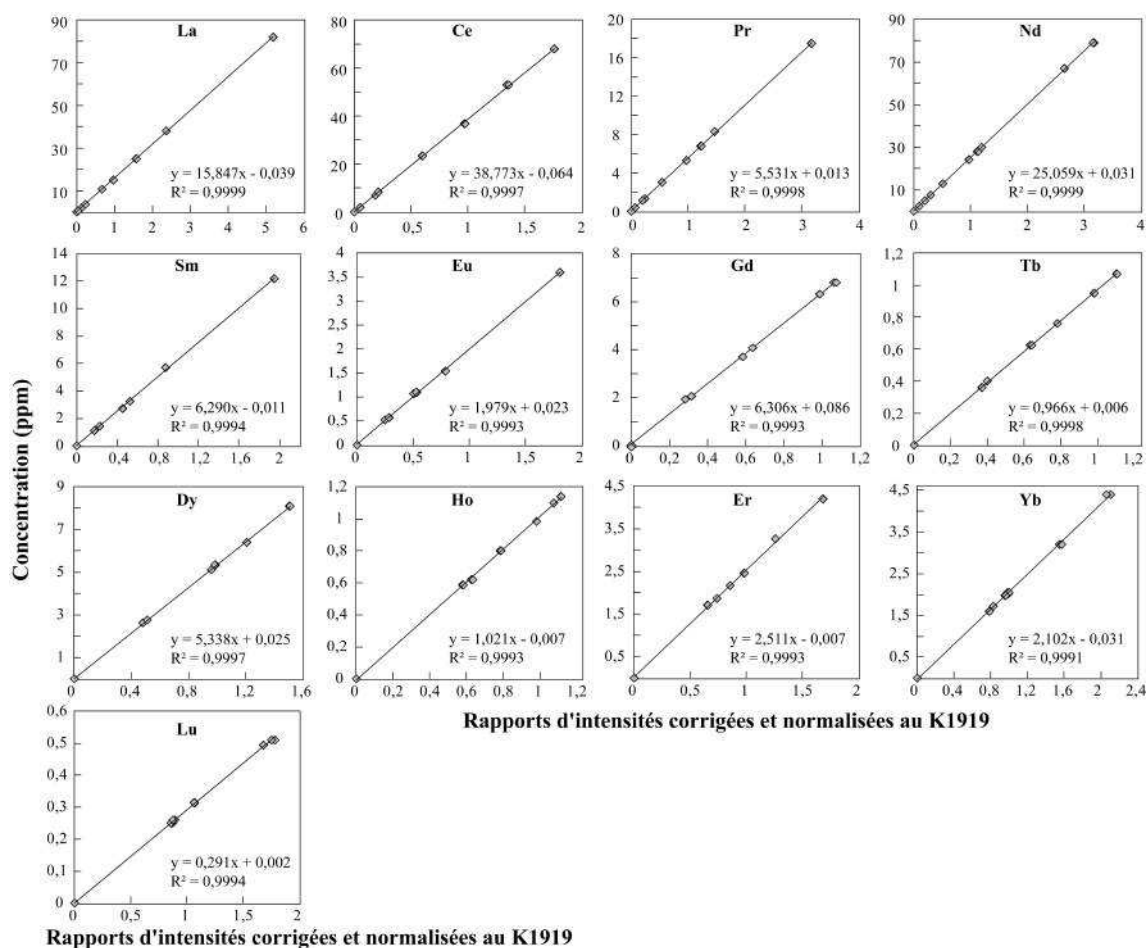


FIGURE 2.12 – Exemple de droites de calibration des intensités sur les géostandards internationaux normalisés au K1919 et corrigés des interférences, en fonction de leurs concentrations certifiées pour la séquence CAP05T_120711 (cf. table 2.14), sur les Terres Rares uniquement.

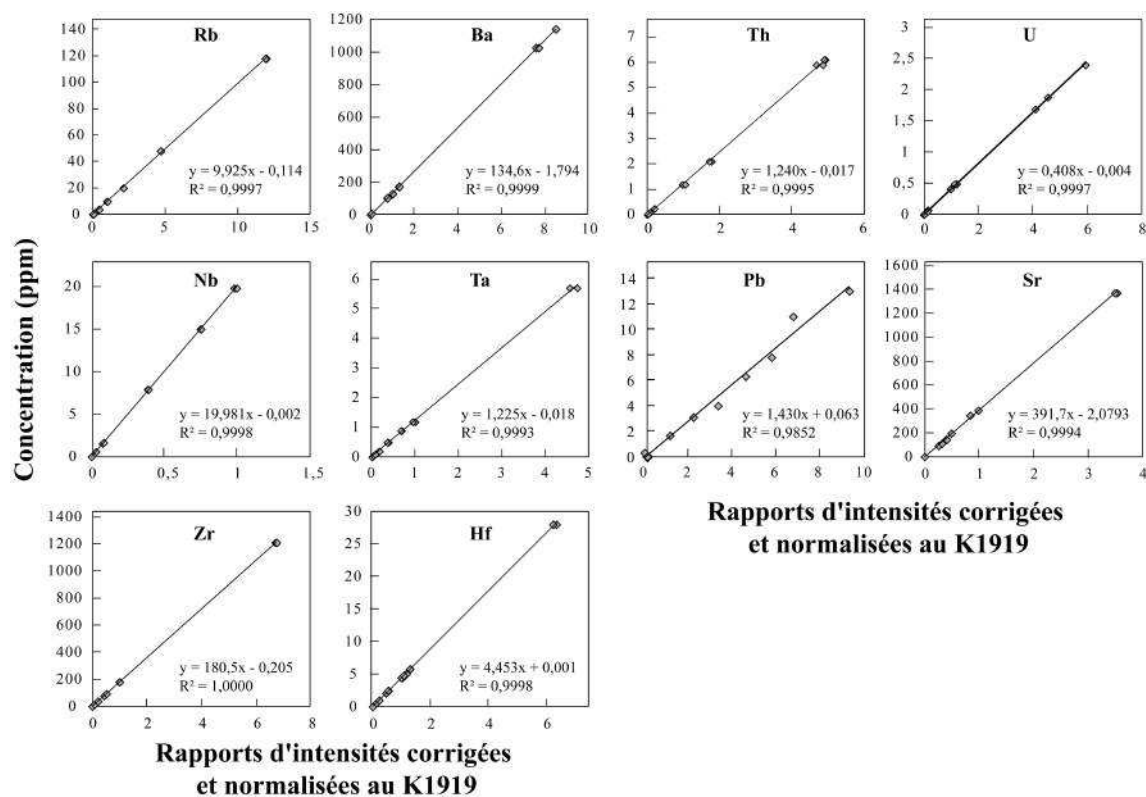


FIGURE 2.13 – Exemple de droites de calibration des intensités sur les géostandards internationaux normalisés au K1919 et en fonction de leurs concentrations certifiées (cf. table 2.14), sur les principaux éléments en trace pour la séquence CAP05T_120711.

2.3.6 Validation et discussion des données

Les paramètres de nos droites de calibration sont reportés dans la table B.1. Les pentes des droites de calibration sont une lecture directe de la composition du standard interne K1919. Nous pouvons donc comparer entre elles les valeurs des pentes obtenues sur chaque élément mesuré à l'issue de chaque séquence analytique, afin de contrôler la reproductibilité de nos calibrations. Ainsi, nous constatons que les 4 premières séquences analytiques présentent des droites de calibration en Cr et en Ba trop élevées par rapport à celles obtenues sur des séquences analytiques d'études antérieures effectuées sur le K1919 sur un appareil de mesure différent (table B.1). Deux isotopes différents ont été analysés à titre de comparaison pour le Cr et le Ba sur les 4 dernières séquences analytiques (CAP05T_120711, CAP05T_210711, CAP06T et CAP07T). Pour le Cr, il s'agit des masses 52 (communément mesurée) et 53 ; pour le Ba, il s'agit des masses 135 et 137 (communément mesurée). Le traitement de ces 4 séries analytiques révèle que les droites de calibrations obtenues sur le Cr 53 sont meilleures que celles du Cr 52 en termes de pente (= meilleure estimation de la composition du K1919) et de coefficient de corrélation. Les concentrations obtenues sur le Cr 53 des géostandards de référence sont plus proches des valeurs certifiées que celles obtenues sur le Cr 52, avec un écart-type relatif à la moyenne sur les 4 séries plus faible (cf. table B.2). De plus, les écarts-type à la moyenne des échantillons témoins POS09-059 et BR en Cr 53 (respectivement 1,56 % et 0,90 %) sont inférieurs à ceux du Cr 52 (respectivement 1,82 % et 2,69 %), ce qui traduit une meilleure reproductibilité. A l'identique, les résultats obtenus sur les droites de calibration et les concentrations des géostandards internationaux du Ba 135 sont meilleurs que ceux obtenus sur les mesures du Ba 137 (table B.1). Les concentrations en Cr et en Ba prises en compte dans de l'étude seront donc issues de l'analyse des masses Cr 53 et Ba 135, sauf pour les deux premières séries (CAP01T et CAP02T) où seuls les isotopes respectifs 52 et 137 ont été mesurés.

2.3.6.1 Résultats sur les échantillons témoins :

La table 2.10 présente les résultats obtenus sur le géostandard K1919 et les échantillons témoins (i.e. POS09-059 et le géostandard BR). Dans cette table, le rapport moyen « Signal/ Bruit » est indiqué pour chaque élément mesuré sur le K1919 et le blanc de chimie. Ce rapport est calculé en divisant l'intensité moyenne du K1919 par celle du blanc de chimie, analysé 3 fois dans chaque séquence. Trois rapports « Signal / Bruit » sont donc calculés pour chaque séquence analytique (table 2.10). Il est généralement considéré qu'un élément est mesurable sur l'appareil quand son intensité est au moins 5 fois

celle du blanc analytique. Les rapports « Signal/ Bruit » figurant dans la table 2.10 sont tous supérieurs à 5 de plusieurs ordres de grandeur.

	POS09-059		BR				K1919		Signal / Bruit (n = 24)
	Moyenne (n = 8)	% RSD	Moyenne (n = 8)	% RSD	Valeur certifiée	% RSD	Moyenne (n = 8)	% RSD	
Li 7	7,54	1,99	14,6	0,9	13	3,7	5,20	2,80	96
Be 9	2,06	8,55	2,07	9,17	1,5	1,6	1,08	6,38	99
B 11	3,13	8,92	5,62	19,08	8	5	3,52	25,30	3
Sc 45	25,0	4,3	22,6	2,1	25	3,8	31,1	2,0	58
V 51	334	2	234	2	235	79	313	2	3 962
Cr 53	43,4	1,6	355	1	380	71,9	254	3	276
Co 59	41,9	0,4	57,2	0,7	52	11,1	50,9	2,8	421
Ni 60	51,8	0,9	248	1	260	54,6	99,4	3,0	204
Cu 65	89,4	0,9	75,1	2,2	72	23,8	142	2	632
Zn 66	109	1	157	4	160	32,6	104	1	134
Ga 71	21,5	0,6	17,7	0,7	19	15,7	21,3	0,6	1 035
Rb 85	38,4	1,0	48,9	2,7	47	13,7	9,71	1,03	198
Sr 88	621	1	1347	1	1320	248,5	398,3	1,2	16 965
Y 89	32,1	0,7	30,1	0,7	30	10,5	27,4	0,9	12 057
Zr 90	271	3	275	4	260	60,3	183	2	9 333
Nb 93	55,9	4,6	121	1	98	13,1	20,2	3,6	4 450
Cs 133	0,522	1,609	0,807	3,213	0,8	0,5	0,097	2,354	60
Ba 135	381	2	1076	1	1050	178	136	2	4 018
La 139	42,4	1,2	81,1	1,1	82	17,2	15,9	1,1	9 125
Ce 140	84,3	1,9	142	5	151	15,5	38,8	1,5	12 537
Pr 141	10,7	1,3	17,5	0,8	17		5,56	0,90	16 737
Nd 146	42,4	1,3	66,3	1,1	65	15,9	25,2	1,3	18 762
Sm 147	8,59	1,83	12,1	1,2	12,2	2,8	6,25	1,30	11 832
Eu 153	2,59	1,76	3,60	2,06	3,7	0,7	2,04	1,69	13 623
Gd 157	8,03	1,32	10,3	2,9	9,5	1,9	6,45	1,22	7 760
Tb 159	1,16	0,50	1,35	1,92	1,25		0,974	1,095	10 824
Dy 163	6,28	1,08	6,45	0,90	6,4	1,3	5,42	0,86	12 401
Ho 165	1,17	1,54	1,10	1,12	1,1		1,01	1,25	9 767
Er 166	3,00	1,17	2,60	1,37	2,5	0,5	2,54	0,85	8 330
Yb 172	2,53	1,00	1,86	1,56	1,8	1,4	2,06	0,88	2 742
Lu 175	0,369	0,908	0,261	1,278	0,25	0,1	0,294	1,153	2 300
Hf 178	6,23	1,25	5,78	1,29	5,6	1,2	4,51	0,95	8 373
Ta 181	3,27	3,67	5,83	3,94	6,2	1	1,31	3,42	3 299
Pb 208	3,86	3,05	5,01	6,96	5	7,6	1,09	7,17	48
Th 232	5,46	1,73	10,6	2,3	11	12,1	1,23	0,92	1 846
U 238	1,32	1,37	2,55	1,14	2,5	0,7	0,428	1,429	2 106

TABLE 2.10 – Résultats obtenus (en ppm) sur les échantillons témoins (POS09-059 et géo-standard BR) et sur les valeurs recalculées du géo-standard interne (K1919). Le rapport signal / bruit est la moyenne de tous les rapports entre les intensités sur le K1919 et celles du blanc analytique le plus proche dans l'ordre de passage de la série (3 rapports signal/bruit par séquence analytique).

2.3.6.2 Résultats sur les dupliqués de chimie :

Nous avons dupliqué 7 de nos échantillons dans nos séquences analytiques (dissolution séparée de deux aliquotes d'une même poudre), et les résultats obtenus sur ces derniers sont présentés dans la table 2.11. En calculant les différences relatives entre dupliqués ($= \%(X_{\text{éch}} - X_{\text{dupliqué}})/X_{\text{éch}}$), 84 % de ces différences sont comprises entre 0 et 2 % (en valeur absolue), 10 % sont comprises entre 2 et 5 %, 3 % sont comprises entre 5

et 10 % et seulement 2 % de ces différences excèdent 10 %. Nous en déduisons que les analyses effectuées dans une même séquence analytique sont reproductibles et cohérentes.

TABLE 2.11 – Résultats (en ppm) obtenus pour les échantillons dupliqués dans chaque séquence analytique.

Run	CAP01T			CAP02T		
Echantillon	POS09-088	POS09-088dup	moyenne	POS09-061	POS09-061dup	moyenne
Li	4,87	4,94	4,91	6,83	6,93	6,88
Be	1,39	1,35	1,37	2,05	2,07	2,06
B	1,37	1,35	1,36	2,83	3,04	2,93
Sc	42,4	41,4	41,9	28,1	28,3	28,2
V	284	283	284	356	356	356
Cr 52	785	780	783	120	121	121
Cr 53	-	-	-	-	-	-
Co	55,7	56,2	56,0	46,7	46,6	46,6
Ni	262	263	263	88,8	88,5	88,6
Cu	73,2	72,2	72,7	103,6	104,1	103,9
Zn	83,0	82,9	82,9	107,2	107,6	107,4
Ga	15,3	15,3	15,3	21,0	21,1	21,1
Rb	24,8	24,5	24,6	39,1	39,2	39,1
Sr	458	455	457	633	640	636
Y	23,0	22,8	22,9	31,1	31,0	31,1
Zr	191	190	191	299	299	299
Nb	32,6	32,3	32,4	59,2	59,1	59,1
Cs	0,373	0,365	0,369	0,459	0,468	0,463
Ba 135	-	-	-	-	-	-
Ba 137	259	259	259	408	411	410
La	27,3	27,4	27,3	43,9	43,9	43,9
Ce	58,9	57,8	58,4	93,0	92,1	92,6
Pr	7,28	7,14	7,21	11,6	11,7	11,6
Nd	29,4	29,0	29,2	46,2	46,7	46,4
Sm	6,17	6,07	6,12	9,06	9,07	9,06
Eu	1,88	1,85	1,86	2,73	2,81	2,77
Gd	5,83	5,75	5,79	8,36	8,49	8,43
Tb	0,845	0,835	0,840	1,18	1,20	1,19
Dy	4,56	4,50	4,53	6,19	6,24	6,21
Ho	0,843	0,834	0,838	1,13	1,15	1,14
Er	2,13	2,11	2,12	2,87	2,89	2,88
Yb	1,74	1,74	1,74	2,34	2,35	2,34
Lu	0,252	0,250	0,251	0,334	0,339	0,336
Hf	4,60	4,56	4,58	6,84	6,90	6,87
Ta	2,17	2,16	2,16	3,44	3,50	3,47
Pb	2,24	2,33	2,28	3,33	3,41	3,37
Th	3,48	3,48	3,48	5,43	5,50	5,47
U	0,846	0,841	0,843	1,42	1,45	1,44

Run	CAP03T			CAP04T		
Echantillon	POS09-096	POS09-096dup	moyenne	POS09-082	POS09-082dup	moyenne

TABLE 2.11 – Suite

Li	5,91	5,91	5,91	10,9	11,3	11,1
Be	1,48	1,49	1,49	3,57	3,68	3,62
B	-	-	-	-	-	-
Sc	36,9	36,6	36,7	14,1	14,2	14,1
V	290	287	289	245	247	246
Cr 52	-	-	-	-	-	-
Cr 53	569	564	566	39,1	43,5	41,3
Co	60,2	60,0	60,1	30,4	30,6	30,5
Ni	230	230	230	30,6	33,9	32,2
Cu	61,4	61,0	61,2	44,1	44,4	44,2
Zn	96,8	97,7	97,3	126,6	-	126,6
Ga	17,6	17,6	17,6	24,6	24,8	24,7
Rb	21,6	21,5	21,6	77,3	77,6	77,5
Sr	525	529	527	1126	1126	1126
Y	25,2	25,1	25,2	37	37	37
Zr	240	237	239	459	458	458
Nb	46,7	46,4	46,5	118	119	118
Cs	0,451	0,456	0,454	1,33	1,34	1,34
Ba 135	304	303	303	759	763	761
Ba 137	-	-	-	-	-	-
La	35,9	35,8	35,9	82,9	84,2	83,6
Ce	75,2	75,4	75,3	153	154	153
Pr	9,85	9,82	9,83	19,2	19,2	19,2
Nd	39,9	39,8	39,9	70,7	71,4	71,1
Sm	8,14	8,11	8,13	12,4	12,5	12,4
Eu	2,39	2,37	2,38	3,62	3,67	3,64
Gd	7,51	7,45	7,48	11,0	11,1	11,0
Tb	1,04	1,03	1,03	1,50	1,51	1,50
Dy	5,25	5,21	5,23	7,39	7,43	7,41
Ho	0,937	0,928	0,932	1,33	1,33	1,33
Er	2,28	2,29	2,28	3,30	3,31	3,31
Yb	1,74	1,73	1,73	2,52	2,53	2,53
Lu	0,245	0,240	0,243	0,361	0,362	0,361
Hf	5,88	5,84	5,86	9,24	9,23	9,24
Ta	2,89	2,86	2,88	6,44	6,45	6,44
Pb	2,42	2,40	2,41	6,76	6,81	6,79
Th	4,36	4,32	4,34	12,7	12,9	12,8
U	1,16	1,15	1,15	3,38	3,47	3,43

Run	CAP05T_120711			CAP05T_210711		
Echantillon	POS09-075	POS09-075dup	moyenne	POS09-075	POS09-075dup	moyenne
Li	7,71	7,93	7,82	7,73	7,90	7,81
Be	2,05	2,12	2,09	-	-	-
B	4,42	5,39	4,90	4,23	5,41	4,82
Sc	26,1	26,2	26,2	26,1	26,2	26,2
V	281	285	283	283	282	283
Cr 52	372	343	358	391	354	373
Cr 53	393	356	375	392	356	374
Co	55,8	55,8	55,8	55,8	55,6	55,7
Ni	178	177	177	177	177	177
Cu	65,6	75,7	70,7	62,4	63,3	62,9

TABLE 2.11 – Suite

Zn	-	-	-	-	-	-
Ga	21,4	21,6	21,5	21,6	21,7	21,7
Rb	45,9	43,9	44,9	43,7	43,7	43,7
Sr	826	835	830	825	826	826
Y	29,1	29,2	29,2	29,4	29,7	29,6
Zr	343	340	341	328	330	329
Nb	77,6	78,3	78,0	78,1	78,5	78,3
Cs	0,735	0,750	0,743	0,728	0,737	0,733
Ba 135	493	502	497	490	499	495
Ba 137	518	528	523	515	522	518
La	59,3	59,1	59,2	58,9	59,8	59,3
Ce	116	115	115	114	120	117
Pr	15,3	15,3	15,3	15,2	15,5	15,3
Nd	60,0	60,0	60,0	59,4	60,3	59,8
Sm	11,6	11,8	11,7	11,6	11,8	11,7
Eu	3,32	3,37	3,35	3,33	3,40	3,37
Gd	9,91	10,1	9,99	9,15	9,40	9,27
Tb	1,34	1,36	1,35	1,25	1,30	1,28
Dy	6,44	6,50	6,47	6,28	6,53	6,40
Ho	1,08	1,09	1,09	1,10	1,09	1,10
Er	2,53	2,55	2,54	2,55	2,51	2,53
Yb	1,77	1,74	1,76	1,71	1,70	1,70
Lu	0,234	0,239	0,236	0,231	0,228	0,229
Hf	8,32	8,40	8,36	8,55	8,47	8,51
Ta	4,41	4,49	4,45	4,54	4,37	4,46
Pb	4,92	5,09	5,01	3,21	1,87	2,54
Th	8,17	8,25	8,21	8,04	8,26	8,15
U	2,11	2,13	2,12	2,02	2,04	2,03

Run	CAP06T			CAP07T		
Echantillon	POS10-075	POS10-075dup	moyenne	POS09-007	POS09-007dup	moyenne
Li	7,65	7,82	7,73	6,03	5,97	6,00
Be	-	-	-	1,74	1,72	1,73
B	-	-	-	2,00	1,81	1,91
Sc	25,0	25,5	25,3	22,6	22,5	22,6
V	321	330	326	376	375	375
Cr 52	182	192	187	14,3	13,2	13,7
Cr 53	166	174	170	14,1	13,4	13,8
Co	53,1	53,4	53,2	43,7	43,5	43,6
Ni	95,0	93,1	94,1	36,5	36,4	36,4
Cu	61,5	62,5	62,0	116	116	116
Zn	125	126		116	116	116
Ga	22,3	22,6	22,4	22,8	22,7	22,7
Rb	47,7	47,2	47,4	38,9	39,0	38,9
Sr	792	792	792	727	727	727
Y	29,2	29,3	29,3	29,4	29,5	29,5
Zr	331	331	331	321	322	321
Nb	74,6	74,7	74,6	69,5	70,0	69,8
Cs	0,679	0,672	0,676	0,637	0,610	0,624
Ba 135	454	452	453	410	418	414
Ba 137	488	489	488	418	412	415

TABLE 2.11 – Suite

La	56,9	57,1	57,0	47,0	47,6	47,3
Ce	104	105	104	100	101	100
Pr	14,8	14,9	14,9	12,4	12,4	12,4
Nd	58,9	59,5	59,2	49,4	49,4	49,4
Sm	11,5	11,5	11,5	9,65	9,77	9,71
Eu	3,32	3,36	3,34	2,83	2,88	2,86
Gd	9,53	9,55	9,54	8,49	8,54	8,52
Tb	1,30	1,30	1,30	1,17	1,19	1,18
Dy	6,44	6,44	6,44	6,08	6,09	6,09
Ho	1,09	1,09	1,09	1,11	1,10	1,11
Er	2,52	2,50	2,51	2,72	2,73	2,73
Yb	1,75	1,75	1,75	2,17	2,18	2,17
Lu	0,240	0,244	0,242	0,316	0,316	0,316
Hf	8,44	8,52	8,48	7,41	7,32	7,36
Ta	4,40	4,31	4,35	4,06	4,05	4,05
Pb	4,10	4,10	4,10	3,58	3,57	3,57
Th	7,81	7,78	7,79	6,61	6,67	6,64
U	2,06	2,07	2,07	2,32	2,32	2,32

2.3.6.3 Résultats sur les géostandards internationaux :

Les concentrations des géostandards recalculés après tout ce traitement de données sont reportés en table 2.14 et comparés aux valeurs certifiées.

Le géostandard BR que nous avons analysé en tant qu'échantillon témoin supplémentaire montre une concentration moyenne en Nb de 121 ppm, alors que la valeur recommandée par le SARM (Service d'Analyse des Roches et Minéraux, CNRS, Nancy) pour ce géostandard est de 98 ppm. C'est le seul élément analysé sur ce géostandard qui présente une concentration en dehors des gammes d'incertitudes recommandées par le certificat d'analyse. La même remarque est faite pour la concentration en Nb du géostandard de référence BE-N. Ces différences viennent d'un désaccord important entre les valeurs recommandées du BR et du BE-N et nos mesures. En effet, les droites de calibrations établies sur nos différentes séquences analytiques nous donne une concentration moyenne en Nb de 119 ppm sur le géostandard BE-N, alors que la valeur recommandée par le SARM est de 105 ppm. La figure 2.14 montre les différentes droites de calibration obtenues pour le Nb dans la séquence CAP05T_120711 lorsque nous considérons ou non le géostandard BE-N, avec la valeur recommandée (105 ppm) ou celle que nous avons estimé en recalculant sa concentration d'après les droites de calibration établies à chaque séquence analytique (119 ppm, table 2.14). Précisons qu'au cours du traitement de toutes nos séquences analytiques, nous n'avons pas pris en considération les valeurs du BE-N pour établir nos droites de calibration (i.e. ligne pointillés en fig. 2.14). Les concentrations en Nb que nous estimons pour ce géostandard (i.e. ligne noire en fig. 2.14) dans

toutes nos séquences analytiques reste dans la gamme d'incertitudes de la valeur certifiée, néanmoins ces estimations sont systématiquement supérieures à la valeur certifiée.

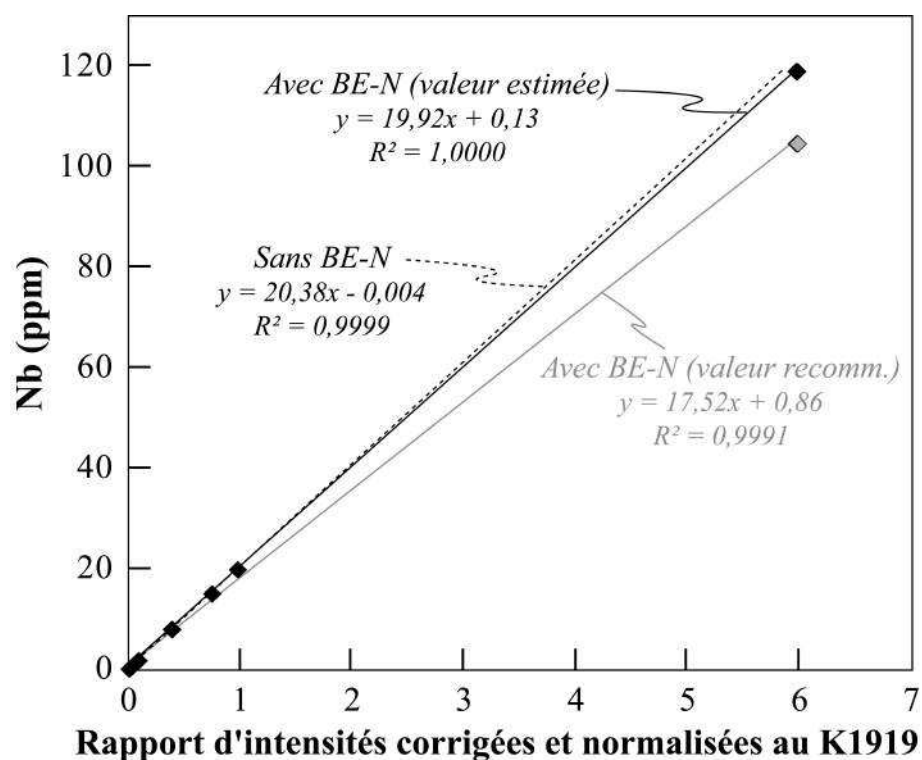


FIGURE 2.14 – Graphiques des intensités en Nb sur les géostandards internationaux normalisés au K1919 et en fonction de leurs concentrations certifiées (en ppm) sur la séquence CAP05T_120711. Ligne en pointillés = calibration sans le géostandard BE-N ; Ligne noire = calibration avec la valeur en Nb du géostandard BE-N estimée dans nos séquences analytiques ; Ligne grise = calibration avec la valeur certifiée du BE-N par le SARM.

Nous pouvons comparer nos données obtenues sur le BE-N et le BR avec celles obtenues par différents auteurs, qui emploient des techniques analytiques similaires ou différentes des nôtres, en termes de mise en solution et d'instruments de mesure. La base de données que nous employons pour ces comparaisons est synthétisée en table 2.12.

#Ref	Référence	Dissolution	Dilution	Méthode
CAPT	CAPT	HF - HNO₃ (2 :1)	1 :5000	ICP-MS
BE-N				
ICP-MS[1a]	Chauvel et al. (2011)	HF - HNO ₃ / Calibration par BR	1 :5000	ICP-MS
ICP-MS[1b]	Chauvel et al. (2011)	HF - HNO ₃ / Calibration par BHVO-2	1 :5000	ICP-MS
ICP-MS[1c]	Chauvel et al. (2011)	HF - HNO ₃	1 :5000	ICP-MS
ICP-MS[2]	Wittig et al. (2010)	HF - HNO ₃ + HCl	-	ICP-MS
ICP-MS[3]	Garbe-Schönberg (1993)	HF - HClO ₄ (4 :1)	1 :200	ICP-MS
ICP-MS[4]	García de Madinabeitia et al. (2008)	Fusion alcaline (LiBO ₂ + LiBr)	1 :6500	ICP-MS
SSMS[5]	Jochum et al. (1990)	50 mg + graphite ultrapur (2 :1)	-	SSMS
XRF[6a]	Etoubleau et al. (1999)	Addition Std Nb + Dissolution HCl	1 :4	XRF
XRF[6b]	Etoubleau et al. (1999)	Membrane échangeuse d'ions	-	XRF
XRF[5a]	Jochum et al. (1990)	50 mg + graphite ultrapur (2 :1)	-	XRF
XRF[5b]	Jochum et al. (1990)	51 mg + graphite ultrapur (2 :1)	-	XRF
XRF[5c]	Jochum et al. (1990)	52 mg + graphite ultrapur (2 :1)	-	XRF
XRF[5d]	Jochum et al. (1990)	53 mg + graphite ultrapur (2 :1)	-	XRF
XRF[5e]	Jochum et al. (1990)	54 mg + graphite ultrapur (2 :1)	-	XRF
XRF[5f]	Jochum et al. (1990)	55 mg + graphite ultrapur (2 :1)	-	XRF
CPL[7]	Rehkamper (1994)	HF - HNO ₃ + HCl	-	CPL
BR				
ICP-MS[1c]	Chauvel et al. (2011)	HF - HNO ₃	1 :5000	ICP-MS
ICP-MS[3]	Garbe-Schönberg (1993)	HF - HClO ₄ (4 :1)	1 :200	ICP-MS
ICP-MS[8]	Eggins et al. (1997)	HF - HNO ₃ (10 :1)	1 :1000 ou 1 :1250	ICP-MS
ICP-MS[9a]	Münker (1998)	HF - HClO ₄	HNO ₃ - HCl	ICP-MS
ICP-MS[9b]	Münker (1998)	HF - HClO ₄	HNO ₃ - HF	ICP-MS
ICP-MS[9c]	Münker (1998)	HF - H ₂ SO ₄	HNO ₃ - HF	ICP-MS
ICP-MS[10]	Münker (1998)	Micro-ondes - HNO ₃ - HF (1 :1)	1 :125	ICP-MS
LA-ICP-MS[11]	Eggins (2003)	Fusion alcaline (Li ₂ B ₄ O ₇ +LiBO ₂ , 12 :22)	-	LA-ICP-MS

TABLE 2.12 – Méthodes analytiques des publications où le Nb du géostandard de référence BE-N / BR et d'au moins un des géostandards de référence que nous avons analysé, ont été mesurés. CPL : Chromatographie en Phase Liquide. Voir la table 2.13 pour les valeurs en Nb correspondantes.

Dans cette base de données, nous compilons uniquement les références où le BE-N / BR et au moins un des autres géostandards de référence que nous avons employé pour nos calibrations, ont été analysé (i.e. BCR-2, BIR-1, W-2, STM-1 et BHVO-2). Ces données ont été obtenues selon différentes techniques analytiques (XRF, ICP-MS, CPL, LA-ICP-MS) qui n'ont pas les mêmes précisions d'une étude à l'autre. La majorité des études qui analysent les éléments en trace par un ICP-MS fournissent des précisions équivalentes aux nôtres (Garbe-Schönberg, 1993; Eggins et al., 1997; Chauvel et al., 2011).

La figure 2.15 montre les concentrations en Nb obtenues sur le BE-N et sur d'autres géostandards de notre étude (i.e. ligne pointillés + champ gris foncé), comparées avec celles de référence (i.e. ligne noire + champ gris clair) et celles obtenues par les études compilées dans la table 2.12 (losanges).

Les analyses du Nb issues de la compilation de données sont quasiment toutes dans la gamme d'incertitudes de notre estimation moyenne sur ce géostandard, soit toutes également supérieures à la valeur recommandée, mais restent dans la gamme d'incertitudes de cette dernière. Nos estimations moyennes et celles de ces publications sur les autres géostandards analysés (i.e. BIR-1, STM-1 et BHVO-2) présentent des concentrations en Nb équivalentes à celles certifiées par l'USGS (United States Geological Survey), quelque soit l'instrument de mesure ou la méthode de dissolution employées. Cette dernière observation écarte donc l'erreur analytique des causes possibles de cette surestimation en Nb sur le BE-N dans notre étude par rapport à la valeur certifiée.

A l'identique, la figure 2.16 (a) présente les concentrations en ce même élément sur le BR pour notre étude et comparées à la valeur certifiée par le SARM et celles de la compilation de la table 2.12. La concentration moyenne en Nb du BR que nous estimons et la majorité des valeurs en Nb issues des autres études sur ce même standard sont supérieures à la valeur certifiée et en dehors de sa gamme d'incertitudes. Notons qu'une seule publication dans la compilation analyse les éléments en traces par une méthode différente de l'ICP-MS (i.e. LA-ICP-MS[11], table 2.12). Les figures 2.16 (b) à (f) présentent les concentrations en Nb estimées par les publications de la compilation dans un à plusieurs géostandards internationaux que nous avons également analysé et pris en référence pour nos calibrations. A quelques exceptions près, ces valeurs ainsi que nos estimations moyennes sont équivalentes aux valeurs certifiées par le SARM ou l'USGS. Cette observation fait suite à celle effectuée sur l'étude du BE-N, où l'erreur analytique peut être écartée des causes de cette surestimation en Nb sur le BR par rapport à la valeur certifiée.

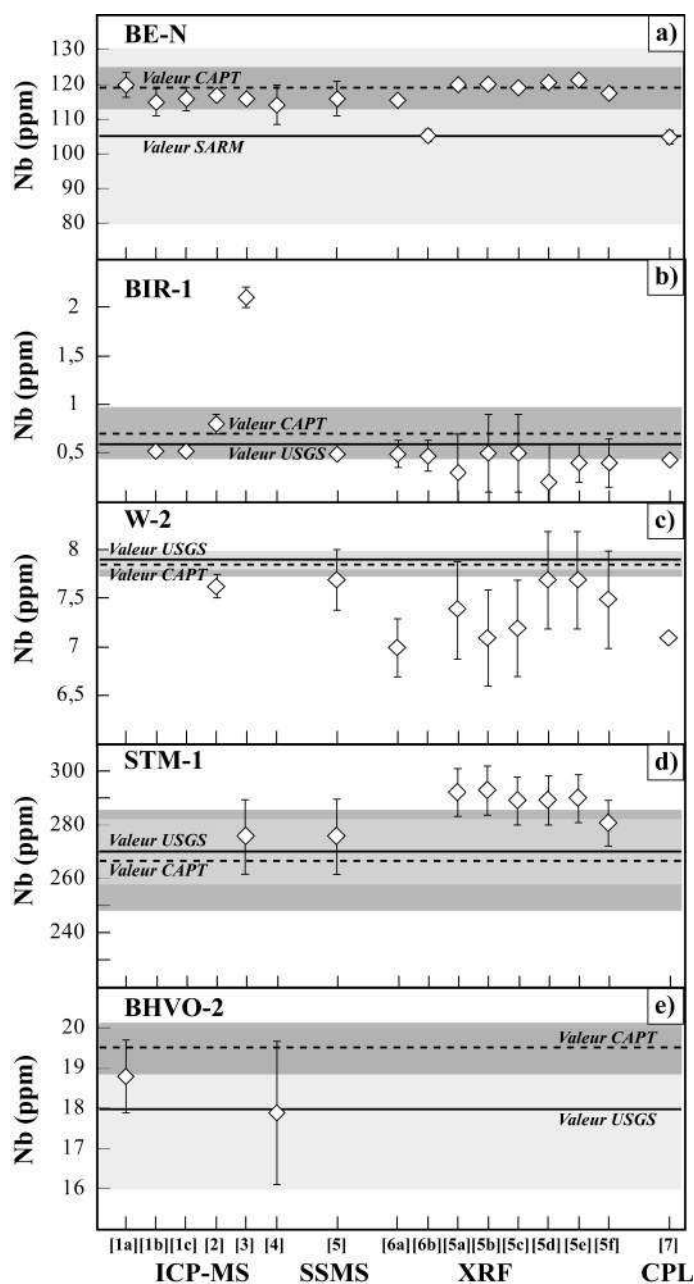


FIGURE 2.15 – a) Comparaisons entre les concentrations en Nb du géostandard BE-N certifiées par le SARM (i.e. ligne noire+champ gris clair), celle de notre étude (i.e. ligne pointillés+champ gris foncé) et les données de la littérature mesurées par différentes méthodes analytiques (ICP-MS, XRF et CPL, table 2.12). b à e) Comparaisons identiques à celles effectuées en a), sur les autres géostandards que nous avons pris en référence dans notre étude.

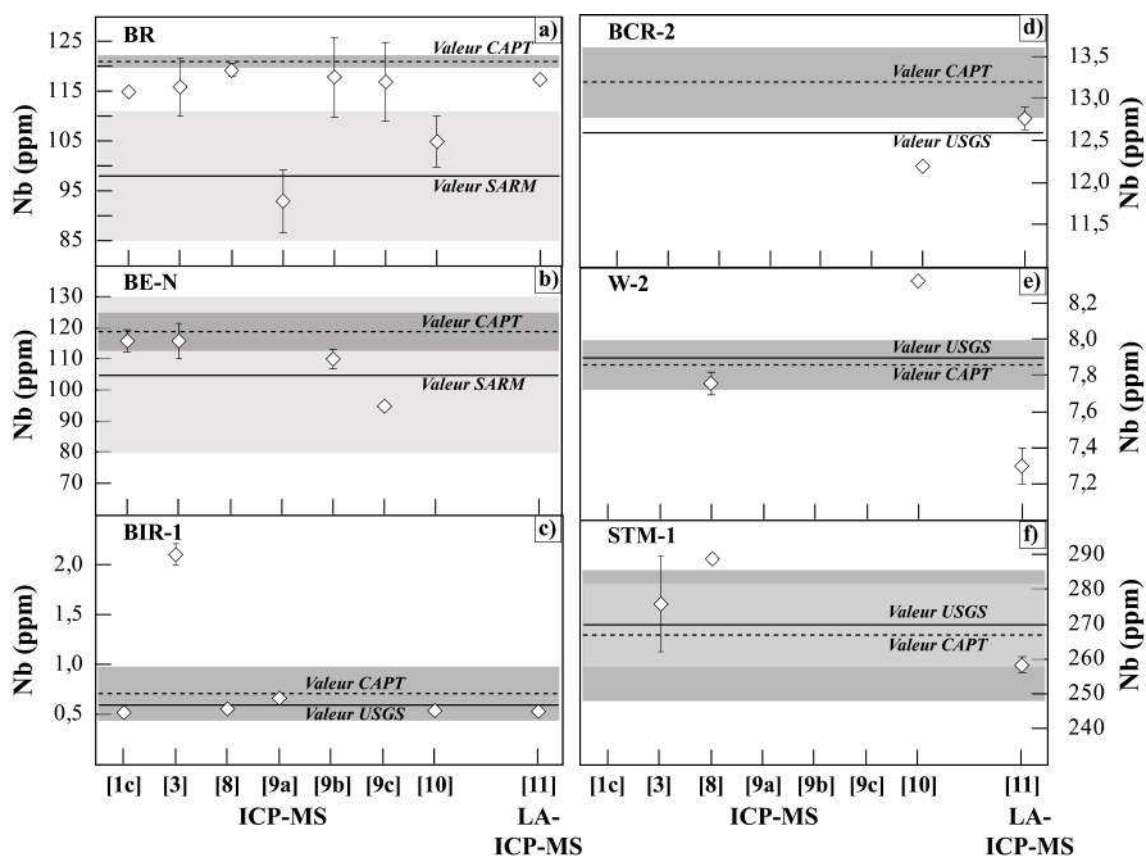


FIGURE 2.16 – a) Comparaisons entre les concentrations en Nb du géostandard BR certifiées par le SARM (i.e. ligne noire+champ gris clair), celle de notre étude (i.e. ligne pointillés+champ gris foncé) et les données de la littérature mesurées par différentes méthodes analytiques (ICP-MS et La-ICP-MS, table 2.12). b à f) Comparaisons identiques à celles effectuées en a) sur les autres géostandards que nous avons pris en référence dans notre étude.

#Ref	BE-N	%SD	n	BIR-1	%SD	n	W-2	%SD	n	STM-1	%SD	n	BHVO-2	%SD	n	BCR-2	%SD	n
Recomm.	105	24	36	0,60			7,9			270	4		18	11		13		
CAPT	119	5	8	0,71	37,78	8	7,9	1,8	8	267	7	4	20	3	8	13	3	8
ICP-MS[1a]	120	3											19	5				
ICP-MS[1b]	115	4		0,52	2,70													
ICP-MS[1c]	116	3		0,52	2,70													
ICP-MS[2]	117	1	2	0,80	12,90	2	7,6	1,6	8									
ICP-MS[3]	116			2,11						276								
ICP-MS[4]	114	5											18	10		13	18	
SSMS[5]	116	4		0,49	8,16		7,7	4,0		276	5							
XRF[6a]	116	0,3	3	0,49	28,57	3	7,0	4,3	3									
XRF[6b]	105	2	4	0,47	34,04	3												
XRF[5a]	120	0,3	13	0,30	133,33	13	7,4	6,8	13	292	3	13						
XRF[5b]	120	0,3	13	0,50	80,00	13	7,1	7,0	13	293	3	13						
XRF[5c]	119	0,3	13	0,50	80,00	13	7,2	6,9	13	289	3	13						
XRF[5d]	121	0,3	13	0,20	200,00	13	7,7	6,5	13	289	3	13						
XRF[5e]	121	0,2	13	0,40	50,00	13	7,7	6,5	13	290	3	13						
XRF[5f]	118	0,2	18	0,40	62,50	18	7,5	6,7	18	281	3	18						
CPL[7]	105	2	3	0,43	2,33	4	7,1		1									
#Ref	BR	%RSD	n	BE-N	%RSD	n	BIR-1	%RSD	n	W-2	%RSD	n	STM-1	%RSD	n	BCR-2	%RSD	n
Recomm.	98	13	20	105	24	36	0,60			7,9			270	4		13		
CAPT	121	1	8	119	5	8	0,71	37,78	8	7,9	1,8	8	267	7	4	13	3	8
ICP-MS[1c]	115		1	116	3		0,52	2,70										
ICP-MS[3]	116			116			2,11						276					
ICP-MS[8]	119	1	8				0,56	0,80	15	7,8	0,8	11	289		7			
ICP-MS[9a]	93	7	1				0,67	1,94	4									
ICP-MS[9b]	118	7	1	110,2	3	5												
ICP-MS[9c]	117	7	1	95														
ICP-MS[10]	105	5	25				0,54		1	8,3		1				12		2
LA-ICP-MS[11]	118	0,3	1				0,53	3,95	1	7,3	1,4	1	258	1	1	13	1	4

TABLE 2.13 – Analyses du Nb (en ppm) des géostandards de référence BE-N et BR selon différentes méthodes analytiques (i.e. dilution et/ou instrument analytique). Seules les publications où le BE-N / BR et au moins un des autres géostandards de référence (i.e. BIR-1, W-2, STM-1, BHVO-2 et BCR-2) que nous avons analysé sont reportées. n = nombre d'analyses effectuées. #Ref = Références bibliographiques : cf. table 2.12.

Ces observations sur les estimations moyennes du Nb sur le BE-N et le BR montrent que les valeurs certifiées en Nb par le SARM sur ces deux géostandards de référence semblent sous-estimées. Ces deux géostandards sont issus de la même localité d'une coulée de lave basaltique provenant d'un volcan proche de Nancy, la poudre du BR étant éditée il y a 50 ans et remplacée par celle du BE-N dans les années 1980. Ces deux standards présentent donc quasiment les mêmes concentrations élémentaires, et le BR présente pour chaque élément des gammes d'incertitudes plus importantes et un nombre d'analyses certifiées plus faible que le BE-N. Dans le cas du Nb, malgré le plus grand nombre d'analyses effectuées par le SARM sur le BE-N (i.e 36) par rapport à celui sur le BR (i.e. 20), la gamme d'incertitude du BE-N est plus importante que celle du BR. Il semble donc nécessaire de recalibrer ces concentrations en Nb sur le géostandard BR et/ou le BE-N. Ce sont par ailleurs les deux seuls géostandards délivrés et certifiés par le SARM que nous avons inclus dans nos séquences analytiques, les autres géostandards de référence proviennent de l'USGS et nos estimations en Nb sur ces derniers sont systématiquement dans les gammes d'incertitudes des valeurs certifiées. En regard de ces remarques, nous choisissons de fixer la concentration en Nb du BE-N à 119 ppm au lieu de la valeur certifiée (i.e. 105 ppm) pour effectuer les droites de calibrations en cet élément lors du traitement de nos données analytiques.

TABLE 2.14 – Concentrations moyennes en éléments en trace des géostandards internationaux (en ppm). n = nombre de séries compris dans la moyenne. Dans les valeurs certifiées : En italique = valeurs à titre informatif des certificats d'analyse ; En gras = valeurs modifiées issues de publications ou de compilations de données (Bézos et al., 2009).

Élément	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
	AGV-2 (n = 8)				BCR-2 (n = 8)			
Li	11,1	1,1	<i>11</i>		9,42	2,78	9,00	22,22
Be	2,47	7,44	2,30	17,39	2,32	7,71		
B	6,60	11,59			4,02	7,05		
Sc	13,2	11,9	13,0	7,7	32,4	1,1	33,0	6,1
V	124	3	120	4	404	3	416	3
Cr 52	16,5	4,1	17,0	11,8	16,3	3,4	18,0	11,1
Cr 53	17,2	2,3	17,0	11,8	16,9	1,5	18,0	11,1
Co	15,9	1,0	16,0	6,3	36,9	0,7	37,0	8,1
Ni	18,4	3,0	19,0	15,8	12,2	3,5		
Cu	52,6	1,5	53,0	7,5	21,3	6,4	19,0	10,5
Zn	86,9	1,7	86,0	9,3	128	1,1	127	7
Ga	20,3	0,7	20,0	5,0	21,6	0,8	23,0	8,7
Rb	69,4	1,4	68,6	3,4	47,4	2,1	48,0	4,2
Sr	650	1	658	3	334	1	346	4
Y	20,3	1,1	20,0	5,0	36,7	0,8	37,0	5,4
Zr	239	2	230	2	193	2	188	9
Nb	15,0	3,6	15,0	6,7	13,2	3,2		

TABLE 2.14 – Suite

Elément	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD	
Mo	1,94	7,36			253	3	248	7	
Sn	2,23	20,21	2,30	17,39	2,18	7,58			
Sb	0,548	14,026	0,6		0,318	8,766			
Cs	1,16	2,24	1,16	6,90	1,13	2,59	1,10	9,09	
Ba 135	1121	2	1140	3	686	2	683	4	
Ba 137	1130	1	1140	3	705	4	683	4	
La	38,1	1,0	38,0	1,0	25,3	1,5	25,0	4,0	
Ce	68,6	1,2	68,0	0,6	52,8	1,0	53,0	3,8	
Pr	8,23	0,88	8,30	7,23	6,87	1,66	6,80	4,41	
Nd	30,5	1,1	30,0	6,7	28,6	2,1	28,0	7,1	
Sm	5,50	1,11	5,70	5,30	6,58	2,85	6,70	4,48	
Eu	1,57	1,32	1,54	6,49	1,94	2,51	2,00	5,00	
Gd	4,76	2,49	4,69	5,54	6,82	0,84	6,80	4,41	
Tb	0,659	0,848	0,640	6,250	1,07	1,01	1,07	3,74	
Dy	3,50	1,61	3,60	5,56	6,38	2,46			
Ho	0,671	1,144	0,710	11,268	1,29	1,76	1,33	4,51	
Er	1,81	0,84	1,79	6,15	3,53	1,15			
Yb	1,65	1,45	1,60	12,50	3,38	1,21	3,50	5,71	
Lu	0,256	0,667	0,250	4,000	0,515	1,178	0,510	3,922	
Hf	5,17	1,20	5,08	3,94	4,85	0,94	4,80	4,17	
Ta	0,860	1,940	0,890	44,944	0,788	2,294			
W	0,454	24,510			0,376	31,560			
Tl	0,315	5,259	0,270		0,304	2,986			
Pb	14,0	5,3	13,0	7,7	10,7	2,7	11,0	18,2	
Th	5,99	1,36	6,10	9,84	5,81	1,40	5,90		
U	1,88	1,38	1,88	8,51	1,68	1,40	1,69	11,24	
BE-N (n = 8)				BHVO-2 (n = 8)					
Li	12,8	2,1	13,0	3,4	4,63	1,43	4,60		
Be	2,10	8,80	1,9	0,78	1,17	6,97	1,22		
B	5,94	19,51			2,46	10,93	2,70		
Sc	23,1	7,9	22,0	4,1	31,3	2,1	30,8		
V	233	1	235	33	311	1	313		
Cr 52	357	1	360	49	288	1	288		
Cr 53	358	0	360	49	288	1	288		
Co	59,4	2,5	60,0	7,8	44,3	0,2	44,0		
Ni	251	1	267	26	113	1	112		
Cu	74,9	2,7	72,0	10,9	132	1	131		
Zn	121	2	120	50	102	1	108		
Ga	17,5	0,7	17,0	6,2	21,0	0,4	21,7	4,1	
Rb	49,5	4,3	47,0	8,8	9,46	1,59	9,76	10,25	
Sr	1374	0	1370	100	390,2	0,9	388	6	
Y	30,1	0,8	30,0	5,0	26,8	0,4	27,0		
Zr	275	3	260	38,13	178	1	180		
Nb	119	5	105	24,01	19,5	3,3	19,8		
Mo	2,47	9,02	2,80	2,80	4,34	4,94	4,00		
Sn	1,90	4,59	2,00	0,39	1,78	5,07	1,72		
Sb	0,296	16,368	0,260	0,080	0,140	3,146	0,160		
Cs	0,743	2,922	0,740	0,330	0,10	2,05	0,097		
Ba 135	1028	1	1025	125	132	0	129	10	
Ba 137	1024	2	1025	125	135	2	129	10	

TABLE 2.14 – Suite

Élément	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
La	81,6	0,8	82,0	3,0	15,3	0,7	15,0	6,7
Ce	143	6	152	24,08	37,5	1,0	36,8	
Pr	17,5	0,4	17,5	3,4	5,38	0,70	5,29	
Nd	66,4	0,7	67,0	2,6	24,4	0,7	24,2	
Sm	12,1	0,7	12,2	0,6	6,08	1,67	5,92	
Eu	3,61	0,96	3,60	0,52	1,99	1,68	1,94	
Gd	10,3	3,1	9,70	1,40	6,29	0,69	6,30	3,17
Tb	1,35	2,10	1,30	0,28	0,950	0,639	0,950	
Dy	6,43	0,64	6,40	0,20	5,29	0,74	5,34	
Ho	1,09	0,59	1,10	0,22	0,995	0,624	0,984	
Er	2,60	1,28	2,50	0,24	2,49	0,69	2,46	
Yb	1,85	1,66	1,80	0,68	2,01	1,07	2,02	9,90
Lu	0,258	1,061	0,246	0,08	0,288	1,014	0,296	
Hf	5,76	0,80	5,81	0,37	4,43	0,86	4,45	
Ta	5,79	2,69	5,70	0,88	1,20	2,37	1,19	
W	23,8	32,1	29,0	10,7	0,225	8,803	0,230	
Tl	0,038	2,346	0,040		0,026	2,839	0,026	
Pb	4,24	7,35	4,00	5,38	1,66	8,04	1,66	
Th	10,7	2,2	10,4	2,0	1,20	1,49	1,19	25,21
U	2,53	2,23	2,40	0,49	0,414	1,190	0,412	
BIR-1 (n = 8)				DNC-1 (n = 8)				
Li	3,26	1,37	3,31		5,03	1,15	5,10	5,69
Be	0,130	26,627	0,106		0,233	10,046	0,224	
B	1,144	90,816	0,330		1,080	87,902	0,900	
Sc	43,2	1,5	44,0	2,3	31,4	2,6	31,0	3,2
V	320	2	323		158	4	148	6
Cr 52	393	2	407		289	2	285	
Cr 53	401	2	407		289	1	285	
Co	52,5	1,0	53,0		56,8	0,4	57,0	3,9
Ni	166	1	166		251	1	251	
Cu	125	1	126	3	97,0	3,0	96,0	
Zn	69,8	0,6	71,0	12,7	64,0	0,8	64,0	
Ga	15,3	0,4	15,3		13,7	0,6	14,0	
Rb	0,273	15,438	0,230		3,73	4,69	3,65	
Sr	115	4	111	2	147,6	3,2	145	1
Y	16,2	0,4	16,0	6,3	18,1	0,5	18,0	4,4
Zr	15,9	5,9	15,0		38,2	2,0	38,0	2,6
Nb	0,71	37,78	0,600		1,73	12,14	1,66	
Mo	0,130	69,106	0,056		0,158	17,987	0,121	
Sn	0,772	4,096	0,800		1,70	35,99	1,33	
Sb	0,578	19,250	0,560		0,848	11,849	0,960	3,125
Cs	0,007	33,976	0,004		0,210	1,360	0,210	
Ba 135	5,63	25,81	6,63		103	1	103	
Ba 137	3,78	74,50	6,63		104	1	103	
La	0,416	30,250	0,556		3,55	3,25	3,56	8,43
Ce	1,75	14,69	1,90		8,05	2,07	8,30	
Pr	0,362	9,235	0,390		1,09	2,80	1,12	
Nd	2,29	4,79	2,40		4,87	2,18	4,98	
Sm	1,08	1,64	1,11		1,40	1,43	1,43	
Eu	0,515	1,768	0,522		0,587	2,072	0,570	

TABLE 2.14 – Suite

Elément	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Gd	1,90	0,82	1,98	20,20	2,09	0,77	2,11	
Tb	0,364	0,509	0,360		0,391	0,725	0,400	
Dy	2,60	0,93	2,62		2,78	0,91	2,76	
Ho	0,588	1,939	0,587		0,637	0,801	0,620	
Er	1,68	2,29	1,71		1,88	0,61	1,87	
Yb	1,69	1,41	1,72	5,81	1,96	0,85	1,98	
Lu	0,261	0,893	0,26		0,311	0,891	0,314	
Hf	0,604	2,450	0,596	13,423	1,01	1,56	0,991	
Ta	0,067	23,113	0,052		0,102	17,081	0,098	
W	0,052	36,423	0,07		0,067	35,818	0,090	
Tl	0,004	21,189	0,005		0,027	2,851	0,026	
Pb	3,24	6,22	3,09		6,02	3,45	6,30	
Th	0,031	83,951	0,031		0,239	8,053	0,240	
U	0,006	155,107	0,008		0,052	17,059	0,050	
MAR (n = 8)				W-2 (n = 8)				
Li	5,59	2,32	5,6		9,47	1,59	9,30	
Be	0,420	7,201	0,403		0,727	3,025	0,740	
B	2,71	19,78			12,2	2,7	12,0	
Sc	39,6	0,8	39,3		35,2	1,1	35,0	
V	265	1	261		263	1	262	
Cr 52	322	1	320		95,5	3,8	93,0	
Cr 53	322	1	320		90,7	0,2	93,0	
Co	54,3	0,6	54,12		43,9	0,6	44,0	
Ni	150,6	0,7	150,9		68,7	0,6	70,0	3,6
Cu	72,1	12,4	69,98		108	2	103	
Zn	78,4	1,4	78,4		76,3	1,4	77,0	
Ga	15,8	0,9	15,56		17,4	0,5	17,5	
Rb	0,857	23,008	0,9		20,4	0,7	20,0	
Sr	96,0	2,5	92		195	1	197	
Y	32,0	0,6	31,9		22,2	0,7	22,2	
Zr	78,4	1,2	78		92,7	1,5	93,5	
Nb	1,61	14,13	1,534		7,86	1,75	7,90	
Mo	0,236	8,390	0,19		0,47	6,23	0,440	
Sn	0,768	4,819	0,77		1,77	3,90	1,70	
Sb	0,040	42,122	0,02		0,938	5,337	0,810	
Cs	0,027	9,530	0,03		0,892	1,038	0,990	
Ba 135	5,29	30,98	6,6		171	1	172	
Ba 137	2,70	103,41	6,6		176	3	172	
La	1,96	7,27	2,023		10,6	1,3	10,7	5,6
Ce	7,00	2,65	6,94		23,2	1,0	23,4	6,4
Pr	1,31	2,55	1,31		3,03	1,02	3,02	
Nd	7,37	1,32	7,6		13,0	1,1	12,9	
Sm	2,80	1,28	2,715		3,28	1,59	3,24	
Eu	1,02	1,68	1,069		1,08	1,59	1,10	
Gd	4,12	0,99	4,105		3,79	0,67	3,73	
Tb	0,757	1,494	0,76		0,625	0,843	0,624	
Dy	5,14	1,05	5,113		3,88	1,63	3,83	
Ho	1,14	0,76	1,14		0,796	1,480	0,801	
Er	3,21	0,72	3,266		2,18	1,50	2,17	
Yb	3,21	0,81	3,203		2,07	1,24	2,05	

TABLE 2.14 – Suite

Elément	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Lu	0,493	0,897	0,494		0,314	1,006	0,314	
Hf	2,07	1,20	2,08		2,40	2,69	2,48	
Ta	0,209	4,577	0,2		0,480	5,423	0,500	
W	46,582	20,258			0,263	25,018	0,300	
Tl	0,018	5,126	0,019		0,111	2,740	0,113	
Pb	0,297	31,271	0,31		8,25	4,59	7,80	
Th	0,090	26,336	0,0962		2,15	1,22	2,10	
U	0,064	14,506	0,075		0,497	1,868	0,490	
STM-1 (n = 4)								
Li	37,9	3,0	32,0					
Be	9,62	0,05	9,60	6,25				
B	7,54	12,54	6,40					
Sc	0,829	9,355	0,610					
V	3,09	80,89	8,70					
Cr 52	2,68	26,51	4,30					
Cr 53	4,12	13,83	4,30					
Co	0,841	20,254	0,900					
Ni	2,45	10,23	3,00					
Cu	3,54	21,70	4,60					
Zn	225	4	235	9				
Ga	35,0	0,5	35,0	14,3				
Rb	114	6	118	5				
Sr	675	4	700	4				
Y	44,4	8,7	46,0	10,9				
Zr	1259	8	1210	10				
Nb	267	7	270	4				
Mo	4,89	4,29	5,20					
Sn	6,89	-	6,80					
Sb	1,69	-	1,70	11,76				
Cs	1,53	0,73	1,50	6,67				
Ba 135	587	1	560	11				
Ba 137	611	4	560	11				
La	133	12	150	4				
Ce	228	11	260	7				
Pr	24,8	7,0	19,0					
Nd	76,9	6,6	79,0	8,9				
Sm	12,0	7,3	13,0	7,7				
Eu	3,22	6,88	3,60	8,33				
Gd	9,06	10,34	9,50	8,42				
Tb	1,44	7,57	1,60	12,50				
Dy	7,82	6,45	8,10	6,17				
Ho	1,47	5,29	1,90					
Er	4,11	5,40	4,20	9,52				
Yb	4,23	6,58	4,40	9,09				
Lu	0,632	4,668	0,600					
Hf	27,9	0,9	28,0	7,1				
Ta	17,6	2,2	19,0	6,3				
W	3,59	-	3,60					
Tl	0,263	-	0,260					
Pb	17,4	5,4	18,0	10,0				

TABLE 2.14 – Suite

Elément	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD	Moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Th	29,3	8,2	31,0	9,7				
U	8,55	7,05	9,10	1,10				

2.3.6.4 Problèmes rencontrés sur la séquence analytique CAP05T :

Cas du Zn :

Le traitement des données de la séquence CAP05T_120711 nous a révélé des concentrations en Zn 66 anormalement élevées sur le géostandard interne K1919 et sur plusieurs échantillons. Nous avons donc repassé cette série une seconde fois (i.e. CAP05T_210711) en changeant les tubes d'analyse, mais le problème a persisté. Ces teneurs élevées en Zn sont dues à une contamination dont l'origine n'a pas pu être déterminée. Nous considérons les concentrations en Zn sur ces deux séquences analytiques sont fausses et nous ne les incluons pas dans notre étude.

Cas du Pb :

Nous remarquons également sur ces mêmes séquences analytiques CAP05T des mesures en Pb plus faibles que celles mesurées lors des autres séquences analytiques, que ce soit sur les géostandards ou les échantillons témoins et dupliqués. Les droites de calibration en Pb établies sur ces deux passages de la séquence CAP05T sont de mauvaise qualité par rapport à celles établies sur les autres séquences analytiques (fig. 2.17). De ce fait, les écarts-types à la moyenne sur les 2 passages de chaque solution (échantillon / standard / K1919) sont systématiquement supérieurs à 2 %. De plus, les intensités (en coups/seconde) en Pb obtenues sur les blancs de chimie sont relativement importantes. Le Pb est un élément présent dans tout l'environnement, il est donc très sensible à toute pollution ou contamination analytique. Ces remarques vont en faveur d'une contamination d'origine anthropique sur les solutions de cette séquence analytiques lors de leur préparation. Mais cette pollution ne semble pas avoir affecté les éléments autres que le Zn et le Pb, car les concentrations obtenues sur les autres éléments pour les géostandards et l'échantillon dupliqué (POS09-075) sont similaires à celles obtenues lors des autres séquences analytiques (cf. tables 2.14 et 2.11). Les résultats que nous prenons en compte sur cette séquence CAP05T sont la moyenne entre CAP05T_120711 et CAP05T_210711 pour tous les éléments. Les concentrations en Zn et en Pb sont considérées comme fausses

et ne sont pas incluses dans notre étude.

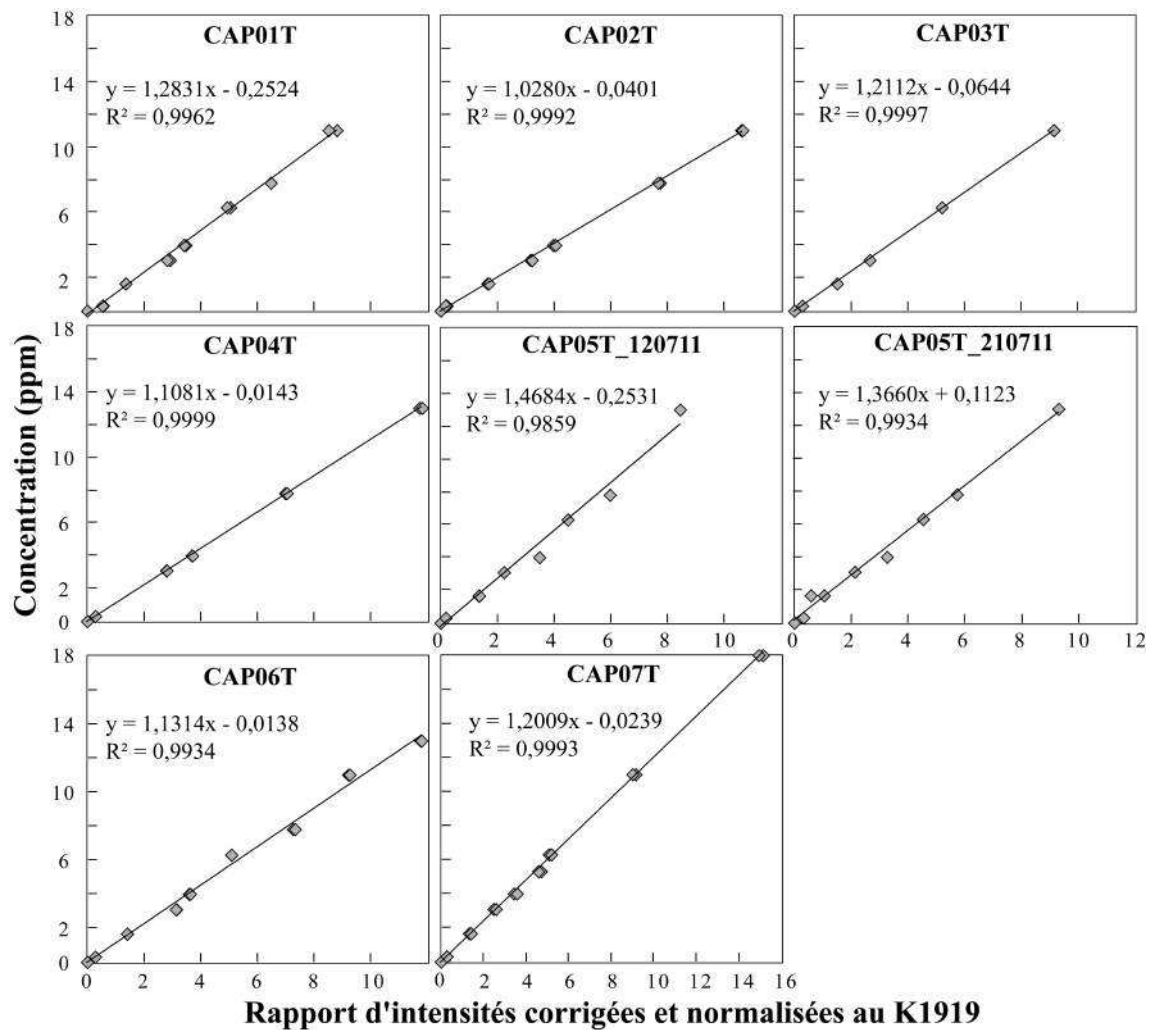


FIGURE 2.17 – Graphiques des intensités en Pb sur les géostandards internationaux normalisés au K1919 et en fonction de leurs concentrations certifiées.

2.4 Géochimie isotopique

Dans le cadre de ce travail, cinq systèmes isotopiques radiogéniques différents sont étudiés : $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$, $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$.

Avant toute analyse d'échantillon, j'ai réalisé une série de tests analytiques sur 2 standards de roche de référence BCR-2 et BHVO-2 (analysés deux fois de façon indépendante), 1 échantillon témoin KM0417 DR41-1 (Escrig et al., 2009) et de 6 blancs de chimie totaux. Cette série nous a permis de contrôler la qualité des réactifs utilisés ainsi que le mode opératoire (préparation, séparation isotopique, analyse).

Le Plomb est un élément très sensible à la contamination analytique du fait de sa présence importante et quasi-permanente dans l'environnement. Les réactifs employés pour la dissolution des échantillons (HF et HBr) sont de marque Romil-UpATM et contiennent moins d'1 ppt de Pb, et l'acide chlorhydrique et l'eau MilliQ utilisés ont été doublement distillés (quartex).

2.4.1 Préparation des échantillons

Les séparations du Sr - Nd - Pb sont effectuées à partir d'un même aliquote d'échantillon et le mode opératoire de la chromatographie solide - liquide est présenté dans la figure 2.18. La quantité d'échantillon mis en solution dépend des teneurs en Sr et en Nd de chaque échantillon. Nos échantillons ayant des teneurs en ces éléments suffisamment élevées, toutes les masses de poudres attaquées sont de 120 ± 5 mg.

2.4.1.1 Lessivage :

Les poudres ou esquilles d'échantillons destinées à l'isotopie sont transférées dans des béchers Savillex[®] d'attaque et subissent un lessivage afin d'éliminer toute phase altérée susceptible de modifier sa composition isotopique. Les échantillons passent 5 minutes (poudres) ou 15 minutes (esquilles ou granulats) dans une solution d'acide chlorhydrique HCl 6N, au bain à ultrasons, puis chauffés pendant 1 heure à 65°C. Une fois le surnageant retiré, l'attaque acide est arrêtée par dilution en ajoutant de l'eau MilliQ à chaque échantillon. Par précaution, tous les surnageants sont centrifugés et conservés dans des béchers jetables propres et évaporés à 60°C jusqu'à obtention de résidus secs, en cas de nécessité de contrôle de leur composition isotopique.

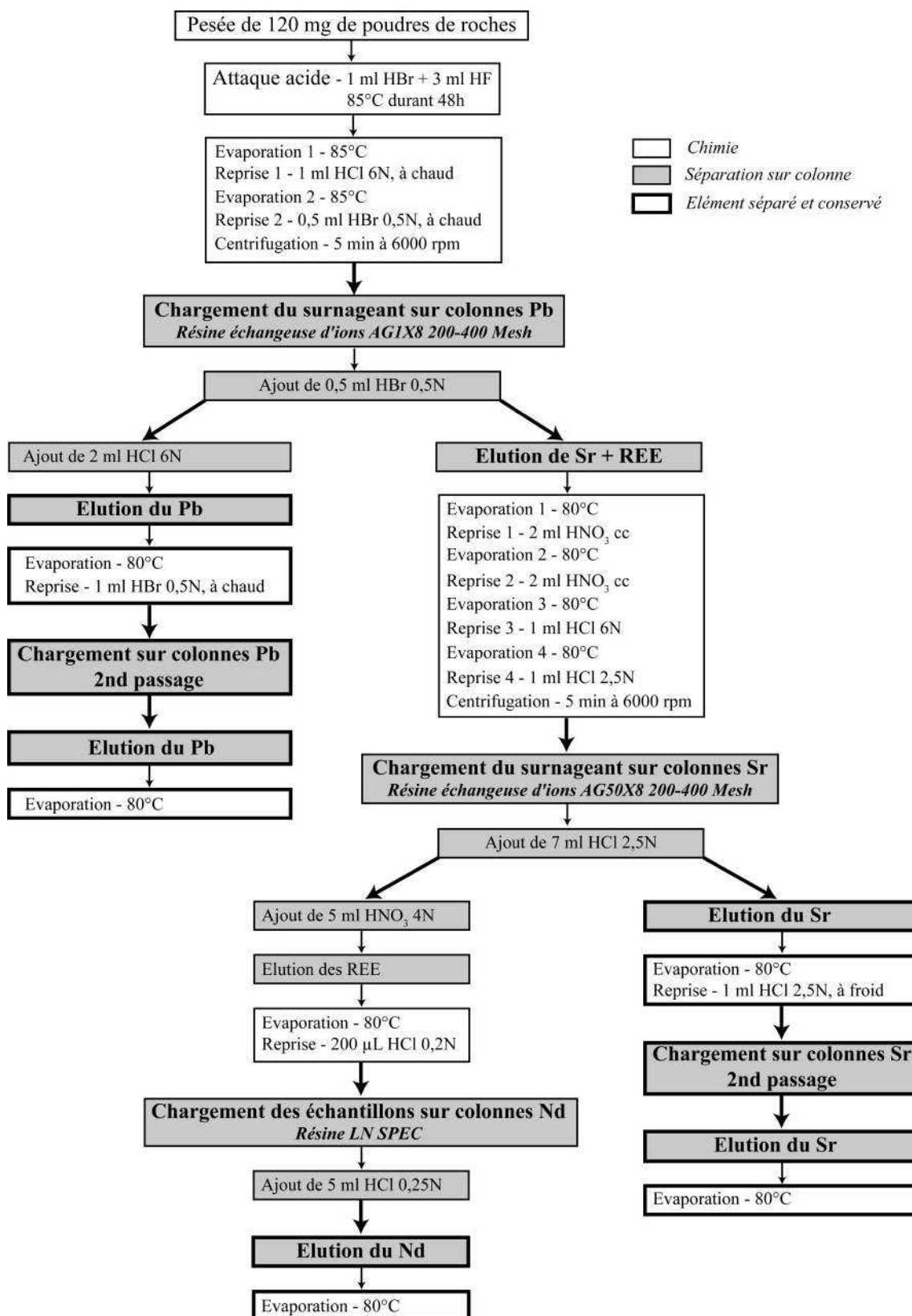


FIGURE 2.18 – Protocoles chimiques et procédures complètes de séparation et de purification des éléments Pb, Sr et Nd utilisés pour cette étude. Le protocole de séparation du Plomb est adapté de Manhès et al. (1978).

2.4.1.2 Dissolution et minéralisation :

Tout le protocole analytique effectué sur les poudres d'échantillons avant séparation isotopique est synthétisé dans la figure 2.18. Durant ces étapes de pré-séparation, les échantillons sont régulièrement passés dans un bain à Ultrasons pendant 5 à 10 minutes afin de détacher les grains ou poudres du fond des béchers d'attaque, et de s'assurer de l'attaque de la totalité de l'échantillon.

2.4.2 Séparation des isotopes

Il est nécessaire de purifier chimiquement l'échantillon pour effectuer des mesures exactes et précises des rapports isotopiques, tout en s'affranchissant des effets de matrice et des interférences.

2.4.2.1 Séparation du Pb

Le Pb est le premier élément séparé afin de limiter les contaminations liées à la manipulation des échantillons, et pour limiter la quantité d'acides utilisés lors de la préparation analytique. Les colonnes en Téflon[®] utilisées pour cette séparation sont préalablement nettoyées à l'eau MilliQ. Elles sont préparées en ajoutant à chacune environ 110 μ l de résine AG1X8 200-400 Mesh. Cette résine a la particularité de fixer fortement le Plomb en présence d'HBr par la formation de complexes bromés chargés négativement et retenus par la résine (optimum de fixation pour une concentration de 0,5N selon Strelow (1978)). En présence d'HCl, le complexe bromé est relargué en même temps que le Plomb élué. Le protocole de séparation est adapté de Manhès et al. (1978) et est présenté en table 2.15. Le passage des échantillons sur ces colonnes permet d'éluer deux fractions contenant le Pb (conditionné en HCl 6N) et tous les autres éléments, dont le Sr et le Nd (conditionné en HBr 0,5N). Afin d'améliorer la séparation du Pb, les échantillons sont de nouveau chargés sur les mêmes colonnes préalablement lavées à l'HCl 6N, et le Pb subit une seconde séparation, identique à la précédente. La résine et les colonnes sont ensuite soigneusement lavées puis stockées dans une solution d'HCl 6N pendant 12h à 80°C afin d'éliminer toute trace de Pb.

2.4.2.2 Séparation du Sr et du Nd

La séparation du Sr suit la technique de chromatographie en phase liquide (White and Patchett, 1984), réalisée à l'aide de résines échangeuses d'ions de type AG50X8 200-400 Mesh, en milieu acide. La première fraction élue lors de la séparation du Pb (contenant

Étape	Acide	Quantité	Étape	Acide	Quantité
<i>1er passage sur colonnes</i>			<i>2nd passage sur colonnes</i>		
Lavage	HCl 6N	1 ml	Lavage	HCl 6N	0,5 ml
	HCl 6N	1 réservoir			1 réservoir
Conditionnement	HBr 0,5N	1 ml	Conditionnement	HBr 0,5N	1 ml
Chargement de l'échantillon	HBr 0,5N	0,5 ml	Chargement de l'échantillon	HBr 0,5N	1 ml
		0,5 ml	Piégeage du Pb	HBr 0,5N	0,5 ml
Elution du Sr et des REE	HBr 0,5N	0,5 ml	Elution du Pb	HCl 6N	2 ml
Elution du Pb	HCl 6N	2 ml	Rinçage	eau MQ bi-distillée	1 réservoir
<i>Retrait des résines et rinçage des colonnes</i>					

TABLE 2.15 – Profil d'élution du Plomb sur les colonnes contenant 110 μL de résine AG1X8 200-400 Mesh (Manhès et al., 1978).

le Sr et le Nd) est évaporée et reprise dans de l'HCl 2,5N. Le profil d'élution des colonnes est résumé dans la table 2.16. Le passage des échantillons sur ces colonnes nous permet d'obtenir deux fractions contenant le Sr (conditionné en HCl 2,5N) et toutes les Terres Rares (e.g. Nd, conditionné en HNO₃ 4N). La calibration des colonnes est une étape essentielle pour s'assurer de la bonne séparation des éléments. Le Sr possède un isotope de masse commune avec le Rb (masse 87). Si ces deux éléments sont mal séparés lors de l'élution, ils seront mesurés dans le même collecteur du spectromètre de masse, ce qui provoquera une interférence isobarique faussant le rapport ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr mesuré. Tout comme le Plomb, une seconde séparation est effectuée en repassant l'élua en Sr obtenu sur les mêmes colonnes préalablement lavées et conditionnées (table 2.16).

Étape	Acide	Quantité	Étape	Acide	Quantité
<i>1^{er} passage sur colonnes</i>			<i>2nd passage sur colonnes</i>		
Conditionnement	HCl 2,5N	5 ml	Remobilisation des résines	eau MQ	5 ml
Chargement de l'échantillon	HCl 2,5N	1 ml	Lavage	HCl 6N	10 ml
		1 ml	Conditionnement	HCl 2,5N	8 ml
Piégeage	HCl 2,5N	1 ml	Chargement de l'échantillon	HCl 2,5N	1 ml
		1 ml			1 ml
Elution de Rb, Ca et K	HCl 2,5N	7,5 ml	Piégeage	HCl 2,5N	1 ml
Elution du Sr	HCl 2,5N	7 ml			1 ml
Elution du Ba	HNO ₃ 4N	3 ml	Elution de Rb, Ca et K	HCl 2,5N	7,5 ml
Elution des REE	HNO ₃ 4N	5 ml	Elution du Sr	HCl 2,5N	7 ml
			Lavage	HCl 6N	10 ml
			Conditionnement	HCl 2,5N	5 ml
			Stockage	HCl 2,5N	5 ml

TABLE 2.16 – Profil d'élution du Strontium sur les colonnes contenant environ 2 ml de résine AG50X8 200-400 Mesh.

La séparation du Nd est effectuée par chromatographie en phase inverse (Richard et al., 1976) dans des colonnes qui contiennent de la résine LN-SPEC (poudre de Téflon® sur laquelle a été fixé une molécule organique nommée HDEHP (Di-Ethyl Hexyl Phosphate)). Le Nd possède un isotope de masse commune avec le Sm (masse 143). Tout

comme pour le Sr, si la séparation n'est pas optimale, une interférence de masse viendra perturber la mesure du rapport $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$. Le profil d'élution des colonnes doit donc être régulièrement contrôlé afin de s'assurer de la bonne séparation des éléments.

J'ai effectué une recalibration des colonnes du Nd par colorimétrie, en utilisant une solution basique d'indicateur coloré (ou IC) Noir d'Eriochrome (10 mg poudre IC+ 30 mL de NH_4OH + 30 mL d'éthanol). Nous pouvons ainsi tester le profil d'élution préexistant en éluant le La et le Ce par ajouts successifs d'HCl 0,2N, et le Nd par ajouts d'HCl 0,25N (table 2.17). A chaque ajout d'HCl 0,2N sur les résines, nous ajoutons 3-4 gouttes de solution IC aux éluas obtenus : tant qu'aucune Terre Rare n'est éluee, la solution reste bleue (milieu basique), mais dès qu'une Terre Rare est éluee (Ce, Nd, Sm) la solution devient rose (milieu plus acide). Le profil d'élution résultant est synthétisé en table 2.17.

Etape	Acide	Quantité
Conditionnement	HCl 0,2N	5 ml
Chargement de l'échantillon	HCl 0,2N	200 μl
Piégeage	HCl 0,2N	200 μl
		200 μl
Elution de La et Ce	HCl 0,2N	6 ml
		6 ml
Elution du Nd	HCl 0,25N	5ml
Lavage	HCl 4N	10 ml
	eau MQ	10 ml
Stockage	eau MQ	10 ml

TABLE 2.17 – Profil d'élution du Néodyme sur les colonnes contenant la résine LN SPEC.

2.4.3 Mesure des rapports isotopiques du Pb, du Sr et du Nd

Les compositions isotopiques en Pb sont mesurées par un Spectromètre de Masse à Source Plasma et Multi-Collection (ou MC-ICP-MS) de type NEPTUNE Thermo Scientific[®], à l'Ifremer de Brest, en collaboration avec E. Ponzevera. Les compositions isotopiques en Sr et en Nd sont mesurées par un Spectromètre de Masse à Thermo-Ionisation (ou TI-MS) de type Thermo FisherTM Triton, à l'I.U.E.M. de Brest, en collaboration avec P. Nonotte. Ces deux appareils possèdent en commun un secteur magnétique qui permet de dévier les ions en fonction de leur rapport masse/charge :

$$R = \frac{1}{B} \times \sqrt{\frac{m \times U}{q}} \quad (2.4)$$

Avec :

m : masse de l'ion

q : charge de l'ion

U : tension du champ électrique

B : valeur du champ magnétique

R : rayon de courbure en sortie de l'électroaimant

Par conséquent, les ions les plus lourds qui ont l'énergie cinétique la plus élevée sont moins déviés par le champ magnétique que les ions plus légers. Les isotopes d'un même élément seront ainsi séparés et collectés par un système de détection constitué de cages de Faraday. Ces cages sont mobiles et permettent des mesures en mode statique (sans variation du champ magnétique dans le temps), afin d'atteindre une grande précision dans un délai relativement court. Les deux types d'appareils sont constitués chacun d'un système de détection comportant 9 cages de Faraday (dont une fixe), qui seront configurées différemment en fonction des isotopes de l'élément mesuré. Ce système de détection permet donc de mesurer simultanément 9 isotopes ayant environ 17 % de différence de masse relative entre l'isotope de plus léger et le plus lourd.

2.4.3.1 Mesure des rapports isotopiques du Sr et du Nd par TIMS

Dépôts du Sr et du Nd :

Les résidus secs de Sr et de Nd obtenus seront repris dans de l'eau MilliQ afin d'être déposés sur des filaments métalliques purs, qui sont préalablement chauffés et dégazés sous vide. Afin de réguler l'ionisation du Sr, 1 μ l d'activateur au Tantale est déposé sur le filament simple de tungstène (Birck, 1986). Ce dépôt est séché en passant un courant à 1,1A dans le filament. Une fois l'activateur sec, on y dépose 1 μ l du Sr remis en solution par une quantité donnée d'eau MilliQ, qui est déterminée en considérant un rendement des colonnes de séparation de 30 %. Le dépôt est séché puis « flashé » à une intensité de 4,5A. Ce filament simple de W est à la fois évaporant et ionisant : il porte l'échantillon et permet en même temps la sublimation et l'ionisation du Sr. Le Nd s'effectue sur un double filament de Rhénium, dont l'un est évaporant (porte l'échantillon) et l'autre est ionisant (sans dépôt, forme le plasma pour l'ionisation). Ces deux filaments sont montés l'un en face de l'autre sur le barillet. 1 μ L du Nd dilué (calculé pour un rendement de séparation des colonnes LN-SPEC de 50 %) est déposé sur le filament évaporant et est séché à 0,9A avant d'être « flashé » jusqu'au rouge sombre (ordre de 2,5A ou plus).

Principe et conditions de mesure :

La figure 2.19 présente un schéma du dispositif du TI-MS employé pour ces mesures. Les filaments ainsi chargés sont disposés sur un barillet à 21 positions et chargés dans le spectromètre de masse (secteur 1, fig. 2.19). Les éléments y sont sublimés et ionisés par chauffage du filament sous vide secondaire (8.10^{-8} bar), puis accélérés par un champ électrique de haute tension. Le faisceau ionique ainsi formé est focalisé par l'intermédiaire de lentilles électroniques et envoyé dans l'analyseur en masse (secteur 2, fig. 2.19), suivi d'un électro-aimant qui permet la déviation du faisceau et la séparation en masse/charge des différents isotopes (équation 2.4). Ce faisceau dévié est ensuite envoyé vers le système de collection (secteur 3, fig. 2.19). L'ionisation du Nd nécessite une température plus élevée (ordre de 1750°C) que celle du Sr, et le chauffage de la source par radiation détériorent la qualité du vide qui ne peut être maintenu par les pompes turbo-moléculaires. Par conséquent, avant toute série d'analyse du Nd, un piège cryogénique rempli d'azote liquide est adjoint à la source pour capturer les gaz émis et ainsi améliorer le vide.

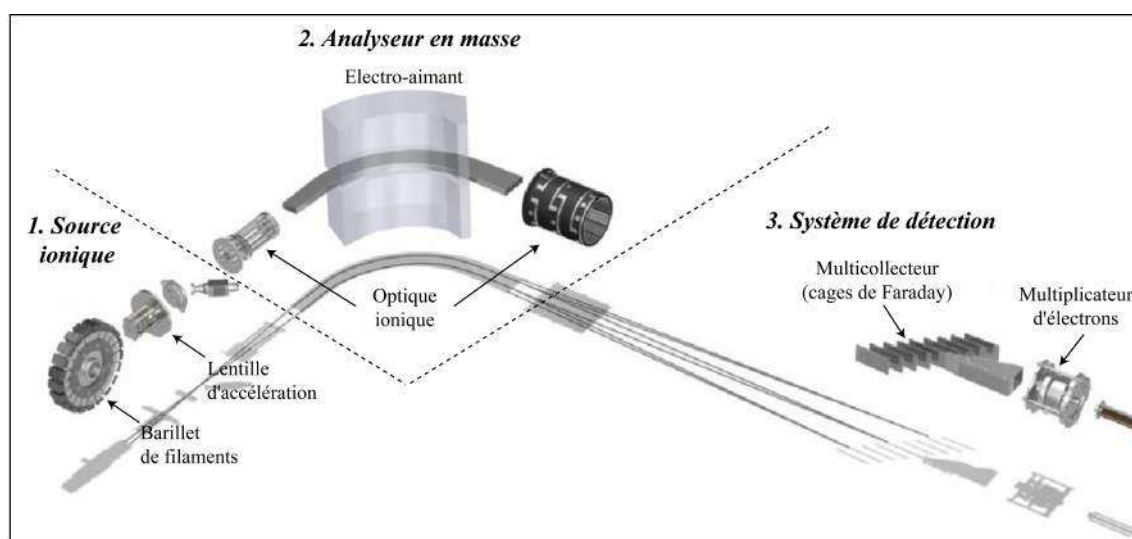


FIGURE 2.19 – Principaux constituants de chaque secteur du TI-MS Triton selon les données du constructeur Thermo FisherTM.

Avant toute analyse, une mesure du bruit de fond et du gain sont effectuées. Le bruit de fond est mesuré sur les amplificateurs alors qu'aucun signal n'est envoyé. Puis le gain est mesuré : un signal de tension connue est envoyé aux amplificateurs pour s'assurer de leur bon fonctionnement et de la bonne calibration du système de détection. L'analyse d'un échantillon nécessite au moins 10 blocs de 10 mesures de 3 secondes (100 mesures par échantillon) pour obtenir une gamme de précision de l'ordre de 1σ (entre 3.10^{-6} et 10.10^{-6}).

Lors de l'ionisation du Sr ou du Nd, un fractionnement d'origine instrumentale entre les isotopes légers et les isotopes lourds de l'élément s'opère, les isotopes légers étant plus facilement ionisables. Ce fractionnement évolue régulièrement lors de l'analyse, car l'élément est progressivement consommé. La correction de ce fractionnement se base sur la mesure de rapports isotopiques stables, dont la valeur est connue et constante dans tous les échantillons naturels. Dans le cas du Sr et du Nd, les rapports d'isotopes stables et naturels sont respectivement les suivants : $^{88}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (= 8,375202) et $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ (= 0,721903). La mesure de leur dérive par rapport aux valeurs de référence et la correction des autres rapports isotopiques sont automatiquement effectuées par le spectromètre de masse.

Résultats sur les blancs, les standards, et l'échantillon témoin :

Chaque série analytique réalisée comporte un blanc de chimie complet, auquel nous ajoutons des spikes après l'étape de séparation du Pb. Ces spikes sont pesés précisément ($\pm 10^{-5}$ g) : 75 μg de spike enrichi en ^{86}Sr ([Sr] = 0,6023 ppm) et 75 μg de spike enrichi en ^{148}Nd ([Nd] = 0,02302 ppm). Ces blancs de chimie subissent exactement les mêmes étapes de préparation (attaque, évaporation, reprise) et séparation que les échantillons afin de contrôler la qualité des manipulations et des réactifs employés. La mesure de leurs compositions isotopiques permet de calculer par la suite leurs concentrations en Sr et en Nd par dilution isotopique via les spikes ajoutés en quantité connue, et ainsi de déterminer l'apport en Sr et en Nd par les manipulations et réactifs chimiques. Les résultats obtenus sur ces blancs sont synthétisés dans les tables 2.18 et 2.19. Les blancs ont des proportions en Sr et en Nd de l'ordre du pg, les quantités de ces éléments apportées par les manipulations et les réactifs sont donc négligeables par rapport aux masses de Sr et de Nd dans nos échantillons (i.e. 11 - 126 μg en Sr / 1,3 - 8,8 μg en Nd). Le blanc de Sr de la série CAP02I est le seul à présenter une teneur en Sr particulièrement élevée (i.e. 2177 pg, table 2.18) et peut être dû à une cause externe (bêcher mal lavé, contamination lors de la manipulation, etc) ou interne (réactif contaminé).

Chaque série de mesures commence et se termine par l'analyse d'un standard de référence (NBS 987 pour le Sr, La Jolla pour le Nd) qui permet de contrôler la stabilité du spectromètre durant une série analytique. Les valeurs moyennes obtenues sur ces standards sont comparées à leurs valeurs recommandées (fig. 2.20).

Une étude statistique sur ces valeurs ne peut être effectuée au vu du nombre insuffisant de mesures de ces standards ($n = 7$). Toutefois, les valeurs obtenues en Sr et en Nd sur ces standards restent proches de la valeur recommandée. Il faut toutefois noter que les valeurs obtenues en Nd sur la première série analytique CAP00I sont en dehors des gammes

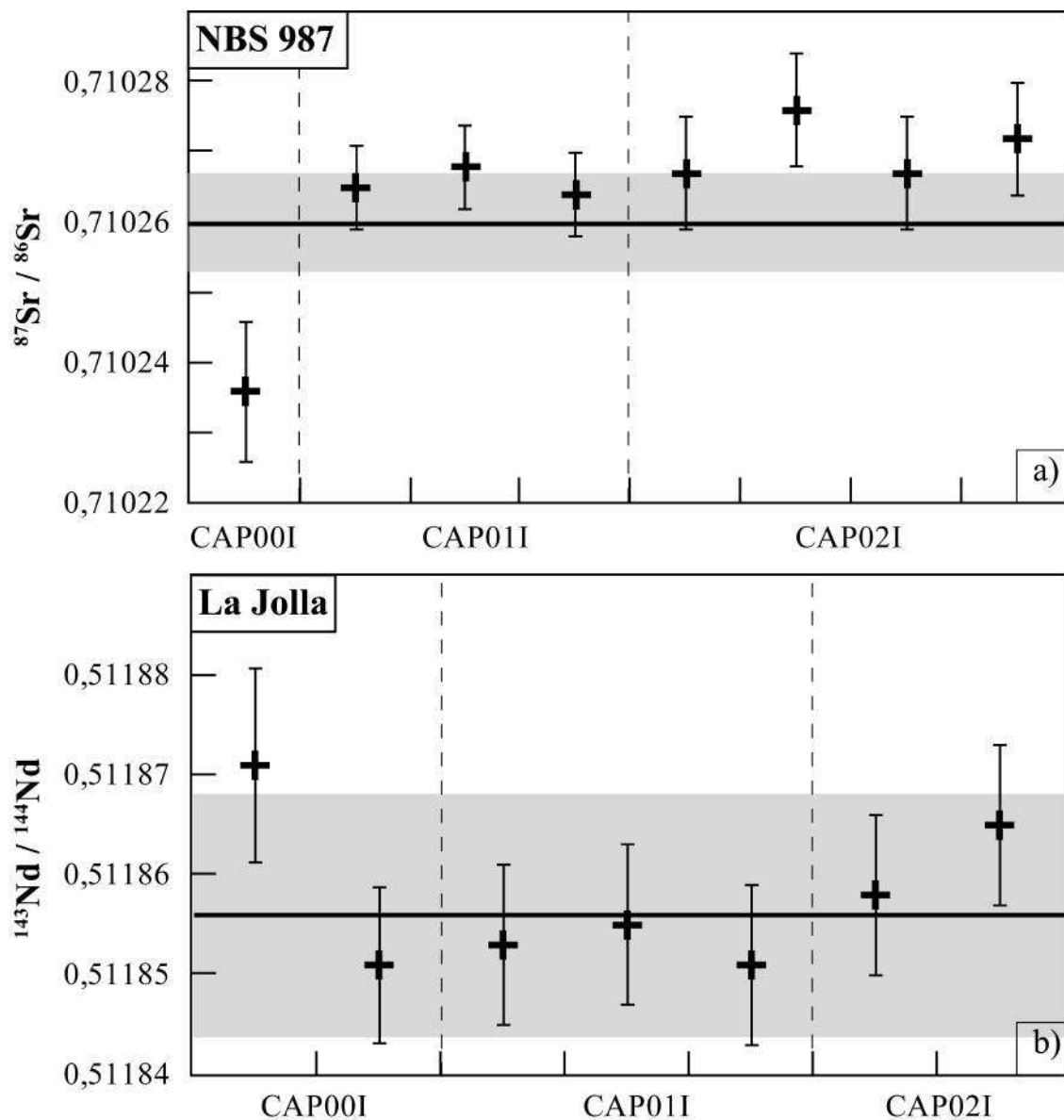


FIGURE 2.20 – Résultats obtenus sur les standards de référence a) NBS 987 (Sr) et b) La Jolla (Nd) au cours de cette étude, comparés aux valeurs recommandées de chaque standard (i.e. trait noir + champ gris). Les noms CAP00I, CAP01I et CAP02I correspondent aux 3 séances analytiques effectuées pour cette étude.

	N° Blanc	$^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr}$	2SD	$^{87}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr}$	2SD	Sr (pg)
CAP00I	Blanc 1	41,81	0,06	0,4359	0,001	86
CAP00I	Blanc 2	40,74	0,06	0,4216	0,0018	172
CAP00I	Blanc 4	41,08	0,06	0,4276	0,0004	129
CAP00I	Blanc 5	37,796	0,1	0,4006	0,0004	236
CAP00I	Blanc 6	40,16	0,04	0,41987	0,00012	159
CAP01I	Blanc	30,727	0,016	0,34038	0,0001	581
CAP02I	Blanc	16,33	0,02	0,22067	0,00018	2177

TABLE 2.18 – Tableau de synthèse des résultats obtenus sur les blancs de chimie totale en Sr.

	N° Blanc	$^{148}\text{Nd} / ^{146}\text{Nd}$	2SD	$^{144}\text{Nd} / ^{146}\text{Nd}$	2SD	Nd(pg)
CAP00I	Blanc 1	49,33	0,06	0,7228	0,001	25
CAP00I	Blanc 2	51,11	0,06	0,7019	0,001	8
CAP00I	Blanc 3	50,7	0,06	0,7014	0,0012	94
CAP01I	Blanc	51,7	0,4	0,713	0,01	0,0009

TABLE 2.19 – Tableau de synthèse des résultats obtenus sur les blancs de chimie totale en Nd.

d'incertitudes des valeurs de référence et inférieures aux autres valeurs. La première série analytique CAP00I est constituée entre autres de deux géo-standards de roche (BCR-2 et BHVO-2), mesurés pour valider le mode opératoire de cette étude. Les résultats obtenus sur leurs analyses en Sr et en Nd sont illustrées en figure 2.21, et sont directement comparés à leurs valeurs recommandées. Ces mesures de géo-standards sont dans les deux cas (Sr et Nd) inclus dans les gammes d'incertitudes des valeurs recommandées, la procédure analytique employée pour préparer et analyser le Sr et le Nd est donc approuvée.

L'échantillon témoin de l'étude d'Escrig et al. (2009) a également été analysé au cours de toutes les séries analytiques : c'est l'échantillon KM0417 DR41-1 (verre basaltique océanique). Il a été préalablement analysé dans deux laboratoires (*L.D.E.O.* (Etats-Unis) et l'*I.U.E.M.* (Brest)). Les résultats des mesures en Sr et en Nd obtenues sur cet échantillon témoin sont présentés en figure 2.22. Les valeurs de cet échantillon que nous avons obtenu sur le même instrument analytique (TI-MS de l'*I.U.E.M.*) dans une période de temps restreinte démontrent une bonne reproductibilité. Pour le Sr, les mesures de cet échantillon correspondent à la valeur obtenue sur cet échantillon sur ce même appareil, mis à part la première mesure effectuée lors de la série CAP00I. Cet écart peut être dû aux conditions de calibration de l'appareil pour cette série, qui sont inférieures à celles des autres séries (fig. 2.20, a). L'écart entre toutes les valeurs de cet échantillon et celle obtenue par Escrig et al. (2009) est non-négligeable. Pour le Nd, toutes les valeurs obtenues sur l'échantillon témoin sont dans la gamme d'incertitude de celle obtenue par Escrig et al. (2009), mais

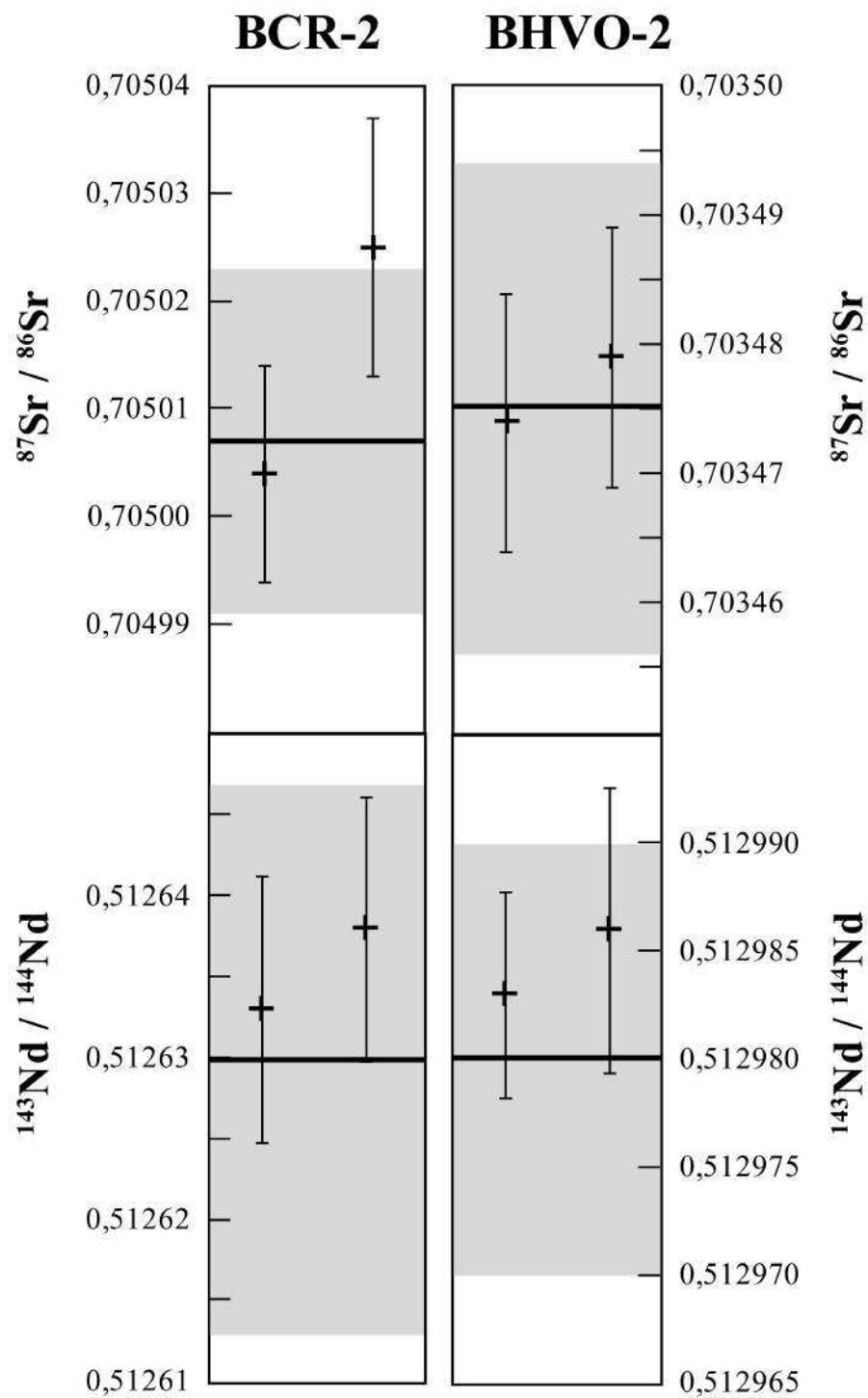


FIGURE 2.21 – Résultats obtenus sur les compositions isotopiques en Sr et en Nd sur les géo-standards de roche BCR-2 et BHVO-2 lors de la série analytique CAP00I, comparés à leurs valeurs recommandées (i.e. trait noir + champ gris) (Weis et al., 2006).

ne correspondent pas à la valeur obtenue sur le même appareil (fig. 2.22, b).

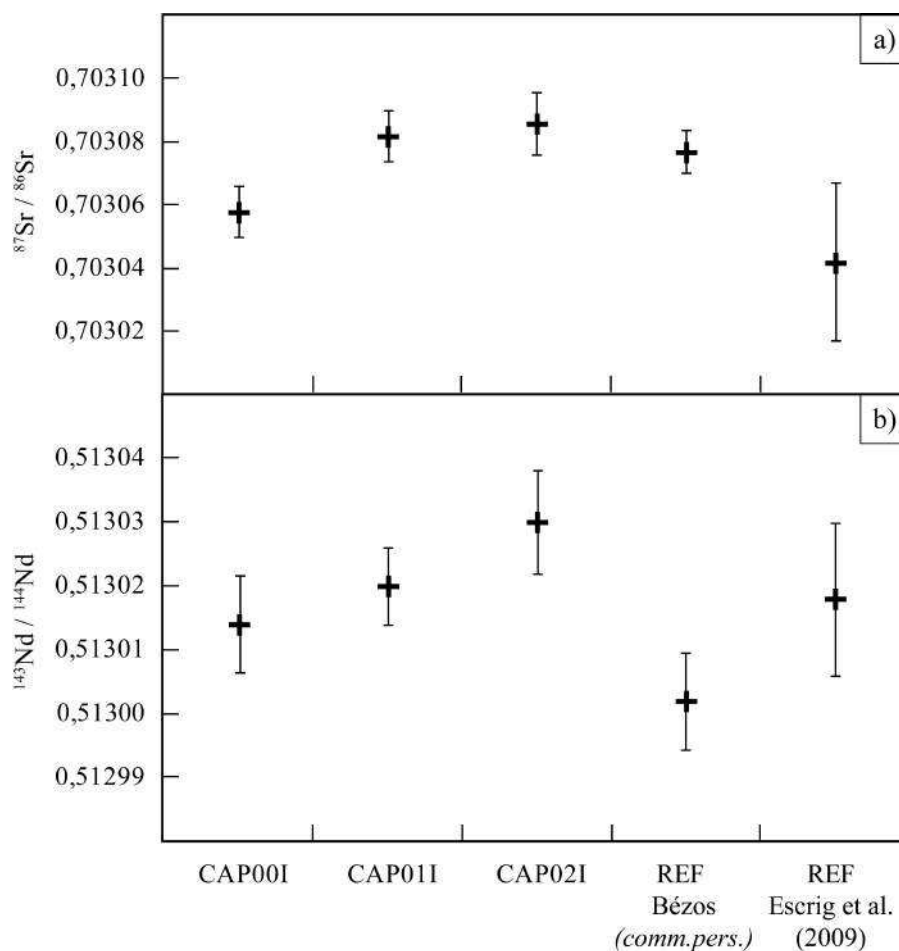


FIGURE 2.22 – Mesures des compositions isotopiques a) en Sr et b) en Nd pour l'échantillon témoin KM0417 DR41-1. A titre de comparaison sont indiqués les valeurs obtenues sur le même échantillon par Bézos (*comm. pers.*) et Escrig et al. (2009).

2.4.3.2 Mesure des rapports isotopiques du Pb par MC-ICP-MS

Principe et conditions de mesure :

Les mesures des isotopes du Pb sont effectuées sur un MC-ICP-MS : c'est un spectromètre de masse à source plasma couplé par induction, à multicollecteur et double foyer, qui est destiné à la mesure de haute précision des rapports isotopiques. Chaque échantillon est introduit en phase liquide dans la chambre de nébulisation et injecté dans un plasma à 8000°C qui désolvate, atomise et ionise les éléments de l'échantillon. Les ions produits sont introduits dans le spectromètre de masse et les isotopes du Pb sont collectés simulta-

nement dans le multicollecteur. Le schéma de ce dispositif est présenté dans la figure 2.23.

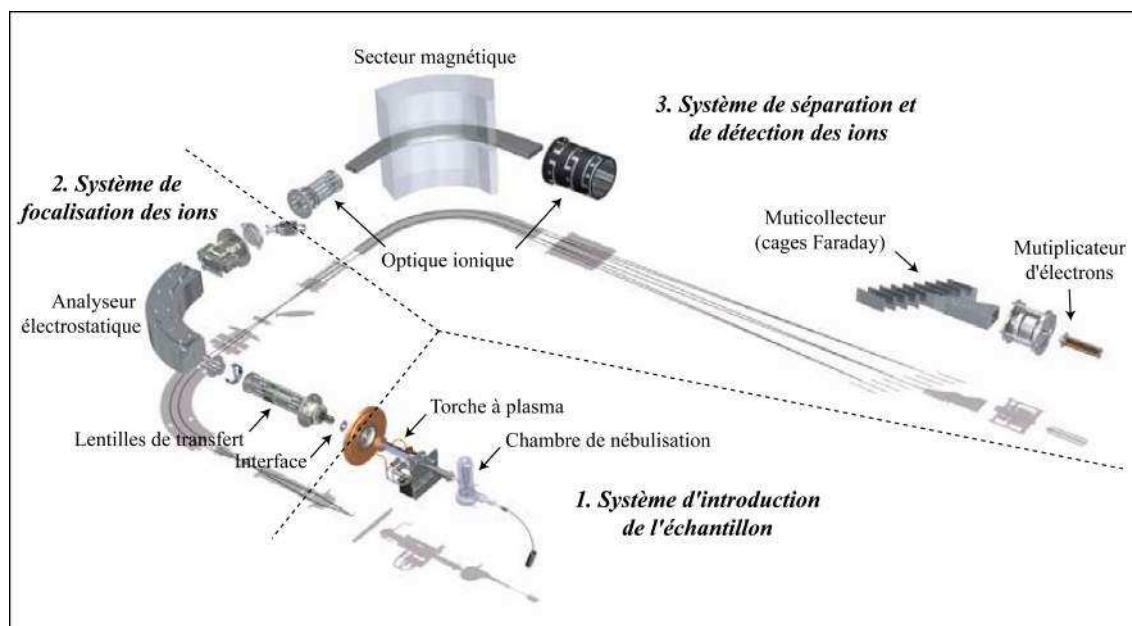


FIGURE 2.23 – Principaux constituants des différents secteurs du Mc-ICP-MS Neptune d'après les données du constructeur Thermo Scientific.

L'analyse d'une solution nécessite 30 cycles de mesures de 4 secondes chacune, et chaque analyse est séparée par des rinçages du système à l' HNO_3 2 % ultrapur Ultrex[®]. Les calibrations du signal en Pb (réglage et optimisation) sont effectuées à l'aide d'une solution standard NIST 981. Pour effectuer des mesures dans des conditions optimales et obtenir un signal électronique suffisant, la concentration en ^{208}Pb mesurée dans chaque solution doit approcher 50 ppb. Il est donc nécessaire d'évaluer la concentration en Pb avant l'analyse isotopique proprement dite. Il est également nécessaire d'ajouter à chaque solution analysée une solution mono-élémentaire de Tl, qui possède des isotopes de masses proches de celles du Pb. Cet ajout nous permettra par la suite de corriger le fractionnement de masse (cf. explications dans le paragraphe suivant). Chaque solution est diluée d'un facteur différent, calculé en fonction du signal en ^{208}Pb émis, et de manière à aboutir à un signal de même intensité (= concentration équivalente) pour tous les échantillons (ou standards). Ajuster les concentrations présente plusieurs avantages, dont le plus important : la discrimination de masse n'est pas influencée par d'éventuelles différences d'intensité de signal entre les standards et les échantillons. Un passage rapide (5 cycles de mesures) de toutes les solutions de la série analytique dans le spectromètre de masse nous permet :

1. de calculer le facteur de dilution de chaque échantillon afin d'obtenir un rapport

Pb/Tl = 10 et ainsi d'ajuster la concentration en solution mono-élémentaire de Tl ajoutée.

2. d'estimer la quantité de Pb présente dans les solutions de blancs de chimie totale.

La solution mono-élémentaire de Tl ajoutée est également analysée lors de ce passage rapide afin de contrôler la qualité de la solution et l'apport éventuel en polluants lors de son ajout sur chaque solution.

Fractionnement de masse et interférences :

Tout comme dans le cas des mesures de rapports isotopiques sur le TI-MS, les isotopes du Pb subissent un fractionnement de masse. Ce fractionnement ne se produit pas lors de l'ionisation comme pour le TI-MS, car les températures du plasma sont suffisamment élevées pour ioniser instantanément et complètement tous les isotopes (White et al., 2000). Le fractionnement de masse se produit par migration des éléments légers vers la périphérie du plasma lors du passage du faisceau ionique dans les cônes. Ce fractionnement est d'autant plus grand que l'élément analysé est en faible quantité. Il est nécessaire de corriger ce fractionnement sur les rapports isotopiques mesurés. La méthode de correction employée pour les isotopes du Sr et du Nd ne peut pas être appliquée dans le cas du Pb, qui ne possède qu'un seul isotope stable et naturel (^{204}Pb). La correction du fractionnement est réalisée grâce à l'ajout d'un traceur : une solution mono-élémentaire de Tl, dont les isotopes ont des masses proches de celles du Pb (fractionnement quasi-similaire) et dont le rapport isotopique $^{205}\text{Tl} / ^{203}\text{Tl}$ est stable et connu (= 2,38714). Le facteur de fractionnement, nommé ici ε_{Tl} , est appliqué à l'isotope stable ^{204}Pb ainsi qu'à tous les rapports isotopiques du Pb mesurés ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Ce facteur correspond à :

$$\varepsilon_{\text{Tl}} = \frac{\ln \left(\frac{\left(\frac{^{205}\text{Tl}}{^{203}\text{Tl}} \right)_{ref}}{\left(\frac{^{205}\text{Tl}}{^{203}\text{Tl}} \right)_{mes}} \right)}{\ln \left(\frac{MM(^{205}\text{Tl})}{MM(^{203}\text{Tl})} \right)} \quad (2.5)$$

Avec :

$\left(\frac{^{205}\text{Tl}}{^{203}\text{Tl}} \right)_{ref}$: rapport isotopique naturel = 2,38714

$\left(\frac{^{205}\text{Tl}}{^{203}\text{Tl}} \right)_{mes}$: rapport isotopique mesuré dans les blancs

MM(^{205}Tl) : Masse Molaire de la masse 205 du Tl = 204,97 g/mol

MM(^{203}Tl) : Masse Molaire de la masse 203 du Tl = 202,97 g/mol

Le Pb possède également un isobare qui peut induire une interférence sur l'isotope de

masse 204 : il s'agit du mercure ^{204}Hg . Bien que les purifications chimiques effectuées au préalable devraient suffire à réduire cette interférence, il nous faut tout de même contrôler la présence éventuelle en traces de Hg dans nos échantillons en mesurant simultanément l'isotope ^{202}Hg . Le rapport isotopique $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ est naturellement stable et connu, ce qui nous permet de déterminer la contribution du Hg sur la masse 204, et de corriger la concentration en ^{204}Pb mesurée de cette interférence isobarique comme suit :

$$^{204}\text{Pb} = ^{204}\text{Pb}_{mes} - \frac{^{202}\text{Hg}_{mes} \times \left(\frac{\text{MM}(^{202}\text{Hg})}{\text{MM}(^{204}\text{Hg})} \right)^{\varepsilon_{TI}}}{\left(\frac{^{202}\text{Hg}}{^{204}\text{Hg}} \right)_{ref}} \quad (2.6)$$

Avec :

$\text{MM}(^{202}\text{Hg})$: Masse Molaire de la masse 202 du Hg = 201,97 g/mol

$\text{MM}(^{204}\text{Hg})$: Masse Molaire de la masse 204 du Hg = 203,97 g/mol

$\left(\frac{^{202}\text{Hg}}{^{204}\text{Hg}} \right)_{ref}$: rapport isotopique naturel = 4,346

ε_{TI} : facteur de fractionnement

Les mesures des isotopes en Pb doivent également être corrigés de l'apport externe en Pb via le protocole analytique et les manipulations. Pour ce faire, les mesures en Pb effectuées sur les blancs totaux et les blancs de la solution de dilution seront soustraites aux mesures de chaque échantillon en fonction de leur facteur de dilution.

Les mesures de standards de référence dans les mêmes conditions analytiques que nos échantillons nous permettent de vérifier la qualité de notre protocole analytique. De plus, l'analyse régulière d'un standard international (tous les 2 échantillons) permet de quantifier la dérive instrumentale afin de pouvoir la corriger. Cette méthode dite de « standard bracketing » est couramment employée afin de corriger les valeurs mesurées des échantillons de la différence existante entre les valeurs obtenues sur les standards et celles de référence. Nous avons utilisé le standard international NIST 981 et les valeurs publiées par Todt et al. (1996) pour cette correction : chaque rapport isotopique d'échantillon est corrigé de la différence entre la valeur moyenne pondérée des rapports isotopiques mesurés sur les 2 standards encadrant et la valeur de référence.

Résultats sur le standard et l'échantillon témoin :

Toutes les analyses en isotopes du Pb sur les blancs de chimie totale sont présentés en table 2.20. Les blancs mesurés sur toutes les séries analytiques ont des teneurs en Pb inférieures à 300 pg, l'apport des manipulations et réactifs utilisés peut donc être considéré comme négligeable par rapport aux masses de Pb présentes dans nos prises d'essais

d'échantillons (0,09 - 1,44 μ g).

	N° Blanc	Pb (pg)
CAP00I	Blanc 1	267,38
CAP00I	Blanc 2	110,87
CAP00I	Blanc 3	98,65
CAP00I	Blanc 4	178,86
CAP00I	Blanc 5	88,43
CAP00I	Blanc 6	90,26
CAP01I	Blanc	120,6
CAP02I	Blanc	283,6

TABLE 2.20 – Tableau de synthèse des résultats obtenus sur les blancs de chimie totale en Pb.

Le même échantillon témoin KM0417 DR41-1 a été mesuré au cours de toutes les séries analytiques, afin de quantifier la reproductibilité analytique de l'étude. Les résultats des mesures en Pb obtenues sur cet échantillon témoin sont présentés en figure 2.24. Bien que toutes ces valeurs soient corrigées d'après les mêmes valeurs de référence pour le standard NIST981 (Todt et al., 1996), toutes les mesures de notre étude sont différentes les unes des autres, et ne correspondent pas aux valeurs mesurées sur cet échantillon par d'autres auteurs (Escrig et al., 2009; Bézou, 2011). Il est à noter que les valeurs en Pb d'Escrig et al. (2009) sont obtenues sur un TI-MS et sont corrigées par la méthode de double spike ^{207}Pb - ^{204}Pb , ce qui pourrait expliquer les différences entre ces valeurs et les nôtres obtenues sur un MC-ICP-MS. Mais cela n'explique pas les écarts avec les valeurs obtenues par Bézou (*comm. pers.*) sur le même instrument et traitées de façon identique à la nôtre (préparation, élution, analyse, correction).

Les résultats obtenus sur les deux géo-standards de roche (BCR-2 et BHVO-2) lors de la première série analytique CAP00I sont présentés en figure 2.25. En comparaison avec les valeurs recommandées (Weis et al., 2006), les résultats sont satisfaisants sur les rapports isotopiques du Pb mesurés sur le BCR-2. Sur le BHVO-2, une des deux mesures du rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est bien plus élevée par rapport à la valeur recommandée, mais la seconde reste dans les gammes d'incertitudes de cette dernière.

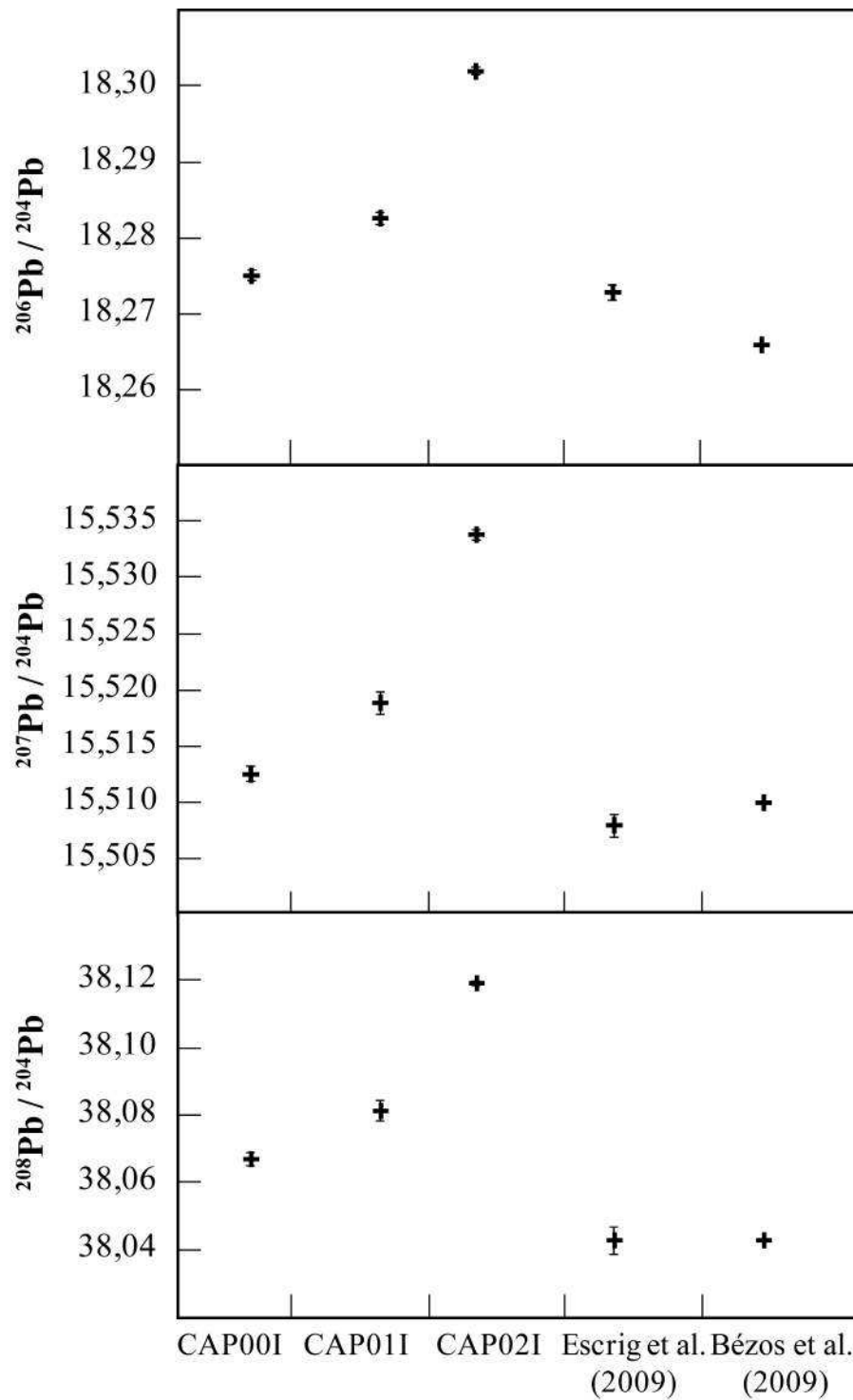


FIGURE 2.24 – Résultats obtenus sur les compositions isotopiques en Pb pour l'échantillon témoin KM0417 DR41-1. Les valeurs obtenues sur le même échantillon par Bézos et al. (2009) et Escrig et al. (2009) sont indiquées à titre de comparaison.

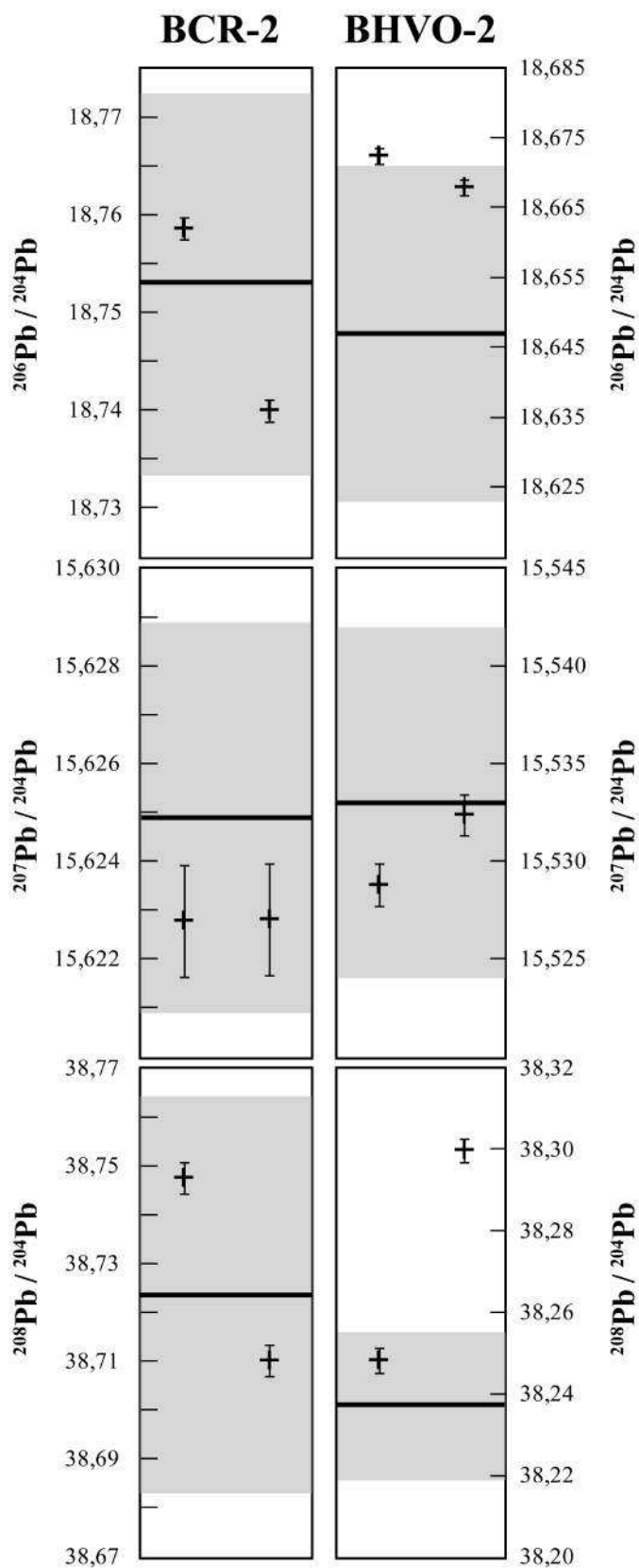


FIGURE 2.25 – Résultats obtenus sur les compositions isotopiques en Pb pour les géostandards de référence BCR-2 et BHVO-2. Leurs valeurs recommandées sont indiquées à titre de comparaison.

Chapitre 3

Etude géologique de l'île de la Possession

Cette étude s'intéresse à l'évolution géologique, géochronologique et structurale de l'une des îles constituant l'archipel de Crozet (Océan Indien sud) : l'île de la Possession. Après avoir présenté brièvement le contexte géologique dans lequel s'inscrit l'archipel de Crozet et plus particulièrement l'île de la Possession, nous passerons en revue les différents objectifs des deux missions d'échantillonnage menées sur l'île de la Possession en 2009 et en 2010. Nous développerons en seconde partie les résultats et les interprétations de nos observations de terrain, ainsi que des données géochronologiques, géochimiques et structurales obtenues sur les échantillons récoltés au cours de ces missions. En combinant ces différents résultats, nous apporterons de nouvelles contraintes sur l'évolution géologique et la durée de chaque phase d'activité et/ou de quiescence volcanique de l'île de la Possession. Cette étude fera l'objet d'une publication dans les mois suivant ce manuscrit.

3.1 Le plateau de Crozet

3.1.1 Caractéristiques générales

Le plateau de Crozet se situe dans le sud ouest de l'océan Indien à environ 1000 km à l'est de la ride sud-ouest indienne (ou SWIR) et à 1500 km à l'ouest du plateau océanique de Kerguelen (fig. 3.1). Ce plateau est une structure asismique sous-marine orientée ONO-ESE et composée de roches basaltiques altérées (Schlich, 1975; Goslin et al., 1981). Sa superficie, définie au-dessus de l'isobathe 2000 m, est d'environ 4500 km². D'après Schlich (1975), ce plateau s'est mis en place sur une croûte océanique d'âge \sim 80-64Ma.

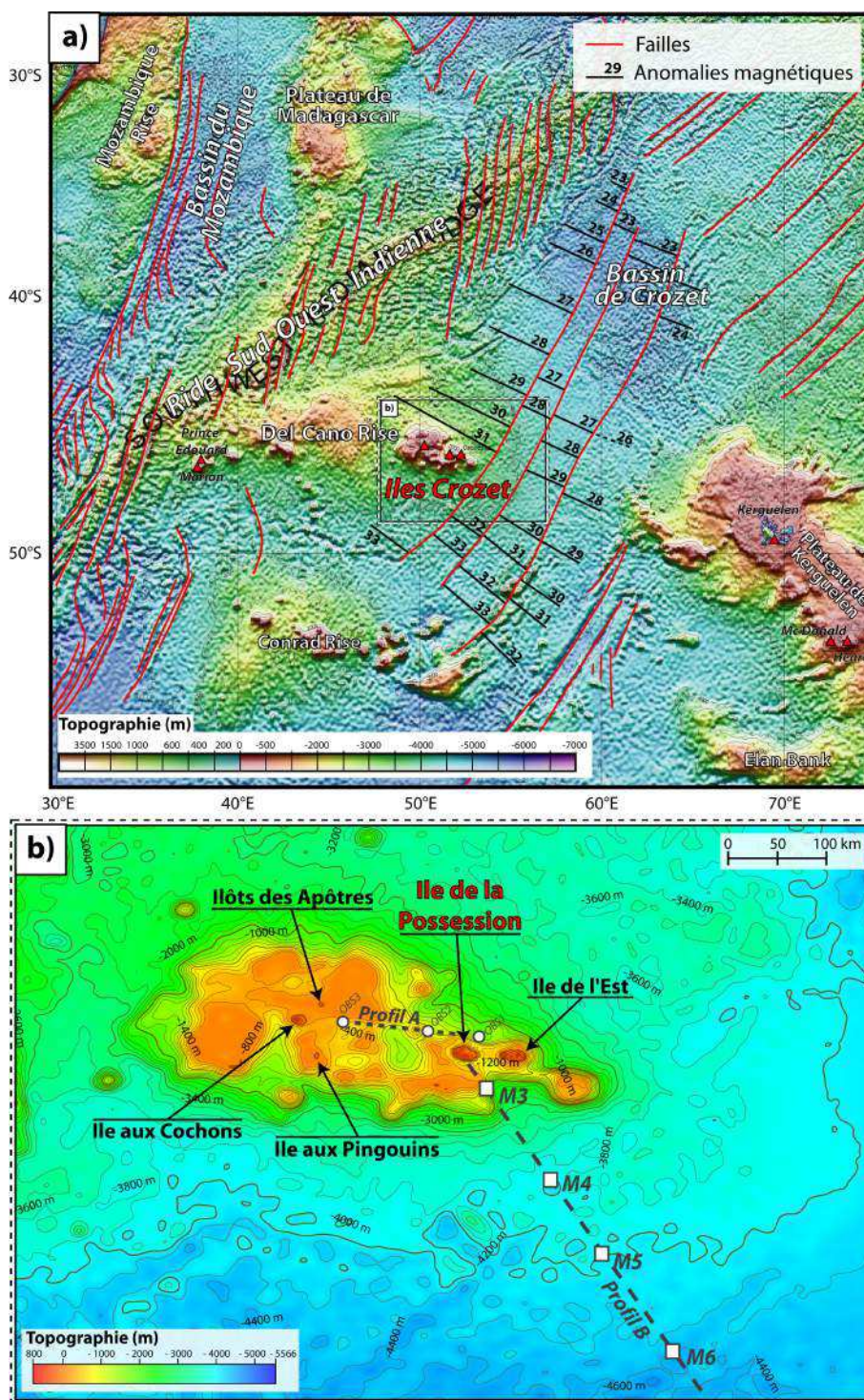


FIGURE 3.1 – a) Carte topographique de l’océan Indien sud, où sont indiquées les principales failles et anomalies magnétiques identifiées dans le bassin de Crozet (Schlich, 1975; Ségoufin et al., 2004). b) Carte topographique du plateau océanique de Crozet, où sont indiquées les îles constituant l’archipel du même nom. Profil A (et points OBS1 à OBS3) = profil de sismique réfraction (Recq et al., 1998) (fig. 3.2). Profil B (et points M3 à M6) = profil et stations de mesures du flux de chaleur (Courtney and Recq, 1986) (fig. 3.4).

Ce plateau est encadré par plusieurs anomalies magnétiques de direction globale ONO-ESE (fig. 3.1) :

- L'anomalie 31 au NE du plateau (66 Ma, Crétacé supérieur), de direction N118°
- L'anomalie 33 au SW du plateau (79 Ma, Crétacé supérieur), de direction N126°
- L'anomalie 29 au N du plateau (64 Ma, Paléocène inférieur)

Le plateau de Crozet aurait donc un âge maximal de 64 Ma, et la croûte océanique sur laquelle il s'est édifié daterait du Crétacé supérieur (83,5 - 70,6 Ma, Schlich, 1975). Son épaisseur crustale a été estimée entre 10 et 16,5 km par sismique réfraction (Goslin et al., 1981; Recq et al., 1998) à laquelle il faut ajouter une croûte océanique de ~ 5 km d'épaisseur (Goslin et al., 1981). De telles épaisseurs crustales sont comparables à celles actuellement produites au niveau de l'Islande par la ride médio-Atlantique (Klein and Langmuir, 1987; Langmuir et al., 1992).

3.1.2 Origine du plateau de Crozet

Les premières études sur l'origine du plateau de Crozet l'ont considéré comme étant un fragment continental (Laughton et al., 1970). Mais son caractère océanique a été démontré par les études de McKenzie and Sclater (1971), Schlich (1975), Goslin et al. (1981) et Recq et al. (1998).

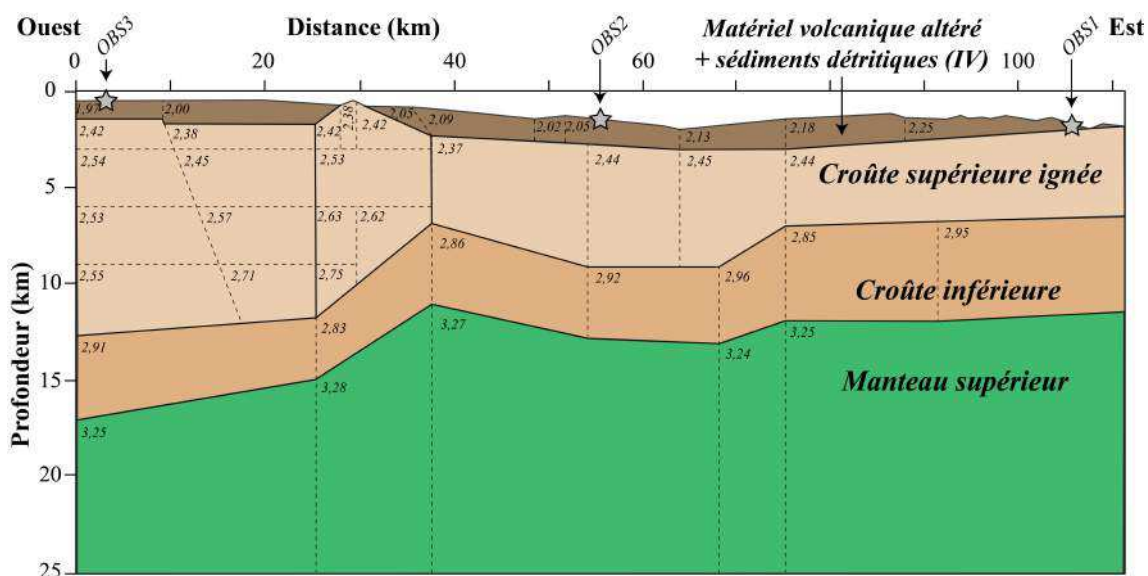


FIGURE 3.2 – Modèle de densité établi le long du plateau de Crozet selon le profil de sismique réfraction établi par Recq et al. (1998) et représenté en figure 3.1, b (i.e. trait pointillé et ronds blancs).

En effet, l'étude de Recq et al. (1998) et la figure 3.2 montrent la distribution des densités estimées à partir des vitesses sismiques dans les profils du soubassement du plateau de Crozet, et révèlent des signatures de croûte océanique avec des vitesses (i.e. densités)

variables en fonction de la composition de cette croûte. La couche supérieure, épaisse de 0-2 km, révèle des vitesses de l'ordre de 2,2 à 3,9 km.s⁻¹ ($d = 2,09$ à 2,25), assignée à des basaltes très poreux et/ou altérés par circulation hydrothermale (Recq et al., 1998). La seconde couche sous-jacente, épaisse de 5 à 11 km, montre des vitesses sismiques qui passent progressivement de 4,0 à 5,16 km.s⁻¹ ($d = 2,37$ à 2,55) depuis son sommet vers sa base, typiques de matériels basaltiques. Enfin, la couche la plus profonde de la croûte océanique présente des vitesses sismiques allant de 6,8 km.s⁻¹ au sommet à 7,3 km.s⁻¹ à la base ($d = 2,85$ à 2,95), sur 3-5 km d'épaisseur. Ces dernières vitesses sont bien plus élevées que celles mesurées à la base des croûtes océaniques générées par les rides médio-océaniques (White and McKenzie, 1989). White and McKenzie (1989) démontrent que de telles gammes de vitesses sismiques (6,8-7,3 km.s⁻¹) peuvent être obtenues dans le cas de magmas générés par la fusion partielle d'une région lithosphérique affectée par un panache mantellique. En effet, les panaches mantelliques génèrent des augmentations de températures potentielles mantelliques régionales, de 100 à 200°C au-dessus de la température potentielle mantellique au niveau de l'axe des rides médio-océaniques (White and McKenzie, 1989). Ces augmentations locales de températures mantelliques génèrent des magmas plus enrichis en Mg, causant une augmentation des vitesses sismiques ($> 6,8$ km.s⁻¹, White and McKenzie, 1989) des roches ignées qui se mettent en place sur la croûte sus-jacente. Par ailleurs, ces observations et hypothèses ont également été faites pour le plateau de Kerguelen-Heard (Charvis et al., 1995; Charvis and Operto, 1999) et Ténérife (îles Canaries, Dalwood et al., 1997). Cette augmentation progressive des vitesses suggèrerait l'influence d'un panache mantellique sous-jacent (Recq et al., 1998; White and McKenzie, 1989).

Les données gravimétriques dans le sud de l'océan indien montrent la présence d'une anomalie positive du géoïde centrée sur le plateau de Crozet d'environ 1000 km d'envergure et d'élévation maximale de 52 m (Cazenave et al., 1980; Cannat et al., 2008; Krishna et al., 2009). Une carte de l'élévation du géoïde dans cette région est présentée en figure 3.3, et montre que cette anomalie inclut également les structures magmatiques voisines au plateau, comme celles de Kerguelen-Heard, Marion et Conrad Rise (Cazenave et al., 1980; Krishna et al., 2009). Les variations locales d'élévation du géoïde à proximité du plateau de Crozet montrent une augmentation d'élévation de +9 m par rapport à celle du géoïde du plancher océanique situé au sud est du plateau (Courtney and Recq, 1986). La modélisation de la structure crustale de ce plateau associée à cette élévation régionale du géoïde indique qu'un simple épaissement crustal régional ne peut expliquer ce soulèvement bathymétrique local et cette anomalie du géoïde, qui serait dans ce cas moins importante (i.e. élévation de +1,7 m par rapport à celle du géoïde du plancher océanique environnant, Cazenave et al., 1980; Goslin and Diament, 1987; Recq et al., 1998).

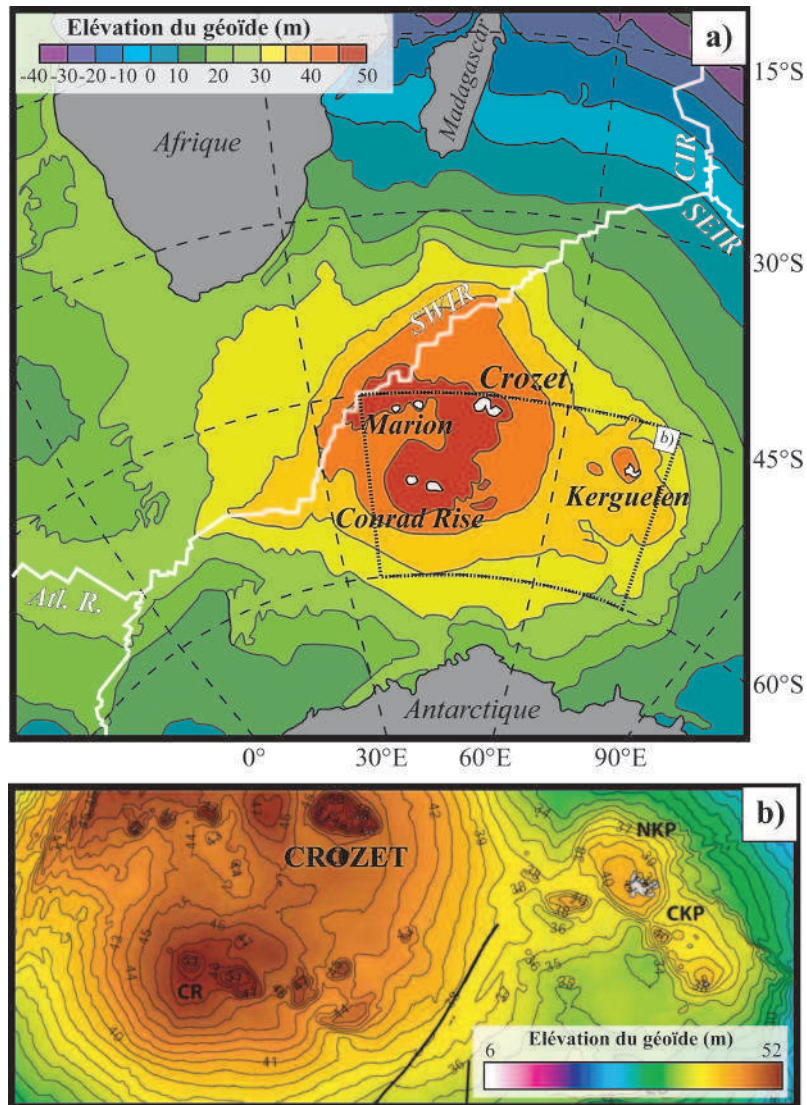


FIGURE 3.3 – a) Carte de l'élévation du géoïde dans l'océan Indien Sud, d'après Cannat et al. (2008). b) Données du géoïde dans la région des plateaux de Kerguelen (NKP = Plateau Nord de Kerguelen ; CKP = Plateau Central de Kerguelen), de Crozet et de Conrad Rise (CR) d'après l'étude de Krishna et al. (2009).

Des mesures du flux de chaleur au sud est du plateau (fig.3.4, Courtney and Recq, 1986) démontrent une augmentation de ce flux en remontant sur le plateau ($> 20 \text{ mW} / \text{m}^2$ par rapport aux bassins océaniques adjacents), soit en se rapprochant du centre de l'anomalie du géoïde (Courtney and Recq, 1986; Harris and McNutt, 2007). Ces résultats associés à la présence d'un manteau sous-jacent au plateau de faible densité (i.e. 3,15 vs 3,30 dans le manteau ambiant selon des mesures gravimétriques régionales, Courtney and Recq, 1986; Recq et al., 1998) font en faveur d'une surrection dynamique du plateau de Crozet due à la présence d'un panache thermique sous-jacent au plateau (Courtney and Recq, 1986).

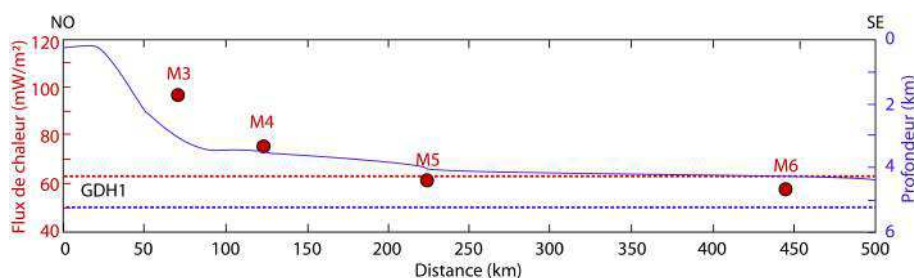


FIGURE 3.4 – Données moyennes du flux de chaleur (points rouges) combinées au profil bathymétrique (courbe bleue) le long du transect de mesure sur le plateau de Crozet, visible sur la figure 3.1, b (Courtney and Recq, 1986). Ces données sont comparées à la bathymétrie (droite pointillée bleue) et au flux de chaleur (droite pointillée rouge) prédits pour un plancher océanique de 67 Ma (modèle de plaque GDH1, Stein and Stein, 1992).

3.1.3 Relations avec les autres structures magmatiques de l'océan indien sud

L'étude des structures crustales des rides asismiques d'origine magmatique présentes au voisinage du plateau de Crozet (Del Cano Rise, Conrad Rise, Kerguelen-Heard, fig. 3.1) révèlent des origines distinctes de celle du plateau de Crozet (Goslin et al., 1981; Duncan, 1991; Recq et al., 1998). Dans l'océan Indien sud, seule la partie sud du plateau océanique de Madagascar révèle une structure crustale semblable à celle du plateau de Crozet (Goslin et al., 1981). Plusieurs auteurs sont en accord avec l'étude de Schlich (1975) qui propose la division d'un large plateau océanique par la propagation de la SWIR vers le nord vers 64-68 Ma, isolant ainsi 2 structures de même origine : les plateaux de Crozet et de Madagascar (Goslin et al., 1981; Goslin and Patriat, 1984; Goslin and Diamond, 1987). Cet âge minimal de formation du plateau initial (i.e. 68 Ma) est en accord avec l'âge du plateau de Crozet proposé par Schlich (1975) et Goslin and Patriat (1984), et conteste l'interprétation d'une formation sub-contemporaine du plateau proposée par Cazenave et al. (1980) qui se base sur l'étude de la rigidité flexurale de la lithosphère océanique dans la région de Crozet.

3.2 L'archipel de Crozet

L'archipel de Crozet s'est édifié sur le plateau du même nom et se compose de cinq îles volcaniques relativement difficiles d'accès car elles présentent des côtes souvent très escarpées. Un autre facteur contraignant pour les missions scientifiques sur ces îles est leur classement récent en tant que réserves naturelles intégrales (i.e. en 2006) pour préserver la faune et la flore endémiques de ces îles. L'île de la Possession n'est pas classée en tant

que réserve intégrale et possède ainsi une base scientifique habitée tout au long de l'année. Il existe cependant peu d'études géologiques sur cette île, oubliée des géologues ces 20 dernières années.

Nom île	Cycle	Groupe Ouest			Groupe Est	
		Cochons	Pingouins	Apôtres	Possession	Est
Surface (km ²)		68	5,6	3,5	147	130
Sommet (m)		826	340	290	934	1050
Phases volcaniques (âges en Ma)	1				> 8,1 8,1 - 1,3	> 8,75 8,75 - 1,60
	2	0,4 - 0,2	1,1	5,5 - 2,65	1,02 - 0,7	1,60 - 0,90
	3	< 0,2			0,7 - 0,5 < 0,012	0,50 - 0,40 0,1
Type magmatisme		volcanique	volcanique	volcanique	volcanique plutonique	volcanique plutonique
Direction(s) de(s) réseau(x) filonien(s)		N040 - N070 N100 - N160	N100 N170	N070	N105 - N135	N100 - N110 N170 - N180
Traces d'épisode glaciaire		présentes			vallées en auge verrou glaciaire	vallées en auge marques locales
Analyses chimiques						
él. majeurs		1	17	-	52	70
él. en traces		-	17	-	27	67
isotopes		-	5	-	-	13

TABLE 3.1 – Caractéristiques générales des îles constituant l'archipel de Crozet. « Cycle » : cycles magmatiques reconnus et définis selon les phases volcaniques de l'île de la Possession. Références - Ile aux Cochons : Bellair (1963). Ile aux Pingouins : Giret2002. Ile de la Possession : Reinisch1908, Tyrrell1937, Berthois1953, Bellair1963, Gunn1970, Gunn1972, Chevallier1983, Verwoerd1990. Ile de l'Est : (Berthois, 1953; Gunn et al., 1970; Hedge et al., 1973; Gunn et al., 1972; Lameyre and Nougier, 1977; Zhou, 1996).

L'étude de Chevallier (1980) décrit la géologie et la pétrographie de chaque unité volcanique et proposent une carte géologique détaillée au 1 : 50 000^e (fig. 3.5). Des analyses géochimiques ont également été effectuées par différents auteurs sur les roches volcaniques de l'île dont les dernières en date sont de 1983 (table 3.1). Plusieurs missions d'échantillonnage ont été réalisées sur l'île de l'Est, donnant lieu à une carte géologique simplifiée par rapport à celle de la Possession (Lameyre and Nougier, 1982). Les études pétrographiques et géochimiques sont plus approfondies mais plus rares que celles effectuées sur la Possession. Elle est désormais classée réserve intégrale depuis 1989. L'île aux Pingouins recense deux missions de géologie (Nougier and Thomson, 1987; Giret et al., 2002), dont une étude pétrologique et géochimique sur 17 échantillons de laves.

Les îles formant le groupe de l'Ouest ont été nettement moins étudiées et explorées avant d'être décrétées réserves naturelles. En effet, l'île aux Pingouins recense 2 missions à caractère géologique et 1 seule étude pétro-géochimique approfondie (Giret et al., 2002). L'île aux Cochons a fait l'objet de 2 missions de reconnaissance géologique et un seul échantillon a été analysé pour cette île (Bellair, 1963). Un seul échantillonnage a été effectué sur les îlots des Apôtres à cause de leur inaccessibilité, 2 datations K/Ar ont été réalisées sur ces laves (Giret, 1987) et une seule brève description pétrographique a été entreprise (Verwoerd et al., 1990).

3.2.1 L'île de la Possession

L'île de la Possession fait partie du groupe des îles de l'Est qui reposent sur la partie la plus étroite du plateau de Crozet. Ci-dessous je présente une synthèse des caractéristiques morphologiques, géologiques et tectoniques de cette île (Chevallier, 1980; Chevallier et al., 1983; Verwoerd et al., 1990).

Morphologie :

L'île de la Possession fait 18 km de large sur 15 km de long, pour une superficie d'environ 147 km². Son plus haut sommet, le pic du Mascarin, culmine à 934 m d'altitude, suivies de crêtes hautes de 700 à 900 m d'altitude orientées selon une direction NE-SO. Cette île est la partie émergée d'un ancien strato-volcan dont les trois-quarts se sont effondrés en mer (Chevallier et al., 1983). Elle présente cinq vallées principales creusées lors d'un épisode glaciaire récent (< 10 ka, Chevallier, 1980). Les plus imposantes vallées glaciaires sont celle des Branloires, de la Hébé et des Géants (fig. 3.5). Un autre indice morphologique de cet épisode est la présence de moraines associées à ces vallées ainsi que la présence d'un verrou glaciaire en amont de la vallée du Petit Caporal, barrant un ancien cirque relativement profond (Chevallier, 1980).

Histoire géologique et tectonique :

La figure 3.5 présente la répartition des différentes unités géologiques de l'île de la Possession (Chevallier, 1980).

Cette île s'est construite en 3 cycles décomposés en cinq phases volcaniques, dont je reprends ci-dessous les principales caractéristiques (Chevallier, 1980; Chevallier et al., 1983).

- Cycle 1 (~ 7 Ma) : La première phase éruptive reflète le passage d'une activité volcanique sous-marine à sub-aérienne de l'île par un empilement de hyaloclastites palagonitisées intercalées dans des dépôts volcano-détritiques. S'en suit une seconde phase éruptive, où un empilement de 300 m de coulées interstratifiées par des dépôts volcano-sédimentaires marque l'édification d'un stratovolcan (40 km de diamètre) dont le centre éruptif se situe à l'ouest de l'île. L'épaisseur de ces dépôts augmente dans le temps au détriment de l'abondance des coulées. Le milieu de cette série a été datée à $8,1 \pm 0,6$ Ma (Chevallier et al., 1983), et l'une de ses dernières manifestations à $2,7 \pm 0,8$ Ma par datations K/Ar (Chevallier et al., 1983). Un réseau filonien important a alors recoupé cette séquence et se décompose en deux types : les plus nombreuses et anciennes intrusions sont les « ring-dykes » ou

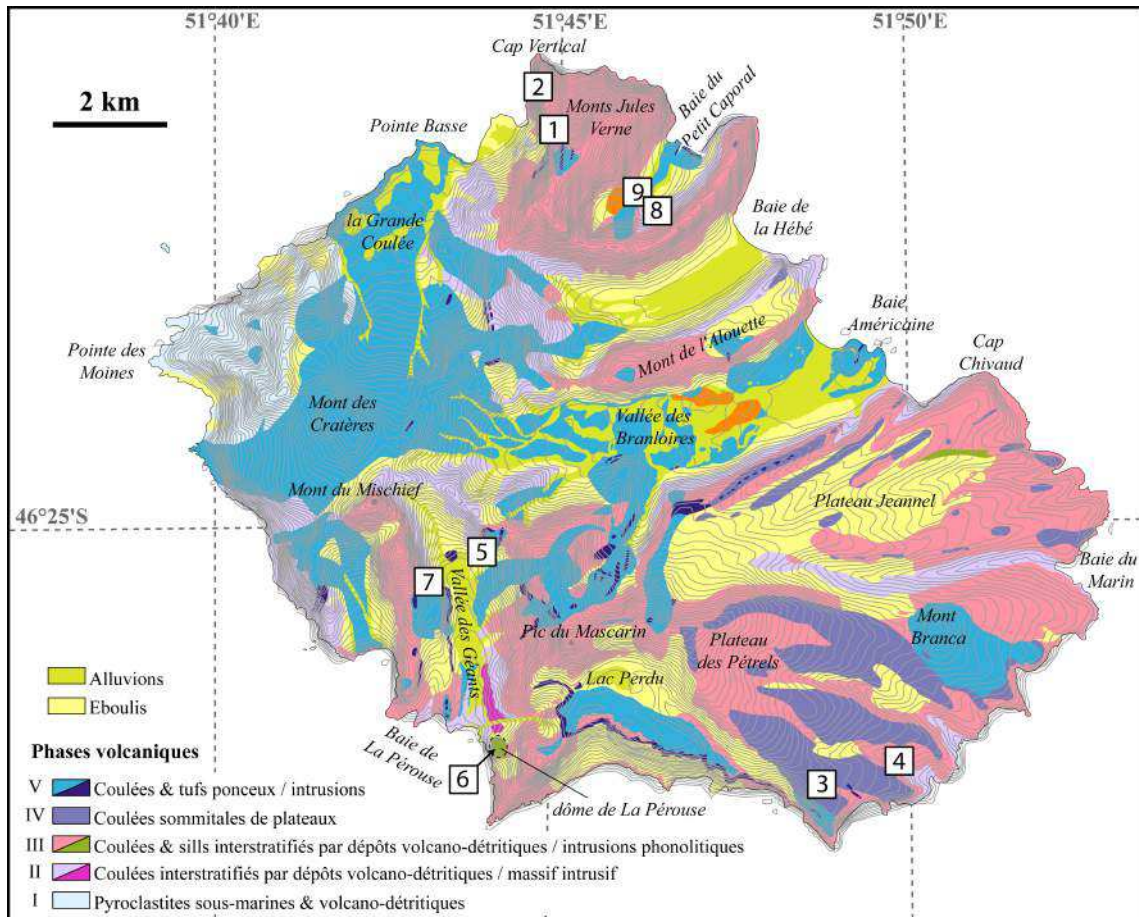


FIGURE 3.5 – Carte géologique et topographique de l'île de la Possession, modifiée d'après Chevallier (1980). Equidistance des courbes de niveaux : 20 mètres. Numéros encadrés = localisation des échantillons datés par Chevallier et al. (1983) (fig.3.6).

dykes annulaires, mis en place à $1,3 \pm 0,4$ Ma et présentant un pendage externe par rapport au centre éruptif principal du stratovolcan. Ces derniers sont recoupés par le second type d'intrusions : les « cone-sheet », dont le pendage est cette fois interne par rapport au centre éruptif. Ces intrusions occupent seulement 7 % de la surface de l'île et seraient la conséquence d'une baisse de la pression induite par la remontée de magma vers la surface et par des subsidences internes de l'empilement volcanique (Chevallier et al., 1983). Combinée à ces hypothèses de subsidences, la prédominance des dépôts détritiques dans la partie supérieure de cette série marque une période d'accalmie et d'érosion à la fin de cette seconde phase.

- Cycle 2 (~ 300 ka) : Une formation conglomératique (10-50m d'épaisseur) se met alors en place en discordance sur les formations de la phase précédente et marque le début de la troisième phase éruptive de l'île (Chevallier et al., 1983). Cette phase est la plus importante en termes de répartition et semble moins épaisse que la précédente. Elle se compose d'un empilement de matériel détritique remanié et intercalé

par des coulées et sills métriques, qui deviennent plus nombreux vers le sommet de cette séquence. Ces laves sont issues d'un réseau de dykes radiaires dont deux intrusions ont été datées à $0,8 \pm 0,2$ Ma et $0,72 \pm 0,11$ Ma (Chevallier et al., 1983). Ce réseau filonien est concentré à l'ouest de l'île et présente un centre géométrique confondu avec celui du stratovolcan de l'île (Chevallier et al., 1983). Les dimensions de cette unité intrusive (en termes de diamètre, épaisseur de la zone et géométrie des dykes) indiquerait la présence d'une chambre magmatique à plus de 5 km de profondeur (Chevallier et al., 1983). Par ailleurs, une seule extrusion s'est mis en place au sud-ouest de l'île (dôme de la Pérouse, fig. 3.5) et a été datée à $1,03 \pm 0,4$ Ma. Cette dernière recoupe les unités de la phase II et est traversée par les dykes de la phase IV et failles de la dernière phase éruptive. Sa mise en place a ainsi été estimée au cours de la phase III, soit entre 0,7 et 1 Ma (Chevallier, 1980).

La quatrième phase éruptive se compose d'une dizaine de mètres de coulées de plateau régulièrement espacées verticalement (une tous les 10 m). Ces coulées sont issues de l'activité d'une zone de rift orientée $N135^\circ$ (>5 km de large - 12 km de long), puis $N105^\circ$ vers l'ouest de l'île. Trois échantillons de cette phase ont été datés à $0,7 \pm 0,15$ Ma, $0,65 \pm 0,15$ Ma et $0,53 \pm 0,09$ Ma (datations K/Ar, Chevallier et al., 1983). La fin de ce cycle est marquée par un épisode glaciaire (< 20 ka, Chevallier, 1980), qui a formé les vallées en auge précédemment citées et érodé les séries précédentes.

- Cycle 3 (< 6200 ans) : Ce dernier cycle est représenté par une seule phase volcanique qui s'est mis en place avant 6200 ans cal. B.P. (Van der Putten et al., 2008), et en discordance sur les séries précédentes (Fairbridge, 1961; Chevallier et al., 1983). Elle s'est manifestée par deux dynamismes différents : (1) une phase explosive de type strombolienne, avec l'édification de cônes de scories alignés selon une direction principale NE-SO ; (2) une phase effusive moins conséquente, avec l'émission de 2 coulées principales (la Grande Coulée et la vallée des Géants, fig. 3.5). Une phase tectonique majeure et récente (i.e. Holocène, Chevallier, 1980) a modifié la morphologie de la partie ouest de l'île au cours de ce cycle. La conséquence la plus évidente de cette tectonique d'effondrement est le basculement tardif de 40° vers l'ouest de la série constituant la première phase volcanique.

L'activité de cette île se résume en trois cycles illustrés dans la figure 3.6. Le premier cycle marque la construction de l'île en 2 phases volcaniques, avec le développement du stratovolcan et la mise en place d'un réseau filonien important en seulement ~ 10 -100 ka (Chevallier et al., 1983). La transition entre le premier et le second cycle est marqué par une période d'accalmie volcanique, laissant place à une période d'érosion intense durant ~ 270 ka. Puis une nouvelle période d'activité volcanique de type fissural (i.e. intrusions,

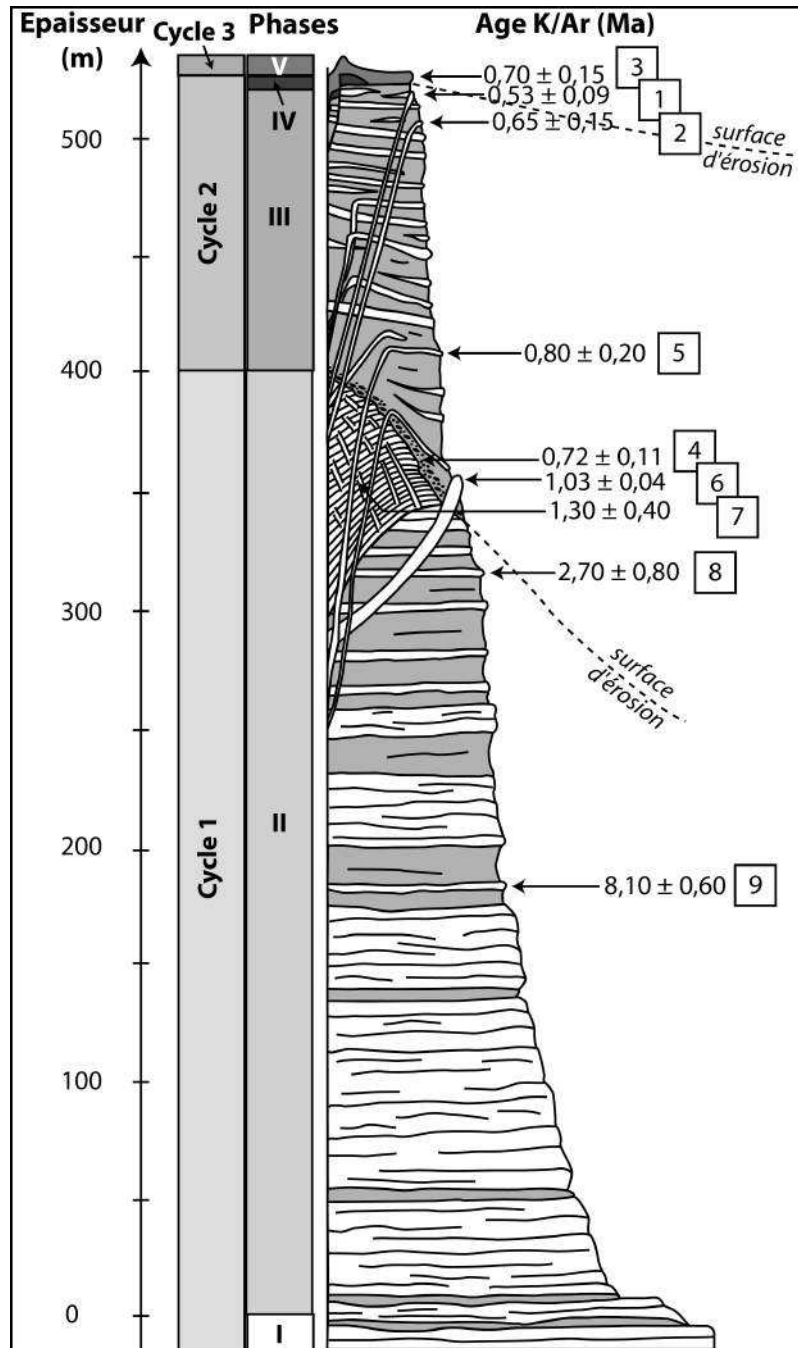


FIGURE 3.6 – Log chronostratigraphique des unités constituant l'île de la Possession, modifié d'après Chevallier et al. (1983). La position géographique des échantillons datés par Chevallier et al. (1983) est reportée en figure 3.5.

extrusion et rift) survient et s'étale sur ~ 300 ka. Une seconde phase d'érosion marque la fin de ce second cycle, et correspond au dernier épisode glaciaire, creusant fortement les vallées de l'île. Le dernier cycle tardif est marqué par des mouvements tectoniques importants associés à des rémissions volcaniques stromboliennes et effusives durant une période très courte (i.e. < 10 ka, Chevallier and Nougier, 1981).

3.2.2 Les autres îles

La figure 3.7, montre les cartes géologiques simplifiées des autres îles constituant l'archipel de Crozet. Nous pouvons donc comparer les caractéristiques géologiques, tectoniques et morphologiques de ces îles avec celles de l'île de la Possession et ainsi relever les similitudes.

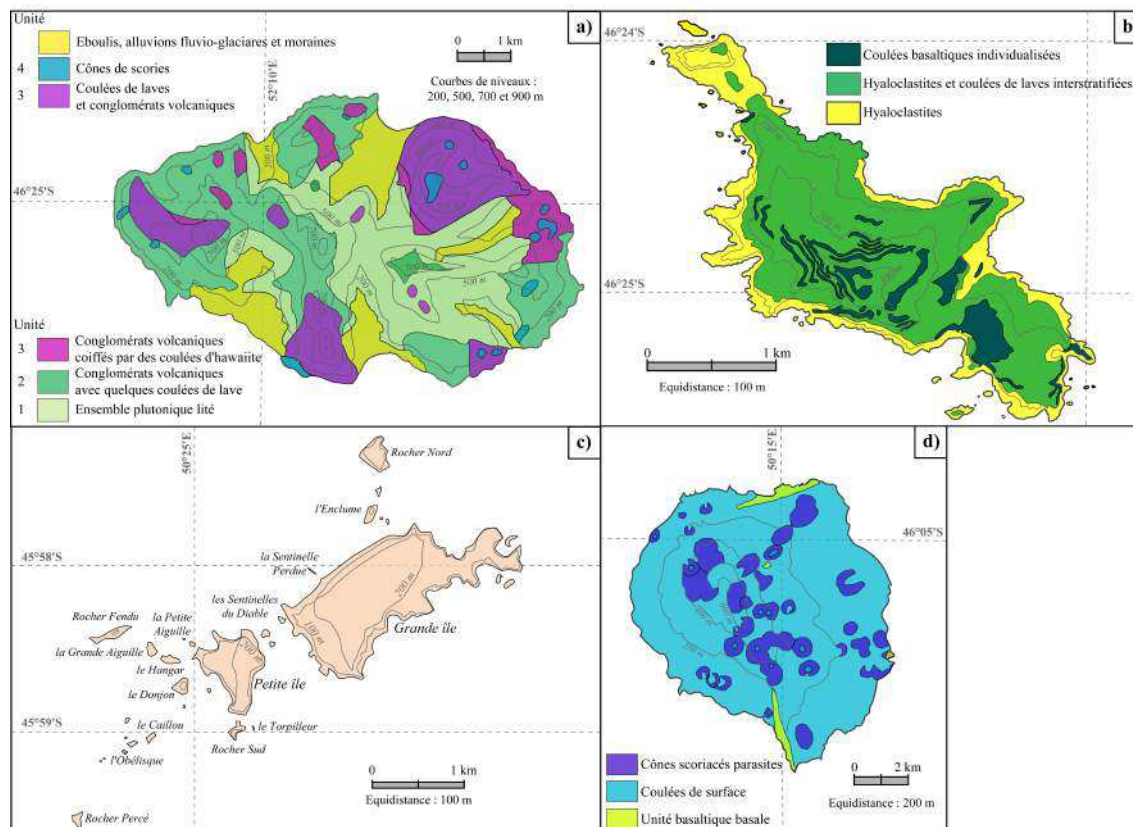


FIGURE 3.7 – Cartes géologiques et topographiques simplifiées de a) l'île de l'Est (d'après Lameyre and Nougier (1982) et Giret et al. (2003)), b) l'île aux Pingouins (d'après Giret et al. (2002)) et d) l'île aux Cochons (d'après Giret (1987) et Giret et al. (2003)). c) Carte topographique simplifiée des îlots des Apôtres (modifiée d'après Institut Géographique National (1977)).

L'île de l'Est est orientée selon une direction ONO-ESE identique à celle du plateau de Crozet (fig. 3.1, b). Cette île est un stratovolcan dont le centre éruptif original coïncide avec le centre actuel de l'île. Quatre unités magmatiques y ont été reconnues (fig. 3.7, a) et forment une séquence volcanique de plus de 1000 m d'épaisseur en discordance sur un complexe plutonique stratifié. Ces unités présentent des similitudes stratigraphiques et chronologiques (table 3.1) avec les phases volcaniques reconnues sur l'île de la Possession (Chevallier et al., 1983) :

1. Le premier cycle magmatique de l'île de l'Est (~ 7 Ma) est équivalent à celui de

- la Possession (phases I et II), et correspond à la construction d'un volcan constitué d'une unité basale volcano-détritique recoupée par un système de dykes d'orientations variables (N100-110 et N170-180). Un complexe plutonique s'est mis en place dans l'unité basale et n'est pas identifié dans celle de la Possession.
2. La stratigraphie du second cycle magmatique (~ 1 Ma) est similaire à celle du second cycle de la Possession (phases III et IV), ayant en commun une base conglo-mératique discordante, une unité constituée de coulées de laves interstratifiées par des dépôts détritiques et d'épaisses coulées de laves en fin de cycle. Un système de dykes orienté principalement N100-N110 recoupe ces séries et serait équivalent au système de rift de la Possession, orienté N105-N135 et intervenant également en fin de second cycle (i.e. $\sim 0,5$ Ma, Chevallier et al., 1983).
 3. Le dernier cycle magmatique de cette île est identique à celui de l'île de la Possession (< 10 ka, Giret, 1987; Chevallier et al., 1983) mais semble moins volumineux que ce dernier.

En termes de morphologie, l'île de l'Est présente certaines vallées en auge semblables à celles observées sur l'île de la Possession, ainsi que d'autres marques de glaciations plus locales démontrant leur origine glaciaire (Lameyre and Nougier, 1982). Par ailleurs, l'étude paléomagnétique de Camps et al. (2001) sur les séquences volcaniques de l'île de la Possession montrent des directions paléomagnétiques similaires à celles mesurées sur les laves de l'île de l'Est par Watkins et al. (1972).

Les trois autres îles de l'archipel se situent à 110 km à l'ouest des deux îles précédemment décrites, et se sont mises en place sur la plateforme la plus vaste de l'archipel (fig. 3.1, b). Les unités les plus basales reconnues sur l'île aux Pingouins et l'île aux Cochons (fig. 3.7, b et d) sont constituées de ~ 400 m d'empilements détritiques interstratifiés par des coulées de laves et recoupés par des systèmes filoniens de directions N070-N100 et N160-N170 (Boudon and Nougier, 1982; Nougier and Thomson, 1987; Giret, 1987; Giret et al., 2002). Ces unités semblent donc correspondre à celles constituant principalement le second cycle magmatique de l'île la Possession et de l'île de l'Est. Ces deux îles sont également recouvertes par les derniers produits émis par un volcanisme de type strombolien identique au dernier cycle magmatique reconnu sur les deux îles à l'est de l'archipel.

L'orientation principale ONO-ESE (ou N100-N135) de l'archipel de Crozet se retrouve dans celles des structures tectoniques présentes sur les îles qui le composent (i.e. systèmes intrusifs et de failles, fig. 3.1, a). Ces structures ont également des jeux ou manifestations magmatiques au cours du Pléistocène (il y a ~ 1 Ma). Il semblerait donc qu'une période d'extension affecterait quasiment tout l'archipel de Crozet lors des phases

de construction de chaque île qui le compose. Une seconde famille d'intrusions et de failles, perpendiculaire à cette première orientation (i.e. N040-N070) est reconnue uniquement sur l'île de la Possession et l'île aux Cochons. Cette famille recoupe les structures tectoniques de la première (i.e. N100-N135) et est associée aux dernières manifestations volcaniques de ces deux îles. D'après Schlich (1975) et Chevallier et al. (1983), ces structures orientées ENE-OSO (i.e. N040-N070) seraient connectées aux anciennes structures du paléorift du bassin de Crozet, ces directions correspondant à celles des anomalies magnétiques encadrant le plateau océanique de Crozet (fig. 3.1).

3.3 Objectifs

L'examen de la bibliographie disponible montre que l'île de la Possession n'a fait l'objet que de très peu d'études sommaires et ponctuelles, dont 5 campagnes d'échantillonnage à caractère géologique dans le passé (Tyrrell, 1937; Lacroix, 1940; Bellair, 1963; Gunn et al., 1970; Chevallier, 1980; Camps et al., 2001). Seulement 46 des échantillons récoltés sur cette île ont été étudiés pour leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques (Reinisch, 1908; Tyrrell, 1937; Berthois, 1953; Bellair, 1963; Gunn et al., 1970, 1972; Chevallier et al., 1983; Verwoerd et al., 1990). Malheureusement, le manque de données pétrologiques sur ces échantillons (i.e. composition des phases minérales, descriptions pétrographiques, proportions des phénocristaux) ainsi que l'incertitude de leur localisation sur l'île ne nous permet pas d'interpréter correctement ces analyses dans le cadre de cette thèse. De plus, cette collection d'échantillons est aujourd'hui inaccessible car introuvable.

Nous avons ainsi effectué 2 missions d'échantillonnage sur l'île de la Possession, dont les objectifs et bilans sont décrits dans les paragraphes suivants. Ces missions s'inscrivent directement dans ce travail de thèse et permettront de répondre aux objectifs suivants :

- étudier les différentes séries volcaniques temporelles du stratovolcan de la Possession pour obtenir une identification complète des produits magmatiques de cette île ;
- caractériser la pétrologie et la composition géochimique des liquides primaires dont sont issues les laves de cette île, pour revenir aux conditions pétrogénétiques dans lesquelles ces liquides se sont formés (i.e. T-P de fusion partielle, composition et nature minéralogique de la source) ;
- caractériser la composition chimique de la source mantellique des laves de cette île.

3.3.1 Mission 2009

Une première mission de terrain s'est déroulée en novembre - décembre 2009 (campagne d'été austral) et avait pour objectif principal d'assurer un échantillonnage complet de l'empilement de laves de l'île. Nous l'avons réalisé en suivant le travail de cartographie de Chevallier (1980) reporté en figure 3.5 (cf. section 3.2.1).

En bilan sur cette première mission, nous avons collecté 105 échantillons dont 54 coulées de laves, 36 intrusions, 1 échantillon de projections de lave et 4 échantillons de roches sédimentaires interstratifiées. La figure 3.8 illustre la répartition géographique des échantillons récoltés sur l'île de la Possession (i.e. points blancs), et la figure 3.9 montre la répartition de ces échantillons selon leur appartenance aux phases volcaniques et selon leur dynamique de mise en place. La liste de ces échantillons, leurs caractéristiques

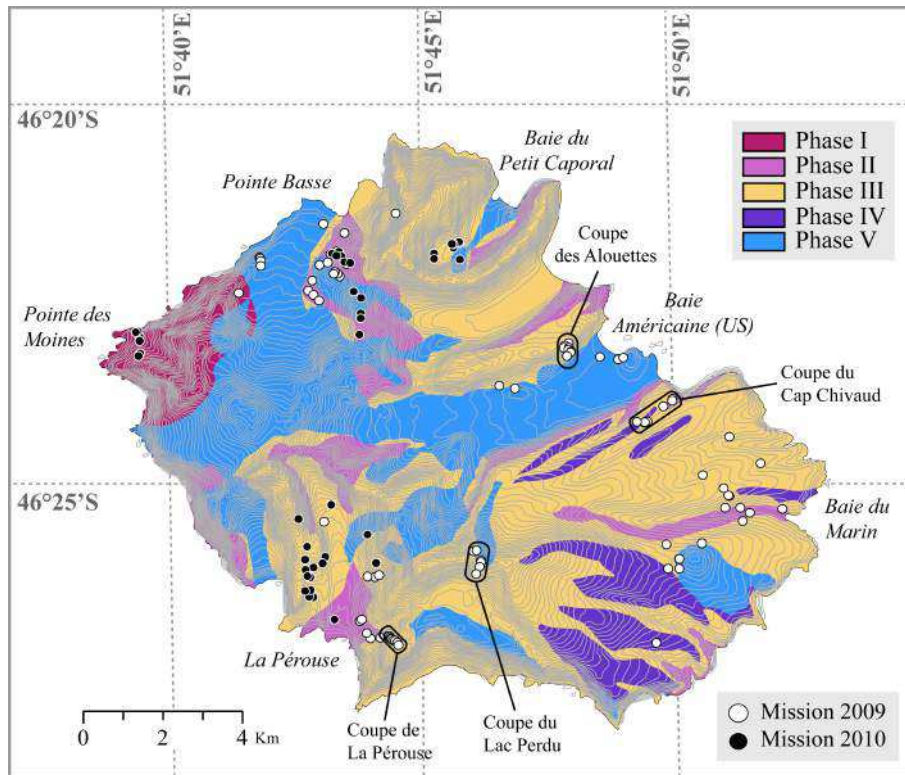


FIGURE 3.8 – Répartition des échantillons récoltés pour notre étude sur la carte géologique de l'île de la Possession, d'après les travaux de Chevallier (1980). Points blancs = échantillons récoltés lors de la 1^{ère} mission de terrain CAPGEOS (2009) ; Points noirs = échantillons récoltés lors de la 2^{nde} mission de terrain CAPGEOS (2010). Noms en italique = zones d'échantillonnage.

géographiques (coordonnées), natures (coulée de lave, intrusion, projection ou roche détritique) et descriptions pétrographiques sont reportées respectivement dans les tables C.1 et C.2 en annexe C. Les phases volcaniques II et III sont les phases les plus représentées dans notre collection d'échantillons 2009. Les échantillons de la phase II ont été collectés majoritairement dans la zone de Pointe Basse (ouest de l'île, fig. 3.8) et correspondent essentiellement à la mise en place du complexe filonien dans cette zone. D'après Chevallier (1980), l'empilement des coulées de lave de cette phase affleure particulièrement dans les fonds de rivières de l'île. Nous en avons échantillonné 7 dans différentes zones de l'île (Baie Américaine, Baie du Marin, La Pérouse, Pointe Basse), mais n'avons trouvé aucun critère morphologique ou pétrographique (macroscopique) pour différencier ces coulées de celles de la phase 3. En effet, ces deux phases présentent la même alternance de coulées de laves et de niveaux volcano-détritiques, et leurs échantillons ne présentent aucune distinction pétrographique.

La phase volcanique 3 est la plus exprimée sur l'île, avec une épaisseur maximale de ~ 800 m au niveau du pic du Mascarin (point culminant de l'île ; Chevallier, 1980). Les échantillons prélevés dans cette phase représentent ~ 40 % de notre collection 2009 (fig.

3.9), dont la majorité appartient aux 4 coupes stratigraphiques réalisées dans différentes zones de l'île (fig.3.8) et synthétisées dans la figure 3.15. L'étude de ces coupes montre clairement la prédominance des formations volcano-détritiques par rapport aux coulées identifiées, qui ne représentent que 24 % de ces empilements. Cette observation suggère en premier ordre que cette phase correspond plus à une période de quiescence et de destruction de l'édifice volcanique (i.e. érosion) qu'à une période d'activité volcanique. Les coulées de lave récoltées aux bases et sommets de ces coupes sont destinées essentiellement à des datations K/Ar pour affiner la période d'activité de cette phase.

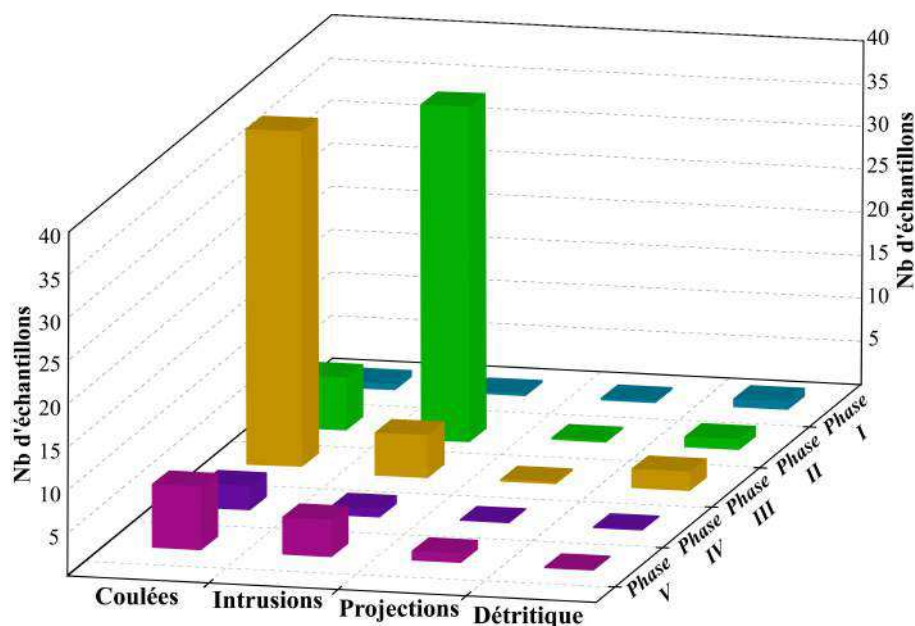


FIGURE 3.9 – Histogramme de répartition des échantillons récoltés lors de la première mission de terrain selon leur appartenance aux phases volcaniques décrites par Chevallier (1980) et le type de produit (i.e. coulée de lave, intrusion, projection ou roche détritique).

Nous avons très peu échantillonné la phase volcanique IV, avec seulement 3 coulées ankaramitiques (i.e. Ol+Cpx) de plateaux.

Nous avons récolté les projections de scories et principales coulées associées au régime strombolien de la dernière phase volcanique V, ces coulées remplissant les vallées en auge de l'île (fig. 3.8). Cet échantillonnage représente seulement 11 % de notre collection 2009 (fig. 3.9).

3.3.2 Mission 2010

Cette mission avait plusieurs objectifs :

- compléter l'échantillonnage de la première mission de terrain, notamment dans les zones de Pointe Basse et de Lapérouse (fig. 3.8),

- étudier la série basculée à 40°ouest de la Pointe des Moines, qui appartient à la phase volcanique la plus ancienne reconnue sur cette île d'après Chevallier (1980),
- étudier les différents systèmes intrusifs (« ring-dykes » et « cone-sheets », cf. section 3.2.1) présents à l'ouest de l'île et appartenant à la phase volcanique II (Chevallier, 1980). Ainsi, nous pourrions déterminer le sens d'écoulement des magmas de ce stratovolcan et reconstruire l'histoire géologique et structurale de l'île selon la plomberie magmatique sous-jacente à cette dernière.

Cette seconde mission a permis de collecter 83 échantillons de laves, dont la répartition géographique est illustrée dans la figure 3.8. Nous avons étendu notre échantillonnage de la phase volcanique la plus récente de l'île (i.e. phase V), qui a été datée jusqu'à présent de façon relative entre 10 000 ans et 6 500 ans. Ce nouvel échantillonnage permettra dans le futur de dater précisément cette phase d'activité et de savoir si ce volcanisme est synchrone sur l'ensemble de l'île, ou s'il existe une progression géographique de ce volcanisme dans le temps.

L'étude de terrain menée sur le site de la Pointe des Moines nous a permis de constater que cette unité est constituée majoritairement par des roches d'origine volcano-détritique. La relation structurale de cette unité avec le reste de l'île est peu claire et nécessitera dans le futur une étude de terrain plus détaillée.

Durant l'étude de terrain dans la zone de Lapérouse, une nouvelle intrusion phonolitique a été répertoriée et ne figure pas sur la carte géologique actuellement disponible (Chevallier, 1980). Cette intrusion constitue donc un nouvel élément dans la carte géologique de l'île de la Possession.

D'après l'étude géologique de terrain menée sur l'île, les laves échantillonnées dans la vallée du Petit Caporal lors de cette mission de terrain seraient les plus anciennes de l'île. Ces laves appartiennent à la phase volcanique III décrite par Chevallier (1980). La datation K/Ar de ces échantillons dans le futur permettront de confirmer cette hypothèse. Dans cette même vallée ont été observées des surfaces polies démontrant la présence de glaciers sur l'île. Cette observation suggère également que les morphologies observées des vallées principales (i.e. en auge) ont aussi une origine glaciaire.

La majorité de ces échantillons sont arrivés tardivement dans notre laboratoire suite à des difficultés de rapatriement des échantillons sur le navire scientifique Marion Dufresne pour des raisons climatiques. De ce fait, peu d'échantillons de cette mission ont été sélectionnés pour ce travail de thèse (n=11), et appartiennent tous à la dernière phase volcanique V.

3.4 Etude géologique et géochronologique de l'île de la Possession

3.4.1 Introduction

La tectonique et la géologie de l'île de la Possession n'ont fait l'objet que de deux principales études dans les années quatre-vingt (Chevallier, 1980; Chevallier et al., 1983) qui mettent en évidence 5 phases volcaniques ainsi que la nature des produits magmatiques qui les composent, leur agencement ainsi que l'âge du volcanisme de l'île. Ce dernier point ne comprend alors que 9 datations (K/Ar sur roche totale) qui définissent les 3 principales phases volcaniques de l'île entre 8,1 Ma et 0,53 Ma. Cependant, les roches échantillonnées pour ces datations ne se situent pas à la base et au sommet de chacune de ces phases (fig. 3.6). En effet, les échantillons des phases II et III datés par Chevallier et al. (1983) ne correspondent pas aux coulées présentes aux abords des surfaces d'érosion qui marquent la limite temporelle entre ces phases volcaniques. De plus, trois des cinq échantillons pris en référence pour dater ces phases sont de nature intrusive (Chevallier et al., 1983), tandis que la dernière phase volcanique n'a pas été datée. Bien que l'étude de Chevallier et al. (1983) sur cette île apparaisse assez étayée, la durée de chaque phase volcanique, celle des périodes de quiescence entre chacune d'entre elles et l'âge des dernières manifestations volcaniques de cette île restent inconnus.

Apporter des éléments de réponse à ces questions a été l'un des intérêts principaux des 2 campagnes de terrain CAPGEOS menées en 2009 et 2010 sur cette île. Ces missions nous ont permis de réaliser un échantillonnage précis des produits magmatiques constituant chaque unité géologique reconnue sur cette île par Chevallier et al. (1983). Le travail suivant présente les résultats des études réalisées pendant et à la suite de ces 2 campagnes de terrain, résultats que nous discutons en nous appuyant directement sur les études et les âges proposés par Chevallier (1980) et Chevallier et al. (1983). Dans un premier temps, nous avons daté par la méthode K/Ar (sur mésostase) les coulées de laves appartenant aux principales phases volcaniques II, III et IV reconnues par Chevallier (1980) pour préciser la durée de ces phases. Nous avons également mené une nouvelle étude structurale de mise en place des intrusions présentes à l'ouest de l'île, dans la première phase volcanique reconnue par Chevallier et al. (1983). Les résultats et les interprétations de ces différentes études sur la géologie de l'île de la Possession sont présentés dans la publication suivante en cours de rédaction.

3.4.2 Geology and geochronology of *l'île de la Possession* (Crozet Archipelago, Austral Indian Ocean)

Abstract

L'île de la Possession is one of the five Crozet islands and the last remains of one of the stratovolcanoes at the origin of the Crozet archipelago. This island presents the most complete magmatic history of this whole late Miocene archipelago. This study focuses on the magmatic building and destruction episodes of *l'île de la Possession* to bring a more detailed understanding of the geological history of this island. Through field observations and structural studies and new K-Ar ages, we propose a simplified geological evolution of this stratovolcano decomposed into 3 units : relatively to Chevallier et al. (1983), Unit A correspond to phase I, Unit B to phases II to IV and Unit C to phase V. K-Ar datations of nine representative samples from the bottoms and summits of four geographically distinct cross-sections in Unit B vary between 2.3 Ma and 0.3 Ma, and complete significantly the temporal record of the volcanism on this island previously estimated to 0.53 Ma (Chevallier et al., 1983). The basanitic to trachybasaltic lava flows erupted at this period are remarkably interbedded with important accumulations of volcano-detrital erosional products (< 3000 m/Ma), that testify the scarcity of the volcanic activity during the formation of this unit. The significant thickness of these detrital products (74 % of the total Unit B thickness) and the variable deposit timing of each cross-section seems to reveal more than the single erosional surface identified by field observations. However, the combination of our K-Ar ages with the paleomagnetic study of Camps et al. (2001) on a stratigraphically similar cross-section is consistent with the existence of a volcanic gap during ~ 1 Myr at the middle of Unit B, and displays the relative predominance of the destruction of the stratovolcano during this period. The first structural study of the intrusion system from the *Pointe des Moines* site (west coast of the island) reported here suggest that this magmatic episode might correspond to the tectonic rifting which occurred at the end of Unit B (i.e. $\sim 0.5-0.3$ Ma, Chevallier et al., 1983). Our structural constraints also confirm that the 40° W - tilting of Unit A products may have occurred after the emplacement of Unit B products. However, it is not clear if this tilting was contemporaneous of the Unit C volcanism. Finally, several morphological evidences on numerous sites of the island reveal that the last Unit C strombolian products are lying in unconformity on the products of Unit B affected by the last known Würm glacial event. Following our field observations and the recent study of Van der Putten et al. (2008), this last unit seems to reflect a short volcanic activity between 6.2 and 10 kyrs (Van der Putten et al., 2008). Our set of new K-Ar ages and field observations, combined with the geological interpretations of Chevallier et al. (1983), allow us to revise the magmatic building and precise the destruction periods of

the *île de la Possession* stratovolcano, giving so far the most complete geological history of the Crozet islands.

3.4.2.1 Introduction :

Coupling of geochronological investigations with morphological and structural studies on volcanoes provide critical insights to understand the building and the timing of the eruptive processes, to identify characteristics and durations of each volcanic episode, and to a boarder extent to complete the global database of magmatic production in the observed volcanic province.

L'île de la Possession is one of the five islands of the Crozet archipelago built during the last 8 Myr (Chevallier et al., 1983) in the southern Indian ocean. Two previous geological studies of this island (Chevallier, 1980; Chevallier et al., 1983) described the building of a stratovolcano into three magmatic cycles decomposed into five distinct volcanic phases with different products emplaced since the end of the Miocene. The only K-Ar dating of nine whole-rock samples on this island let to the definition of three main volcanic phases between 8.1 Ma and 0.53 Ma (Chevallier et al., 1983). However, sampled rocks used for whole-rock dating do not correspond consistently to the lava flows near the erosional surfaces that are considered representative of the temporal boundaries between each volcanic phase (Chevallier et al., 1983). Moreover, three of these referenced ages were obtained on intrusive rocks, and the timing of the last effusive phase still remain unclear.

Although the last geological study of Chevallier et al. (1983) on this island seems to be complete, the durations of each volcanic phase and intermediate quiescence periods remain unknown. The main purpose of this study is to use groundmass K-Ar geochronology, geomorphological and structural studies on a new set of lava flows and intrusive samples covering the entire effusive history of the island to bring more constraints on the duration of activity of each magmatic phase recognized by Chevallier (1980). We present here the results and the interpretations of new precise K-Ar datations combined with a new detailed geological study to provide precisions on the volcanic building, quiescence and destruction episodes of *l'île de la Possession*. We also present the first structural study of the intrusive system emplacement near the west coast of the island that seems to occur during the first volcanic phase identified by Chevallier (1980).

3.4.2.2 Geological setting and background studies

The Crozet plateau :

The Crozet archipelago is located 1000 km to the east of the Southwest Indian Ridge (SWIR) and lies on the Crozet plateau (fig. 3.10). The geographical extension of the Crozet plateau is 300 km east west, 130 km north south and its average bathymetry is about 250 m. The linkages between the Crozet plateau and archipelago are not yet understood and many questions remain unanswered for the origin of this plateau.

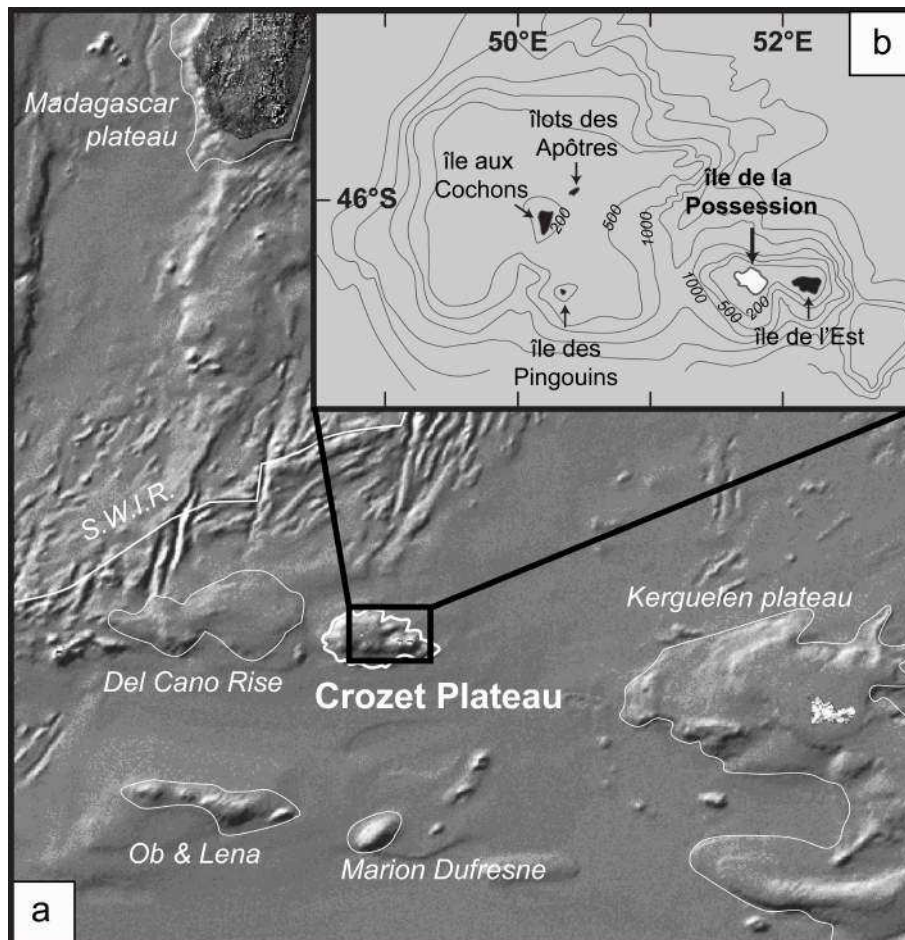


FIGURE 3.10 – Geographical map of the western Indian Ocean showing the location of the Crozet plateau. Inset, location of Crozet Archipelago islands (e.g. *l'île de la Possession*) on the plateau.

The few geophysical studies undertaken in the area suggest that the Crozet plateau is emplaced on the South East Indian Ridge oceanic crust between magnetic anomalies 31 and 33 (respectively 66 and 79 Ma, Schlich, 1975). Crustal thickness based on seismic refraction data has been estimated at ~ 17 km, including ~ 12 km for the Crozet plateau itself and ~ 5 km for the underlying oceanic ridge crust (Goslin et al., 1981). An alternative solution for the origin of the Crozet plateau would be an abnormal magmatic

activity of the Southwest Indian Ridge at ~ 71.6 -73.0 Ma, leading to an abnormally thick oceanic crust (Goslin and Patriat, 1984). Such crustal thickness would be comparable for example to the crustal thickness observed in Iceland on the Mid-Atlantic ridge (Klein and Langmuir, 1987). The crustal structures of neighboring aseismic ridges (Del Cano Rise, Lena-Ob, and Kerguelen-Heard, fig. 3.10) reveal that their origin is distinct from the Crozet plateau (Goslin et al., 1981). In the western Indian Ocean, only the southern part of the Madagascar plateau displays a crustal structure akin to the Crozet plateau (Goslin et al., 1981). Schlich (1975) proposed that the northward propagation of the SWIR split the plateau at 64-68 Ma, forming the Madagascar and Crozet plateaus and providing a minimum age of 68 Ma for the formation of the initial plateau. This later age is consistent with the age of the Crozet plateau (71.6-73.0 Ma) proposed by Goslin and Patriat (1984) and challenges interpretation of subcontemporary plateau formation based on the high plate rigidity implied if the plate is flexurally supported (Cazenave et al., 1980).

A ~ 1000 km wavelength geoid anomaly was identified in the South West Indian Ocean by Cazenave et al., (1980). The geoid height is centered on Crozet islands with a maximum elevation of + 52 m (Cazenave et al., 1980; Cannat et al., 2008; Krishna et al., 2009). It encompasses the Kerguelen-Heard, Marion, Ob, Lena and Marion volcanic constructs (Cazenave et al., 1980). Local variations of the geoid heights at proximity of the Crozet plateau show an increase of elevation of +9 m with respect to the adjacent basin that is correlated to a heat flow increase of 20mW/m^2 at least (Courtney and Recq, 1986). Modeling of crustal structure and geoid height indicates that crustal thickening alone cannot account for the bathymetric uplift and geoid anomaly. The anomalous heat flow and the presence of a low-density mantle beneath the Crozet plateau (3.15 vs. 3.30 inferred from land gravimetric measurements), both suggest that this plateau may be at least partially dynamically supported by a deep thermal anomaly (Cazenave et al., 1980; Courtney and Recq, 1986; Recq et al., 1998).

L'île de la Possession (Crozet Archipelago) :

The Crozet archipelago is composed of five volcanic islands distributed on the Crozet plateau into two groups, *l'île de l'Est* and *l'île de la Possession* on the East, and *l'île des Pingouins*, *l'île aux Cochons*, and *l'îlot des Apôtres* on the West (fig. 3.10). Among these islands, only *l'île de l'Est* and *l'île de la Possession* have been the subject of significant geological work, such as mapping and volcano-structural studies (Gunn et al., 1970, 1972; Cantagrel et al., 1980; Chevallier, 1980; Chevallier and Nougier, 1981; Lameyre and Nougier, 1982; Chevallier et al., 1983; Giret, 1987; Zhou, 1996). The formation of *l'île de la Possession* can be described into 5 volcano-tectonic phases that gather into 3 magmatic cycles as shown in figure 3.11 (Chevallier et al., 1983).

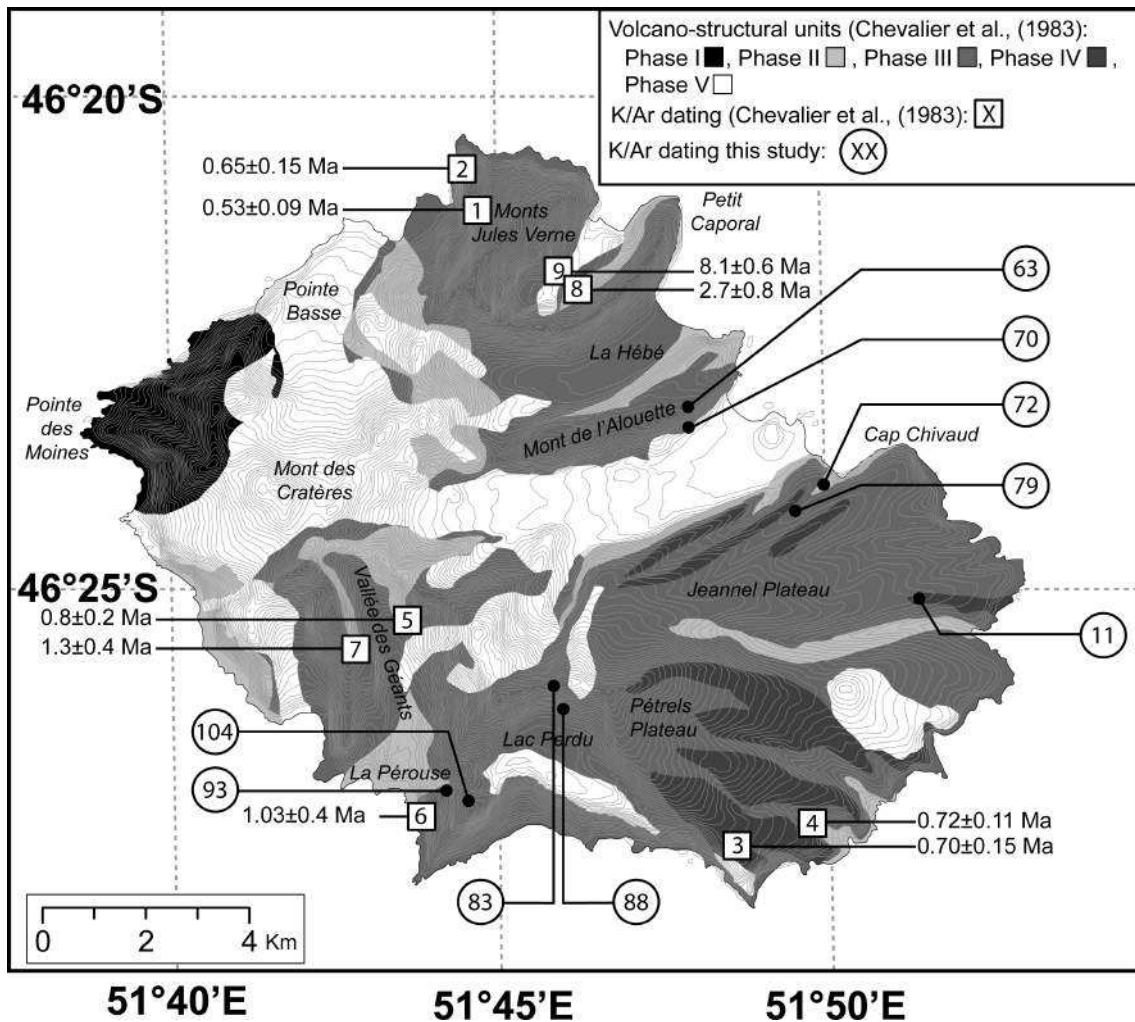


FIGURE 3.11 – Simplified geological map after Chevallier (1980) showing the sample location for K-Ar dating for this study (black dots, with sample name POS09-XX) and for Chevallier et al. (1983) study (square with inserted sample number).

In brief, the first cycle of activity, which lasted ~ 7 Myr, constitutes the basement of a ~ 40 km diameter stratovolcano. The first volcanic phase (Phase I) is believed to be subaqueous owing to the presence of pecten and mussel fossils in detrital layers. Phase II have seen the emergence of the volcano and potassium-argon (K-Ar) ages of 8.1 ± 0.6 Ma and 2.7 ± 0.8 Ma were obtain near the middle and the top of the sequence respectively (fig. 3.11, Chevallier et al., 1983). The youngest age for Phase II (1.03 ± 0.4 Ma) was measured on a dyke. After a period of erosion, the second cycle starts with a conglomerate layer of Phase III lying unconformably on Phase II formations. This second cycle lasted for 0.5 Myrs and consist of a pile of interlayered lava flows and detrital layers. One plug and two intrusions (sills) from phase III yield K-Ar ages of 1.03 ± 0.4 Ma, 0.8 ± 0.2 Ma and 0.72 ± 0.11 Ma, respectively (Chevallier et al., 1983). The *Jeannel* and *Pétrel* lava

flow plateaus are assigned to Phase IV activity along a wide rift oriented 135°N. Radiometric ages of Phase IV yield ages of 0.70 ± 0.15 Ma and 0.53 ± 0.09 Ma (Chevallier et al., 1983). Following a glacial episode that modeled the actual morphology of the island, the third cycle (Phase V) produced strombolian volcanic cones and some associated lava flows lying on unconformity on former formations. Chevallier and Nougier (1981) and Chevallier et al. (1983) suggest that this late volcanism occurred prior to the Flandrian transgression (5.5 ka, Fairbridge, 1961) between 5000 and 10 000 yrs B.P., and is related to important tectonic activity marked by the collapse of the western part of the island (i.e. *Pointe des Moines*).

This study presents the results of the two CAPGEOS field campaigns (Crozet Archipelago Petrological and GEOchemical Survey) carried out in 2009 and 2010 on *l'île de la Possession*. We propose a new geological synthesis that integrates our new geochronological constraints and field observations. Our sample selection for our geochronological work was guided by the existing ages obtained by Chevallier et al. (1983) and designed to answer the following questions :

1. How long lasted the volcanism on *l'île de la Possession* ?
2. What is the duration of each volcanic phase ?
3. What is the duration of the volcanic activity gap between the erupting phases ?
4. Is there any temporal trend recorded in the succession of chemical composition of *l'île de la Possession* lavas ?

3.4.2.3 Samples and analytical methods

Samples

Lavas rocks were collected ($n = 189$) on *l'île de la Possession* during the CAPGEOS field campaigns 2009 and 2010. Samples with prefix « POS09 » refer to samples collected in 2009, and « POS10 » to samples collected in 2010. These collected samples have a widespread spatial and temporal distribution according to the geological map of Chevallier (1980). Nine samples are selected for geochronology analysis of Phases II, III and IV of Chevallier et al. (1983). These samples are selected on the basis of their stratigraphic position in the volcanic pile in order to constrain the duration of each volcanic phase or volcanic activity gap where erosion surface can be identified. Figure 3.11 and table 3.2 give the location of the sampling sites and their distribution with respect to the volcanic phases of Chevallier (1980).

Samples	Location	Latitude	Longitude	Elevation (m)	Rock type	Petrographic texture	Phenocryst mineralogy
POS09-011	Plateau de Jeannel	-46.42028	51.84418	167	basalt	porphyritic microlitic	Ol+Cpx
POS09-079	Cap Chivaud (summit)	-46.40498	51.81528	176	basanite	porphyritic	Ol+Cpx+Pl+Ox
POS09-072	Cap Chivaud (base)	-46.39987	51.82681	85	trachybasalt	porphyritic microlitic	Ol+Cpx±Pl
POS09-063	Alouette (summit)	-46.38724	51.79123	259	picobasalt	porphyritic microlitic	Ol+Cpx±Ox
POS09-070	Alouette (base)	-46.38971	51.79205	123	trachybasalt	microlitic	Pl±Cpx±Ol
POS09-083	Lac Perdu (summit)	-46.43553	51.76177	868	picobasalt	porphyritic	Ol+Cpx
POS09-088	Lac Perdu (base)	-46.44088	51.76288	561	basalt	porphyritic microlitic	Ol+Cpx
POS09-104	Lapérouse (summit)	-46.45774	51.73732	566	trachybasalt	trachytic	Pl+Ox±Cpx
POS09-093	Lapérouse (base)	-46.45599	51.73144	305	basanite	porphyritic microlitic	Ol+Cpx±Ox

TABLE 3.2 – Geographical locations and petrographic description of the lava flows selected for K-Ar dating.

Major element analysis

Samples for whole rock major elements analysis are first sawed in small sugar cubes to discard all visible altered parts. These fresh pieces of samples are then crushed into pieces of size < 2 mm with a still jaw crusher. The resulting chips of rocks are rinsed multiple times in ultrasonic baths of milliQ water until clean water before powdered in an agate grinder. Major element compositions are then determined following the method of Cotten et al. (1995) and using the Horiba Jobin Yon/Ultima 2 ICP-AES facility at IUEM (*Institut Universitaire Européen de la Mer*) in Brest (France). Samples powders (250 mg) are dissolved in Teflon beakers with 1 ml HNO₃ 16N and 3 ml HF 23N at 90°C during 12 h. The final solutions are obtained by the addition of ~85 ml H₃BO₃ (20 g/l) to neutralize HF excesses and to dissolve precipitated fluoride and by the addition of 10 ml of a 8 ppm Ge and Co internal standard solution. The in-house standard K1919 (Langmuir Petrology Group, Harvard university, USA) is analyzed several times during analytical runs to correct for instrumental drift and matrix effects using the internal standards elements Ge and Co (or B from H₃BO₃). The following georeference materials are used to generate calibration curves : BE-N, BIR-1, WS-E, W-2, MO-5 as well as the in-house IUEM standard CB-18 (alkaline basalts). All the results for samples are reported in Table 3.3.

Samples	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I.	Sum
POS09-011	45.41	2.49	11.23	12.03	0.17	12.11	13.89	1.76	0.57	0.29	0.22	100.38
POS09-079	44.33	3.20	14.88	13.20	0.20	7.97	11.67	3.09	0.69	0.68	0.45	100.60
POS09-072	49.46	2.35	17.15	9.92	0.19	4.67	8.14	4.19	2.47	0.67	0.26	99.62
POS09-063	44.11	2.68	10.85	13.56	0.18	14.07	12.30	2.17	0.34	0.36	-0.18	100.66
POS09-070	43.74	3.45	15.54	13.66	0.20	6.26	11.12	3.08	0.63	0.49	1.16	99.56
POS09-083	44.74	2.49	10.69	13.13	0.18	14.51	11.46	1.88	0.68	0.32	-0.20	100.09
POS09-088	45.90	2.25	11.05	11.46	0.17	12.54	12.97	2.04	0.62	0.32	0.48	99.99
POS09-104	46.87	3.00	17.26	11.14	0.19	4.31	9.01	3.72	1.31	0.77	1.24	99.00
POS09-093	43.48	3.72	15.10	13.16	0.18	5.45	11.76	3.61	0.66	0.59	1.14	99.07

TABLE 3.3 – ICP-AES analysis of major element compositions of whole rock lava flows. H₂O_p and H₂O_m refers to molecular water and adsorbed water both contained in each sample respectively. Sum of oxides and L.O.I. assuming Fe³⁺/Fe_{tot} = 0.15.

Geochronology

We determine K-Ar ages on thirteen lava flows from *l'île de la Possession* using the K-Ar Cassignol-Gillot method developed in the laboratory of IDES (*Interaction et Dynamique des Environnements de Surface*) at the University of Paris Sud XI (Orsay, France). This method allows to date both young and ancient lavas with low $^{40}\text{Ar}^*$ content (Cassignol and Gillot, 1982; Gillot and Cornette, 1986; Gillot et al., 2006) and without the use of ^{38}Ar spike as required by conventional K-Ar methods. This has the advantage to provide K-Ar ages with lower uncertainty than would arise from other methods, see Gillot et al. (2006) for more details.

K_2O and Ar measurements are done on the same aliquot of sample groundmass. We did not use whole rock material because olivine and clinopyroxene phenocrysts tend to dilute the high K_2O content of the groundmass that has high content of feldspar. Moreover, this phenocryst separation ensures removal of any possible incorporation of excess argon resulting from fluid circulation, and possible loss of K_2O due to weathering. Samples are crushed and sieved to the size fraction that contains the largest proportion of plagioclase microliths (see table 3.4 for details). These size fractions are then ultrasonically washed in MilliQ water and 10 % HNO_3 and 10 % CH_3COOH baths to eliminate any trace of alteration or carbonate. The major fraction of residual clasts of olivine, clinopyroxene and spinel phenocrysts are carefully discarded by magnetic separation (amagnetic and magnetic minerals), to minimize the problem of inherited $^{40}\text{Ar}^*$ from that may lead to overestimated ages. Microliths phase separations were then performed using heavy liquid Diiodomethane ($d = 3.29$) to keep groundmass grains in the narrow density range of 2.85-3.10 g/cm^3 (corresponding to feldspar minerals and groundmass density).

Samples	L.O.I. (wt. %)	Mass (g)	K (wt. %)	$^{40}\text{Ar}^*$ sample	$^{40}\text{Ar}^*$ sample (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (at./g)	Age (Ma)	Age uncertainty (2σ)
POS09-011	0.22	2.80630	0.656	3533	14.92	3.93E+11	0.573	0.018
POS09-079	0.45	1.00132	0.809	1830	8.08	2.99E+11	0.353	0.013
dup.		2.79886		3998	8.49	2.52E+11	0.298	0.011
POS09-072	0.26	1.00065	2.419	1781	28.11	1.02E+12	0.404	0.012
dup.		2.80000		4639	29.71	1.02E+12	0.405	0.012
POS09-063	-0.18	1.00225	0.504	1378	5.79	1.62E+11	0.308	0.014
dup.		2.80144		3751	5.79	1.62E+11	0.308	0.014
POS09-070	1.16	1.00019	0.595	5438	11.26	1.24E+12	2.000	0.067
dup.		1.40122		6608	12.59	1.25E+12	2.003	0.065
POS09-083	-0.20	1.40076	0.766	3148	10.56	4.90E+11	0.612	0.021
dup.		2.0166		4259	10.88	4.86E+11	0.607	0.020
POS09-088	0.48	1.40307	0.633	2976	9.40	4.13E+11	0.624	0.022
dup.		2.00039		4092	9.48	4.05E+11	0.612	0.022
POS09-104	1.23	1.00162	1.185	2722	23.67	1.32E+12	1.064	0.031
dup.		2.00101		6080	20.94	1.33E+12	1.078	0.032
POS09-093	1.14	1.00075	0.596	2445	28.51	1.40E+12	2.255	0.066
dup.		2.40065		7111	23.6	1.46E+12	2.348	0.069

TABLE 3.4 – Result for K-Ar dating. All analyzed materials are groundmass phases.

Potassium measurements

Sample aliquots of 65-130 mg are digested in an acid mixture of concentrated HF (10 ml), HNO₃ (10 ml, 16N) and HClO₄ (2 ml, 12N) during 4h at ambient temperature, then for 12h at 190°C. The dissolved samples are then diluted to 100 ml in volumetric flasks where 125 mg of CsCl are added to optimize potassium ionization during analysis. Potassium is then measured with a Varian AA-200 flame emission spectrometer, and calibrated against monoelementary potassium solutions ranging from 0.05 ppm up to 2ppm. The geological reference materials MDO-G, BCR-2 and JB-2 are treated as unknowns to check the calibration curves (see table 3.4 for results). Each sample is analyzed several times to achieve relative uncertainty better than 1.16 % on potassium measurements.

Ar isotopic measurements

As mentioned earlier, Argon isotopic analyses are performed on the same sample aliquot as K₂O analyses. Sample are disposed in the vacuum line (10⁻⁷ Torr) and heated to temperature higher than 1500°C in an induction oven. Sample gases escaping the oven are first purified on Titanium foam heated at 700°C and SAES Al-Zr getters. They are then analyze for ³⁶Ar and ⁴⁰Ar isotopes using a 180° sector mass spectrometer (Gillot and Cornette, 1986). Atmospheric corrections for non-radiogenic ⁴⁰Ar are performed by measurement of air aliquot in the same exact Ar pressures as those measured for each sample. The ⁴⁰Ar* calibration is performed prior to the analysis of each sample using a 0.1 cm³ air pipette, which is systematically compared to the recommended value of GL-O standard (6.679 x 10¹⁴ at/g⁴⁰Ar*, Odin, 1982). The ⁴⁰Ar* detection limit of this system is presently of 0.1 % (Quidelleur et al., 2001). All Potassium and Argon measurements are reproduced until having an age within the range of errors of dating standards such as ISH-G, MDO-G (Gillot and Nativel, 1982) and GL-O (Odin, 1982). The age determinations we present in this paper are calculated on the basis of Steiger and Jager (1977) potassium isotopic ratios, and all the results with their uncertainties (2 σ) are reported in table 3.4.

3.4.2.4 Results and discussion

Chevallier et al. (1983) proposed a quite complete and detailed volcano-structural evolution for *l'île de la Possession* with 3 magmatic cycles corresponding to a total of 5 volcanic phases. As mentioned earlier, most of this volcanic history mainly relies on field observations and few radiometric ages. We proposed in this study a more simple description of the geological evolution of *l'île de la Possession*, with new insights for the volcano-structural history of *Pointe des Moines*. This history seems to be described in 3

geological units that can be easily identified on the field. These units do not correspond to the 3 magmatic cycles proposed by Chevallier et al. (1983). We prefer the term « geological unit » instead of « magmatic cycles » or « volcanic phase » because for some of our units, the volcanic activity is very scarce. We refer the readers to the publications of Chevallier (1980), Chevallier and Nougier (1981) and Chevallier et al. (1983) for more details on field observations and geological interpretations on *l'île de la Possession*. We report in this geological synthesis only the major geological events for which all studies agree, the points of divergence between our study and Chevallier's studies (Chevallier and Nougier, 1981; Chevallier et al., 1983), and the new constraint brought by our work.

Unit A : *Pointe des Moines*

The geological units of *Pointe des Moines* (Unit A) outcrop at the western end of *l'île de la Possession* only. This Unit corresponds to Cycle 1 - Phase I of Chevallier et al. (1983) and has been estimated to be older than 8.1 Ma by these later authors. The relationship of Unit A with the subsequent units is not clear, and therefore we do not propose any chronology from the emplacement of this unit. Most of Unit A consists of a pile of thick accumulations of volcanic conglomerates with only few lava flows interlayered. The observed presence of palagonitized hayloclastites, « cauliflower » shaped volcanic bombs, and fossiliferous beds (Chevallier, 1980) in detrital layers all suggest shallow submarine volcanic activity that probably ends up with the emergence of the volcano (Chevallier, 1980). The conglomerates include volcanic pebbles lavas of 5 to 10 cm embedded in a thin matrix. Local channels indicate material transports towards the west. Sharp changes in sedimentation source are also observed, such as dark layers of detrital-pyroxene clasts preceding volcanic lava pebbles (fig. 3.12). The scarcity of lava flows and abundances of conglomerates suggest early building of a voluminous volcanic construct, whose intense erosion produced the widespread accumulations of conglomerates of Unit A. It also probably reflects a faint volcanic activity during this conglomerate accumulation. However, significant eruption of lavas at that time and accumulation in an area which is now submerged cannot be dismissed. As reported by Chevallier et al. (1983), the whole unit A has been tilted by 40°W probably during the volcano-tectonic Phase V. Unit A is intruded by a complex of dykes and sills showing two well-defined preferential orientations as described below.

The *Pointe des Moines* displays tilted layered volcanic conglomerates, called *Série des Moines* by Chevallier (1980). They constitute most of Unit A. The conglomerates are densely intruded by basaltic dykes and sills (fig. 3.12). Within the time allotted, 35 of them

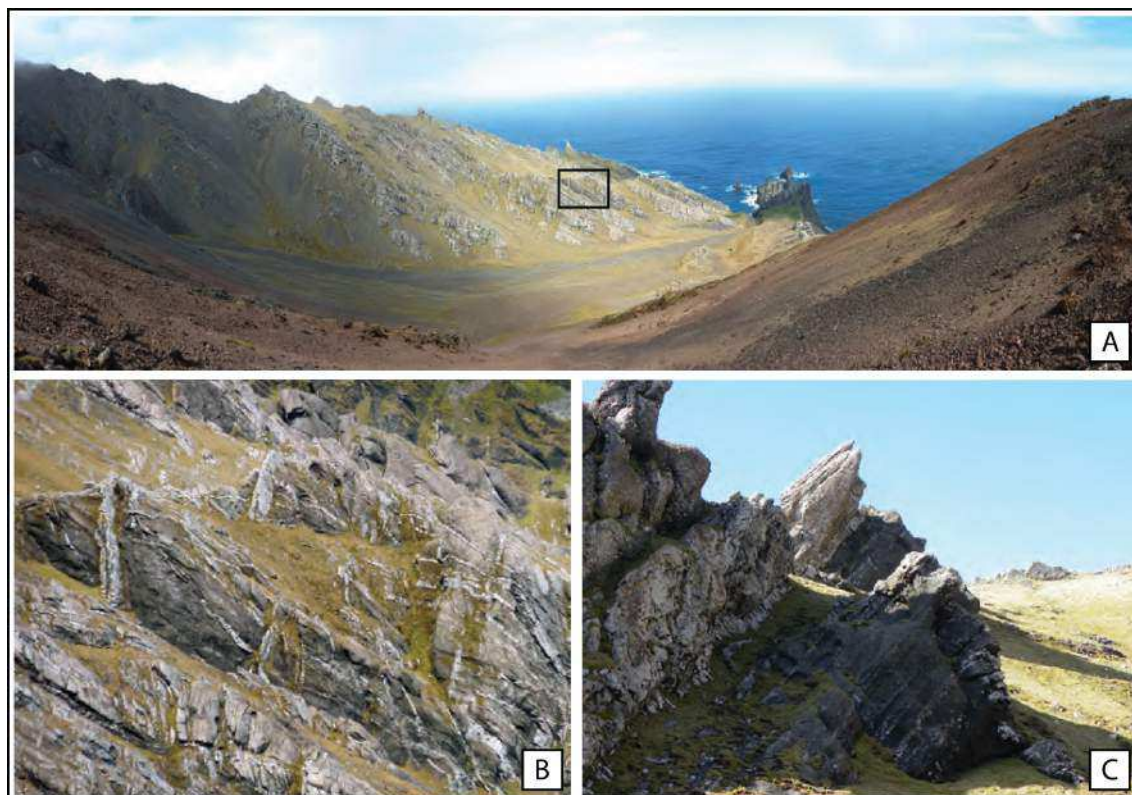


FIGURE 3.12 – top : A) Panoramic view of *Vallée des Moines*, northern side of *Pointe des Moines* ; black box : zoom on dykes and sills (pictures B and C) ; B) and C) Sharp changes in sedimentation source from dark layers rich in detrital-pyroxene clasts (bottom) to clear formations made of volcanic lava pebbles of 5-10 cm size (up). Note the sill intrusion between both formations.

could be studied in detail in *Vallée des Moines* and neighbouring areas. These dykes and sills were measured for strike, dip, and thickness (table 3.5). Mean dyke thickness is 65 cm (standard deviation 36 cm, max = 2 m). Internal chilled margins are never observed ; none of them show evidence of emplacement in multiple pulses.

A preliminary classification of intrusions can be established (table 3.6) from the strikes and dips reported on table 3.5. At 10 sites could crosscutting relationships be observed (table 3.6). From field observations :

- Both the vertical and very steeply dipping D2 dykes are considered to be coeval with sills S1 because S1 are observed to cut D2 and to be cut by D2. This provides the rationale for identification of a major period of both dyke and sill injection (period 1 in table 3.7)
- Although the dykes from D1 are observed to be cut by sills from this period, their number is not sufficient to define an earlier injection period. Dykes D1 might have formed during the same injection period as D2, but a little earlier than the D2 dykes

- Similarly, dyke D4 and sill S2 cut across a sill and a dyke from the D2 injection period, respectively, but these observations are not sufficient to define a second injection period. The crosscutting relationships suggest the succession of events indicated on table 3.7.

#ID	Type	Strike	Dip	Dip direction	Thickness (cm)	#ID	Type	Strike	Dip	Dip direction	Thickness (cm)
34	dyke	140	80	NE	50	52	dyke	138	80	SW	50
35	dyke	115	80	N	9	53	sill	10	35	W	80
36	dyke	140	90		70	54	dyke	140	80	NE	80
37	dyke	10	70	W	70	55	sill	110	40	S	80
38	sill	10	55	W	45	56	dyke	158	90		80
39	sill	30	50	NW	40	57	dyke	130	90		200
40	sill	60	50	NW	20	58	sill	50	30	NW	100
41	dyke	130	85	W	58	59	dyke	120	68	N	50
42	dyke	130	80	NE	68	60	dyke	130	75	NE	40
43	dyke	120	90		35	61	dyke	170	60	W	50
44	sill	50	40	NW	90	62	dyke	160	90		70
45	dyke	115	82	N	80	63	dyke	120	65	NE	25
46	dyke	126	78	NE	60	64	dyke	160	90		40
47	dyke	70	65	SE	var	65	sill	75	55	N	90
48	dyke	180	85	E	75	66	sill	15	40	W	85
49	sill	87	40	N	12	67	dyke	120	60	NE	75
50	sill	150	30	NE	22	68	dyke	140	85	NW	95
51	dyke	155	65	SE	130						

TABLE 3.5 – Dyke data measured in the field. Strike is toward East. The sills are parallel to the conglomerate layers, whereas the dykes cut across the conglomerate layers.

Groups	Strike	Dip	Nb Obs.	Oldest	Youngest
<i>Dykes</i>					
D1	N	steep (2) to very steep (1)	3		S1 ⁽³⁾
D2	SE	very steep (10) to vertical (6)	16	S1 ⁽²⁾	D4 ⁽¹⁾ , S1 ⁽³⁾ , S2 ⁽²⁾
D3					
D4					
<i>Sills</i>					
S1	N (4) to NE (4)	moderately steep	9	D1 ⁽³⁾ , D2 ⁽³⁾	D2 ⁽²⁾
S2	E	gentle	1	D2 ⁽²⁾	
S3	SE	gentle	1		

TABLE 3.6 – Classification of intrusive bodies from field characteristics and observed crosscutting relationships between dykes and sills. Very steep = 80-85°, steep = 60-70°, moderately steep = 50-55°, gentle = 30-40°.

Further constraints on the succession of events arise from statistical analysis of the dykes and sills. It is convenient to ground their emplacement history relative to the conglomerate tilting event, which is the major tectonic event observed at Pointe des Moines. The discussion below is based on the assumption that the first sills (S1) intruded the conglomerate layers while they were still horizontal. Emplacement of sills in non-horizontal strata cannot be ruled out; however this situation is considered to be rare because it requires emplacement within weak layers in a succession of alternating layers of strongly contrasted

Groups	Injection period	Groups	Injection period
D1	1 or earlier	S1	1
D2	1	S2	1 or later
D3	undefined	S3	undefined
D4	1 or later		

TABLE 3.7 – Constraints on succession of events from the observed crosscutting relationships.

mechanical properties (Gudmundsson and Philipp, 2006). Such is generally not the case, as illustrated on figure 3.12.

Sills S1 were unfolded (fold axis β plunging 38° toward N302) in order to reveal the attitude of the coeval dykes D2, and older dykes D1, prior to conglomerate tilting (fig. 3.13). Unfolding restores the sills to horizontal ; however, unfolding does not significantly change the geometry of dykes D2 (fig. 3.13 (b)) because their orientation is roughly co-axial to the beta axis (fig. 3.13 (a)). The mean orientation of the D2 dykes before and after unfolding is N136, 86° E and N136, 88° W, respectively. Assuming that emplacement of the D2 dykes did not occur in mixed tensile-shear mode (Schultz et al., 2008), their orientation indicates that the orientation of the minimum principal stress trajectory was \sim N046. Dykes D1 are still tilted after unfolding, but their strike becomes parallel to S1 and D2. Their horizontal component of dilation is therefore consistent with the NE-SW extension direction inferred from D2.

Unfolding of sills S2 and S3, which would make sense if these groups formed prior to the tilting event, increases data dispersion (fig. 3.13 (b)). Conversely, if they are assumed to be younger than the tilting event, and are consequently not unfolded, S2 and S3 are consistent with the NE-SW minimum principal stress trajectory inferred from the D2 dykes (fig. 3.13 (d)).

Similarly, unfolding of one of the D3 dykes (#51 on table 3.5), whose orientation is consistent with the NE-SW minimum principal stress trajectory inferred from the D2 dykes, increases data dispersion (fig. 3.13 (c)). It is therefore interpreted to postdate the tilting event. The other D3 dykes are consistent with both unfolding and not unfolding (fig. 3.13 (d)). Consequently, their timing of emplacement relative to the conglomerate tilting event cannot be inferred.

The orientation of D4 may be explained by permutation of the principal stress trajectories that prevailed when Dyke #51 from Group D3 formed (fig. 3.13 (e)), implying formation after the tilting event (fig. 3.13 (d)). Permutation of principal stress trajectories is a common feature during dyke emplacement, as it explains simultaneous emplacement of dykes and sills as well as transformation of dykes to sills at shallow depth (Gudmundsson and Philipp, 2006).

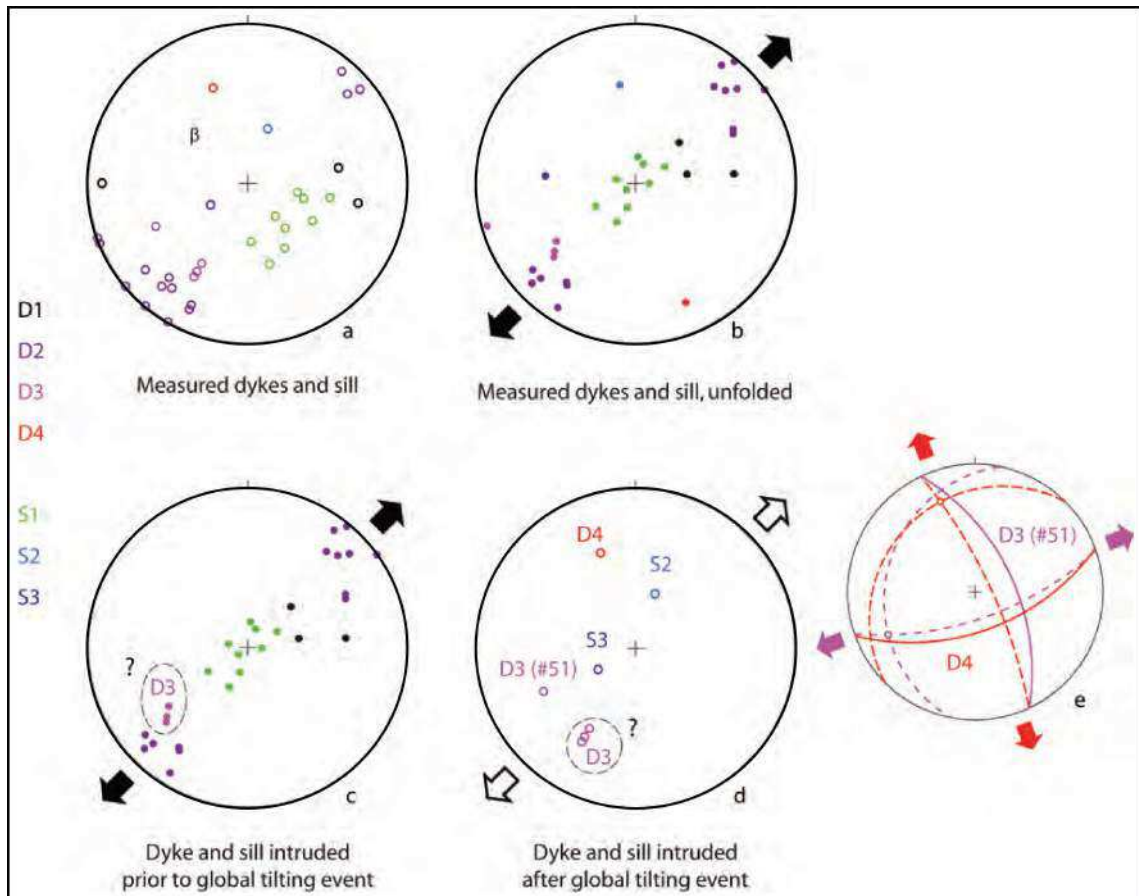


FIGURE 3.13 – Equal-angle plots of the dykes and sills. Poles of measured dykes and sills are displayed with empty symbols, unfolded dykes and sill are displayed with filled symbols. **a**) : poles of all the measured dykes and sills, without unfolding (this plot assumes that all the dykes and sills intruded the conglomerates after tilting). The β axis used for unfolding is located. **b**) : poles of all the measured dykes and sills, after unfolding (unfolding is to restore the conglomerate layers and sills to horizontal, this plot assumes that all the dykes and sills intruded the conglomerates prior to tilting). **c**) : poles of the unfolded groups D1, D2, S1, and most of D3. All the dykes and sill are consistent with NE-SW extension (black arrows). **d**) : poles of D3, D4, S2, and S3, without unfolding. The orientation of D3, S2, and S3 is consistent with the NE-SW extension that prevailed before tilting (white arrows). **e**) : the D4 plane (red solid line and pole) and perpendicular planes (red dashed lines) are similar to the D3 plane (mauve solid line and pole) and perpendicular planes (mauve dashed lines), suggesting that both may have formed in the same tectonic context by simple principal stress permutation (extension directions in red and mauve, respectively).

In summary (table 3.8), statistical analysis suggests that emplacement of most dykes and sills occurred before the conglomerate tilting event, whereas others may postdate tilting. However, dyke geometry is always (both prior to, and after tilting) consistent with NE-SW extension, or with permutation of the associated principal stresses in response to evolution of driving pressure along dyke path during the intrusion process. After unfolding, most measured dykes and sills have consistent orientation, and most dykes are very steep to vertical. They cannot demonstrate the existence of ring dykes and cone sheets reported by Chevallier (1980) in the *Vallée des Moines* area. A few dykes, especially from

the D3 group, are oblique enough to be consistent with an early event of ring dyke or cone sheet system development, for which other evidence is lacking.

In contrast, the NE-SW orientation of most pre-tilting dykes (fig. 3.13 (c)) is similar to the N135 orientation of the dykes ascribed by Chevallier (1980) to hawaiian-type volcano rifting parallel to the SW margin of the island. This suggests that emplacement of the *Pointe des Moines* dykes and sills could be coeval with Chevallier (1980)'s Phase IV, after emplacement of Unit B.

Groups	Injection period	Groups	Injection period
D1	prior to conglomerate tilting	S1	prior to conglomerate tilting
D2	prior to conglomerate tilting	S2	after conglomerate tilting
D3	prior to or after conglomerate tilting	S3	after conglomerate tilting
D4	after conglomerate tilting		

TABLE 3.8 – Interpretation of the succession of events from crosscutting relationships plus statistical analysis presented on figures 3.11 and 3.12.

Unit B

Unit B constitutes most of *l'île de la Possession* and corresponds to Phases II, II and IV of Chevallier (1980) and Chevallier et al. (1983). We propose to gather these later phases into one single unit because of the lack of clear distinction between these formations on the field. Indeed, both Phases II and III consist of one to thirty meters thick volcano-detrital deposits intercalated with one to five meters thick lava flows. According to Chevallier (1980) those later Phases are separated by an erosional surface that generates geological unconformity between them. As mentioned later, we did not see clear indication on the field for a major single erosional surface that could be associated to a gap of volcanic activity. In the same way, the volcanic Phase IV, which forms the plateaus of *Jeannel and Pétreil*, does not appear to be related to a major volcanic nor tectonic event to be dissociated from Phases II and III. Chevallier et al. (1983) ascribe the volcanic activity of Phase IV to a major event related to the formation of a Rift zone that trends 135°N. While we have shown in the previous section that this tectonic event is also affecting the *Pointe des Moines* area, there is no clear evidences that it is also related to the formations of *Jennel and Pétreils* plateaus. We therefore include volcanic Phase IV in Unit B. The quantity and proportion of volcano-detrital layers relative to lava flows suggest that, similar to Unit A, Unit B postdates a period of major volcanic edifice building. This conclusion differs from the interpretation of Chevallier (1980) and Chevallier et al. (1983) who suggested that the first magmatic cycle (Phases I and II) constitute the basement of the stratovolcano that have seen the emergence of the Island. We did not focus our field

works on the study of the ring dikes and cone sheets network emplaced at the end of Phase II of Chevallier (1980). We note that the geometry of these intrusions implies that the eruptive center is located offshore west of the island (Chevallier and Nougier, 1981; Chevallier et al., 1983). Most of the island would have therefore collapsed into the sea, implying that the present island is the western flank remnant of a ~ 40 km diameter volcano.

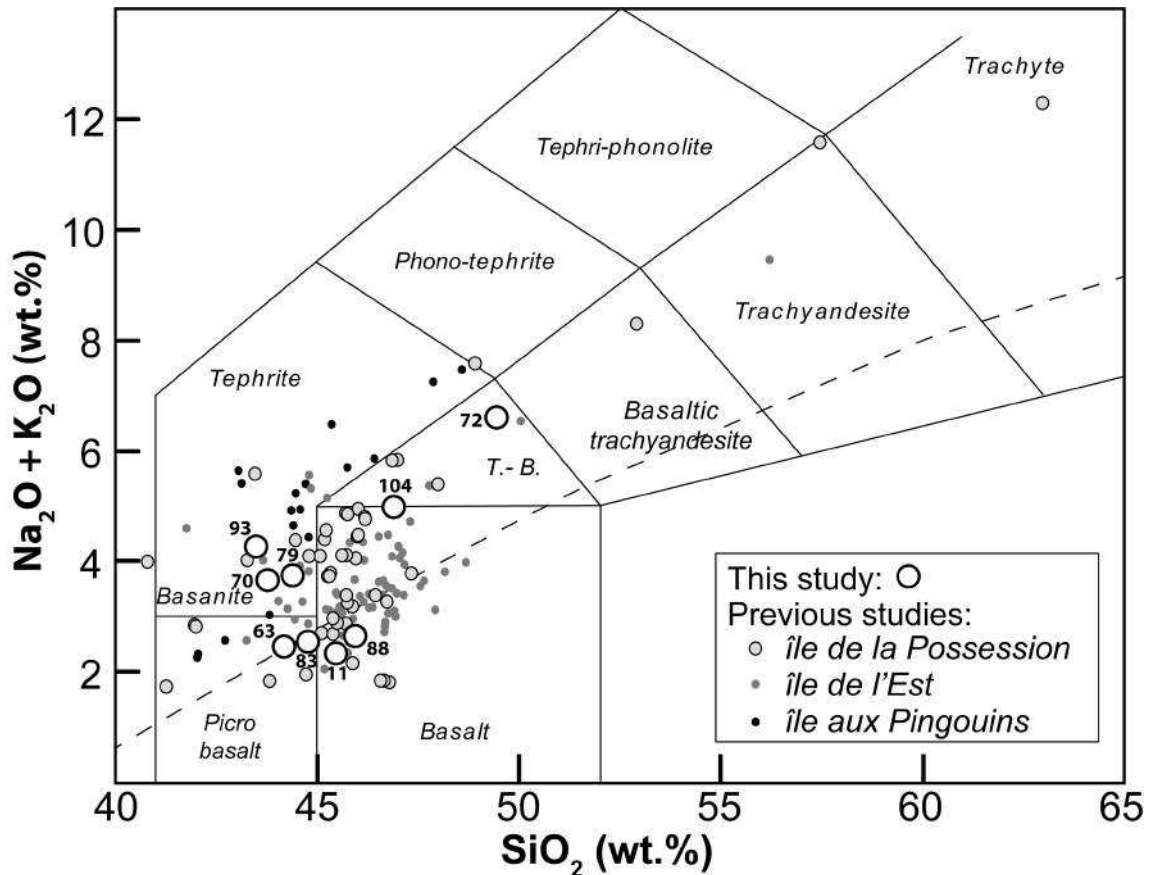


FIGURE 3.14 – Na₂O+K₂O vs. SiO₂ diagram with rock nomenclature. White dots : this study ; Gray shaded area : data from previous petrological studies on *l'île de la Possession* (Reinisch, 1908; Tyrrell, 1937; Berthois, 1953; Bellair, 1963; Gunn et al., 1970, 1972; Chevallier et al., 1983; Verwoerd et al., 1990). Lavas from *l'île de la Possession* belong to the silica-saturated alkaline suite.

Petrology

All of the samples selected for our geochronological work belong to lava flows from Unit B. Those samples are essentially ankaramites or olivine and clinopyroxene phryic basalts with up to 30 % of phenocrysts reflecting crystals accumulation processes within the magmatic chamber. Only samples POS09-011 and POS09-104 are poorly porphyritic. The details of petrographic observations and images of thin sections are reported in the

auxiliary material. A brief description of samples petrography is also proposed in table 3.2 together with Loss Of Ignition (L.O.I.) data testifying for the freshness of our samples (L.O.I. < 1.24 wt. %). The tendency of mobility of some element (U, Ba, Rb, U and Pb) might fingerprint alteration processes, even in apparently fresh samples. Following Hofmann and Feigenson (1983) and Hofmann et al. (1986), we have use incompatible trace elements ratios such as Ba/Rb, Ce/Pb and Nb/U to further ensure that our samples did no undergo significant alteration (See auxiliary material B for more details on the trace elements analytical methods and data set). Typical values for unaltered Oceanic Island Basalts (OIB) samples are $5 < \text{Ba/Rb} < 20$, $\text{Nb/U} = 47 \pm 10$, and $\text{Ce/Pb} = 25 \pm 5$ (Hofmann and Feigenson, 1983; Hofmann et al., 1986). Our samples display ratio ranges of $8 < \text{Ba/Rb} < 18$, $19 < \text{Ce/Pb} < 26$, and $29 < \text{Nb/U} < 49$, which confirm their freshness.

The major element compositions of our samples are nepheline normative, and plot in figure 3.14 the field defined by previous petrological studies on *l'île de la Possession* (Reinisch, 1908; Tyrrell, 1937; Berthois, 1953; Bellair, 1963; Gunn et al., 1970, 1972; Chevallier et al., 1983; Verwoerd et al., 1990). Two different groups of sample are identified on the basis of alkalinity : sub-alkaline basaltic samples (POS09-63, -83, -11 and -88) showing $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 3$ wt. % and alkaline samples (POS-09, -70, -79, -104 and -72) showing $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 3$ wt. %. The former group displays little variation in both SiO_2 and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ contents, whereas the later group shows significant variations ranging from basanitic to trachybasalt compositions. A fractional crystallization process of the mineral assembly observed in samples groundmasses (olivine \pm augite \pm plagioclase \pm oxides) may certainly explain the chemical variability of our alkaline samples. The petrology of all these samples reveal an inverse correlation between their alkalinity and the phenocrysts proportions of olivine (Ol) and clinopyroxene (Cpx) in these samples. Indeed, the most porphyritic samples (i.e. >25 % Ol+Cpx) display sub-alkaline compositions, and the least porphyritic samples (i.e. <15 % Ol+Cpx) are characterized by alkaline compositions. The accumulation of olivine and clinopyroxene phenocrysts, i.e. depleted in alkaline elements ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), may cause a dilution of the compositions of lavas affected by such accumulation. In fact, sub-alkaline compositions of our samples seems to be an artefact due to accumulation processes of olivine and clinopyroxenes phenocrysts.

Volcano-detrital formations

The synthetic cross-sections presented in figure 3.15 indicate that lava flows probably contribute to less than 25 % of the total thickness of Unit B. Volcano-detrital formations resemble those of Unit A, but display thicker wider channels. The size of the clasts (boulder max) and matrix (coarse to very coarse grained), the presence of hundred meters large

channels filled with coarse deposits, including metric to decametric-scale oblique strata, and also the presence of portable turbidite-like deposits (fig. 3.16 (a)) imply sedimentary environments spanning from proximal to distal alluvial fans, with a dominance of braided river environment. The dominant direction of sedimentary transport at the scale of the island is from west to east (fig. 3.16 (b)). If Unit B was a single system of alluvial fan, its size can be roughly estimated to more than 100-150 km², i.e., for instance, the size of the present-day *île de la Possession* or the size of the biggest alluvial fan observed in Reunion Island. In Reunion Island the cumulated size of all the aerial alluvial fans represent less than 5 to 10 % of the entire Island surface. To give an idea, considering the same ratio alluvial fans/ island surface would imply that the ancestral *île de la Possession* surface area was more than ~1000 km².

Many erosional surfaces can be observed in this unit (*Vallée du petit Caporal*, *Vallée des géants*, *Vallée de la Hébé*, *Cap vertical*, see fig. 3.16). We have a priori no indications that all those surfaces correspond to one unique surface that may reflect a period quiescent volcanic activity and strong erosion between cycle I and II (Chevallier et al., 1983). In order to constraint the length of volcanic activity gap and its age, we have samples lava flows just below (POS10-084) and above (POS10-083) the erosional surface in *Vallée des Géants* (fig. 3.16 (c-d)). The geochronological work on those samples are currently in progress and results will be presented the final version of this publication.

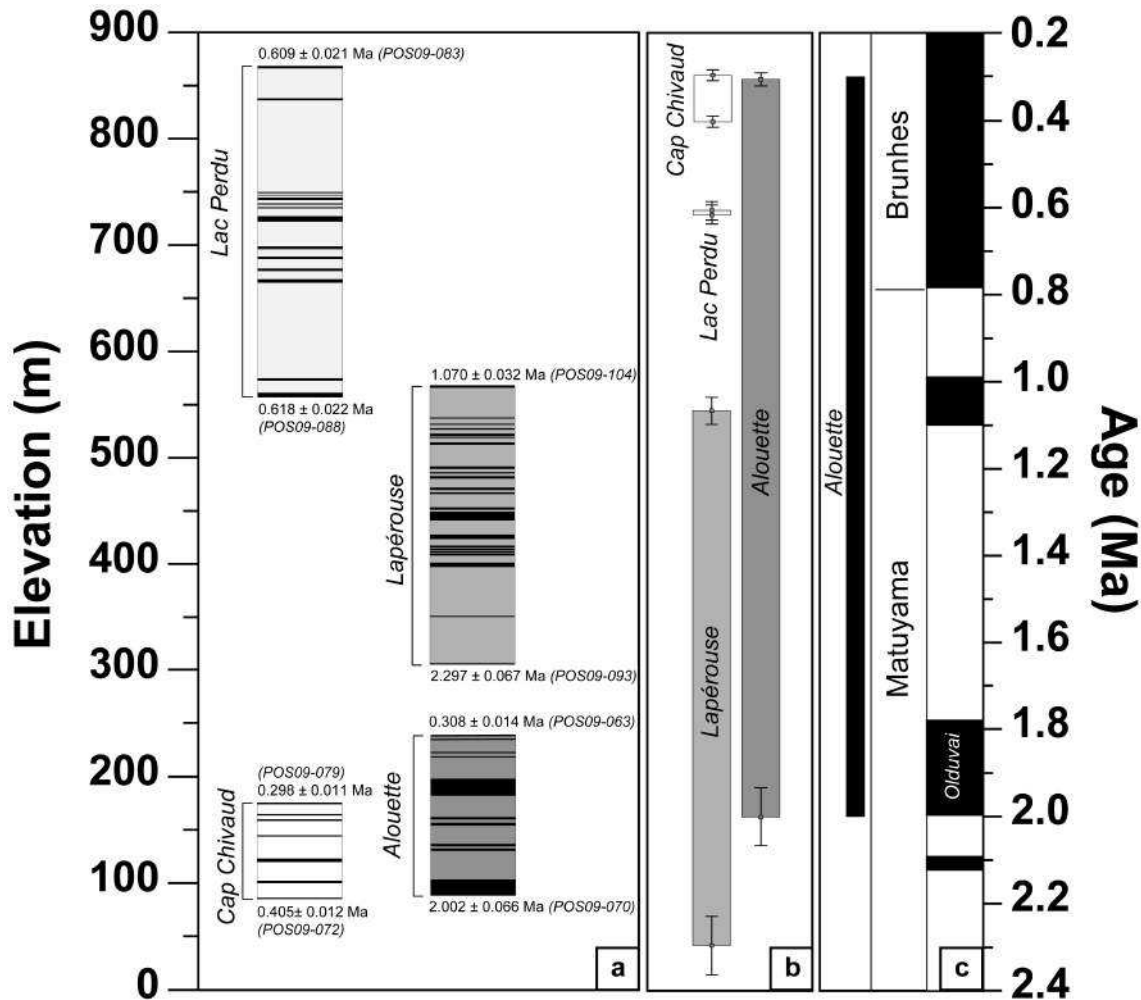


FIGURE 3.15 – Synthetic cross-section log for Unit B. a) Elevations with the age of the bottom and top of the cross-section (see also table 3.4). b) Time record within each cross-section. c) Relationship between the geomagnetic polarity timescale for the last 2.4 Ma (Ogg, 2012) and the polarity of the *Alouette* cross-section (Camps et al., 2001). Black lines : lavas flows.

K-Ar ages of lava flows

The K-Ar ages obtained on the 9 lava flows selected are reported in the table 3.4. This new data set together with the former geochronological work of Chevallier et al. (1983), increase to 20 the number of K-Ar ages available for *l'île de la Possession*. The K-Ar ages we report range from 0.3 Ma to 2.3 Ma, for potassium and radiogenic argon contents ($^{40}\text{Ar}^*$) ranging from 0.50 % to 2.42 % and from 5.79 % to 29.71 % respectively (See table 3.4 for more details). The geochronological work of Chevallier et al. (1983) reports ages spanning between 8.10 Ma (Phase II) and 0.53 Ma (Phase IV) with the oldest sample being located on the bottom of the right side of the valley of *Petit caporal*. Unfortunately we did not sample these formation but results extend to younger ages ($\sim 0.3\text{Ma}$) the

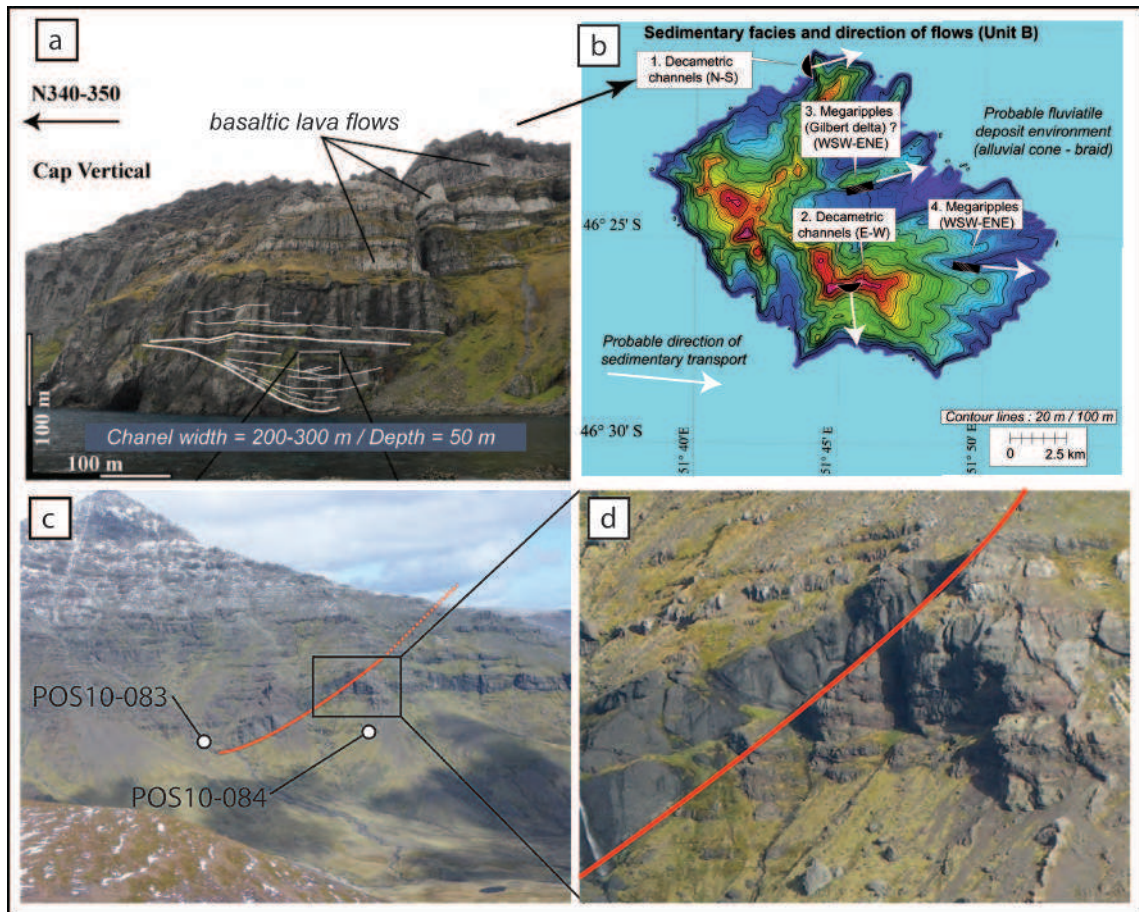


FIGURE 3.16 – (a) Picture of the *Cap Vertical* taken from the *Jardin Japonais* (fig. 3.16 (b) for location), showing a 200 m wide channel visible in the volcano-detrital layers of Unit B. The direction of flow is therefore perpendicular to the *Cap Vertical* scarp. (b) The global direction of sedimentary transport, deduced from observations of channels in volcano-detrital layers of Unit B, is orientated West-Est (relative to the geographic north). (c) Panorama view of the left side of *Vallée des Géants* showing a major erosional surface. White dots locations of the samples used for K-Ar dating above and below this surface. Red line : surface of erosion. (d) zoom on the surface erosion.

duration of Unit B compared to Chevallier et al. (1983) (~ 0.5 Ma). We present below the geochronological results obtained on 4 cross-sections of the stratigraphic pile of Unit B (fig. 3.15).

- The cross-section of *Lapérouse* yield the oldest ages with the bottom part dated at 2.30 ± 0.07 Ma and the summit at 1.07 ± 0.03 Ma. This stratigraphic section presents a total duration of 0.33 Myrs for a total thickness of 260 m with ~ 22 lava flows identified. The cumulated height of these lava flows is about 44 m indicating that the volcanic activity contribution to the cross-section height is only 17 %. Most of the pile is made form the accumulation of volcanic pebble embedded in fine sediments (fig. 3.15).
- Further to the East and up in the stratigraphic pile (as reflected in the altitude, fig.

3.15), the cross-section of the *lac Perdu* is probably in the stratigraphic continuity of the cross-section of *Lapérouse*. The results obtained on lava flows from the bottom and the summit of the stratigraphic pile yield ages of 0.62 ± 0.02 Ma and 0.61 ± 0.02 Ma respectively. This cross-section has a total thickness of ~ 300 m with a total of 14 lava flows that corresponding to a cumulated thickness of ~ 30 m. The ratio of lava flows to accumulate volcano-detrital material compares well with the former cross-section but for a much shorter duration, which our K-Ar radiometric method is not able to resolve.

- The cross-section of *Alouette* is located on the other side of the island, and presents the greatest age difference between the bottom and top lava flows, i.e. 2.00 ± 0.07 Ma and 0.31 ± 0.01 Ma respectively. The total thickness of this cross-section is ~ 135 m only with 10 lava flows that display a cumulative thickness of ~ 50 m.
- Finally, the cross-section of *Cap Chivaud* is the smallest off all in terms of thickness with 90 m corresponding to K-Ar ages spanning between 0.41 ± 0.01 Ma (bottom) and 0.32 ± 0.01 Ma (summit).

All four cross sections are very consistent showing very little volcanic activity with important accumulation of volcano-detrital materials. The time scale for the deposition of those stratigraphic piles differs greatly from one cross-section to another. The fastest depositional rate (< 3000 m/Myrs) is obtained for the cross section of the *Lac Perdu* while the lowest (~ 80 m/Myrs) is obtained for the cross-section of *Mont Alouette*. We believe that such discrepancies between cross-sections might be explained by the presence of erosional surface that were not evidenced on the field. The presence of such surfaces in our cross-section would lead therefore to an apparently too long period for a given thickness of the formation. We suggest that the cross-section of the *Lac Perdu* may probably be the best approximation for the dynamic of the system (erosion-deposition). This would require the presence of many erosional surfaces for other cross-sections.

In order to answer the question of the volcanic activity gap associated to an erosional surface, we have sampled lava flows just bellow and just above the erosional surface in the *Vallée des Géants* (see Fig. 3.16 (c-d)). These results give an answer that is totally unexpected and unknown for now.

Another paleomagnetic study have been carried out on several stratigraphic sections of Unit B *l'île de la Possession* (Camps et al., 2001), including a common one to sections of this study : the *Alouette* cross-section. Camps et al. (2001) have precisely defined the characteristic remanent magnetization of 16 sampled lava flows in this section, all revealing a normal polarity. The top lava flows of this section therefore should have erupted during the Brunhes epoch (0-0.8 Ma, fig. 3.15, Ogg, 2012), consistent with our K-Ar age of 0.31 ± 0.01 Ma estimated on the top flow of this section (table 3.4). According to

the geomagnetic polarity timescale reported in figure 3.15, the normal polarity « Olduvai » subchron (1.8-2.0 Ma, Ogg, 2012) of the Matuyama epoch is the only one consistent with our K-Ar age of the bottom flow of this section (2.00 ± 0.07 Ma, table 3.4). The *Alouette* section present good quality lava flows easily sampled, but none of the paleomagnetic results obtained on those flows by Camps et al. (2001) revealed a reversed polarity, however dominant during the Matuyama epoch (Ogg, 2012). Assuming a complete paleomagnetic record of the *Alouette* volcanic sequence between 0.31 Ma and 2.00 Ma, we can therefore propose a scarce volcanic activity during ~ 1 Myr (i.e. between 1.1 Ma and 1.8 Ma, fig. 3.15). This assumed volcanic activity gap however had to be confirmed for example with the K-Ar datations of the bottom and summit volcanic parts of the *Petit Caporal* section we have sampled, belonging to the Unit B. Lava flows of this section have been sampled by Camps et al. (2001) (n=13) and found reversed polarity in the bottom part, while normal units are found in the upper part. Moreover, the lowest lava flow sampled in this stratigraphic pile may correspond to the oldest known sample of *l'île de la Possession* (i.e. 8.1 Ma, Chevallier et al., 1983). We therefore expect a future more detailed K-Ar study on the lava flows from the bottom and the summit of the *Petit Caporal* cross-section.

Finally, based on the complete geochronological data set of *l'île de la Possession* (this study and Chevallier et al. (1983)), we did not observed any relationship between the ages of the samples and their major element compositions. Such relation would reflect the temporal evolution the magma chemistry in the plumbing system of the volcano. However, we cannot dismiss that the present data set does not provide the resolution needed to evidence short time evolutions of the magmatic system.

Unit C

Unit C corresponds to Cycle 3-Phase V of Chevallier et al. (1983). This unit is composed of numerous strombolian with their associated lava flows. This late volcanism is emplaced on landscapes inherited from a glacial period younger than 0.3 Ma, the youngest sample from Unit B. Because the strombolian cones are very well preserved, we suggest that the last glacial event that modeled the morphology of the island prior to the volcanism of Unit C is the Würm glaciation. Recent $^{14}\text{C}^*$ dating of peat deposits in the *Morne Rouge* crater lake (strombolian cone) indicates that the oldest deposit has an age of 6 200 cal. yrs B.P. (Van der Putten et al., 2008). Note that a more recent study has obtained radiocarbon dating on a tephra layer from the same strombolian volcano, that showed an eruption between 6 700 and 6 600 cal. yrs B.P. (Ooms et al., 2011). Theses ages provide thus a minimum age of 6200 yrs for the volcanism of Unit C, and relative dating of this latter between 10 000 and 6 200 yrs. Chevallier and Nougier (1981) proposed that this late volcanism occurred between 5 500 and 10 000 yrs B.P, showing that all those studies

agree with a short magmatic activity, i.e. fewer than 5 000 yrs.

The distribution of the strombolian cones does not appear to follow any structural framework, nor can be correlated with any other specific features as suggested Chevallier (1980) with the rift zone oriented N-S. The area of *Mont des Cratères* in the western part of the island displays the highest density of volcanic cones with probably the freshest morphologies. There is no indication so far if the volcanism of Unit C is synchronous over the entire island or if there is any temporal and geographical progression of this volcanism. This issue will be address in details in a forthcoming publication.

3.4.2.5 Conclusions

A new dataset of nine K-Ar ages were obtained on lava flows from *l'île de la Possession* stratovolcano. Using these data together with our geomorphological, structural and petrological investigations and with former results from Chevallier (1980) and Chevallier et al. (1983), we propose a new overview of the geological evolution of the island. Figure 3.17 compares the five successive volcanic phases proposed by Chevallier et al. (1983) with the Units A, B and C proposed in this study. K-Ar ages obtained on bottoms and summits lava flows of the four Unit B cross-sections vary between 2.3 Ma and 0.3 Ma, and complete the temporal record of this unit with a volcanic activity now documented from 8.1 Ma to 0.3 Ma. Basanitic to trachybasaltic lava flows are essentially ankaramitic and are interbedded with remarkably important quantities of volcano-detrital erosion products, representing almost 75 % of the total thickness of this Unit B. This observation associated with the K-Ar ages of each cross-section reveal a scarce volcanic activity with an important accumulation of detrital deposits (> 3000 m/Ma). Even if we identified only one of the probably more numerous erosional surfaces in this unit, the combination of our K-Ar ages with paleomagnetic results of Camps et al. (2001) on one common cross-section seems to be consistent with the scarcity of the volcanic activity of this unit, with no paleomagnetic record during ~ 1My (middle part of Unit B).

We present the first structural study of intrusions (dykes and sills) from the *Pointe des Moines* site (west coast of the island) and propose that this magmatic episode might correspond to the tectonic rifting identified by Chevallier et al. (1983) at the end of Unit B (~ 0.5-0.3 Ma). We confirm that the tilting of Unit A occurred after the formation of Unit B, but it is still unclear to conclude that this one was contemporaneous of Unit C volcanism.

Our field observations and the recent study of Van der Putten et al. (2008) on one of the numerous strombolian cones of Unit C may support a short volcanic activity between 6 200 and 10 000 yrs. The magmatic products of this unit are observed are lying in unconformity on lava flows of Unit B at numerous sites of *l'île de la Possession*. This volcanism

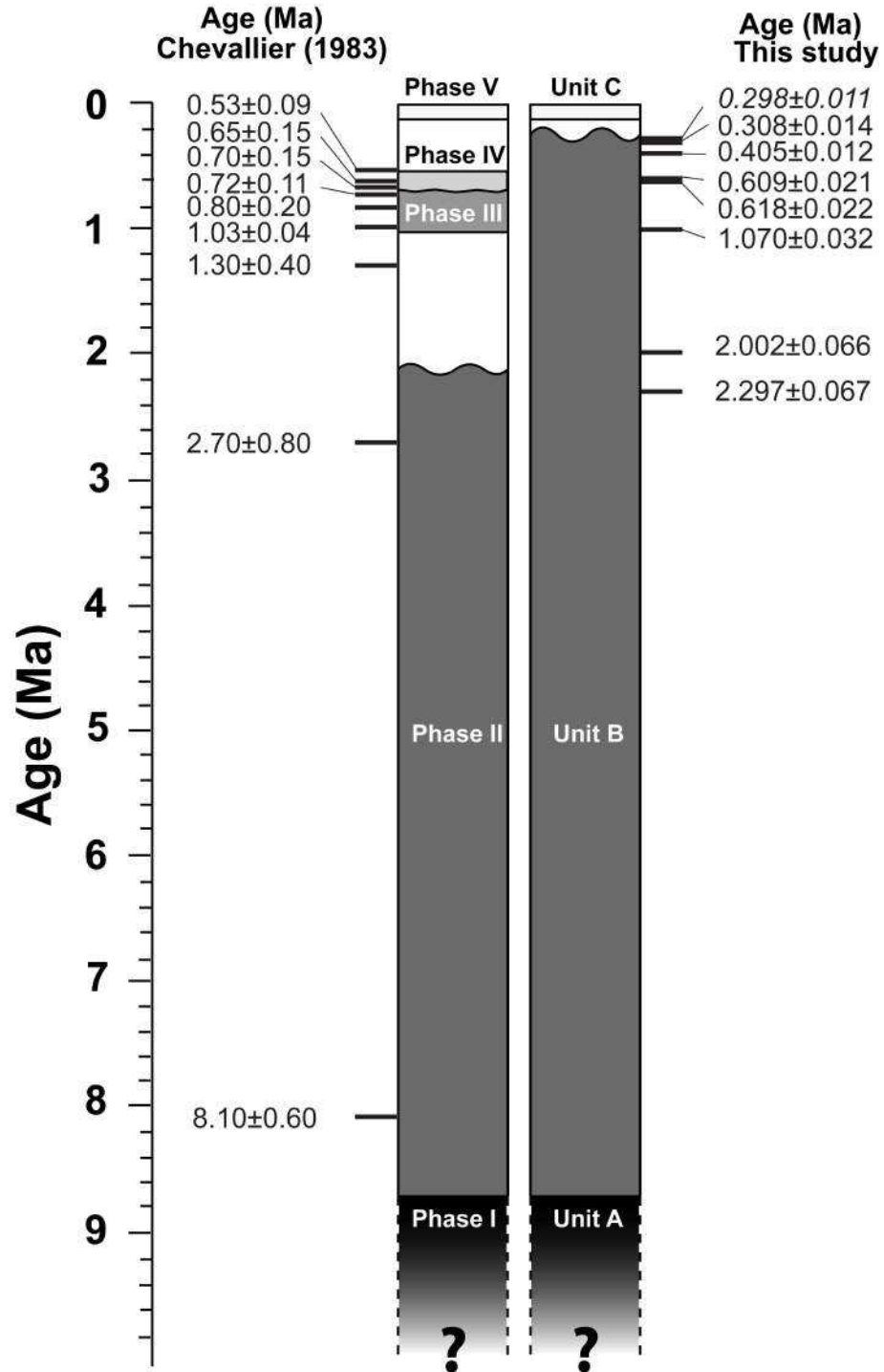


FIGURE 3.17 – Synthetic chronological geology history of *l'île de la Possession* following the interpretations of Chevallier et al. (1983) (left side) and our study (right side) with K-Ar dating results from both studies.

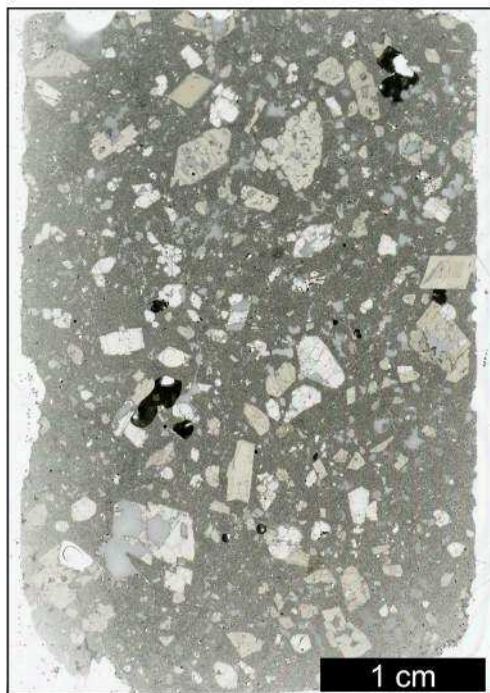
clearly emplaced in landscapes of Unit B affected by a recent glacial event. Moreover, the valleys digging products of Unit B present a glacial morphology inherited from the last known Würm event, as suggested by Chevallier (1980). Nevertheless, more field and K-Ar investigations of magmatic products of Unit C are needed in order to define precisely their temporal and/or geographical emplacement over the entire island. Further work on the intrusion system at the *Pointe des Moines* site and on the rest of the island would also help to better constrain the volcanological history of *l'île de la Possession*.

Acknowledgments :

This work has been supported by IPEV via the funding of the CAPGEOS field works in austral summers 2009-2010 and 2010-2011. We would like to thank the logistic from IPEV that made our field campaigns successful (H. Perau, Y. Lemeur, N. Le Viavan, G. Stephan and Nina). We thank the TAAF for permissions access to restricted area of l'île de la Possession. The Analytical program of this work was supported by INSU funding of the CAPGEOS proposal in 2011. We would like to thank C. Liorzou from IUEM at Brest and for technical assistance during ICP-AES analysis, same for Paris X for geochronological work. Carole La from LPGN is also thanked for analytical assistance.

Supplementary material : Petrology of K-Ar samples

The fine sections of each dated sample are reported here, where minerals constituting each sample are pointed out according to the relative abundance of each mineral.

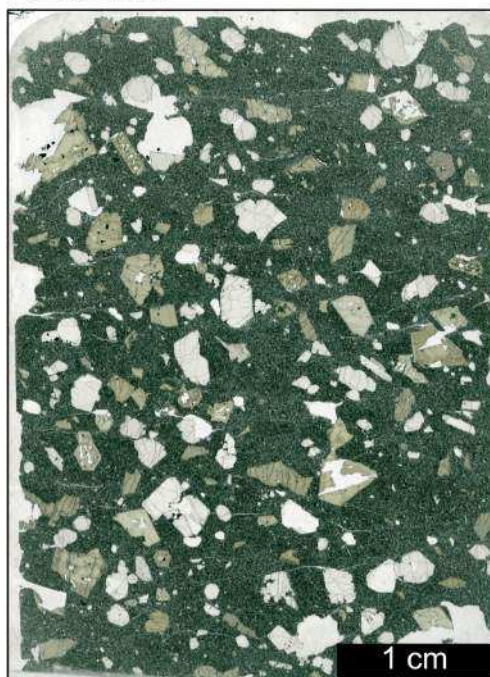
POS09-011

Texture :
Porphyritic

Phenocrysts :
Clinopyroxene,
Olivine

Microphenocrysts :
Clinopyroxene,
Fe-Ti oxide

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxide,
Olivine,
Clinopyroxene

POS09-063

Texture :
Porphyritic

Phenocrysts :
Olivine,
Clinopyroxene,
Plagioclase

Microphenocrysts :
Clinopyroxene,
Olivine,
Fe-Ti oxide

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxide,
Clinopyroxene

POS09-070

Texture :
Porphyritic

Phenocrysts :
Olivine,
Clinopyroxene

Microphenocrysts :
Fe-Ti oxide

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxide,
Clinopyroxene

POS09-072

Texture :
Porphyritic

Phenocrysts :
Plagioclase,
Olivine,
Clinopyroxene

Microphenocrysts :
Clinopyroxene,
Olivine,
Amphibole,
Fe-Ti oxide

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxide

POS09-079

Texture :
(Glomero)porphyritic

Phenocrysts :
Olivine,
Clinopyroxene

Microphenocrysts :
Clinopyroxene,
Plagioclase,
Fe-Ti oxyde

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxyde,
Clinopyroxene

POS09-083

Texture :
Porphyritic

Phenocrysts :
Olivine,
Clinopyroxene

Microphenocrysts :
Clinopyroxene

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxyde,
Clinopyroxene

POS09-088

Texture :
Porphyritic

Phenocrysts :
Clinopyroxene,
Olivine

Microphenocrysts :
Olivine

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxyde,
Olivine

POS09-093

Texture :
Porphyritic

Phenocrysts :
Clinopyroxene,
Olivine

Microphenocrysts :
Clinopyroxene,
Fe-Ti oxyde

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxyde

POS09-104

Texture :
Trachytic

Phenocrysts :

Microphenocrysts :
Clinopyroxene

Groundmass mineralogy :
Plagioclase,
Fe-Ti oxyde,
(Clinopyroxene)

3.4.3 Conclusions

Les deux missions de terrain CAPGEOS nous ont permis d'identifier les produits magmatiques constituant chaque phase volcanique reconnue par Chevallier et al. (1983), en termes de pétrologie et de morphologie. Nous avons pu associer les résultats obtenus lors de nos différentes études (morphologique, géochronologique, structurale) aux précédents travaux de Chevallier (1980) et Chevallier et al. (1983) pour proposer une version actualisée de la géologie de l'île et une nouvelle synthèse de l'évolution géologique de celle-ci, dont les points principaux sont résumés ci-dessous :

1. D'après nos observations de terrain, les phases volcaniques II, III et IV identifiées par Chevallier (1980) présentent des similitudes en termes de a) pétrographie des produits magmatiques et volcano-détritiques, b) quantité et proportions des dépôts volcano-détritiques intercalés par des coulées de lave. Une seule surface d'érosion pouvant témoigner d'une quiescence volcanique entre ces différentes phases volcaniques a été reconnue sur le flanc est de la vallée des Géants. Seules les datations K/Ar des coulées encadrant cette surface d'érosion pourront confirmer qu'il s'agit ou non d'une limite nous permettant de distinguer ces phases volcaniques. En l'absence de ces datations, nous pouvons proposer une description simplifiée de l'histoire géologique de l'île en 3 unités magmatiques :
 - l'unité A correspond à la phase I décrite par Chevallier (1980),

- l'unité B correspond aux phases volcaniques II, III et IV reconnues par Chevallier (1980),
 - l'unité C correspond à la phase volcanique V identifiée par Chevallier (1980).
2. Nous avons réalisé 4 coupes stratigraphiques dans l'unité B à l'est et au sud ouest de l'île, et avons daté par la méthode K/Ar les bases et les sommets de chaque coupe en plus d'une coulée de plateau, afin d'affiner l'enregistrement temporel de cette unité. Les 9 âges obtenus varient de 0,3 à 2,3 Ma et complètent l'enregistrement géochronologique de cette unité alors datée jusqu'à 0,53 Ma seulement (phase IV, Chevallier et al., 1983).
 3. Les formations volcano-détritiques de l'unité B identifiées dans ces coupes stratigraphiques montrent des quantités importantes de produits d'érosion volcano-détritiques par rapport à celles des coulées de laves intercalées dans cette unité (formations détritiques = 75 % de l'épaisseur totale de l'unité). Cette étude, combinée à notre étude géochronologique, révèle peu d'activité volcanique accompagnée d'une accumulation importante de dépôts détritiques (< 3000 m/Ma) pour l'unité magmatique B. Par ailleurs, elle met en évidence la présence d'épaisseurs de dépôts détritiques très différentes selon l'enregistrement temporel des coupes stratigraphiques. Cette remarque, associée à la répartition géographique des coupes, seraient en faveur de l'existence de surfaces d'érosion présentes dans cette unité, que nous n'avons cependant pas toutes identifiées sur le terrain.
 4. La combinaison des âges K-Ar des coulées constituant la base et le sommet de la coupe stratigraphique du Mont de l'Alouette (NE de l'île, 0,31 - 2,00 Ma), aux mesures paléomagnétiques effectuées par Camps et al. (2001) sur cette même coupe de polarité normale nous permettent d'avancer l'hypothèse d'une activité volcanique faible à inexistante pendant ~ 1 Ma (i.e. 1,1-1,8 Ma) dans l'unité B. Cette hypothèse reste cependant valide seulement si nous supposons l'enregistrement temporel et paléomagnétique de cette section complet, et doit être confirmée en datant la base et le sommet d'autres coupes stratigraphiques effectuées dans l'unité B et communes à l'étude paléomagnétique de Camps et al. (2001), telle que la section du Petit Caporal (N de l'île), dont le sommet a été daté à 2,7 Ma par Chevallier et al. (1983).
 5. Les produits magmatiques de l'unité B sont essentiellement des ankaramites (i.e. >20 % Ol+Cpx en phénocristaux), dont les compositions chimiques varient depuis des basanites jusqu'à des trachybasaltes. Cette première approche pétrologique et géochimique ne révèle aucune relation ou systématique entre les âges des échantillons de cette unité, leur répartition géographique et leurs compositions chimiques.

6. Nos observations de terrain sur l'unité C combinées à une étude récente menée sur l'un des cônes stromboliens de l'île (Van der Putten et al., 2008) sont en faveur d'une courte période d'activité située entre 6 200 et 10 000 ans B.P. Nous avons également observé les produits de cette unité en discordance sur l'unité B dans de nombreux sites de l'île. La morphologie des vallées creusées dans l'unité B ainsi que des traces observées sur le terrain démontrent que l'unité B a été affectée par un épisode glaciaire plus récent. L'activité volcanique de l'unité C serait donc bien postérieure au dernier évènement glaciaire connu (Würm) comme le suggère Chevallier (1980).
7. Nous présentons la première étude structurale sur les intrusions présentes à l'ouest de l'île (site de la Pointe des Moines), et suggérons que cet épisode magmatique correspond au rifting tectonique identifié par Chevallier et al. (1983) lors de la phase volcanique IV (i.e. 0,5-0,3 Ma), soit à la fin de l'unité B. La géométrie de ces intrusions est toujours en accord avec une extension d'orientation NE-SO (i.e. N135), comme le supposaient les études de Schlich (1975) et Chevallier et al. (1983). Néanmoins, l'orientation de ces intrusions ne démontre pas l'existence des deux types d'intrusions proposés par Chevallier (1980) (i.e. « ring-dykes » et « cone-sheets »), soit par absence de ces intrusions dans cette zone d'étude, soit par manque de mesures et donc de preuves sur ces intrusions.

Chapitre 4

Pétrologie et géochimie des laves de Crozet

Quelques études récentes ont abordé les relations potentielles entre les hétérogénéités lithologiques des sources de points chauds et la systématique des éléments majeurs des laves issues de ces points chauds (Hauri, 1996; Mukhopadhyay et al., 2003; Gaffney et al., 2005; Huang and Frey, 2005; Prytulak and Elliott, 2007; Jackson and Dasgupta, 2008; Humphreys and Niu, 2009; Dasgupta et al., 2010). Cependant, l'influence des différents processus pétrogénétiques sur ces compositions chimiques reste à ce jour trop peu étayée, au vu de leur contribution partielle / totale dans la variabilité des éléments majeurs des laves de points chauds.

Cette étude se focalise sur la pétrogenèse des laves de l'île de la Possession et sur l'identification de la source du point chaud de Crozet dont elles sont issues. Dans une première partie, nous identifierons l'effet des différents processus crustaux sur la systématique des éléments majeurs et la pétrologie de ces laves. Nous quantifierons le seul processus de cristallisation fractionnée pour estimer des compositions représentatives des magmas primaires dont sont issues ces laves. Nous pourrions ainsi déterminer les conditions de fusion partielle mantellique et la nature des lithologies sources dont sont issus ces liquides. Enfin, nous exploiterons la systématique des éléments en traces de Terres Rares et des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb pour caractériser la minéralogie et la composition géochimique de la source mantellique de Crozet.

4.1 Contexte de l'étude

4.1.1 Etudes précédentes

Quelques études à caractère pétrologique et/ou géochimique menées sur l'île de la Possession ont mis en évidence une majorité de laves et intrusions basaltiques porphyriques, avec des phénocristaux essentiellement d'olivines (20 %) et d'augites (30 %) pouvant atteindre jusqu'à 1 cm (Philippi, 1908; Reinisch, 1908; Tyrrell, 1937; Lacroix, 1940; Bellair, 1963; Gunn et al., 1972; Chevallier et al., 1983). Par ailleurs, le même type de laves ankaramitiques à olivines (3 %) et clinopyroxènes (30 %) a été identifié sur l'île de l'Est (Gunn et al., 1970), voisine de l'île de la Possession et montrant une histoire éruptive similaire à cette dernière (cf. section 3.2). De même, les laves constituant principalement l'île aux Pingouins possèdent des phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes occupant jusqu'à 25 % du volume de ces roches (Giret et al., 2002). D'après Gunn et al. (1972), de tels liquides magmatiques contenant des proportions et des tailles de cristaux aussi importantes pourraient être le produit d'une addition de ces phases minérales qui auraient cristallisé à des taux et/ou des périodes différentes dans le(s) réservoir(s) magmatique(s). Il est donc fortement probable que ces roches porphyriques résultent d'un processus d'accumulation de clinopyroxènes et d'olivines dans la plomberie magmatique sous-jacente à l'archipel de Crozet.

Les matrices des roches aphyriques identifiées sur l'île de la Possession présentent le même assemblage minéralogique que celui des mésostases des roches porphyriques, à savoir des olivines, des clinopyroxènes, des plagioclases et des minéraux opaques (spinelles chromifères et titanomagnétites, Tyrrell, 1937; Gunn et al., 1972; Chevallier et al., 1983). Toutes ces laves et intrusions présentent 1 à 10 % de néphéline normative (Gunn et al., 1970; Chevallier et al., 1983) et démontrent le caractère alcalin des magmas de cette île. Deux roches intrusives phonolitiques sont répertoriées par ces études (Chevallier, 1980; Chevallier and Nougier, 1981) et présentent quelques néphélines en microphénocristaux qui attestent de leur forte alcalinité au même titre que les laves de l'île.

La figure 4.1 présente le diagramme TAS (Le Bas et al., 1986) avec les analyses de laves de l'archipel de Crozet disponibles dans la littérature (Reinisch, 1908; Tyrrell, 1937; Berthois, 1953; Bellair, 1963; Gunn et al., 1970, 1972; Lameyre and Nougier, 1977; Chevallier et al., 1983; Verwoerd et al., 1990; Zhou, 1996; Giret et al., 2002). Toutes les laves de l'archipel appartiennent à une série magmatique alcaline saturée en silice, hormis celles de l'île aux Pingouins qui sont légèrement plus sous-saturées en silice.

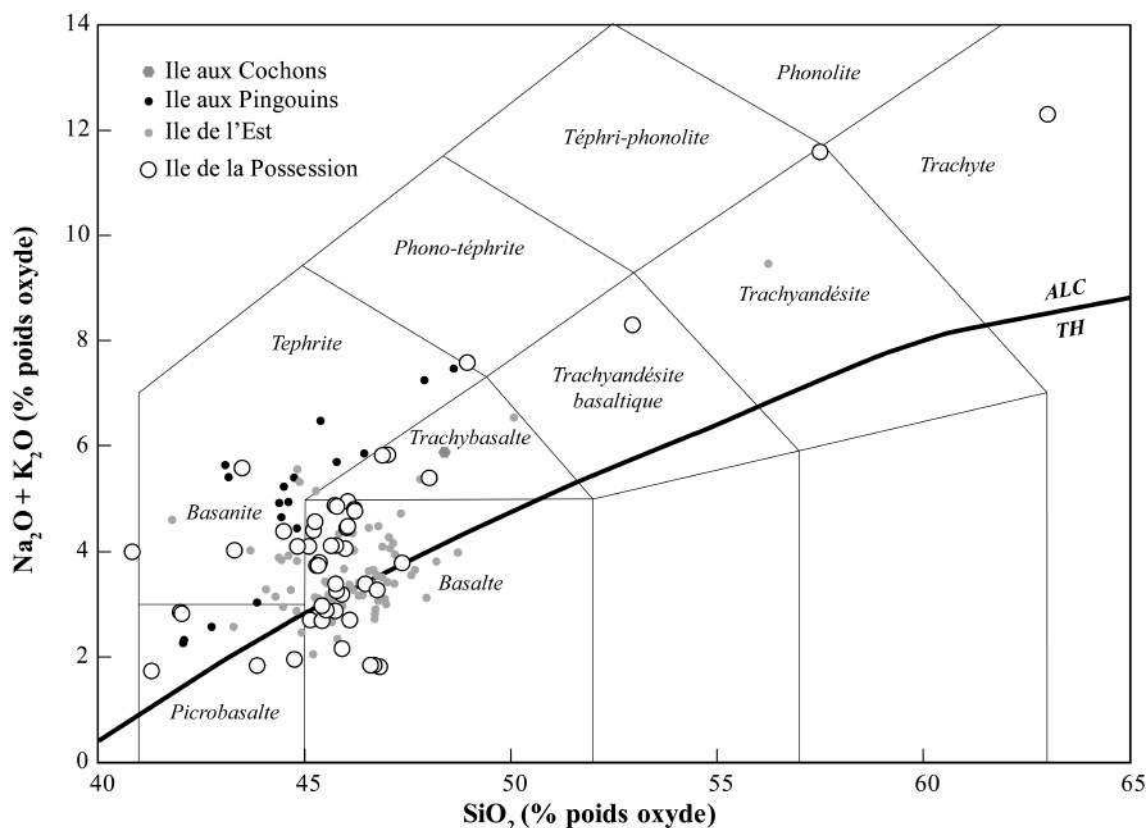


FIGURE 4.1 – Diagramme Total Alkali versus Silica (TAS) (d'après Le Bas et al. (1986)), où la courbe noire représente la séparation entre le domaine tholéitique (« TH ») et le domaine alcalin (« ALC »). Ile de la Possession : Reinisch (1908), Tyrrell (1937), Berthois (1953), Bellair (1963), Gunn et al. (1970), Gunn et al. (1972), Chevallier et al. (1983) et Verwoerd et al. (1990) ; Ile aux Cochons : Bellair (1963) ; Ile aux Pingouins : Giret et al. (2002) ; Ile de l'Est : Berthois (1953), Gunn et al. (1970), Gunn et al. (1972), Lameyre and Nougier (1977) et Zhou (1996).

D'après l'étude de Chevallier et al. (1983), des tendances pétro-géochimiques semblent se profiler dans le temps en fonction des différentes phases volcaniques identifiées. Les phases volcaniques III et IV (cf. section 3.2.1) présentent une séquence pétrologique inversée par rapport à la nature géochimique des échantillons définie selon le diagramme TAS (Le Bas et al., 1986; Chevallier et al., 1983). En effet, les laves plus évoluées précèdent les roches ankaramitiques plus basiques, qui sont de plus en plus récurrentes et abondantes en fin de phase volcanique. Enfin, la dernière phase volcanique V (6 200 - 10 000 ans, Chevallier, 1980; Van der Putten et al., 2008) présente une suite de laves plus sous-saturée en silice et plus alcaline que les laves des phases précédentes.

Les études antérieures menées sur l'île de la Possession ont donc essentiellement définies le type de roches présentes sur cette île selon leur pétrographie et leurs compositions en éléments majeurs. Les principaux processus crustaux, tels que la cristallisation fractionnée et l'accumulation d'olivines et de clinopyroxènes dans ces roches, ont été identifiés et semblent influencer leurs compositions en éléments majeurs (Gunn et al., 1972;

Chevallier et al., 1983). Cependant, le jeu de données actuel en éléments en traces est peu fourni et incomplet, avec seulement 27 analyses d'échantillons par fluorescence X dans les années 1970 pour les concentrations en Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr et Ba (Gunn et al., 1972). De même, il existe très peu d'analyses de phénocristaux (Tyrrell, 1937), bien que ces phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes semblent jouer un rôle important sur les variations géochimiques de ces magmas. Il semble donc fondamental d'établir une nouvelle collection plus complète de données pétrologiques et géochimiques sur les laves de cette île pour identifier et quantifier tous les processus en jeu qui influencent les compositions chimiques de ces roches.

Dans les sections suivantes, je présente la pétrographie, la minéralogie et les compositions chimiques en éléments majeurs, en traces ainsi que les compositions isotopiques en Sr, Nd, Pb des échantillons collectés lors des missions de terrain 2009 et 2010 sur l'île de la Possession. Cette étude complète nous permettra par la suite de déterminer les processus crustaux intervenant au cours de l'évolution de ces laves et intrusions, de quantifier le seul processus de cristallisation fractionnée des laves de la Possession, et enfin d'établir la pétrogenèse de ces laves et caractériser la source du point chaud de Crozet.

4.1.2 Sélection et localisation des échantillons

J'ai sélectionné 79 échantillons de roches qui se répartissent en 56 coulées, 18 intrusions et 5 projections de type scories ou bombes volcaniques. Un diagramme de répartition des échantillons sélectionnés est illustré en figure 4.2, et la localisation de ces échantillons est reportée dans la figure 4.3.

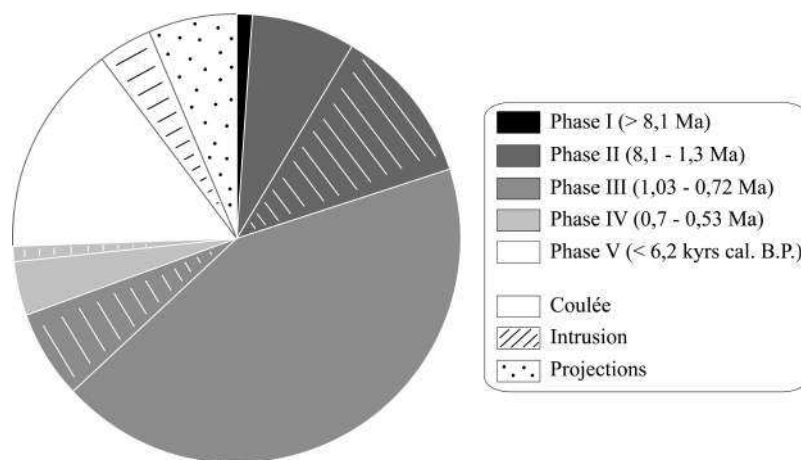


FIGURE 4.2 – Diagramme de répartition des différents échantillons sélectionnés pour l'étude selon leur appartenance aux unités magmatiques, et selon le type de produit magmatique (lave, intrusion, projection). Age des phases volcaniques selon Chevallier (1980).

Les phases volcaniques II (8,1 - 1,3 Ma, Chevallier et al., 1983) et III (1,03 - 0,72 Ma, Chevallier et al., 1983) sont les plus étendues en termes de période éruptive et de surface occupée sur l'île. Nous avons privilégié les échantillons appartenant à ces deux phases volcaniques dans notre sélection pour avoir une collection de données pétro-géochimiques la plus représentative possible de l'activité magmatique du strato-volcan de la Possession. Parmi les 79 échantillons sélectionnés, 41 coulées (sur 56) et 14 intrusions (sur 18) appartiennent à ces phases volcaniques II et III. La dernière phase volcanique V est moins importante en termes de quantité de produits magmatiques émis, mais elle recouvre une grande partie de l'île et est très récente (c.à.d. < 6200 ans B.P., Van der Putten et al., 2008). Le quart des échantillons sélectionnés (20 roches) sont issus de cette phase volcanique, dont 3 intrusions et 5 projections de laves (scories, bombes).

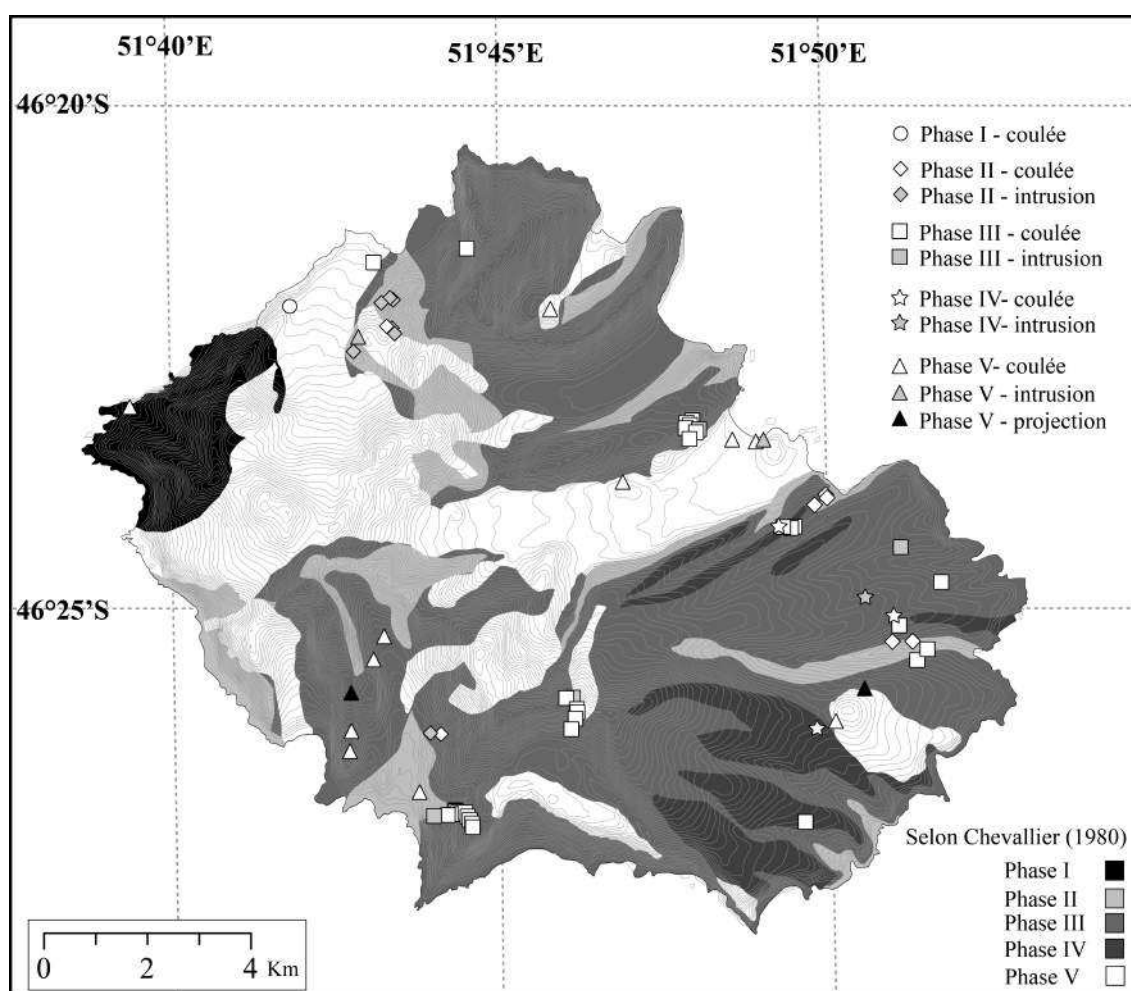


FIGURE 4.3 – Carte géologique simplifiée de l'île de la Possession (Chevallier, 1980). Chaque échantillon sélectionné pour l'étude est représenté par un symbole différent selon la phase volcanique (Chevallier, 1980) à laquelle il appartient, et par une couleur différente selon sa mise en place (coulée : blanc, intrusion : gris, projection : noir).

Le jeu de données complet que je présente dans cette thèse comprend :

- les analyses en éléments majeurs des phases minérales pour 14 échantillons.
- les analyses en éléments majeurs sur les roches totales pour 79 échantillons. Nous avons également analysé les matrices pour 16 de ces roches.
- les analyses en éléments en trace sur les roches totales et les matrices correspondantes pour 69 échantillons.
- les analyses des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ effectués sur 20 échantillons.

4.2 Pétrographie et minéralogie des échantillons

4.2.1 Pétrographie

Nous présentons ici les caractéristiques pétrographiques de 79 échantillons sélectionnées dans notre étude. Une grande majorité de ces échantillons sont des roches porphyriques à phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes, et seulement 14 sont aphyriques. Nous reportons aussi dans ces échantillons des évidences de mélanges magmatiques visibles à l'échelle macroscopique.

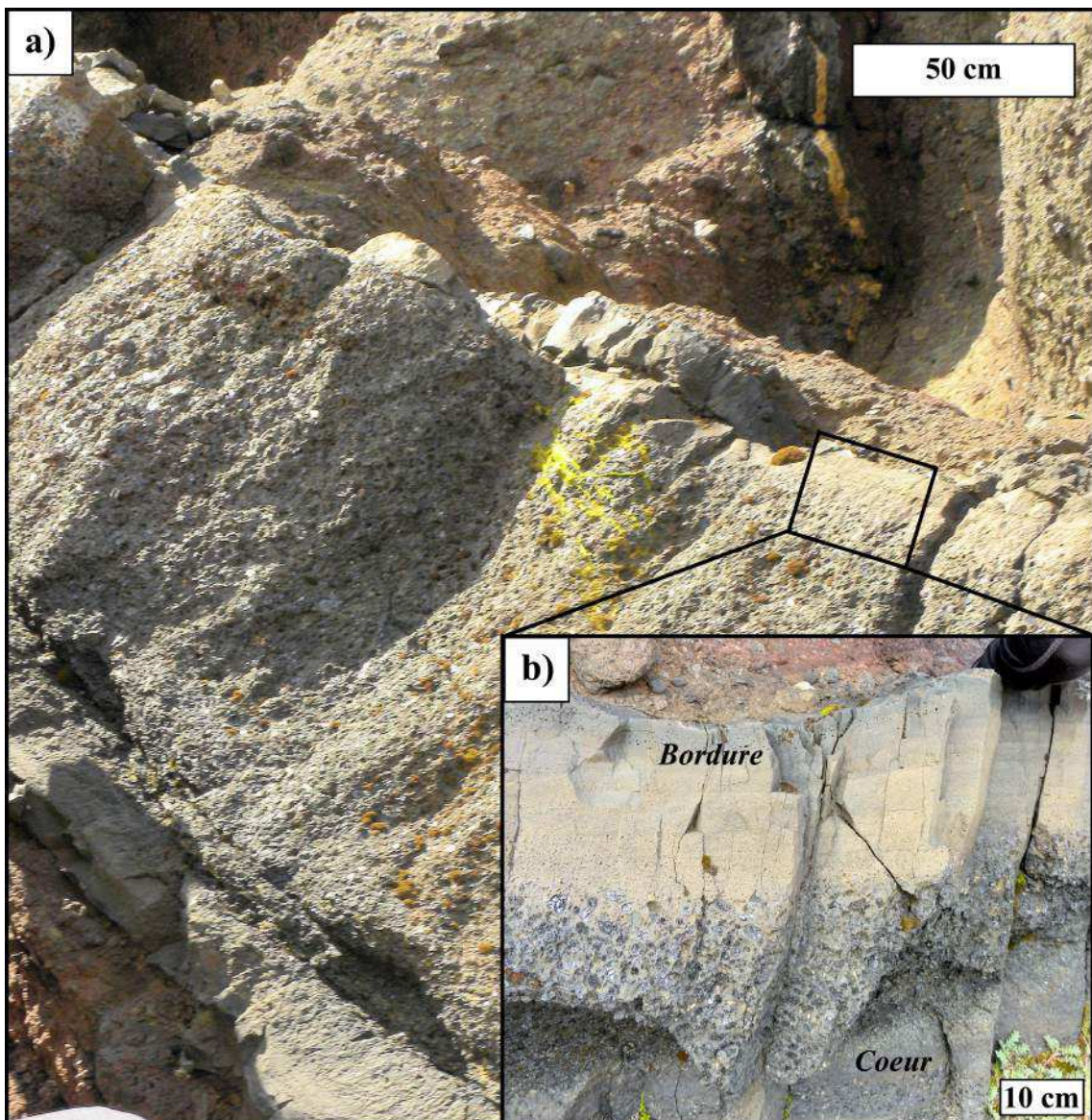


FIGURE 4.4 – Photographie d’une intrusion de type « dyke » présentant une accumulation de clinopyroxènes centimétriques concentrés au cœur de cette dernière. a) Vue générale de l’intrusion. b) Agrandissement de la partie supérieure de l’intrusion.

4.2.1.1 Roches aphyriques

L'ensemble des roches aphyriques a été sélectionné pour la suite de l'étude. La méso-stase de ces roches est essentiellement constituée de plagioclases, de clinopyroxènes et de minéraux opaques finement cristallisés. Les microphénocristaux d'olivines y sont rarement présents.

4.2.1.2 Roches porphyriques

Ces roches présentent une abondance importante de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes. Les matrices sont finement cristallisées et présentent le même assemblage minéralogique que les roches aphyriques. Notons que certains de ces échantillons possèdent quelques amphiboles brunes ou des vestiges de ces amphiboles déstabilisées en minéraux opaques. L'abondance des phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes peut atteindre jusqu'à 50 % du volume de la roche, ce qui reflète clairement un processus d'accumulation de ces cristaux dans la plomberie magmatique. La figure 4.4 montre l'une des intrusions observées (c.à.d. dyke) sur l'île de la Possession avec des figures d'accumulation de clinopyroxènes centimétriques (> 3 cm) au cœur de l'intrusion.

Pour estimer les abondances d'olivines et de clinopyroxènes dans ces laves, nous employons une méthode de traitement d'images scannées (résolution à 1200 dpi) de lames minces de ces échantillons à l'aide du logiciel Image Software (Launeau and Robin, 1996). Pour utiliser ce traitement d'images, nous faisons l'approximation que chaque lame mince de roche considérée est représentative de l'ensemble de l'échantillon. Le pourcentage de chaque phase minérale identifiée dans un échantillon est obtenu en calculant la surface occupée par cette phase, et normalisée à la surface totale de l'image traitée. Les résultats de ces abondances sont reportés dans le tableau 4.1, et des exemples représentatifs d'images de roches porphyriques traitées sont présentées dans la figure 4.5. Les proportions de clinopyroxènes sont généralement plus importantes que celles des olivines, avec un rapport moyen Ol / Cpx de $0,7 \pm 0,4$ (N = 23). Gunn et al. (1972) ont également observé cette prédominance de clinopyroxènes et proposent que cette dernière peut être due à la différence de densité relative entre les olivines et les clinopyroxènes formés dans la plomberie magmatique. En effet, les olivines cristallisées, plus denses, auront tendance à s'accumuler davantage dans le(s) réservoir(s) magmatique(s) par rapport aux clinopyroxènes, donnant ainsi un rapport Ol / Cpx faible et inférieur à l'unité.

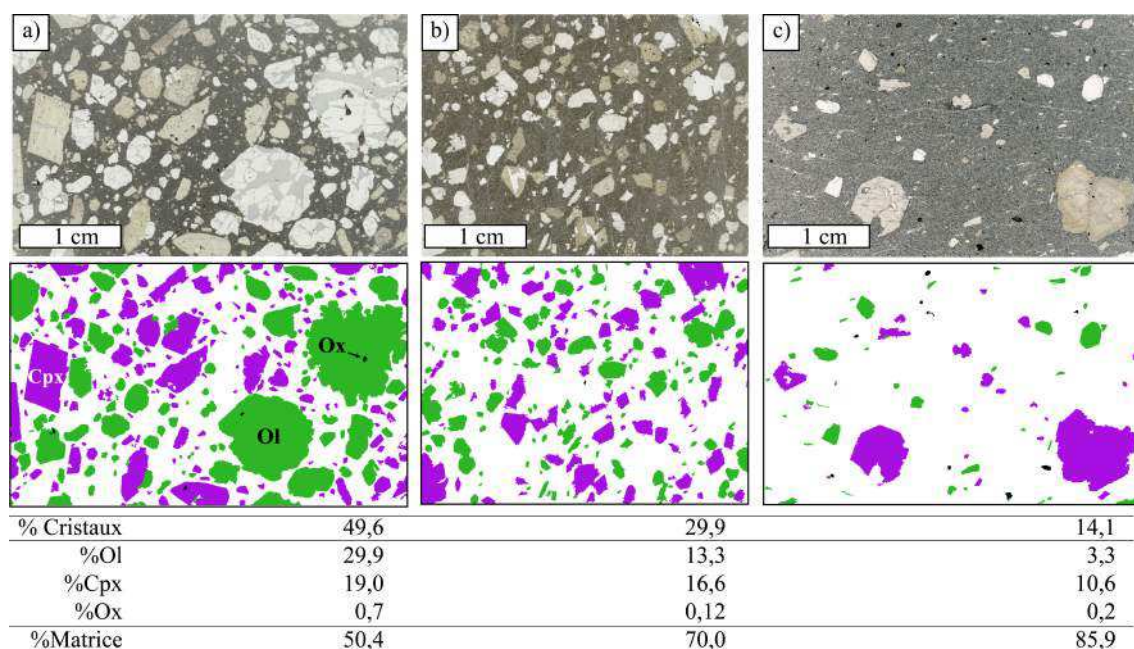


FIGURE 4.5 – Scanners et images traitées de 3 lames minces de laves porphyriques présentant différentes proportions de cristaux. a) lave POS09-012 ; b) lave POS09-063 ; c) lave POS09-009. Ol : Olivine, Cpx : Clinopyroxène, Ox : minéraux opaques (oxydes ferro-titanés).

Echantillon	% Ctx	% Ol	% Cpx	% Ox	% Amp	% Pl	% Porosité	% Matrice	Ol/Cpx	% Ctx visuel
POS09-002	43	23,3	19,2	-	-	-	-	57,5	1,2	
POS09-009	14	3,3	10,6	0,2	-	-	-	85,9	0,3	
POS09-012	50	29,9	19,0	0,7	-	-	-	50,4	1,6	
POS09-038	36	7,5	28,6	0,3	-	-	-	63,6	0,3	
POS09-060	4	-	-	0,9	0,1	3,4	-	96,6	-	
POS09-063	30	13,3	16,5	0,1	-	-	-	70,1	0,8	
POS09-067	39	10,2	28,4	0,9	-	-	-	60,5	0,4	
POS09-077	21	8,6	12,4	0,4	-	-	4,1	74,5	0,7	
POS09-080	9	3,9	2,2	-	2,7	-	-	91,2	1,7	
POS09-088	26	11,5	14,5	0,3	-	-	-	73,7	0,8	
POS09-005	34	14,3	18,5	1,2	-	-	1,1	64,9	0,8	38
POS09-011	26	10,8	15,1	0,1	-	-	4,4	69,7	0,7	30
POS09-061	11	4,4	7,0	-	-	-	-	88,6	0,6	12
POS09-062	18	8,8	8,7	0,5	-	-	-	82,0	1,0	20
POS09-066	35	9,0	26,4	-	-	-	11,4	53,2	0,3	40
POS09-068	6	1,3	3,0	0,4	1,6	-	-	93,6	0,4	7
POS09-083	23	11,0	11,9	-	-	-	-	77,1	0,9	26
POS09-084	6	3,6	2,6	-	-	-	-	93,8	1,4	10
POS09-086	40	13,6	26,9	-	-	-	-	59,5	0,5	45
POS09-094	8	3,1	3,3	1,8	-	-	-	91,8	0,9	10
POS09-097	31	4,8	24,6	1,7	-	-	-	68,9	0,2	35
POS09-100	16	2,6	12,4	0,6	-	-	-	84,4	0,2	18
POS09-101	38	15,0	23,0	0,2	-	-	-	61,8	0,7	40
POS09-103	15	3,0	8,6	2,9	0,8	-	-	84,7	0,3	18

TABLE 4.1 – Estimation par imagerie des abondances minérales dans les roches porphyriques. A titre de comparaison, l'estimation visuelle de ces abondances est précisée sur les 14 dernières roches présentées dans ce tableau.

La méthode de traitement d'image que nous utilisons est coûteuse en temps (en moyenne ~ 2 h / échantillon). Au vu du nombre important de roches porphyriques à traiter (c.à.d. 65), nous choisissons d'appliquer une méthode plus rapide pour estimer les proportions de cristaux dans ces laves. Il s'agit d'estimer visuellement ces proportions dans chaque lave en comparant les lames minces de ces dernières à celles des roches dont les abondances modales ont été estimées par traitement d'image. Nous classons les photographies de lames minces des roches traitées par imagerie ($N = 10$) selon leurs proportions de cristaux (c.à.d. 10 premières roches présentées dans le tableau 4.1). Cet ensemble de photographies constitue notre échelle visuelle de référence et varie de 4 % à 50 % de cristaux, avec une référence tous les ~ 5 % de cristaux (tableau 4.1). Nous comparons ainsi chaque photo de lame mince de roche porphyrique à celles de l'échelle de référence et estimons visuellement les proportions minérales de chaque lave. Pour connaître l'écart entre les estimations effectuées par ces deux méthodes, nous avons d'abord estimé visuellement l'abondance des phénocristaux dans 14 roches, et procédé dans un second temps à l'évaluation de ces abondances par traitement d'image. Les résultats de ces comparaisons sont illustrés en figure 4.6 et reportés dans le tableau 4.1 (c.à.d. 14 dernières roches présentées). Les estimations visuelles sont systématiquement surestimées d'environ 1,4 % par rapport à celles effectuées par imagerie. Nous pouvons également remarquer que l'écart entre les deux méthodes est faible voire nul pour les roches qui présentent moins de 15 % de cristaux. Nous corrigeons donc toutes les estimations visuelles du pourcentage de surestimation (c.à.d. 1,4 %) vis-à-vis des estimations par imagerie. Nous obtenons ainsi des estimations de proportions minérales pour chaque roche porphyrique avec une précision équivalente. Les résultats de ces estimations de proportions minérales sont reportés dans les tableaux annexes C.2 et F.1. Ces proportions d'olivines et de clinopyroxènes corrélient positivement avec les teneurs en MgO des roches correspondantes (fig. 4.7). Cette observation confirme que le processus d'accumulation de ces phases minérales modifie significativement la composition chimique des roches de l'île de la Possession. L'abondance relative et l'omniprésence des clinopyroxènes dans ces laves vis-à-vis de l'olivine semble indiquer que cette phase minérale joue un rôle fondamental dans l'évolution et possiblement dans la genèse de ces magmas.

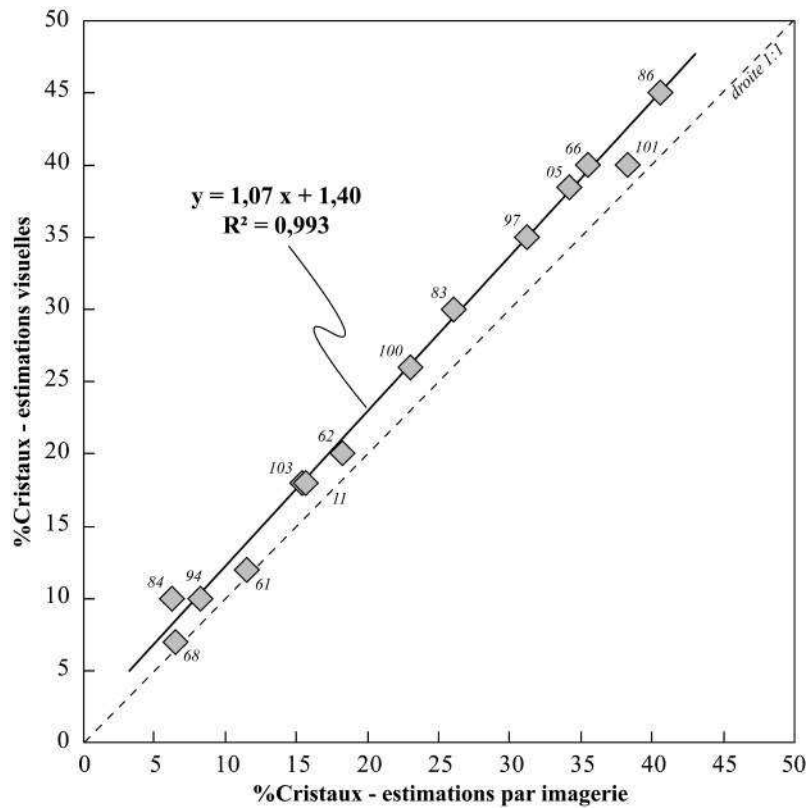


FIGURE 4.6 – Comparaison entre les proportions minérales estimées par traitement d’image (abscisse) et celles estimées visuellement (ordonnée). Les chiffres à proximité des symboles indiquent le numéro de l’échantillon (POS09-XX).

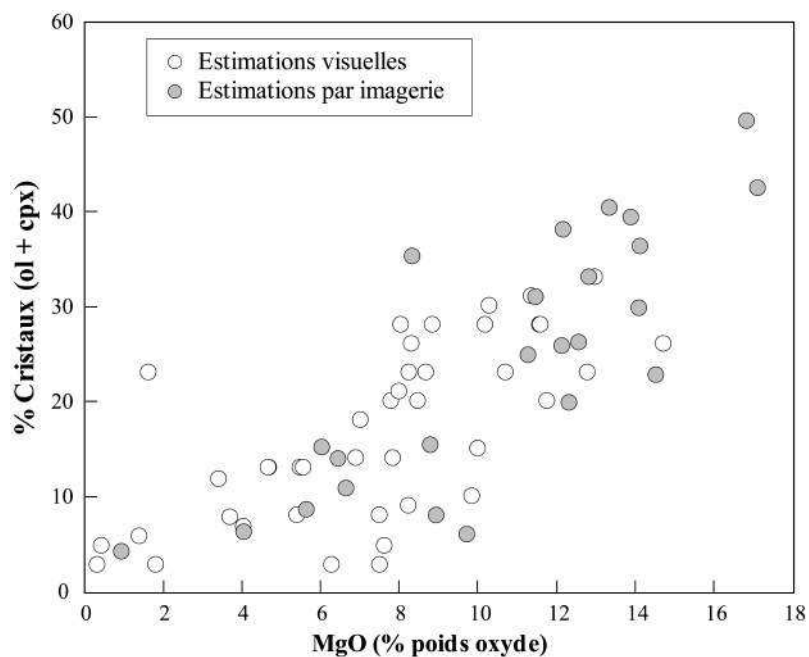


FIGURE 4.7 – Teneurs en MgO (en % poids d’oxyde) dans les laves étudiées en fonction de leurs proportions minérales.

4.2.1.3 Mélanges magmatiques

Certaines roches de notre collection présentent également des figures de mélanges magmatiques visibles à l'œil nu, dont trois exemples sont présentés dans la figure 4.8. En effet, ces échantillons présentent des parties sombres (enclaves) dans les roches à dominante plus claire. Ces parties sombres présentent une texture et une minéralogie différentes de celles des parties plus claires, ainsi que des contacts lobés bien définis avec ces parties claires (fig. 4.8). Les parties sombres sont plus vésiculées et semblent présenter davantage de microphénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes que dans les parties claires. A titre d'exemple, nous appliquons la méthode du traitement d'image sur les parties sombres et claires de l'échantillon POS09-080 pour estimer les abondances des phases minérales de chaque partie, et les résultats sont illustrés dans la figure 4.9. Les enclaves sombres de cet échantillon présentent des proportions de cristaux (c.à.d. 10-21 %) et de vésicules (c.à.d. 6-24 %) bien plus importantes que celles de la roche claire. Notons que l'échantillon POS09-080 est l'un des seuls où nous avons identifié des figures de mélanges magmatiques avec des microphénocristaux aussi visibles à l'œil nu dans les enclaves sombres. Les autres roches présentant ces figures de mélanges ont des enclaves plus sombres également plus vésiculées que les parties claires, mais paraissent plus finement cristallisées que les enclaves sombres de la roche POS09-080. Les contacts lobés entre parties claire et sombre démontrent que ces deux magmas sont contemporains et se seraient mélangés dans un réservoir magmatique au cours de la cristallisation fractionnée.

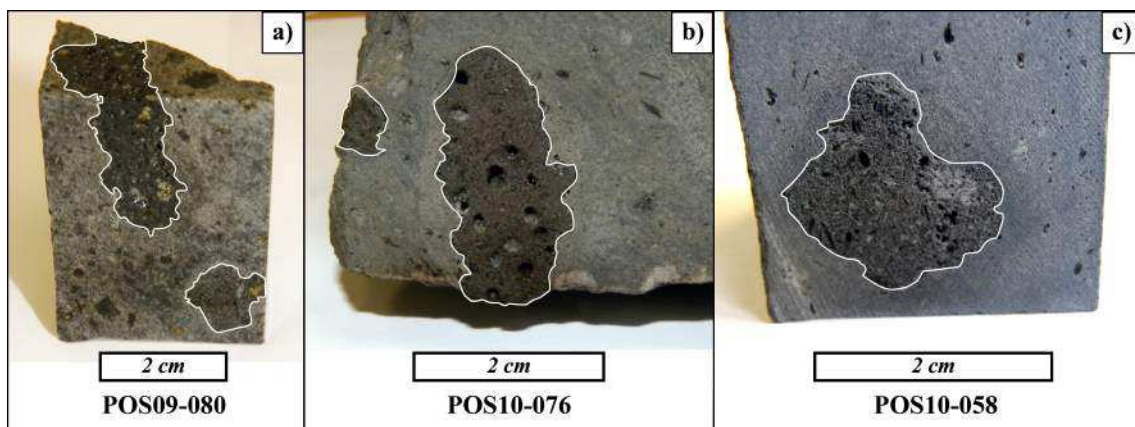


FIGURE 4.8 – Mélanges magmatiques visibles dans les échantillons a) POS09-080 ; b) POS10-076 ; c) POS10-058. Le trait blanc correspond au contact entre les enclaves de magmas basiques (sombres) et le magma hôte moins basique (gris clair).

L'ensemble des observations pétrographiques des roches étudiées est reporté dans le tableau C.2. Ces observations sont également résumées dans la section suivante, qui présente dans le même temps les compositions chimiques des phases minérales prédominantes dans les laves de l'île de la Possession.

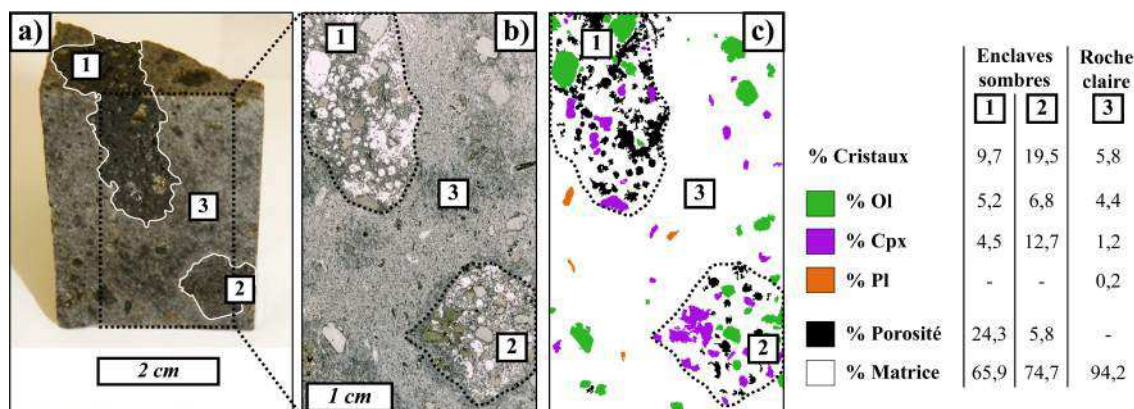


FIGURE 4.9 – a) Photographie des mélanges magmatiques visibles dans l'échantillon POS09-080. b) Image scannée de la lame mince de cet échantillon, où les enclaves sombres (1 et 2) sont clairement identifiables par rapport à la roche claire (3). c) Carte des différentes phases minérales issue du traitement de l'image en b), et dont les proportions de chaque phase sont reportées ci-dessus.

4.2.2 Minéralogie

4.2.2.1 Clinopyroxènes

Le clinopyroxène est une phase minérale omniprésente dans les laves de l'île de la Possession. Les phénocristaux sont systématiquement fracturés et de dimensions importantes (c.à.d. ≤ 1 cm) et les plus grands peuvent présenter des inclusions vitreuses recristallisées, dont la plupart possèdent des amphiboles brunes. Des zonations chimiques et des macles typiques « en sablier » sont souvent visibles sur les phénocristaux et les microphénocristaux. Les compositions chimiques de ces clinopyroxènes sont illustrées dans le diagramme ternaire de classification En-Fs-Wo (fig. 4.14) et présentés dans le tableau E.1.

Tous les cœurs de phénocristaux de clinopyroxènes présentent une composition moyenne de diopside ($\text{En}_{44}\text{Fs}_{10}\text{Wo}_{47}$, En = 38 - 48 %) riche en Ti (> 1 %) et en Al (> 2-3 %). Les bordures sont plus enrichies en FeO avec une composition moyenne $\text{En}_{42}\text{Fs}_{12}\text{Wo}_{47}$ (En = 39 - 45 % ; Fs = 8 - 15 %) par rapport aux cœurs plus magnésiens. Ces variations des cœurs vers les bordures minérales sont visibles dans la figure 4.14 et démontrent des zonations normales qui traduisent une évolution des liquides magmatiques vers des compositions de plus en plus différenciées. Les microphénocristaux de clinopyroxènes ont une composi-

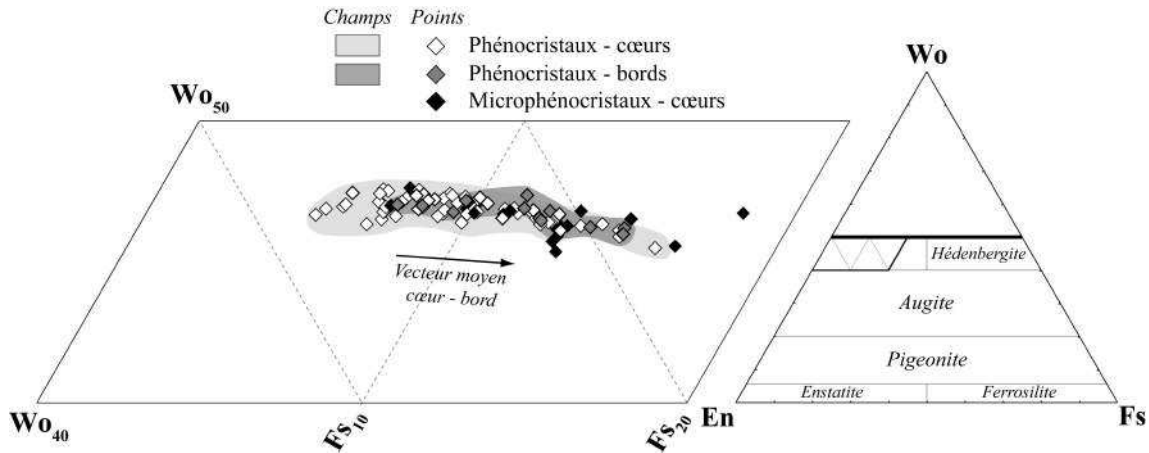


FIGURE 4.10 – Classification des clinopyroxènes de notre étude en fonction de leurs teneurs en Mg (pôle En : Enstatite), Fe (pôle Fs : Ferrosilite) et Ca (pôle Wo : Wollastonite) (Morimoto, 1988).

tion similaire à celle des bords de phénocristaux, à savoir en moyenne $En_{41}Fs_{12}Wo_{47}$ ($En = 35 - 46 \%$; $Fs = 7 - 18 \%$). Deux microphénocristaux sont plus enrichis en FeO (c.à.d. $Fs = 16,9 \%$ et 18%) que les autres clinopyroxènes analysés, et appartiennent aux enclaves sombres de la roche POS09-080 (fig. 4.9). Ils sont souvent présents sous forme d'agrégats dans les roches aphyriques et en association avec des lattes de plagioclases légèrement plus grandes.

Le coefficient de distribution du fer et du magnésium à l'équilibre entre le clinopyroxène et le liquide (ou $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$) varie selon plusieurs paramètres, dont principalement la composition du liquide et les conditions P-T de cristallisation (Sisson and Grove, 1993; Putirka, 1999), que nous présenterons dans les sections respectives 4.3.1 et 4.3.2.1. Nous choisissons de nous référer à l'équation suivante proposée par Putirka (1999) pour estimer cette valeur de $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$ selon la composition de nos échantillons et de leurs conditions P-T de cristallisation :

$$\ln K_D(Fe-Mg)^{cpx-liq} = 31,8 - 36,8 [Si^{liq}] - 4,76 [Na^{liq}] - 1,7 \ln [Si^{liq}] - \frac{3879}{T} - 0,014 \frac{P}{T} \quad (4.1)$$

Avec :

X^{liq} : fraction du cation X du liquide considéré

P : Pression de cristallisation (en bars)

T : Température de cristallisation (en Kelvin)

Nous appliquons cette équation aux échantillons dont la température et/ou la pression de cristallisation a été estimée dans la section 4.3.2.1. Précisons par ailleurs que nous estimons ces valeurs de $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$ à partir des compositions de matrices de roches porphyriques en équilibre avec les compositions de clinopyroxènes analysées dans les roches correspon-

dantes. Les résultats de ces estimations sont reportés dans le tableau 4.2, et donnent une valeur moyenne du $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$ de $0,26 \pm 0,03$ (2σ).

	T(K)	P (bars)	$\ln Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$	$Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$
POS09-002M	1464	7900	-1,29	0,27
POS09-005M	1489	7900	-1,33	0,26
POS09-011M	1493	7451	-1,22	0,29
POS09-012M	1484	6860	-1,33	0,27
POS09-038M	1483	9416	-1,29	0,28
POS09-061M	1460	7900	-1,36	0,26
POS09-062M	1484	7900	-1,33	0,26
POS09-063M	1474	6695	-1,37	0,26
POS09-067M	1459	6662	-1,46	0,23
POS09-077M	1480	7900	-1,33	0,26
POS09-083M	1484	7900	-1,26	0,28
POS09-086M	1470	7071	-1,32	0,27
POS09-088M	1498	8502	-1,25	0,29
POS09-097M	1490	10236	-1,39	0,25
POS09-101M	1467	7900	-1,31	0,27
			Moyenne	0,26
			Ecart-type	0,03

TABLE 4.2 – Estimations des $\ln Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$ et $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$ selon la relation 4.1 proposée par Putirka (1999).

Les équilibres de phase entre les compositions en Mg# des clinopyroxènes et celles de la roche totale correspondante sont présentés dans la figure 4.11.

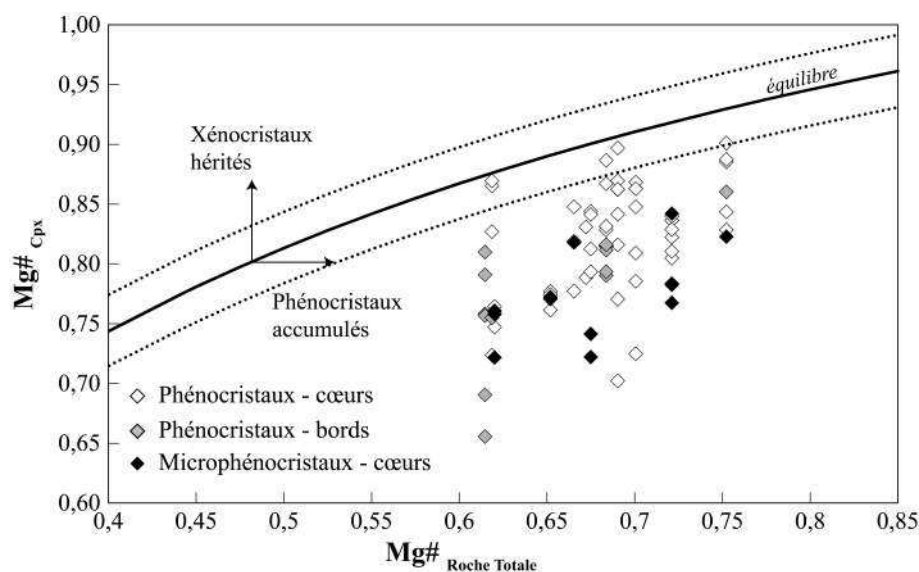


FIGURE 4.11 – Mg# des clinopyroxènes en fonction du Mg# de la roche totale correspondante. Les courbes pleine et en pointillés représentent le domaine d'équilibre cpx - liquide, pour un $Kd_{Fe/Mg}^{cpx-liq} = 0,26 \pm 0,03$.

La quasi-totalité des cœurs de clinopyroxènes analysés montre un déséquilibre avec la composition (c.à.d. Mg#) de la roche totale et se placent sous la zone d'équilibre dans

la figure 4.11. Hormis certains cœurs en équilibre avec la roche totale dans 4 des 14 roches porphyriques traitées (c.à.d. POS09-002, -085, -086 et -088), ces déséquilibres s'expliquent par un processus d'accumulation des clinopyroxènes dans ces laves. Cette observation confirme également l'importance de ce processus et de cette phase minérale sur la composition chimique des laves de l'île de la Possession.

4.2.2.2 Olivines

Les phénocristaux d'olivines sont subeuhédraux, de taille supérieure à 0,5 cm et sont souvent fracturés. Des produits d'altération sont couramment visibles dans ces fractures ou en substitution partielle / totale des plus grands phénocristaux : ce sont généralement de l'iddingsite et de la serpentine fibreuse (POS09-038, -063, -097, -101). Dans certains échantillons (c.à.d. POS09-002 et POS09-012), les olivines présentent des bordures résorbées et des golfes de corrosion, témoignant de leur déséquilibre chimique. Certaines olivines peuvent contenir des inclusions de spinelles chromifères ou être incluses dans les clinopyroxènes. Les compositions chimiques des olivines composant les roches porphyriques sont reportées dans le tableau annexe E.2. La composition des cœurs de phénocristaux d'olivines varie de Fo₈₉ à Fo₇₇, pour des bordures variant de Fo₈₂ à Fo₆₈, tandis que les cœurs des microphénocristaux varient de Fo₈₇ à Fo₇₈. Nous notons donc une évolution chimique normale des cœurs vers les bordures minérales.

Nous proposons d'estimer la valeur du Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} en suivant le même raisonnement appliqué aux estimations du $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$, c'est-à-dire selon les compositions des échantillons de notre étude et leurs conditions P-T de cristallisation. Pour définir cette valeur de Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} , nous choisissons de nous baser sur l'étude de Gee and Sack (1988), qui a établi l'équation suivante :

$$\ln K_D(Fe - Mg)^{ol-liq} = a + b \left[\frac{S}{S + CA + M} \right] + c \left[\frac{S}{S + CA + M} \right]^2 \quad (4.2)$$

Avec :

$$a = -2,575 ; b = 5,057 ; c = -4,276$$

$$S : SiO_2 - 2 Na_2O - 4 K_2O$$

$$CA : CaO + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + 3 Na_2O + K_2O - 1/3 P_2O_5$$

$$M : FeO + MnO + MgO$$

Cette équation 4.2 relate des changements significatifs du Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} avec la composition en éléments majeurs (SiO₂ et alcalins) des liquides considérés (figure 10, Gee and Sack, 1988).

Ce Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} varie principalement selon l'activité en silice illustrée ici par le rapport $S/(S+CA+M)$, et la fugacité en oxygène (Roeder and Emslie, 1970; Gee and Sack, 1988). La relation $\ln Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} = f(S/(S+CA+M))$ (équation 4.2) a été calibrée par Gee and Sack (1988) pour différentes compositions de liquides basaltiques à 1 atm dont le rapport $S/(S+CA+M)$ est inférieur à 0,55. Avant d'appliquer cette équation à nos échantillons, nous établissons les conditions d'oxydo-réduction sur chaque composition d'échantillon en considérant 15 % du FeO_{total} sous forme Fe^{2+} . Comme dans le cas des estimations du $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq}$, nous estimons les valeurs du Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} à partir des compositions de matrices de roches porphyriques et de roches aphyriques. Les estimations du Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} effectuées sur nos échantillons alcalins selon l'équation 4.2 sont reportées dans la figure 4.12 ainsi que dans le tableau 4.3.

	CA	M	S	S/(S+CA+M)	$\ln Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq}$	Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq}
POS09-007	0,36	0,19	0,39	0,42	-1,207	0,299
POS09-008	0,37	0,17	0,40	0,42	-1,204	0,300
POS09-014	0,31	0,21	0,42	0,45	-1,166	0,312
POS09-050	0,34	0,15	0,42	0,46	-1,149	0,317
POS09-054	0,35	0,19	0,38	0,42	-1,211	0,298
POS09-059	0,35	0,18	0,40	0,43	-1,196	0,302
POS09-078	0,35	0,19	0,40	0,43	-1,193	0,303
POS09-098	0,35	0,18	0,41	0,43	-1,186	0,305
POS09-001	0,33	0,21	0,39	0,42	-1,205	0,300
POS09-047	0,35	0,19	0,37	0,41	-1,226	0,294
POS09-070	0,35	0,20	0,40	0,42	-1,201	0,301
POS09-084	0,33	0,24	0,36	0,38	-1,267	0,282
POS09-091	0,30	0,22	0,40	0,43	-1,187	0,305
POS09-094	0,34	0,24	0,35	0,38	-1,278	0,279
POS09-002M	0,34	0,19	0,41	0,44	-1,175	0,309
POS09-005M	0,35	0,22	0,40	0,42	-1,212	0,298
POS09-011M	0,32	0,22	0,41	0,43	-1,185	0,306
POS09-012M	0,34	0,21	0,37	0,40	-1,232	0,292
POS09-038M	0,31	0,23	0,41	0,43	-1,190	0,304
POS09-061M	0,35	0,18	0,38	0,42	-1,208	0,299
POS09-062M	0,34	0,21	0,40	0,42	-1,207	0,299
POS09-063M	0,35	0,21	0,39	0,41	-1,215	0,297
POS09-067M	0,36	0,20	0,38	0,40	-1,232	0,292
POS09-077M	0,34	0,20	0,40	0,42	-1,201	0,301
POS09-083M	0,33	0,21	0,41	0,43	-1,188	0,305
POS09-086M	0,34	0,19	0,39	0,42	-1,199	0,301
POS09-088M	0,32	0,22	0,41	0,43	-1,189	0,304
POS09-097M	0,33	0,23	0,38	0,40	-1,235	0,291
POS09-101M	0,33	0,20	0,41	0,44	-1,184	0,306
				Moyenne	-1,20	0,30
				Ecart-type	0,05	0,02

TABLE 4.3 – Estimations des $\ln Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq}$ et Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} selon la relation 4.2 proposée par Gee and Sack (1988).

Ces estimations varient peu (c.à.d. Kd de 0,279 à 0,317, tableau 4.3) et donnent un Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} moyen de $0,30 \pm 0,02$ (2σ). La figure 4.13 présente les équilibres de phases entre les compositions en Fo des olivines et celles en Mg# des roches totales correspondantes.

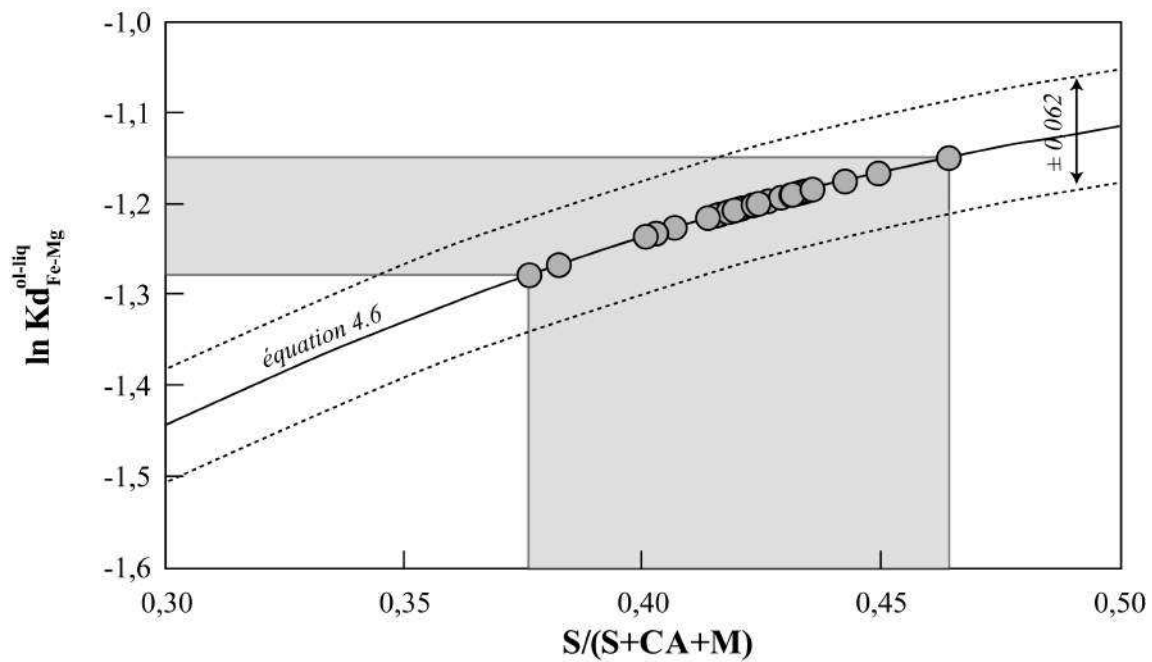


FIGURE 4.12 – Rapports $S/(S+CA+M)$ des 29 échantillons sélectionnés (cf. détails de la sélection en section 4.3.2.2) en fonction du $\ln Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq}$ calculé selon l'équation 4.2 (Gee and Sack, 1988).

Une grande majorité des cœurs de phénocristaux d'olivines sont en déséquilibre avec le Mg# de la roche totale correspondante, témoignant au même titre que les clinopyroxènes de l'accumulation de ces cristaux dans ces laves porphyriques. Néanmoins, 5 des roches traitées dans cette section présentent 1 à 3 phénocristaux d'olivines en équilibre avec la roche totale correspondante (c.à.d. POS09-011, -063, -085, -088 et -101), et toutes les olivines analysées dans les échantillons POS09-080 et POS09-097 sont en équilibre avec la roche totale. Rappelons que l'échantillon POS09-080 présente un mélange magmatique décrit dans la section 4.2.1 (fig. 4.9), les équilibres observés dans cette roche avec le Mg# de la roche totale sont donc fortuits.

Parmi cette série de roches porphyriques, l'échantillon POS09-097 est le seul à présenter des olivines uniquement en microphénocristaux, olivines qui ne représentent qu'1/5^e des proportions minérales de cette roche. Ces olivines ne seraient donc pas accumulées dans cette lave, contrairement aux phénocristaux de clinopyroxènes qui la composent (cf. section 4.2.2.1).

4.2.2.3 Plagioclases

Les microphénocristaux et rares phénocristaux de plagioclases sont occasionnels ou absents dans les laves basaltiques de notre étude, et sont prédominants dans les laves les plus évoluées. Ils se présentent parfois en agrégats de dimensions variables, mais sont omniprésents en microlithes et prédominants dans les mésostases de nos échantillons. Quelques microlithes de plagioclases ont été observés en inclusion dans des clinopyroxènes automorphes. Toutes les analyses effectuées sur les plagioclases des laves de notre étude sont présentées dans le tableau annexe E.3. Tous les cœurs de phénocristaux de plagioclases analysés sont des bytownites dont leurs compositions varient de An₇₄ à An₈₆. Un seul cœur de plagioclase analysé dans la lave POS09-080 présente une composition d'andésine (An₄₉). Ce plagioclase est l'un des rares microphénocristaux observés dans la partie claire de cette roche (fig. 4.9), qui semble attester le degré de différenciation plus important de cette partie par rapport aux enclaves sombres plus primitives incluses dans cette roche.

Les plagioclases les plus primitifs comprennent notamment 3 plagioclases (POS09-085 : An₈₈, An₈₅ ; POS09-086 : An₈₀) en inclusion dans des clinopyroxènes de composition En₃₉₋₄₁ Fs₁₂₋₁₅ Wo₄₆, soit des diopsides enrichis en Fe par rapport à la composition moyenne des cœurs de clinopyroxènes analysés. Ces plagioclases sont donc inclus dans des diopsides plus évolués en termes de Mg# (c.à.d. 0,72-0,77) que les diopsides les plus primitifs analysés (c.à.d. 0,90).

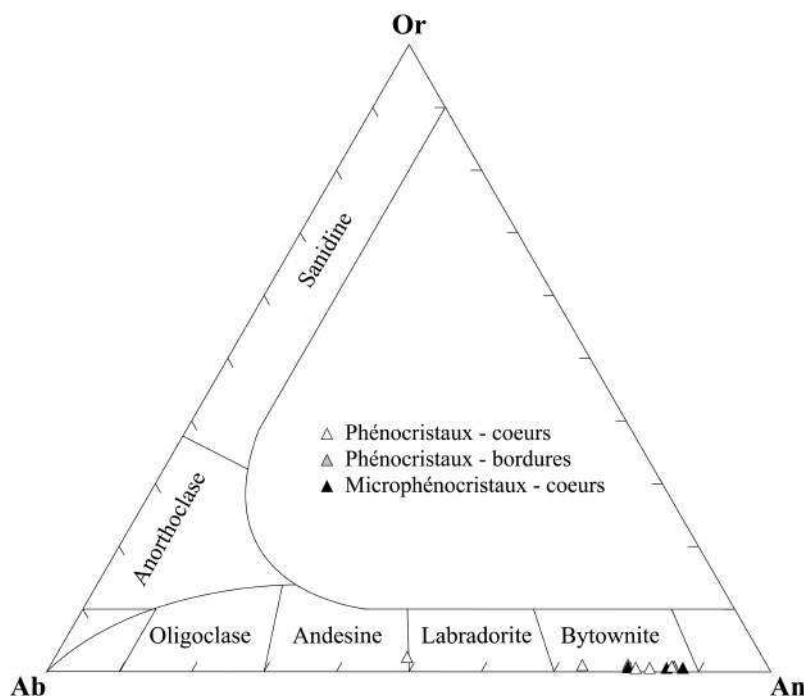


FIGURE 4.14 – Classification des plagioclases de notre étude en fonction de leurs teneurs en K (pôle Or : Orthose), Na (pôle Ab : Albite) et Ca (pôle An : Anorthite).

4.2.2.4 Minéraux opaques

Les microphénocristaux opaques sont omniprésents et en quantité importante dans toutes les roches de l'île de la Possession. Les compositions en éléments majeurs de ces minéraux opaques sont présentées en tableau annexe E.4. Leurs proportions dans la méso-stase semble croissante avec le degré de différenciation des laves. Les compositions obtenues sur ces minéraux opaques sont reportées dans un diagramme ternaire d'identification de ces phases minérales, illustré en figure 4.15. Les oxydes subautomorphes présents dans la matrice et en microphénocristaux sont des titanomagnétites, tandis que ceux présents en inclusion dans les phénocristaux d'olivines et ceux présents en phénocristaux sont des chromites.

Toutes les chromites ont un Cr# (= Cr/(Cr+Al)) de 0,64 pour des Mg# de 0,41 à 0,45, tandis que les titanomagnétites sont bien moins magnésiennes, avec un Mg# entre 0,22 et 0,33. Deux chromites ont été analysés dans une olivine de composition Fo₈₆ (039Ol_B, tableau E.2), soit l'un des microphénocristaux d'olivines les plus primitifs que nous ayons analysés. Les chromites observées en inclusion dans les olivines de ces roches n'ont pas été analysées. Néanmoins, les observations pétrographiques et ces analyses semblent démontrer que cette phase minérale a cristallisé de façon précoce par rapport aux olivines et aux diopsides. Deux titanomagnétites ont été analysées en inclusion dans des diopsides

présentant des Mg# de 0,76 (074Cpx_b, tableau E.1) et 0,84 (086Cpx_d, tableau E.1), en équilibre avec des liquides ayant des Mg# respectifs de 0,42 et 0,55. Cette phase minérale semble donc apparaître plus tardivement par rapport aux chromites, olivines et diopsides les plus primitifs, et constitue l'essentiel des mésostases des roches porphyriques de la Possession.

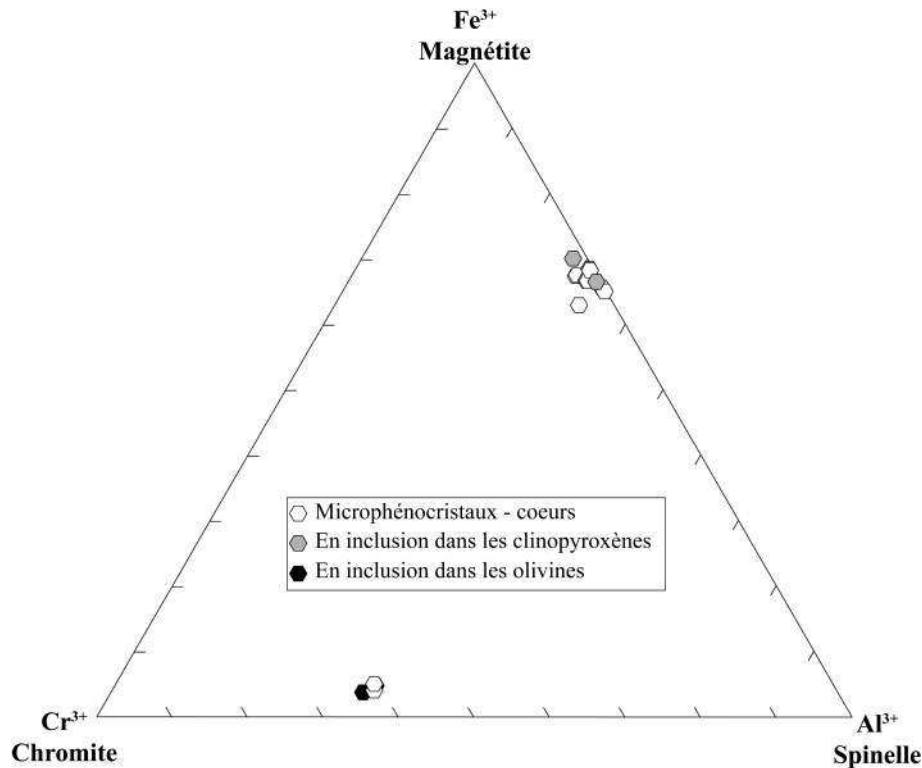


FIGURE 4.15 – Classification des minéraux opaques des laves étudiées en fonction de leurs teneurs en Fe^{3+} (pôle Magnétite), Al^{3+} (pôle Spinelle) et Cr^{3+} (pôle Chromite).

4.2.2.5 Amphiboles

Nous avons analysé les microlithes d'amphiboles contenus dans les inclusions recristallisées présentes dans les phénocristaux de clinopyroxènes. Ces amphiboles d'origine magmatique sont des kaersutites sodi-calciques ((Ca+Na) = 2,62-2,68 a.p.f.u. (atomes par formule unit) et Na = 0,74-0,78 a.p.f.u.). Elles présentent des Mg# de 0,65 à 0,69, des teneurs en Ti supérieures à 0,75 a.p.f.u., et des teneurs en Si de 5,43 à 5,56 a.p.f.u.. Par ailleurs, nous avons observé une faible présence d'amphiboles magmatiques dans les laves plus différenciées, démontrant la présence d' H_2O dans les liquides résiduels qui augmente de façon relative par la cristallisation de minéraux anhydres. La majorité de ces amphiboles sont déstabilisées en minéraux opaques dans ces laves, et la titanomagnétite correspond à la phase d'oxydation de ces dernières.

Synthèse

L'étude des laves de l'île de la Possession révèle une prédominance des roches porphyriques contenant plus de 10 % de phénocristaux d'olivines et de diopsides, qui apparaissent respectivement au liquidus (avec les chromites) et au sub-liquidus dans ces laves. Ces proportions de phénocristaux et l'observation d'intrusions riches en clinopyroxènes centimétriques en leur cœur témoignent d'un processus d'accumulation qui ne semble pas se produire au cours d'une phase éruptive spécifique mais plutôt durant toute l'histoire volcanique de cette île. Certaines roches de notre collection présentent également des figures de mélanges magmatiques entre des liquides de minéralogie, et donc de compositions chimiques différentes. Ces deux processus crustaux sont importants et modifient fortement la composition chimique de ces laves, ils doivent donc être pris en considération lors de l'étude de la séquence de cristallisation des laves du strato-volcan de la Possession.

4.3 Eléments majeurs

4.3.1 Présentation des données

Cette section présente les résultats des analyses en éléments majeurs pour les roches totales aphyriques et porphyriques, le verre magmatique et les matrices des roches les plus porphyriques. Je propose ici de présenter les résultats en fonction des abondances de phénocristaux présents dans ces roches, afin de mieux identifier la systématique chimique liée uniquement au processus de cristallisation de celle liée à l'accumulation des cristaux. Dans les diagrammes qui suivent, nous avons donc reporté pour certains échantillons (N=16) leurs compositions en roche totale et celles des matrices correspondantes.

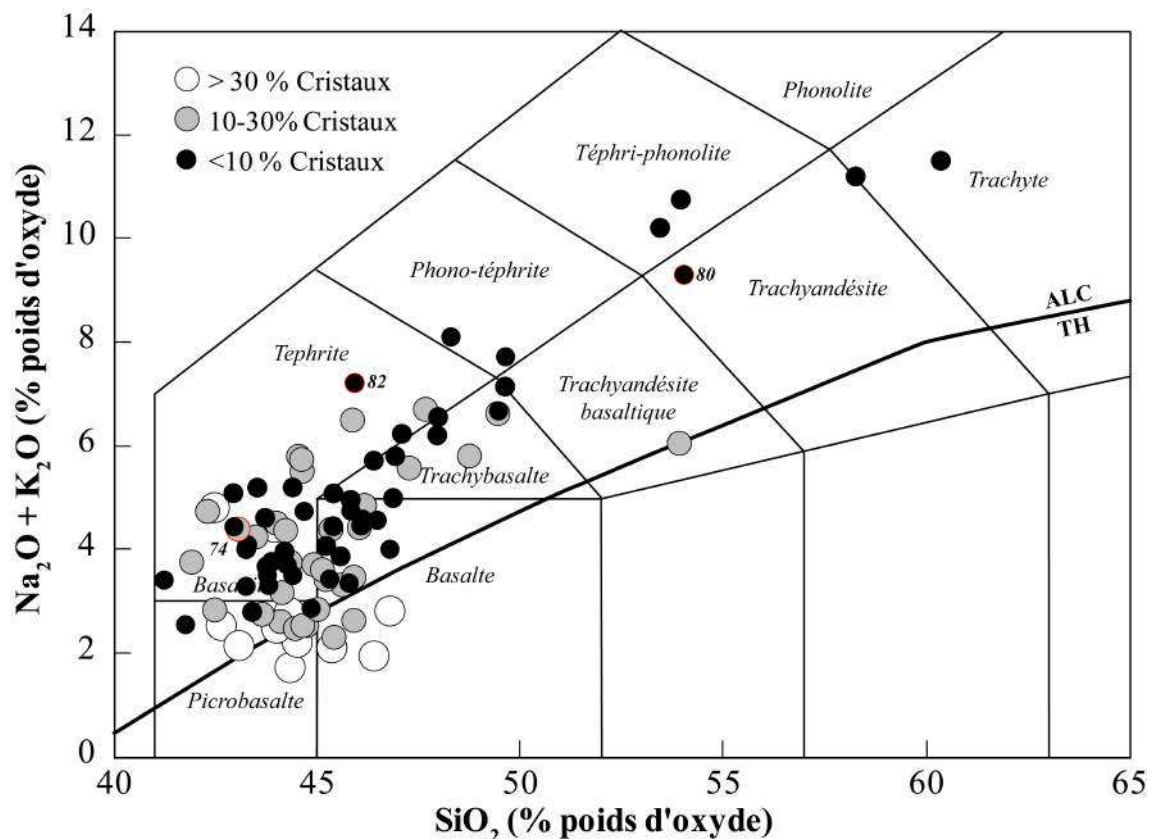


FIGURE 4.16 – Diagramme Total Alkali versus Silica (TAS) d'après Le Bas et al. (1986) pour les laves de l'île de la Possession. Les symboles traduisent la quantité de phénocristaux observés et mesurés dans les roches. La courbe noire représente la séparation entre le domaine tholéiitique et le domaine alcalin. Points cerclés de rouge = échantillons présentant des figures de mélanges magmatiques.

La figure 4.16 présente nos échantillons dans le diagramme TAS qui reporte la somme des alcalins majeurs ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en fonction des teneurs en SiO_2 dans ces roches. Au premier ordre, nous observons que l'alcalinité des roches est inversement corrélée à l'abondance des phénocristaux dans les roches. Les roches les plus porphyriques sont caracté-

risées par des compositions sub-alcalines et les roches les moins porphyriques (roches ayant < 10 % de phénocristaux, roches aphyriques, verres et matrices) par des compositions alcalines. Cette relation peut s'expliquer par un effet de dilution des éléments alcalins provoqué par l'accumulation de phénocristaux pauvres en Na_2O et K_2O (i.e Olivine et Clinopyroxène). A titre d'exemple, l'ensemble des matrices correspondant aux roches les plus porphyriques et sub-alcalines montrent une composition alcaline identique à celles des autres roches aphyriques (fig. annexe F.1). Il apparait donc évident que la présence de roches sub-alcalines sur l'île de la Possession n'est qu'un artefact lié à l'accumulation de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes. Nous pouvons donc qualifier à partir des diagrammes de la figure 4.17 l'effet de l'accumulation de ces phases minérales sur les concentrations des autres oxydes. L'accumulation d'un mélange de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes sera définie sur la figure 4.17 par les alignements des roches contenant plus de 10 % de ces phénocristaux (c.à.d. points gris et blancs), et le processus de cristallisation fractionnée par les alignements des roches contenant moins de 10 % de cristaux (c.à.d. points noirs). Parmi ces effets, nous noterons une augmentation importante et conjointe du Mg# et du rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (fig. 4.17, j). Si l'augmentation du premier est à attribuer aux deux phases olivine et clinopyroxène, l'augmentation du second (c.à.d. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$) est la conséquence directe de l'accumulation des clinopyroxènes, dont le rapport moyen $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ est de $\sim 5,5 \pm 2,2$.

Afin de décrire qualitativement la systématique des éléments majeurs durant le processus de cristallisation, nous devons utiliser les compositions des roches les moins porphyriques. Cette catégorie comprend le verre magmatique (c.à.d. POS09-050), 14 roches aphyriques, 17 roches porphyriques ayant moins de 10 % de cristaux, ainsi que 16 matrices des roches les plus porphyriques. Notons que toutes les compositions en roche totale correspondant à ces matrices ont un pourcentage en phénocristaux supérieur à 10 %, et la classification que nous avons choisi d'utiliser dans la figure 4.17 ne nous permet pas d'identifier les compositions en roche totale des matrices associées. La figure annexe F.1 permet de voir cette différence. En effet, ces dernières ont été analysées dans le but de s'affranchir des effets principaux de l'accumulation dans ces roches. Par ailleurs, ces matrices et roches peu porphyriques suivent les mêmes tendances que celles définies par les roches aphyriques et le verre dans les diagrammes de variations des éléments majeurs selon celles du Mg# (fig. F.1).

Dans la figure 4.16, ce groupe d'échantillons les moins porphyriques (c.à.d. points noirs) nous renseigne sur l'alcalinité de la suite magmatique de la Possession, qui semble être sous-saturée en silice. Le calcul des normes CIPW sur ces échantillons indique entre 0 et 17 % de néphéline normative sur les laves ayant un Mg# inférieur à 0,5, traduisant

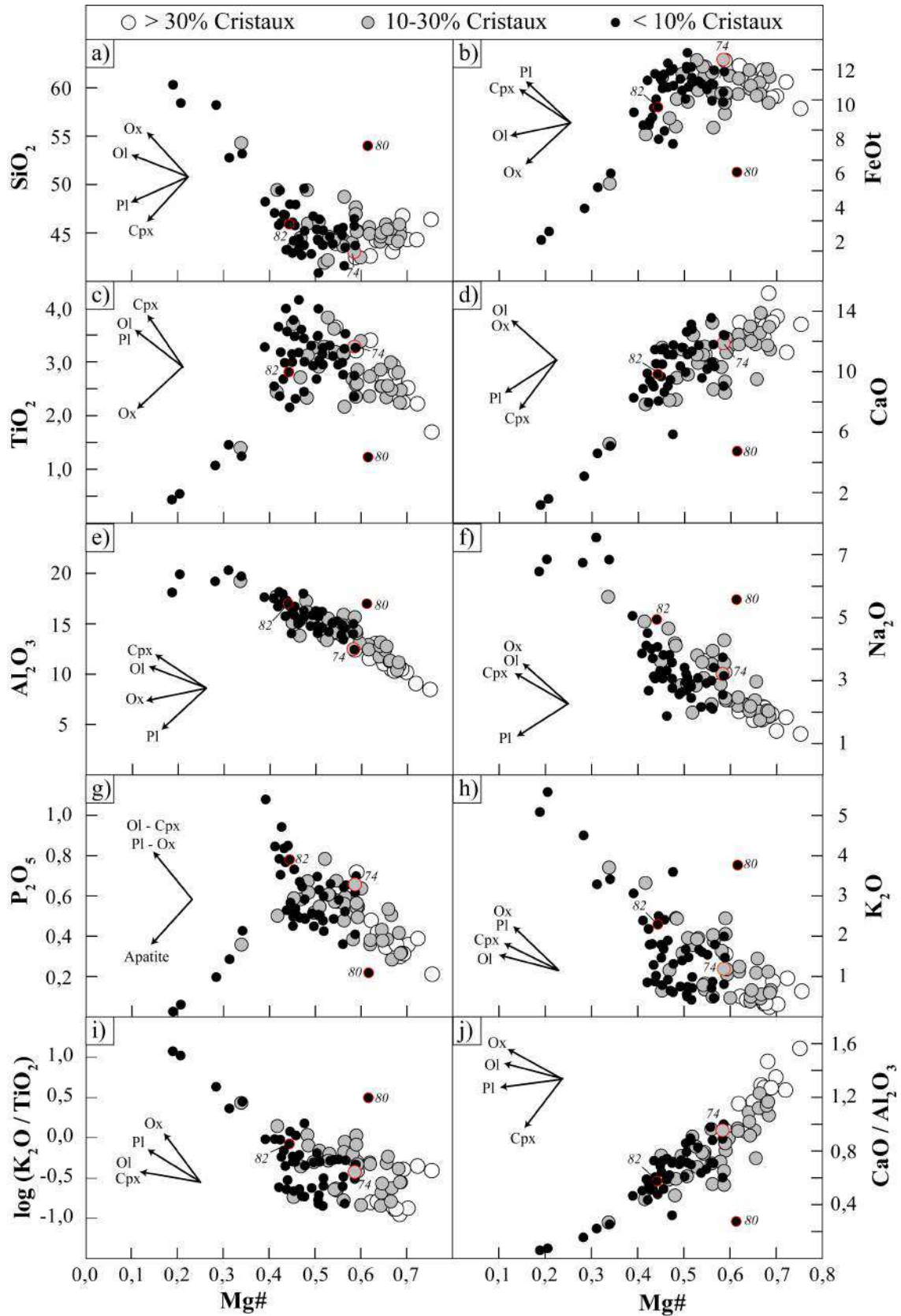


FIGURE 4.17 – Diagrammes de variations en Mg# en fonction des compositions en éléments majeurs des roches étudiées. Les flèches représentent les vecteurs d'évolution associés à la cristallisation de chaque phase minérale composant les laves de la Possession. Les points cerclés en rouge représentent les échantillons présentant des figures de mélanges magmatiques, et le chiffre précise le numéro de l'échantillon correspondant (c.à.d. POS09 ou POS10-XXX).

nettement le caractère sous-saturé de nos échantillons les plus évolués. Ce dernier résultat est tout à fait compatible avec l'étude de Gunn et al. (1972) (c.à.d. 1-10 % néphéline normative, cf. section 4.1.1), bien que nous n'avons pas accès à la pétrographie des échantillons et à leur pourcentage d'accumulation de phénocristaux. Les tendances définies par ces échantillons (< 10 % de phénocristaux) dans la figure 4.17 peuvent donc être utilisées pour qualifier au premier ordre la séquence de cristallisation des laves de la Possession. Lorsque le processus de cristallisation s'opère, le Mg# décroît de façon continue. Dans la figure 4.17 (b), la décroissance brutale du FeOt au-delà du rapport Mg# $\sim 0,4$ (c.à.d. Mg# $\leq 0,4$) indique la précipitation d'une phase minérale riche en FeOt. La diminution conjointe du TiO₂ à partir du même Mg# nous renseigne sur la nature de la phase minérale cristallisée, qui est vraisemblablement de la titanomagnétite. Dans la section précédente, nous avons observé des titanomagnétites en inclusion dans des diopsides en équilibre avec des liquides ayant des Mg# de 0,42 et 0,55 (cf. section 4.2.2.4). Ces titanomagnétites semblent donc précipiter plutôt à partir d'un Mg# $\sim 0,55$, mais seule leur précipitation massive à des Mg# $\leq 0,4$ influence fortement les compositions chimiques des magmas (c.à.d. décroissances de FeO et TiO₂). De la même façon, il est possible d'identifier l'apparition du clinopyroxène dès que nous observons une décroissance du CaO. La figure 4.17 (d) semble donc nous indiquer que le clinopyroxène est une phase qui est à saturation dans l'ensemble de la séquence. La même conclusion peut être faite à partir de la figure 4.17 (j). L'évolution de l'Al₂O₃ peut nous renseigner quant à elle sur l'apparition du plagioclase dans la séquence de cristallisation. Bien que nous observons dans la figure 4.17 (e) une légère décroissance des teneurs en Al₂O₃ au-delà d'un rapport Mg# $\sim 0,3$, il nous est impossible à partir de ces seules tendances de mettre clairement en évidence l'apparition de cette dernière phase. Cependant, l'étude pétrographique des lames minces nous révèle que le plagioclase est présent dans toutes les mésostases de nos échantillons (cf. section 4.2.2.3) et serait logiquement à saturation avec ces magmas pour des Mg# assez élevés (c.à.d. $\sim 0,6$). Ces dernières remarques nous indiquent donc que le plagioclase ne joue par un rôle important sur l'évolution des teneurs en Al₂O₃, cette phase étant probablement en abondance modale trop faible par rapport aux autres phases minérales. Enfin, l'étude de l'évolution du P₂O₅ au cours de la cristallisation peut être utilisée pour diagnostiquer la précipitation des apatites, qui en principe intervient en fin de course de cristallisation (c.à.d. Mg# $\leq 0,2$ ou SiO₂ ≥ 55 %, Watson, 1979; Harrison and Watson, 1984; Piccoli and Candela, 2002). L'analyse de la figure 4.17 (g) semble indiquer que l'apatite cristallise de façon assez précoce dans les magmas dont la composition est proche d'un Mg# $\sim 0,4$. Ce résultat est assez surprenant car, classiquement, les apatites sont à saturation avec des magmas présentant des Mg# $\leq 0,3$ et des concentrations en P₂O₅ ≥ 2 % (Watson, 1979; Piccoli and Candela, 2002). Cette caractéristique peut être

due à des conditions spécifiques aux magmas de l'île de la Possession, qui favoriseraient l'apparition précoce d'apatites. Cependant, il est plus probable que ce soit le résultat de mélanges magmatiques entre des liquides primaires riches en P_2O_5 et des liquides très différenciés (c.à.d. $Mg\# \leq 0,2$) à saturation avec l'apatite. L'observation des lames minces des 5 échantillons montrant des faibles teneurs en P_2O_5 ($Mg\# \leq 0,4$) révèle cependant de rares microcristaux d'apatites apparents, ce qui nous suffit à penser que la première hypothèse est probablement la meilleure.

Dans le diagramme 4.17 (h), nous observons pour un $Mg\#$ donné (c.à.d. 0,6) une forte variabilité des teneurs en K_2O d'un facteur ~ 8 . Une telle variabilité ne peut pas être expliquée par un processus de cristallisation fractionnée et fait donc appel à la présence d'hétérogénéités chimiques dans les magmas de l'île de la Possession. L'origine de cette hétérogénéité reste cependant à localiser. Est-ce dans la source de ces magmas ? Ou bien est-ce le résultat de mélanges magmatiques (magmas primitifs pauvres en K_2O mélangés aux magmas différenciés riches en K_2O) qui génère ces hétérogénéités ? La localisation dans la figure 4.17 de l'échantillon POS09-80 (point cerclé de rouge) montrant de tels mélanges magmatiques à l'échelle macroscopique nous suggère une fois de plus que ces processus de mélanges magmatiques affectent probablement de façon significative les compositions en éléments majeurs (et majeurs incompatibles) des laves de la Possession.

L'identification des processus de mélanges magmatiques ainsi que la présence des phénocristaux en abondance dans ces échantillons indique l'existence d'une chambre magmatique (ou de plusieurs) dont la durée de vie est suffisante pour permettre :

1. aux liquides de cristalliser des phénocristaux de tailles centimétriques et d'évoluer vers des compositions extrêmement différenciées,
2. une coexistence des liquides différenciés et primitifs pour permettre les mélanges magmatiques suggérés ci-dessus.

Sur la base des résultats de nos travaux de géochronologie et celle de nos observations de terrain, qui nous ont permis d'établir une stratigraphie relative de l'empilement des coulées de laves, nous n'avons mis en évidence aucune tendance temporelle de l'évolution des magmas de l'île de la Possession (cf. section 3.4.2.4). Les liquides primaires et différenciés sont présents et coexistent tout du long de l'activité volcanique de l'île. Ce résultat diffère de l'étude de Chevallier et al. (1983) qui propose notamment une séquence pétrologique inversée pour le second cycle magmatique (c.à.d. laves de moins en moins différenciées dans le temps, phases III et IV, Chevallier, 1980; Chevallier et al., 1983).

Ces études montrent également que les produits magmatiques de la dernière phase volcanique (5 - 10 ka, Chevallier et al., 1983) sont plus sous-saturés en silice et plus alcalins que les laves des phases précédentes (cf. section 4.1.1). L'appartenance de chaque échantillon de notre étude aux différentes phases volcaniques définies selon Chevallier (1980) est reportée dans le tableau annexe F.1.

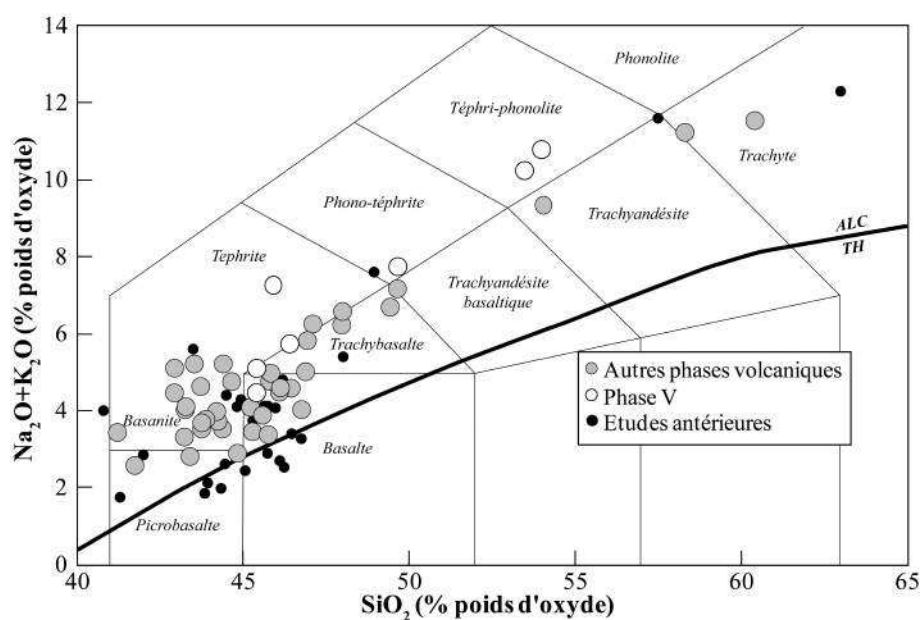


FIGURE 4.18 – Diagramme TAS d'après Le Bas et al. (1986) pour les laves de l'étude classées selon leur appartenance à la phase V (ronds blancs) ou aux phases précédentes (ronds gris), et comparées à celles des études antérieures (ronds noirs, Bellair, 1963; Gunn et al., 1972; Chevallier et al., 1983; Verwoerd et al., 1990).

La figure 4.18 présente dans le diagramme TAS les compositions de nos échantillons présentant moins de 10 % de phénocristaux qui appartiennent à la dernière phase volcanique (ronds blancs) et aux autres phases (ronds gris) définies par Chevallier et al. (1983). Ces compositions sont comparées à celles des études antérieures (ronds noirs, Bellair, 1963; Gunn et al., 1972; Chevallier et al., 1983; Verwoerd et al., 1990), dont nous n'avons pas systématiquement les proportions minérales. Nous avons ainsi reporté dans la figure 4.18 les roches des études précédentes peu à pas porphyriques pour éviter au maximum tout effet d'accumulation de cristaux. Les sept laves de notre étude qui appartiennent à la phase volcanique V sont plus alcalines que les laves des autres phases volcaniques, mais ne sont pas plus sous-saturées en silice que ces dernières. Nous observons également que cette dernière phase volcanique présente autant de produits différenciés ($SiO_2 > 52\%$) que les autres phases présentes sur l'île. Nous ne constatons donc pas exactement la relation « compositions en SiO_2 - temps » des laves proposée par Chevallier et al. (1983).

Par ailleurs, deux des roches de notre collection où nous avons identifié des mélanges magmatiques (fig. 4.18, ronds aux contours épais) n'appartiennent pas à la même phase volcanique, démontrant ainsi que ces processus de mélanges ont pu se produire tout au long de l'histoire éruptive de ce strato-volcan. Il n'existe donc aucune systématique entre la composition chimique en éléments majeurs des laves de cette île et leur période d'éruption.

En résumé, les données pétrographiques et compositions en éléments majeurs des roches de l'île de la Possession sont, au premier ordre, fortement influencées par divers processus crustaux. Nous avons d'abord montré l'influence des processus d'accumulation de phénocristaux sur les compositions chimiques des roches puis décrit qualitativement les courses de cristallisation non affectées par ce processus. Nous avons identifié la présence de mélanges magmatiques qui opèrent au cours de toute l'histoire volcanique de l'île et de façon conjointe au processus de cristallisation, générant des hétérogénéités pétrographiques et chimiques dans nos échantillons. Nous notons cependant que la part entre les effets de source et les effets de mélanges magmatiques sur les éléments les plus incompatibles reste à étudier et quantifier.

4.3.2 Processus de cristallisation fractionnée et estimation de la composition du liquide primaire

L'objectif de cette section est de quantifier le processus de cristallisation et de déterminer la composition du ou des liquides primaires à l'origine de la suite magmatique alcaline de l'île de la Possession. Si cette approche est couramment utilisée pour l'étude des processus pétrogénétiques des basaltes de dorsales océaniques, elle est plus rarement abordée de façon quantitative dans le cadre des points chauds.

Nous déterminerons dans un premier temps les conditions de pressions et températures moyennes de cristallisation des laves de la Possession. Nous quantifierons ensuite le processus de cristallisation fractionnée à l'aide de la ou des séquence(s) de cristallisation définie(s) d'après la pétrographie des laves, et des abondances relatives des phases minérales déterminées selon la minéralogie et la géochimie de ces laves. Nous pourrions ainsi établir un modèle de cristallisation fractionnée et estimer la composition des liquides primaires dont sont issues les laves de cette île. Nous proposons enfin d'identifier la ou les lithologies de la source du point chaud de Crozet à l'aide de ces estimations, et tenter de contraindre dans le même temps les conditions de pétrogenèse, de pression, température et taux de fusion partielle des laves de la Possession.

4.3.2.1 Pressions et températures de cristallisation

Lors de la cristallisation d'un magma, la séquence de cristallisation des phases minérales est entre autres fortement dépendante de la pression de cristallisation (Green and Ringwood, 1967a; Kushiro, 1968; Green, 1969; Kushiro, 1974; Bender et al., 1978; Schilling et al., 1983; Michael and Chase, 1987). Plusieurs études ont démontré que plus la pression augmente, plus le domaine de stabilité des clinopyroxènes augmente au dépend du plagioclase et dans une moindre proportion de l'olivine (Schilling et al., 1983; Michael and Chase, 1987; Whitaker et al., 2007). L'apparition du clinopyroxène avant le plagioclase et possiblement avant l'olivine dans les laves alcalines implique par exemple une pression de cristallisation supérieure à 7-9 kbars (Schilling et al., 1983; Michael and Chase, 1987; Whitaker et al., 2007).

Afin de déterminer plus précisément les conditions de P-T de cristallisation des laves de l'île de la Possession, nous proposons d'utiliser :

1. le baromètre et le thermomètre basés sur l'équilibre clinopyroxène-liquide de Putirka (2008b),
2. les thermomètres basés sur les compositions des liquides en équilibre avec un assemblage minéralogique ol+cpx+pl (Putirka, 2008b).

Une des conditions primordiales pour utiliser ces thermomètres et ce baromètre est de considérer des compositions de liquides en équilibre avec les phases minérales (Putirka, 2008b). La majorité des phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes des laves de l'île de la Possession sont en déséquilibre avec les compositions des roches totales. Cependant, nous avons montré dans la section 4.2.2 que les bordures de ces phénocristaux et les microphénocristaux sont en équilibre avec les matrices des roches correspondantes. Nous employons donc ces compositions de matrices en équilibre avec les phases minérales analysées pour nos estimations de P-T de cristallisation.

Je présenterais d'abord les thermomètres et baromètres basés sur l'équilibre clinopyroxène-liquide, puis les thermomètres basés uniquement sur les compositions de matrices. Les pressions et températures de cristallisation ainsi obtenues seront comparées et discutées afin de caractériser le fonctionnement et l'organisation de la (ou des) chambre(s) magmatique(s) du volcan de la Possession.

Thermobaromètre clinopyroxène-liquide

Au vu des compositions des clinopyroxènes (c.à.d. diopsides), nous utilisons un thermobaromètre calibré selon l'échange à l'équilibre jadéite-diopside + hedenbergite (Putirka, 2008b) valide sur des gammes de pressions de 0-40 kbar et de températures de 950-1650°C. Ce thermobaromètre présente des erreurs sur les estimations de températures de

$\pm 45^\circ\text{C}$ et de $\pm 2,9$ kbar sur les pressions. Ce modèle est défini selon la valeur d'échange Fe-Mg, ou $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}}$ de $0,27 \pm 0,03$ (Putirka, 2008b), aussi nous considérons uniquement les couples clinopyroxène - liquide en équilibre selon ce $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}}$ pour cette étude. La figure 4.19 présente les compositions de clinopyroxènes et de matrices correspondantes que nous avons analysé dans les laves de l'île de la Possession. Une petite partie des minéraux (c.à.d. losanges blancs) est en déséquilibre avec les compositions de matrices : ils sont soit accumulés ($\text{Mg\#}_{\text{cpx}} < \text{Mg\#}_{\text{liq}}$), soit considérés en tant que cristaux hérités ($\text{Mg\#}_{\text{cpx}} > \text{Mg\#}_{\text{liq}}$). Les cœurs de clinopyroxènes en équilibre avec les compositions de matrices sont mis en évidence dans la figure 4.19 (losanges gris) et sélectionnés pour l'application du thermobaromètre. Nous appliquons ainsi ce thermobaromètre sur 7 matrices de laves dont chacune est en équilibre avec au moins 2 analyses de diospidés, ainsi que sur 3 matrices qui sont en équilibre avec une seule analyse de pyroxène (c.à.d. POS09-063 et -067). Nous obtiendrons alors des estimations de P-T de cristallisation sur 23 couples clinopyroxène-liquide issus de ces 9 échantillons sélectionnés.

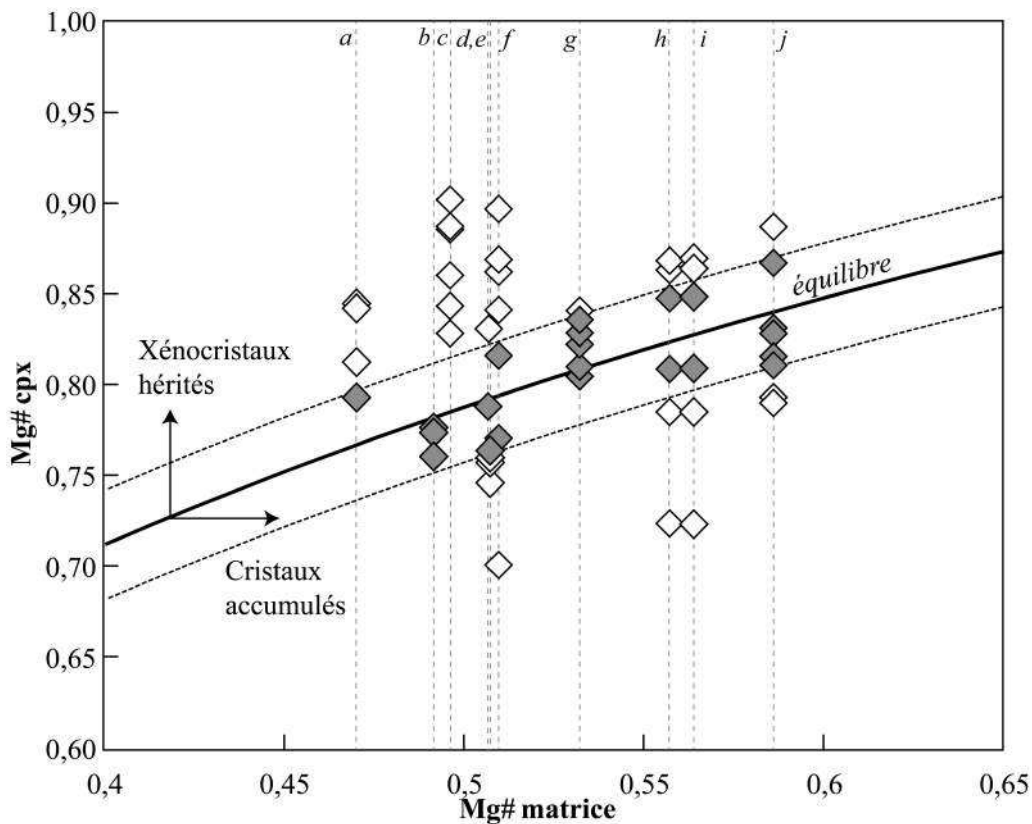


FIGURE 4.19 – Mg# des cœurs de clinopyroxènes en fonction du Mg# de la matrice correspondante. Les courbes pleine et en pointillés représentent le domaine d'équilibre cpx - liquide, selon un $K_D(\text{Fe/Mg}) = 0,27 \pm 0,03$ (Putirka, 2008b). Losanges gris = clinopyroxènes sélectionnés pour les estimations de P-T. a) POS09-067, b) POS09-101, c) POS09-063, d) POS09-097, e) POS09-086, f) POS09-012, g) POS09-011, h) POS09-038, i) POS09-088, j) POS09-097.

Les équations du thermobaromètre utilisé dans notre étude sont présentées ci-dessous :

$$\begin{aligned} \frac{10^4}{T(K)} &= 7,53 - 0,14 \ln \left[\frac{(X_{Jd}^{cpx} X_{Ca}^{liq} X_{Fm}^{liq})}{(X_{DiHd}^{cpx} X_{Mg}^{liq} X_{Al}^{liq})} \right] + 0,07 [H_2O^{liq}] \\ &- 14,9 (X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) - 0,08 \ln (X_{TiO_2}^{liq}) - 3,62 (X_{MgO_{0,5}}^{liq} + X_{KO_{0,5}}^{liq}) \\ &- 1,1 [Mg\#^{liq}] - 0,18 \ln (X_{EnFs}^{cpx}) - 0,027 P(kbar) \end{aligned} \quad (4.3)$$

$$\begin{aligned} P(kbar) &= -40,73 + 358 \frac{T(K)}{10^4} + 21,69 \frac{T(K)}{10^4} \ln \left[\frac{X_{Jd}^{cpx}}{X_{MgO_{0,5}}^{liq} X_{AlO_{1,5}}^{liq} (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right] \\ &- 105,7 (X_{CaO}^{liq}) - 165,5 (X_{MgO_{0,5}}^{liq} + X_{KO_{0,5}}^{liq})^2 \\ &- 50,15 (X_{SiO_2}^{liq}) (X_{FeO}^{liq} + X_{MgO}^{liq}) - 3,178 \ln (X_{DiHd}^{cpx}) - 2,205 \ln (X_{EnFs}^{cpx}) \\ &+ 0,864 \ln (X_{Al}^{cpx}) + 0,3962 [H_2O^{liq}] \end{aligned} \quad (4.4)$$

Légende :

T (K) : Température (en unités Kelvin)

P (kbar) : Pression (en kbar)

liq : phase liquide

cpx : clinopyroxène

Fm : FeO + MgO

$[X^{liq}]$: concentration (en % poids d'oxyde) de l'oxyde X correspondant dans le liquide.

X_{Ox}^{liq} : fraction cationique de l'oxyde Ox correspondant dans le liquide.

X_{Ox}^{cpx} : fraction cationique de l'oxyde Ox (Si, Ti, Al ...) correspondant dans le clinopyroxène, calculée sur la base de 6 oxygènes.

X_{Comp}^{cpx} : fraction du composant Comp (Jd, CaTs, DiHd, EnFs ...) correspondant dans le clinopyroxène, calculée d'après les fractions cationiques en chaque oxyde du clinopyroxène. Jd = Jadéite ; DiHd = Diopside/Hédenbergite ; EnFs = Enstatite/Ferrosilite.

Ces deux équations sont dépendantes l'une de l'autre : l'équation 4.4 est dépendante de la température, tandis que l'équation 4.3 est dépendante de la pression. Nous résolvons ces équations en simultané par calculs itératifs et obtenons ainsi une gamme de P-T précise et en adéquation avec nos compositions clinopyroxène - liquide.

Les résultats obtenus d'après ces équations sont reportés dans le tableau 4.4 et dans la figure 4.20. Les températures moyennes estimées sur chaque échantillon sont essentiellement réparties de façon homogène dans une gamme de 1180-1200°C (fig. 4.20,a). Ces températures restent dans la gamme d'erreurs estimées pour ce modèle (Putirka, 2008b) et donnent une température moyenne de $1184 \pm 45^\circ\text{C}$ (tableau 4.4). Les pressions moyennes de cristallisation estimées pour chaque échantillon par ce modèle sont également réparties de façon homogène dans une gamme de 6,0-9,0 kbar (fig. 4.20, c), et donnent une pression moyenne de $8,0 \pm 2,9$ kbar. Les répartitions des pressions et températures de cristallisation obtenues via ce modèle sont reportées en fonction des Mg# des matrices correspondantes dans la figure 4.21 (a - pressions ; b - températures). Les barres d'erreurs du thermobaromètre employé (verticales et grises, fig. 4.21) démontrent que les variations P-T observées en fonction du Mg# des matrices correspondantes sont négligeables.

	Mg#cpx	Mg#liq	T (°C)	P (kbar)		Mg#cpx	Mg#liq	T (°C)	P (kbar)
011Cpx_b	0,819	0,559	1210	7,9	038Cpx_d	0,809	0,564	1200	10,4
011Cpx_c	0,848	0,559	1204	7,0	038Cpx_f	0,848	0,564	1175	9,2
Moyenne			1207	7,5	Moyenne			1188	9,8
Ecart-type			4	0,6	Ecart-type			18	0,9
012Cpx_b	0,823	0,532	1195	7,5	097Cpx_c	0,764	0,506	1199	10,4
012Cpx_c	0,840	0,532	1191	6,5	101Cpx_a	0,777	0,492	1162	9,0
012Cpx_d	0,829	0,532	1178	5,8	101Cpx_b	0,774	0,492	1148	7,1
012Cpx_e	0,805	0,532	1196	7,6	101Cpx_c	0,761	0,492	1163	9,3
012Cpx_f	0,811	0,532	1188	6,8	Moyenne			1158	8,4
Moyenne			1190	6,9	Ecart-type			8	1,2
Ecart-type			7	0,7					
063Cpx_a	0,788	0,506	1180	6,7	088Cpx_b	0,815	0,586	1204	9,0
067Cpx_d	0,793	0,472	1151	7,0	088Cpx_c	0,828	0,586	1202	8,6
086Cpx_c	0,770	0,509	1191	8,1	088Cpx_d	0,868	0,586	1186	6,7
086Cpx_g	0,816	0,509	1176	6,7	088Cpx_e	0,815	0,586	1201	8,3
Moyenne			1184	7,4	088Cpx_f	0,832	0,586	1191	8,6
Ecart-type			11	0,9	088Cpx_B	0,811	0,586	1199	8,6
					Moyenne			1197	8,3
					Ecart-type			7	0,8
					MOYENNE*			1184	8,0
					ECART-TYPE			19	1,3

TABLE 4.4 – Températures et pressions de cristallisation estimées sur chaque couple clinopyroxène - matrice à partir du thermobaromètre proposé par Putirka (2008b). (*) = Moyennes des températures moyennes estimées sur chaque échantillon.

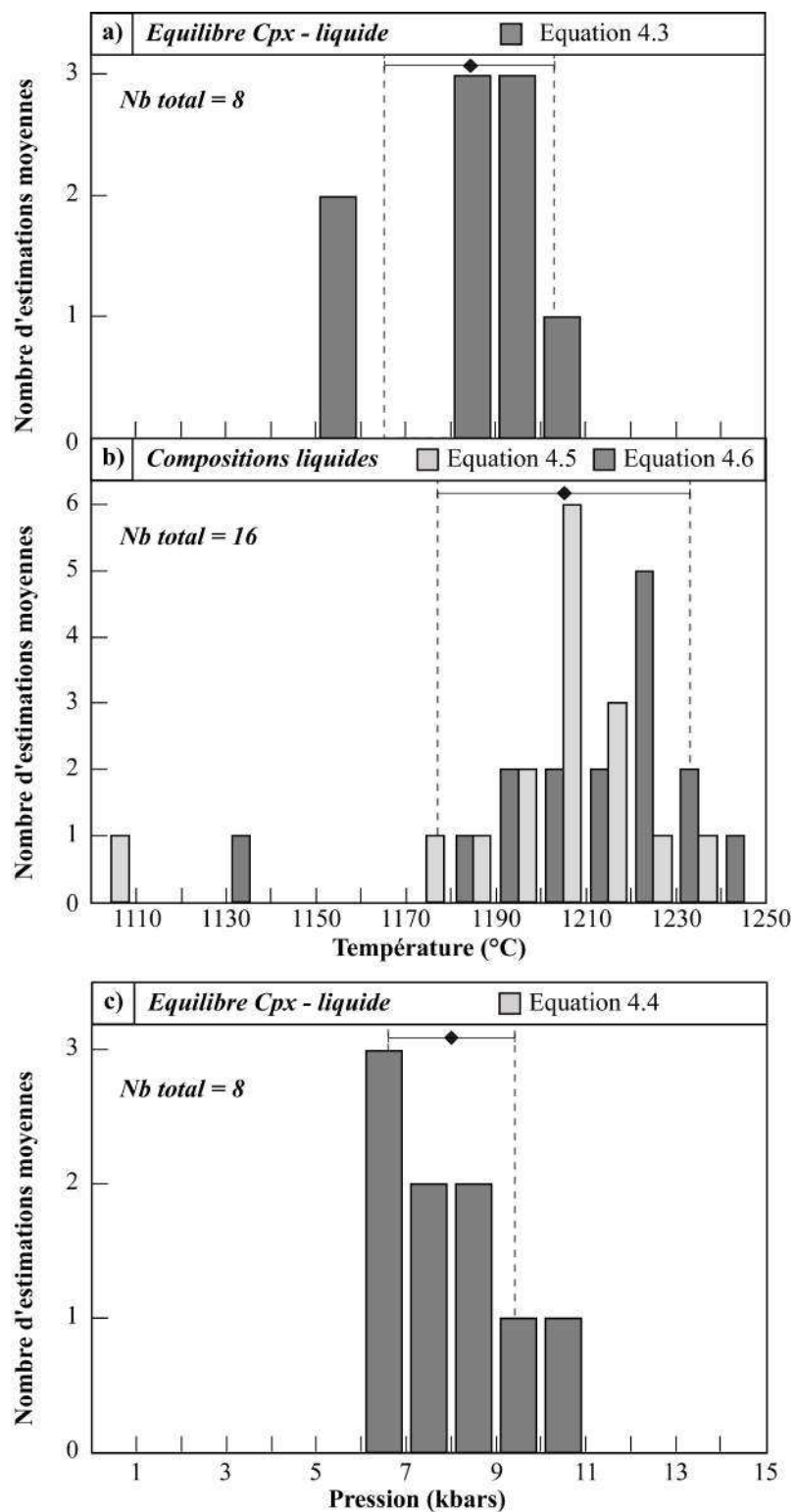


FIGURE 4.20 – Répartition des températures et pressions moyennes de cristallisation en fonction du nombre d'estimations effectuées sur les échantillons sélectionnés. Losanges et barres d'erreurs = Moyennes et incertitudes sur ces estimations.

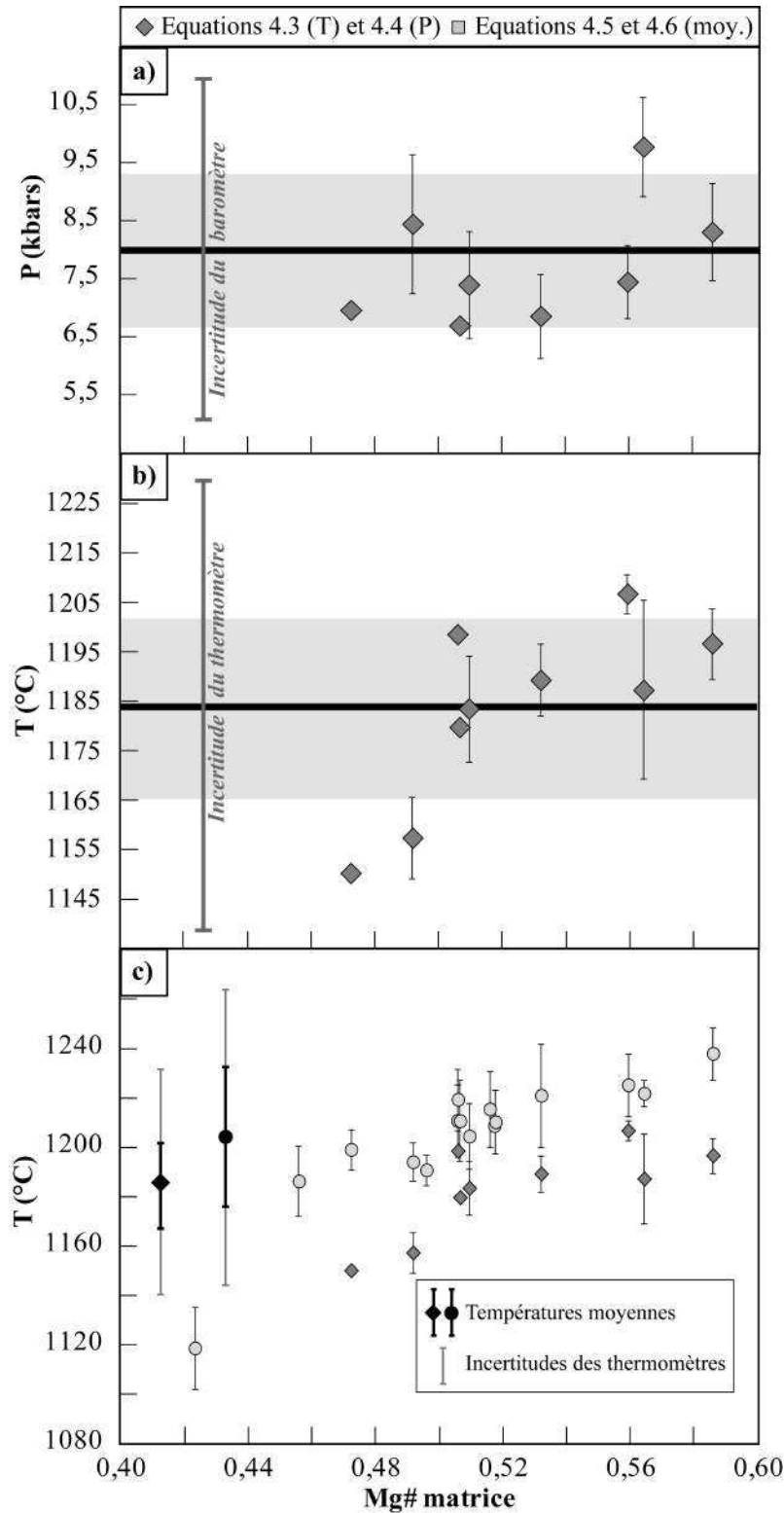


FIGURE 4.21 – Températures et pressions de cristallisation en fonction du Mg# des matrices correspondantes. a) Pressions estimées selon l'équilibre clinopyroxène - liquide ; b) Températures estimées selon l'équilibre clinopyroxène - liquide ; c) Températures estimées selon les compositions des matrices (ronds) et selon l'équilibre clinopyroxène - liquide (losanges). En a) et b), les moyennes globales sont représentées par des lignes épaisses noires et les champs gris qui les encadrent illustrent les écart-types obtenus sur ces estimations.

Thermomètres basés sur les compositions des matrices

Nous pouvons également estimer les températures de cristallisation sur les seules compositions des liquides en équilibre avec les phases minérales principales constituant les laves basaltiques, telles que l'olivine, le clinopyroxène et le plagioclase (Putirka, 2008b). Nous décidons d'utiliser deux thermomètres proposés par Putirka (2008b) et applicables sur les compositions des matrices de roches porphyriques de notre étude. Le premier thermomètre (équation 4.5) est applicable sur toute roche volcanique respectant les gammes de compositions et de P-T suivantes, décrites d'après Putirka (2008b) :

- P = 0,0001 - 14,4 GPa ; T = 729 - 2000°C
- SiO₂ = 31,5 - 73,64 % ; Na₂O+K₂O = 0 - 14,3 % ; H₂O = 0 - 18,6 %

Les calibrations expérimentales de ce thermomètre donne des précisions de l'ordre de ± 60°C (Putirka, 2008b).

Le second thermomètre (équation 4.6) est dérivé de l'étude de Putirka et al. (1996) et est recalibré par celle de Putirka (2008b). Ce modèle s'applique aux liquides en équilibre avec les phases minérales olivine + plagioclase + clinopyroxène (Putirka, 2008b). Les calibrations expérimentales effectuées par Putirka (2008b) sur ce thermomètre montrent des erreurs de ± 26°C.

Les équations des deux thermomètres employés sont indiquées ci-dessous :

$$T(C) = 815,3 + 265,5 [Mg\#] + 15,37 [MgO^{liq}] + 8,61 [FeO^{liq}] + 6,645 [(Na_2O + K_2O)^{liq}] + 39,16 [P(GPa)] - 12,83 [H_2O^{liq}] \quad (4.5)$$

$$T(C) = -583 + 3141 [X_{SiO_2}^{liq}] + 15779 [X_{Al_2O_3}^{liq}] [X_{MgO}^{liq}] - 31440 [X_{SiO_2}^{liq} \times X_{Al_2O_3}^{liq}] + 77,67 [P(GPa)] \quad (4.6)$$

Légende :

T(°C) : Température (en degrés Celsius)

P(kbar) : Pression (en kbar)

[Ox^{liq}] : composition en l'oxyde Ox en % poids d'oxyde dans le liquide

X_{Ox}^{liq} : fraction cationique de l'oxyde Ox dans le liquide

Ces thermomètres sont dépendants de la pression, aussi nous imposons au cours de ces calculs une pression de 8 kbar, équivalente à celle estimée précédemment sur nos échantillons via le baromètre clinopyroxène - liquide de Putirka (2008b). Nous pourrions ainsi

comparer les températures obtenues par ces deux équations (c.à.d. 4.5 et 4.6) avec la température moyenne obtenue à l'aide du thermomètre clinopyroxène - équilibre (équation 4.3). Nous appliquons ces thermomètres sur les 16 compositions de matrices analysées, et les températures obtenues sont reportées dans le tableau 4.5 et dans les figures 4.20 (b) et 4.21 (c).

Nom Echantillon	Mg#	Eqn 4.5	Eqn 4.6	Eqn 4.3	Moyenne	Ecart-type
POS09-002M	0,496	1196	1187		1191	6
POS09-005M	0,516	1227	1205		1216	15
POS09-009M	0,423	1131	1107		1119	17
POS09-061M	0,456	1197	1177		1187	14
POS09-062M	0,505	1222	1201		1211	15
POS09-077M	0,517	1208	1210		1209	1
POS09-083M	0,517	1220	1202		1211	13
POS09-011M	0,559	1235	1217	1207	1219	14
POS09-012M	0,532	1236	1207	1190	1211	23
POS09-038M	0,564	1218	1226	1188	1211	20
POS09-063M	0,506	1223	1200	1180	1201	21
POS09-067M	0,472	1205	1194	1151	1183	29
POS09-086M	0,509	1214	1195	1184	1198	15
POS09-088M	0,586	1246	1231	1197	1225	25
POS09-097M	0,506	1229	1211	1199	1213	15
POS09-101M	0,492	1189	1200	1158	1182	22
Moyenne		1212	1198			1199
Ecart-type		27	28			25

TABLE 4.5 – Températures de cristallisation obtenues selon les thermomètres basés sur les compositions des matrices de roches porphyriques de l'île de la Possession, pour une pression fixée à 0,8 GPa.

Ces estimations de températures par les deux équations 4.5 et 4.6 sont équivalentes au vu des précisions de ces modèles, et donnent des températures moyennes de 1212°C (éq. 4.5) et 1198°C (éq. 4.6). Dans la figure 4.21 (c) et le tableau 4.5, la matrice POS09-009 fait exception et présente une température moyenne de $1119 \pm 17^\circ\text{C}$, qui n'est pas incluse dans la barre d'erreurs des thermomètres considérés. Cette matrice présente la composition la plus évoluée de toutes les matrices en termes de Mg#, et l'estimation de la température de cristallisation de cet échantillon suit tout de même la tendance définie par les autres matrices (fig. 4.21 (c)). Dans le tableau 4.5, ces estimations sont directement comparées aux températures moyennes de cristallisation estimées selon l'équilibre clinopyroxène-liquide sur les mêmes échantillons. Ces températures sont comprises dans les incertitudes des thermomètres considérés (Putirka, 2008b), nous estimons donc qu'elles sont équivalentes à celles estimées selon l'équilibre clinopyroxène - liquide. Toutes ces estimations de températures donnent une température moyenne de cristallisation de $1199 \pm 45^\circ\text{C}$ pour les laves de la Possession.

Synthèse : conditions P-T de cristallisation

Les estimations de températures et de pressions moyennes de cristallisation des laves de la Possession ont été effectuées d'après le thermobaromètre basé sur l'équilibre clinopyroxène - liquide de Putirka (2008b) et les thermomètres de Putirka (2008b) basés sur les seules compositions des matrices. Ces estimations, établies sur 23 couples clinopyroxènes - matrices (tableau 4.4) et 16 compositions de matrices (tableau 4.5), donnent des températures et pressions moyennes de cristallisation de $\sim 1199 \pm 45^\circ\text{C}$ et $8,0 \pm 2,9$ kbar respectivement. Nous pouvons donc supposer que l'assemblage minéralogique ol+cpx constituant la majorité des laves de l'île s'est formé dans un réservoir magmatique situé entre 5 et 11 kbar, ce qui correspond à des profondeurs de l'ordre de 17 à 36 km. Les études de sismique réfraction mentionnées précédemment (fig. 3.2) ont permis d'estimer l'épaisseur du plateau océanique de Crozet à 17,5 km de profondeur (Recq et al., 1998). Par conséquent, les olivines et clinopyroxènes les plus primitifs des laves de la Possession cristallisent au sein d'une chambre magmatique principale située dans la partie mantellique de la lithosphère. La figure 4.22 présente une vue schématique en coupe et à l'échelle du système magmatique crustal sous-jacent à l'île de la Possession, synthétisant ces résultats.

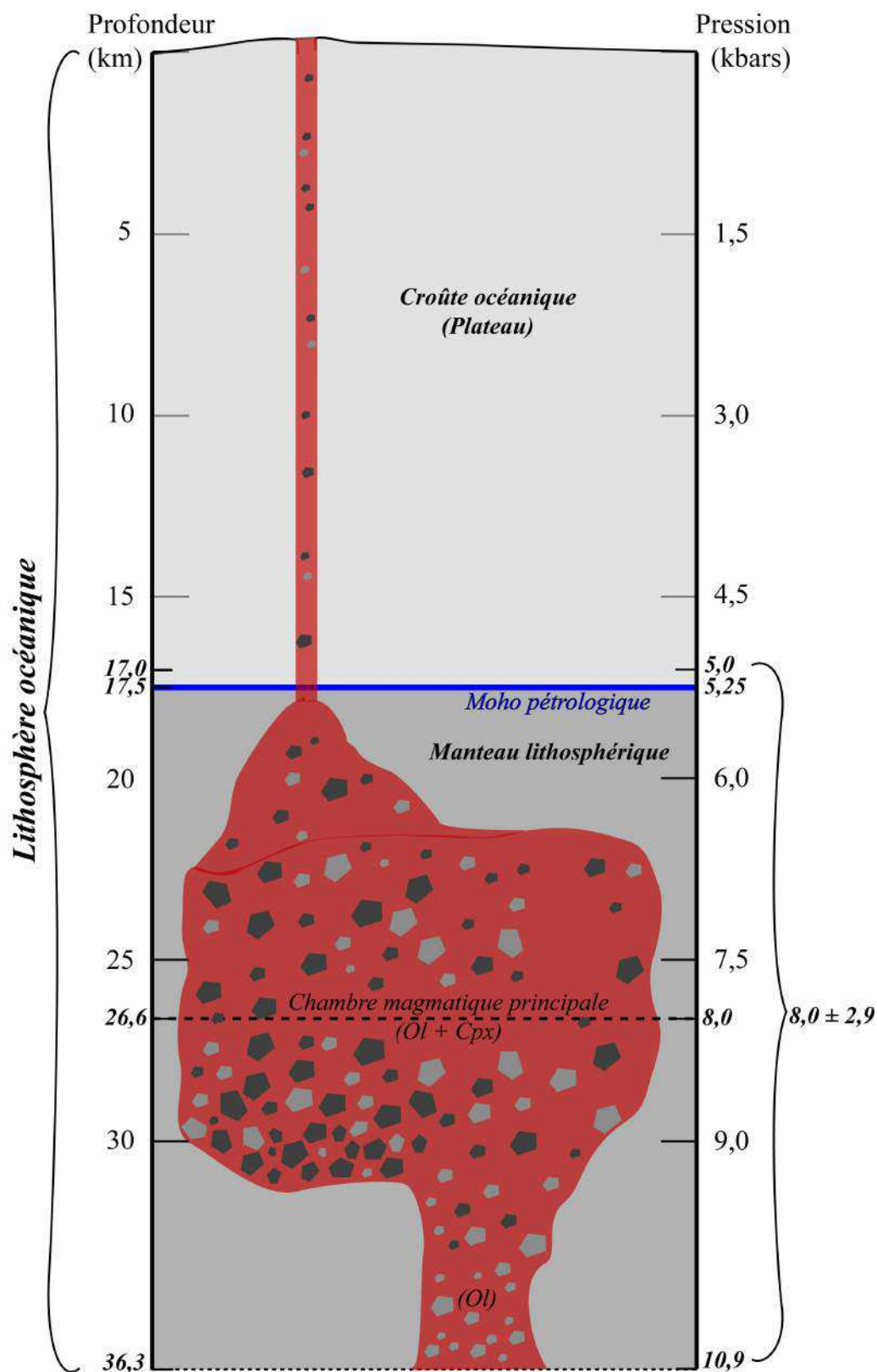


FIGURE 4.22 – Représentation schématique en coupe et à l'échelle (verticale et horizontale) de la plomberie magmatique sous-jacente à l'île de la Possession. Minéraux gris foncé = clinopyroxènes ; Minéraux gris clair = olivines.

4.3.2.2 Sélection des échantillons

Comme nous l'avons montré dans la section 4.3.1, les processus crustaux tels que l'accumulation de phénocristaux ou les mélanges magmatiques affectent fortement les compositions chimiques de nos échantillons et altèrent ainsi le signal de la cristallisation fractionnée. Il est donc impératif de s'affranchir de ces processus pour quantifier la cristallisation fractionnée. Nous baserons notre réflexion sur des observations établies dans la section 4.3, qui montrent que seules les roches les moins porphyriques (< 10 % de cristaux), incluant les matrices des roches porphyriques et le verre, ne sont pas ou peu influencées par le processus d'accumulation. Nous prendrons donc en référence cette collection de données pour la suite de l'étude.

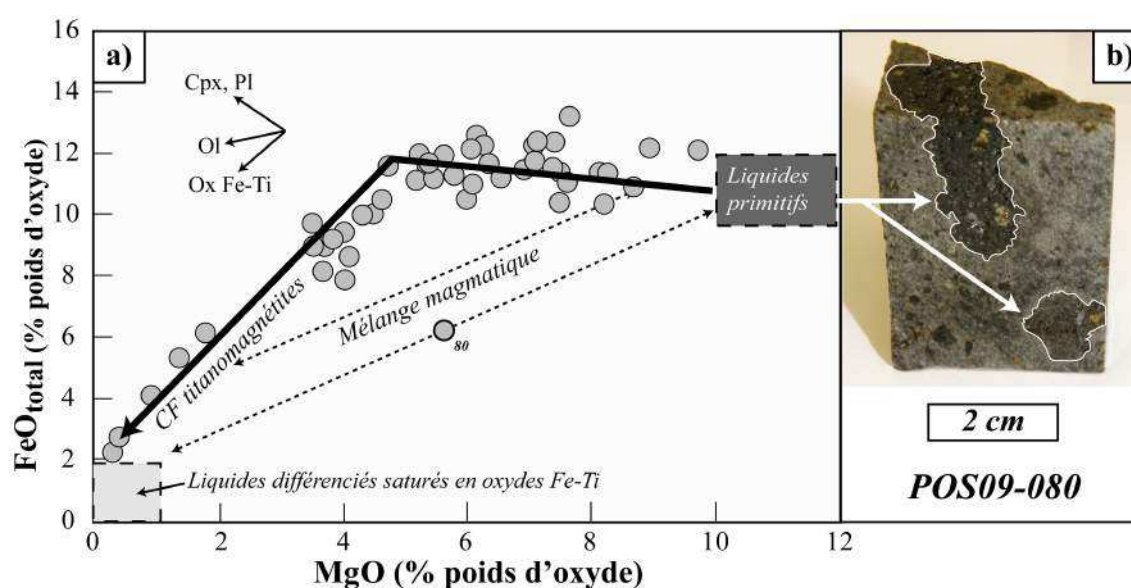


FIGURE 4.23 – Teneurs en MgO des lavages de l'île de la Possession contenant moins de 10 % de cristaux en fonction de leurs teneurs en FeO total. b) Photographie de l'échantillon POS09-080, affecté par un mélange magmatique. Lignes épaisses noires = courses de cristallisation théoriques établies en fonction des tendances définies par les échantillons et les phases minérales qui les constituent. Lignes pointillées = résultats des mélanges magmatiques

Il nous reste à nous affranchir des problèmes de mélanges magmatiques identifiés dans les sections 4.2.1.3 et 4.3.1. Ces mélanges se produisent probablement de façon simultanée avec la cristallisation fractionnée et engendrent des hétérogénéités géochimiques dans nos échantillons. En effet, les liquides les plus différenciés précipitent des titanomagnétites, ce qui a pour effet de diminuer les teneurs en FeO_t (et TiO₂) des liquides résiduels. Les mélanges entre ces liquides et des liquides plus primitifs vont ainsi générer des magmas hybrides qui présentent pour une teneur en MgO donnée des concentrations en FeO_t (et TiO₂) plus faibles que celles des lavages non affectés par ces mélanges. La figure 4.23 (a) illustre les tendances en FeO_{total} - MgO générées par la cristallisation frac-

tionnée (c.à.d. ligne noire) et pour les mélanges magmatiques entre des magmas primitifs et d'autres plus différenciés (c.à.d. flèches pointillées). Nous pouvons prendre comme exemple l'échantillon POS09-080 (fig. 4.23, b) qui présente des parties sombres en enclave dans une roche plus claire, avec des contacts lobés et des différences de textures et de minéralogie entre ces deux parties.

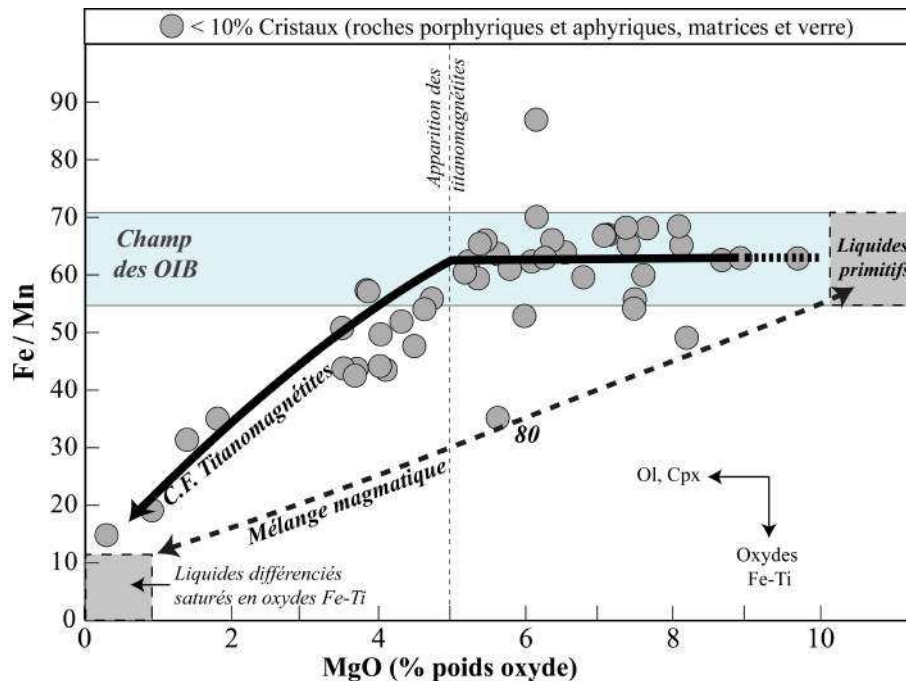


FIGURE 4.24 – Teneurs en MgO des laves de l'île de la Possession contenant moins de 10 % de cristaux en fonction de leurs teneurs en Fe / Mn, comparées aux rapports Fe / Mn des OIB (Qin and Humayun, 2008).

Nous avons identifié et détaillé ces figures de mélanges magmatiques dans la section 4.2.1.3. Les contacts lobés entre ces deux roches démontrent que ces liquides magmatiques sont contemporains et se sont mélangés au cours de la cristallisation fractionnée dans la plomberie magmatique. Ces observations liées aux compositions chimiques de ces échantillons affectés par ces mélanges attestent que ce processus se superpose clairement à la cristallisation fractionnée. Les éléments Fe et Mn ont les mêmes comportements géochimiques, ce qui se traduit par les mêmes coefficients de distribution entre les solides (ol+cpx) et les liquides (Humayun et al., 2004). Au cours de la cristallisation fractionnée, le rapport Fe / Mn reste donc constant jusqu'à ce que les titanomagnétites arrivent à saturation, ce qui engendre une diminution de ce rapport, le fer étant plus compatible que le manganèse dans la titanomagnétite. La figure 4.24 nous indique donc que les titanomagnétites précipitent massivement à partir d'un MgO de ~ 5 % pour pouvoir générer un tel fractionnement du rapport Fe / Mn (c.à.d. $Mg\# = 0,4$). La seconde solution envisagée pour expliquer une diminution du rapport Fe / Mn concerne les mélanges entre un liquide pri-

mitif et un liquide plus différencié et saturé en titanomagnétites. Quelque soit l'origine des faibles rapports Fe / Mn analysés pour ces échantillons, nous souhaitons nous affranchir de ces deux problèmes qui brulent le signal de la cristallisation fractionnée dans notre collection d'échantillons.

Pour identifier et éliminer ces mélanges magmatiques et ces liquides saturés en titanomagnétites, nous proposons de nous référer aux rapports Fe / Mn des liquides primitifs à l'origine des laves de points chauds (Qin and Humayun, 2008). En effet, Laul et al. (1972) et Qin and Humayun (2008) montrent que ces rapports sont constants dans les liquides primitifs des OIB et varient globalement entre 55 et 70. La figure 4.24 présente les rapports Fe / Mn des roches ayant moins de 10 % de cristaux en fonction de leurs teneurs en MgO. Le champ gris correspond aux rapports Fe / Mn des liquides primitifs des OIB (Qin and Humayun, 2008). Nous considérons que les roches présentant un rapport Fe / Mn inférieur à 55 sont soit affectées par des mélanges magmatiques (courbe en pointillés, fig. 4.24), soit par la cristallisation massive de titanomagnétites (courbe pleine, fig. 4.24). Nous proposons donc d'utiliser les échantillons ayant un rapport Fe / Mn supérieur à 55 pour conduire notre étude (c.à.d. 30 échantillons sur 95). Ce jeu de données est constitué de 6 roches porphyriques ayant moins de 10 % de cristaux, 8 roches aphyriques et 15 matrices de roches porphyriques. C'est à partir de ce dernier jeu que nous proposons de quantifier la cristallisation fractionnée dans la section suivante.

4.3.2.3 Processus de cristallisation fractionnée et estimation du liquide primaire

Le processus de cristallisation fractionnée peut être décrit de façon quantitative à condition que la séquence de cristallisation et les abondances relatives des phases minérales qui cristallisent au cours de cette dernière soient toutes les deux connues. A partir de nos observations pétrographiques et de notre analyse des diagrammes de variations (oxydes vs. Mg#, fig. 4.17), nous définissons la séquence de cristallisation des phases minérales en fonction du Mg# du magma et estimons les proportions modales des phases solides qui cristallisent le long des différents cotectiques ou segments de cristallisation. Un modèle de cristallisation fractionnée est ensuite établi et utilisé pour estimer la composition des liquides primaires par le biais d'un calcul itératif qui minimise l'écart entre le modèle et les composition des laves cristallisées.

Séquence de cristallisation :

L'étude pétrologique de la section précédente a révélé que l'olivine et le clinopyroxène cristallisent de façon précoce dans ces laves par rapport à la titanomagnétite et au plagioclase. La majorité des phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes sont en dés-

équilibre avec les compositions en roche totale (c.à.d. Mg#) des laves de la Possession (fig. 4.11 et 4.13 dans la section 4.2.2). Nous proposons donc de calculer les compositions en FeO et MgO des liquides en équilibre avec ces phases minérales. Ainsi, nous pourrions contraindre le Mg# minimum de cristallisation pour chacune de ces phases.

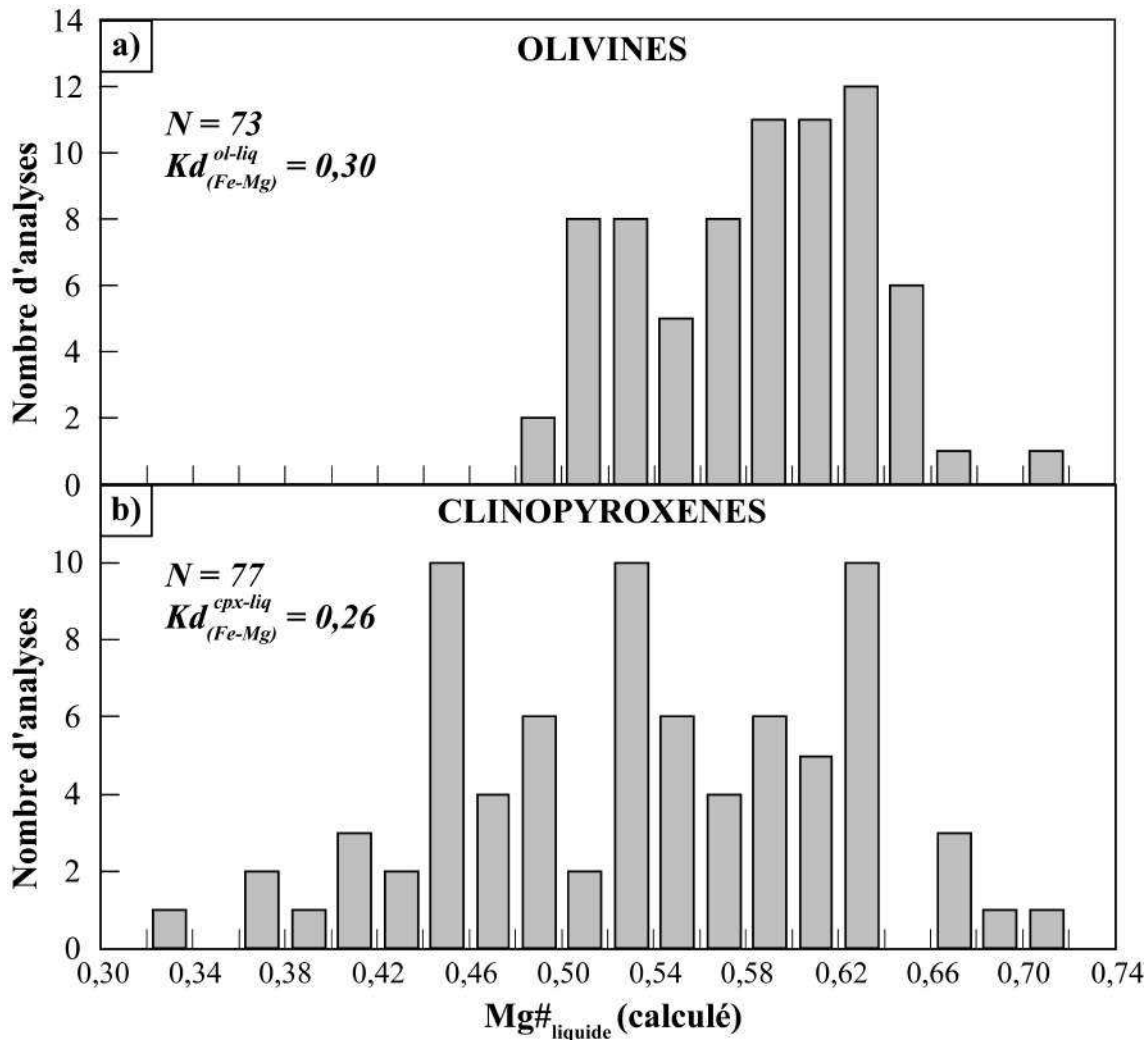


FIGURE 4.25 – Nombre d’analyses effectuées sur a) les olivines et b) les clinopyroxènes composant les laves de notre étude, en fonction du Mg# du liquide en équilibre avec chaque phase minérale et calculé selon les Kd_{Fe-Mg} estimés selon Gee and Sack (1988) ($Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} = 0,30$) et Putirka (1999) ($Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq} = 0,26$).

La figure 4.25 présente la répartition (a) des olivines et (b) des clinopyroxènes selon les Mg# calculés des liquides en équilibre avec ces phases minérales. D’après ces histogrammes, l’olivine et le clinopyroxène les plus primitifs (c.à.d. Mg# respectifs de 0,89 et 0,90) sont en équilibre avec des liquides ayant des Mg# équivalents de l’ordre de 0,70. Nous pouvons considérer au premier ordre que l’olivine et le clinopyroxène apparaissent au liquidus dans ces laves. Cependant, dans le détail nous observons d’après les

compositions des phénocristaux d'olivines et clinopyroxènes que ces premières sont plus primitives que ces derniers. Nous avons donc choisi d'affiner la séquence de cristallisation de ce segment en faisant apparaître le clinopyroxène légèrement plus tardivement ($Mg\#_{liq} = 0,70$) que l'olivine qui est au liquidus du liquide primaire. Précisons que ce dernier point dans notre séquence de cristallisation n'as pas d'influence majeure sur le résultat final du modèle de cristallisation fractionnée.

Les observations pétrographiques résumées dans la section 4.2.2 montrent que les phénocristaux de plagioclases et des minéraux opaques sont très peu présents par rapport aux phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes dans ces laves. Cependant, l'étude des associations minéralogiques des roches aphyriques et matrices de roches porphyriques nous indique que les plagioclases et minéraux opaques y sont omniprésents et en fortes abondances. Nous pouvons donc prendre en référence le $Mg\#$ de la matrice la plus primitive (c.à.d. POS09-088 : $Mg\# 0,59$, tableau annexe F.1) pour l'apparition des plagioclases et des titanomagnétites dans la séquence de cristallisation. Précisons que l'assemblage minéralogique des matrices représente celui de sub-liquidus et non de liquidus. Par conséquent, ce $Mg\#$ d'apparition du plagioclase et de la titanomagnétite est une valeur maximum. Comme nous l'avons décrit dans la section 4.3.2.2, lorsque le magma approche des compositions en $Mg\# 0,4$ nous observons une chute brutale des concentrations en FeO_t et en TiO_2 qui témoignent de la cristallisation massive de titanomagnétites. Ces observations suggèrent donc des variations importantes de la fraction massique de titanomagnétites au cours de la cristallisation.

Nous pouvons désormais tenter de reconstruire la séquence de cristallisation compatible avec ces observations et avec la systématique des éléments majeurs de notre sélection d'échantillons. La difficulté majeure de cet exercice vient du fait que nous n'avons aucun échantillon entre les compositions des liquides primaires ($Mg\# \geq 0,70$) et la composition de la matrice la plus primitive ($Mg\# = 0,59$). En d'autres termes, nous ne pouvons pas contraindre directement le $Mg\#$ d'apparition du clinopyroxène. Bien que nous ayons analysé des clinopyroxènes en équilibre avec des liquides primitifs ($Mg\#_{liq} = 0,71$), ces cristaux sont hérités (fig. 4.19) et nous ne pouvons pas garantir leur appartenance à la suite magmatique décrite par nos échantillons. Nous allons donc considérer le cas où ces cristaux font partie de la suite de cristallisation que nous étudions : cas nommé « 3 segments » ci-après, et le cas où il ne font pas partie de la suite de cristallisation de nos échantillons : cas nommé « 2 segments » ci-après.

Séquence de cristallisation avec « 3 segments » :

- Apparition de l'olivine au liquidus,
- Apparition précoce du clinopyroxène (très proche du liquidus) : $Mg\#_{minimum}^{liq} = 0,70$,
- Apparition du plagioclase et de la titanomagnétite (en faibles proportions) : $Mg\#_{minimum}^{liq} = 0,59$.

Séquence de cristallisation avec « 2 segments » :

- Apparition de l'olivine au liquidus : $Mg\#_{minimum}^{liq} = 0,70$,
- Apparition du clinopyroxène, du plagioclase et de la titanomagnétite (en faibles proportions) : $Mg\#_{minimum}^{liq} = 0,59$.

Néanmoins, nous concevons difficilement que la présence de phénocristaux de clinopyroxènes dans de telles abondances dans les laves de l'île soit complètement découplée de l'histoire de cristallisation des laves recoltées en surface. Ces deux cas représentent ainsi des solutions extrêmes et la réalité se situe probablement entre ces deux solutions.

Détermination des abondances relatives des phases minérales :

Le second point essentiel à l'établissement du modèle de cristallisation est l'estimation des proportions cotectiques de chaque phase minérale pour chaque segment de cristallisation.

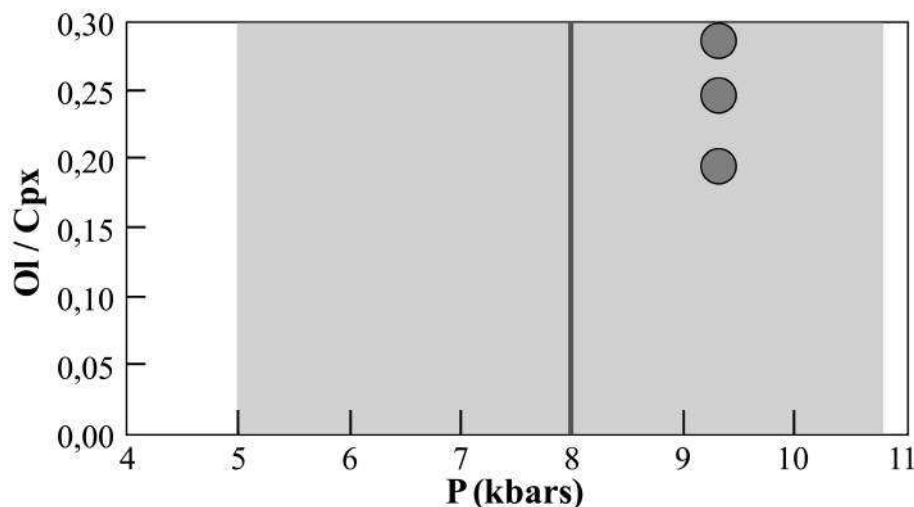


FIGURE 4.26 – Rapport Ol / Cpx des liquides expérimentaux (Nekvasil et al., 2004; Whitaker et al., 2007) en fonction de la pression de cristallisation. Trait sombre encadré par un champ gris = conditions de pression de cristallisation des laves de la Possession.

Considérons d'abord le cas de la séquence qui comporte 3 segments de cristallisation. Le premier segment cristallise uniquement de l'olivine jusqu'à ce que le liquide résiduel atteigne un Mg# de 0,70. Le clinopyroxène cristallise alors à son tour conjointement à l'olivine, lorsque le liquide résiduel a un Mg# compris entre 0,70 et 0,59. Comme nous l'avons déjà mentionné, les échantillons dont nous disposons présentent tous des Mg# inférieurs à 0,59. Nous ne disposons donc d'aucune composition nous permettant de contraindre directement le rapport Ol / Cpx de ce second segment. Afin de déterminer ces proportions cotectiques, nous proposons d'utiliser les expérimentations de cristallisation des magmas basiques uniquement à saturation avec l'olivine et le clinopyroxène. Ces études montrent que la pression de cristallisation a une influence importante sur le domaine de stabilité du clinopyroxène. Plus la pression de cristallisation augmente, plus le domaine de stabilité du clinopyroxène augmente au dépend des domaines de l'olivine et du plagioclase (Hamilton et al., 1964; Holloway and Burnham, 1972; Fujii and Kushiro, 1977; Michael and Chase, 1987; Müntener et al., 2001; Berndt et al., 2005; Feig et al., 2006; Whitaker et al., 2007). Dans la section précédente (cf. section 4.3.2.1) nous avons estimé la pression moyenne de cristallisation des magmas de notre étude à $8,0 \pm 2,9$ kbar. La figure 4.26 présente les abondances relatives d'olivines et de clinopyroxènes observées dans les charges expérimentales (Nekvasil et al., 2004; Whitaker et al., 2007) correspondant aux pressions de cristallisation calculées pour les magmas de l'île de la Possession (6-10 kbar). Nous utiliserons donc ces rapports Ol/Cpx expérimentaux allant de 0,2 à 0,3 pour modéliser la cristallisation fractionnée dans ce second segment du cas « 3 segments ».

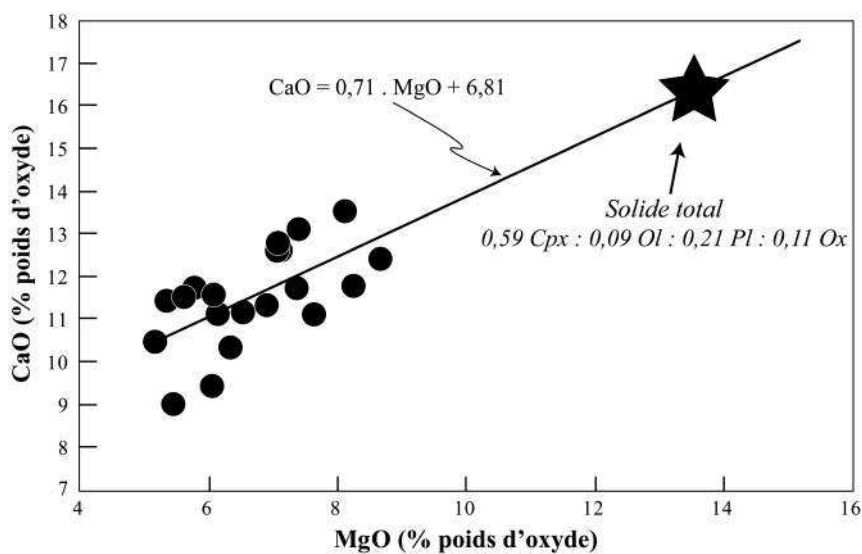


FIGURE 4.27 – Concentrations en CaO en fonction des teneurs en MgO des matrices de roches porphyriques et roches aphyriques. La droite de régression et les paramètres de cette dernière (c.à.d. pente et ordonnée à l'origine) définis par ces compositions sont reportés dans le tableau 4.6. L'étoile indique le solide total défini d'après les calculs itératifs.

Nous proposons de définir les abondances relatives des minéraux qui cristallisent dans le dernier segment de cristallisation du cas « 3 segments » en étudiant les relations linéaires observées dans les diagrammes de variations de compositions en éléments majeurs. En effet, ces relations nous permettent de définir la composition chimique du solide total qui fractionne à partir de ces liquides. La figure 4.27 illustre ces variations pour le diagramme « CaO - MgO » pour les matrices et les roches aphyriques. La composition du solide total qui cristallise (c.à.d. ol+cpx+pl+ox) se situe sur la droite d'équation 4.7 :

$$CaO_{S.T.} = 0,71 \times MgO_{S.T.} + 6,81 \quad (4.7)$$

Connaissant l'assemblage minéralogique de subliquidus qui cristallise à partir de ces liquides (Ol+Cpx+Pl+Ox) et leurs compositions chimiques moyennes (tableau 4.6), nous pouvons alors calculer les abondances relatives de ces phases dans le solide total. La composition de ce solide total est définie selon l'équation 4.8 :

$$CaO_{S.T.} = X_{ol} \times CaO_{ol} + X_{cpx} \times CaO_{cpx} + X_{pl} \times CaO_{pl} + X_{ox} \times CaO_{ox} \quad (4.8)$$

Avec :

X_{min} : proportion de la phase minérale min constituant le solide total en équilibre avec les matrices.

CaO_{min} : concentration en CaO de cette même phase minérale.

Nous pouvons donc écrire un jeu d'équations qui décrit chaque variation en oxyde en fonction de la teneur en MgO et de la composition en éléments majeurs du solide total qui cristallise. Les paramètres des droites de régression linéaire en chaque élément majeur, où se situe la composition du solide total, sont présentés dans le tableau 4.6.

Phase	Nb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Cpx	55	49,23	1,65	4,78	5,70	0,10	14,64	22,77	0,32
Ol	44	39,59			17,00	0,26	43,25	0,37	
Pl	9	46,94	0,09	33,63	0,63	0,01	0,05	16,76	1,88
Ox	11		15,85	8,08	66,78	0,43	5,90		
Pente	15	-0,43	-0,08	-0,74	0,06	0,00	1,00	0,71	-0,21
Ordonnée à 0	15	47,21	3,84	19,89	11,34	0,19	0,00	6,81	4,24

TABLE 4.6 – Compositions moyennes de chaque phase minérale constituant les matrices de roches porphyriques, et paramètres des droites de régression linéaires définies par les variations de compositions de ces matrices et des roches aphyriques.

Le calcul des abondances relatives de minéraux qui composent ce solide total se fera ensuite en résolvant l'équation 4.8 pour la composition du solide total calculé. Le résultat

final donne les abondances suivantes pour le dernier segment de cristallisation : 59 % Clinopyroxène + 9 % Olivine + 21 % Plagioclase + 11 % titanomagnétite.

Le cas « 2 segments » de cristallisation est une alternative au modèle « 3 segments » de cristallisation, et fait intervenir un premier segment ($0,59 < \text{Mg\#}$) décrit par 100 % de cristallisation d'olivine. Le deuxième segment de cristallisation ($0,4 < \text{Mg\#} \leq 0,59$) est décrit par un assemblage et des abondances minéralogiques identiques à ceux que nous venons de décrire, soit : 59 % Clinopyroxène + 9 % Olivine + 21 % Plagioclase + 11 % titanomagnétite.

Nous notons enfin que nous n'avons pas modélisé le segment de cristallisation ($\text{Mg\#} < 0,4$) car le modèle devient trop incertain.

Modèle de cristallisation fractionnée :

Nous pouvons désormais établir notre modèle de cristallisation fractionnée à partir des séquences de cristallisation déterminées ci-dessus et résumés dans le tableau 4.7. Ce modèle nous permet d'établir les courses de cristallisation fractionnée compatibles avec les tendances observées dans les diagrammes de variations. Nous proposons aussi d'utiliser ce modèle de cristallisation fractionnée pour déterminer les compositions des liquides primaires compatibles avec la suite magmatique de la Possession.

	3 segments Mg#	Phases min.	2 segments Mg#	Phases min.
Segment 1	$> 0,70$	OI	$> 0,59$	OI
Segment 2	$0,59 < \text{Mg\#} \leq 0,7$	0,2OI :0,8Cpx - 0,3OI :0,7Cpx	$0,4 < \text{Mg\#} \leq 0,59$	0,09OI :0,59Cpx :0,21Pl :0,11Ox
Segment 3	$0,4 < \text{Mg\#} \leq 0,59$	0,09OI :0,59Cpx :0,21Pl :0,11Ox		

TABLE 4.7 – Paramètres du modèle de cristallisation fractionnée imposés aux courses de cristallisation pour les cas « 3 segments » et « 2 segments » de cristallisation considérés.

Ci-dessous nous décrivons brièvement pour chaque cas considéré l'approche mise en œuvre pour estimer les compositions possibles des liquides primaires de la suite magmatique de la Possession :

1. La teneur en FeO_t de chaque liquide primaire est dans un premier temps estimée tout comme pour les autres oxydes, hormis celle en MgO qui est calculée selon l'équilibre olivine-liquide à partir de l'olivine la plus primitive (FO₈₉) analysée dans l'échantillon POS09-011 (011OI_d, tableau E.2).
2. A partir de chaque composition de magma primaire, une course de cristallisation est ensuite calculée en prenant en compte les ordres d'apparition et abondances relatives des phases minérales intervenant au cours de la cristallisation pour chaque cas considéré (3 segments ou 2 segments).

3. Pour chaque échantillon nous calculons, pour un Mg# donné, l'écart entre le modèle et les différents oxydes.
4. Un calcul itératif est ensuite mis en place pour minimiser la somme de ces écarts entre le modèle et les données en faisant varier la composition du liquide primaire.
5. Ce calcul est effectué pour les deux cas envisagés : « 3 segments » et « 2 segments » de cristallisation.

Les compositions des liquides résiduels sont calculés à chaque étape du modèle après avoir cristallisé 1 % des phases minérales en équilibre avec le liquide (c.à.d. solide total, tableau 4.8) selon l'équation 4.9.

$$X_{\text{liquide 2}} = \frac{(F_{\text{liquide résiduel}} \times X_{\text{liquide 1}}) - (F_{\text{cristaux}} \times X_{\text{S.T. 1}})}{F_{\text{liquide résiduel}} - F_{\text{cristaux}}} \quad (4.9)$$

Avec :

$F_{\text{liquide résiduel}}$: Fraction massique de liquide résiduel après avoir subi 1 % de cristallisation fractionnée.

F_{cristaux} : Fraction massique représentant les 1 % de phases minérales cristallisées (Solide Total) à partir du liquide résiduel précédent.

$X_{\text{liquide 1}}$: Concentration de l'oxyde X du liquide résiduel (initialement = liquide primaire puis de plus en plus évolué).

$X_{\text{S.T. 1}}$: Concentration de l'oxyde X du solide total en équilibre avec le liquide résiduel.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO
Olivine										
Pente	10,33	-	-	-54,16	-0,76	40,18	0,20	-	-	0,40
Ord. à 0	33,62	-	-	48,30	0,70	20,03	0,25	-	-	-0,05
Clinopyroxène										
Pente	26,37	-9,90	-21,22	-16,55	-0,23	16,54	0,87	-0,74	-	-
Ord. à 0	34,80	7,07	16,39	14,76	0,22	5,59	22,29	0,73	-	-
Plagioclase	46,94	0,09	33,63	0,63	0,01	0,05	16,76	1,88	0,10	-
Titanomagnétite	-	15,85	8,08	66,78	0,43	5,90	-	-	-	0,09

TABLE 4.8 – Paramètres de chaque phase minérale inclus dans le calcul du solide total en équilibre avec chaque liquide calculé, équilibres définis par $Kd_{Fe-Mg}^{ol-liq} = 0,30$ et $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq} = 0,26$. Les compositions moyennes des plagioclases et titanomagnétites sont en % poids d'oxyde.

A chaque étape du modèle, la composition du solide total en équilibre avec celle du liquide résiduel correspondant est calculée selon les proportions et compositions de chaque phase minérale qui le compose.

L'olivine, le clinopyroxène et le plagioclase formant des solutions solides, leurs compositions vont fortement varier au cours de la cristallisation et modifier la composition

du solide total à chaque incrément. Afin de prendre en compte ces variations de compositions, les compositions des olivines et clinopyroxènes ont été reconstruites pour chaque incrément de cristallisation. La figure 4.28 présente les relations entre les concentrations en FeOt et les Mg# mesurés dans les olivines et clinopyroxènes, et celles calculées dans les liquides à l'équilibre. Les paramètres des équations de ces droites (c.à.d. pente et ordonnée à l'origine) pour chaque oxyde pour les olivines et clinopyroxènes sont reportés dans le tableau 4.8. Nous n'avons pas fait varier les compositions des plagioclases dans notre modèle par manque de données sur cette phase minérale dans nos laves. Les compositions des solides totaux ont donc été recalculés à partir d'une composition moyenne de plagioclase. Les analyses moyennes de plagioclases et de titanomagnétites sont également reportées dans le tableau 4.8.

Nous avons réalisé ces calculs itératifs sur le cas « 2 segments » et le cas « 3 segments » en faisant varier pour ce dernier cas les proportions Olivine :Clinopyroxène de 0,2 :0,8 à 0,3 :0,7 pour évaluer l'influence des proportions de ces minéraux dans le segment 2 sur les calculs des concentrations des magmas primaires. Les deux compositions extrêmes des liquides primaires calculées sont reportées dans les tableaux 4.9 et 4.10, avec les estimations des liquides primaires de Crozet disponibles dans la littérature ((Putirka, 2008a; Humphreys and Niu, 2009; Dasgupta et al., 2010)). Pour estimer l'incertitude relative (c.à.d. 2σ) sur chaque composition chimique de liquide primaire que nous avons calculé, nous corrigeons la composition de chaque échantillon de la cristallisation fractionnée.

Ol : Cpx	3 segments				2 segments	
	0,3-0,7		0,2-0,8			
N	29	2σ	29	2σ	29	2σ
SiO ₂	45,49	0,46	45,92	0,46	43,62	0,46
TiO ₂	2,38	0,13	2,33	0,13	2,56	0,13
Al ₂ O ₃	10,13	0,26	9,93	0,26	10,95	0,26
FeOt	10,87	0,29	10,50	0,29	12,46	0,29
MnO	0,15	0,01	0,15	0,01	0,17	0,01
MgO	14,58	0,15	14,11	0,15	16,53	0,15
CaO	14,43	0,52	15,14	0,52	11,49	0,51
Na ₂ O	1,38	0,21	1,34	0,21	1,53	0,21
K ₂ O	0,38	0,22	0,36	0,22	0,44	0,22
P ₂ O ₅	0,22	0,06	0,21	0,06	0,25	0,06
Mg#	0,705		0,706		0,703	
CaO/Al ₂ O ₃	1,42	0,07	1,52	0,07	1,05	0,06
K ₂ O/TiO ₂	0,16	0,09	0,16	0,09	0,17	0,08

TABLE 4.9 – Compositions moyennes des liquides primaires obtenues selon les deux cotectiques 0,3Ol : 0,7Cpx et 0,2Ol : 0,8Cpx estimés pour le cas « 3 segments » de cristallisation, et pour le cas « 2 segments » de cristallisation. N = nombre de compositions prises en considération pour ces estimations moyennes.

Les proportions des phases minérales en fonction du taux de cristallisation sont reportées dans la figure 4.30 a) pour le cas « 3 segments », et dans la figure 4.30 b) pour le cas « 2 segments ». Dans le cas « 3 segments », le taux de cristallisation fractionnée final de

notre modèle indique qu'il faudrait cristalliser $\sim 74\%$ du liquide primaire pour atteindre la composition du liquide résiduel le plus différencié. Dans le cas « 2 segments », ce taux de cristallisation fractionnée final est de l'ordre de 70% . Le choix de la séquence de cristallisation ne semble pas influencer le taux de cristallisation final des deux cas extrêmes de liquides primaires estimés pour l'île de la Possession. La cristallisation précoce de clinopyroxène a donc seulement une influence sur la composition même du liquide primaire.

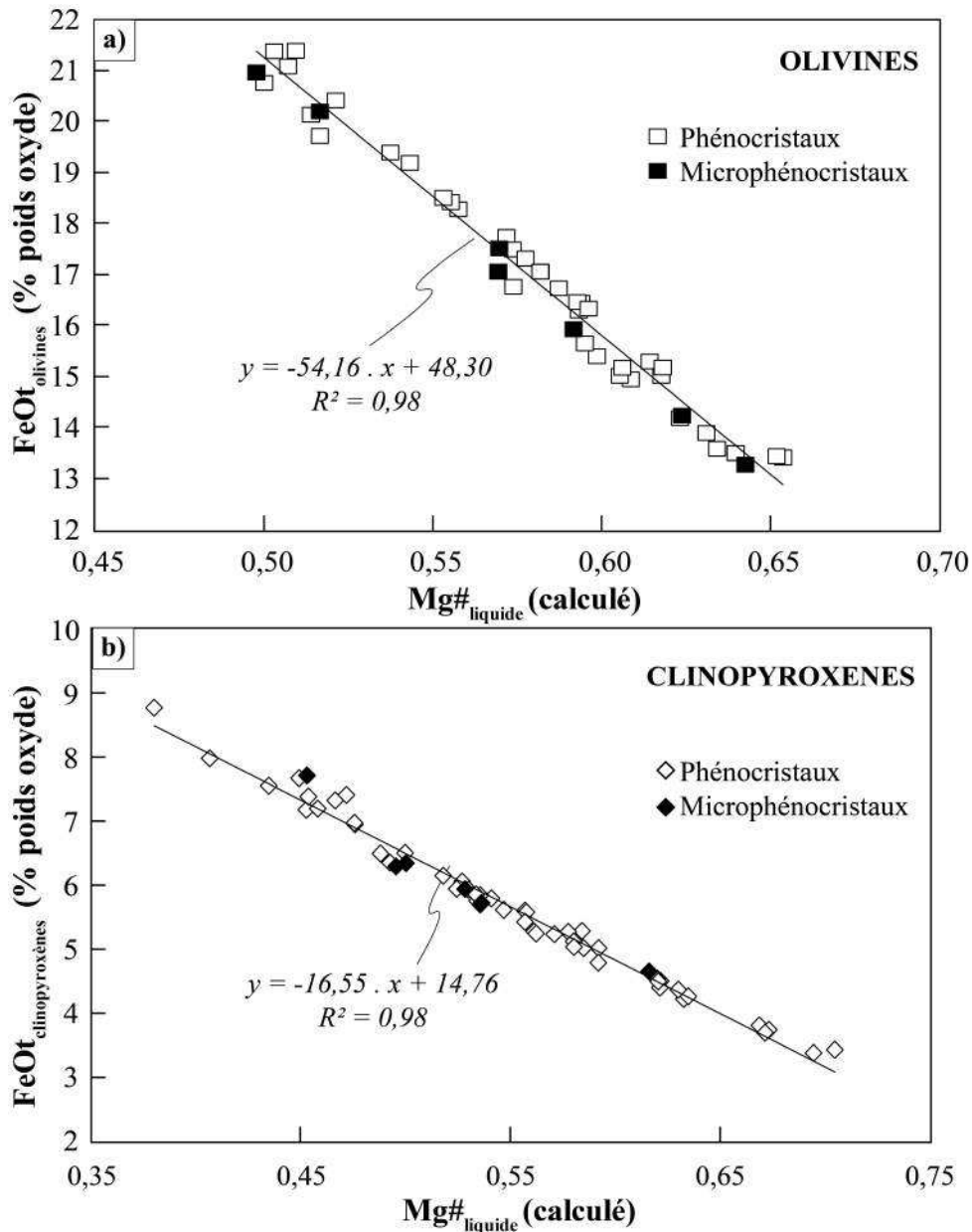


FIGURE 4.28 – Concentrations en FeOt dans a) les olivines et b) les clinopyroxènes, en fonction du Mg# du liquide en équilibre avec chaque phase minérale.

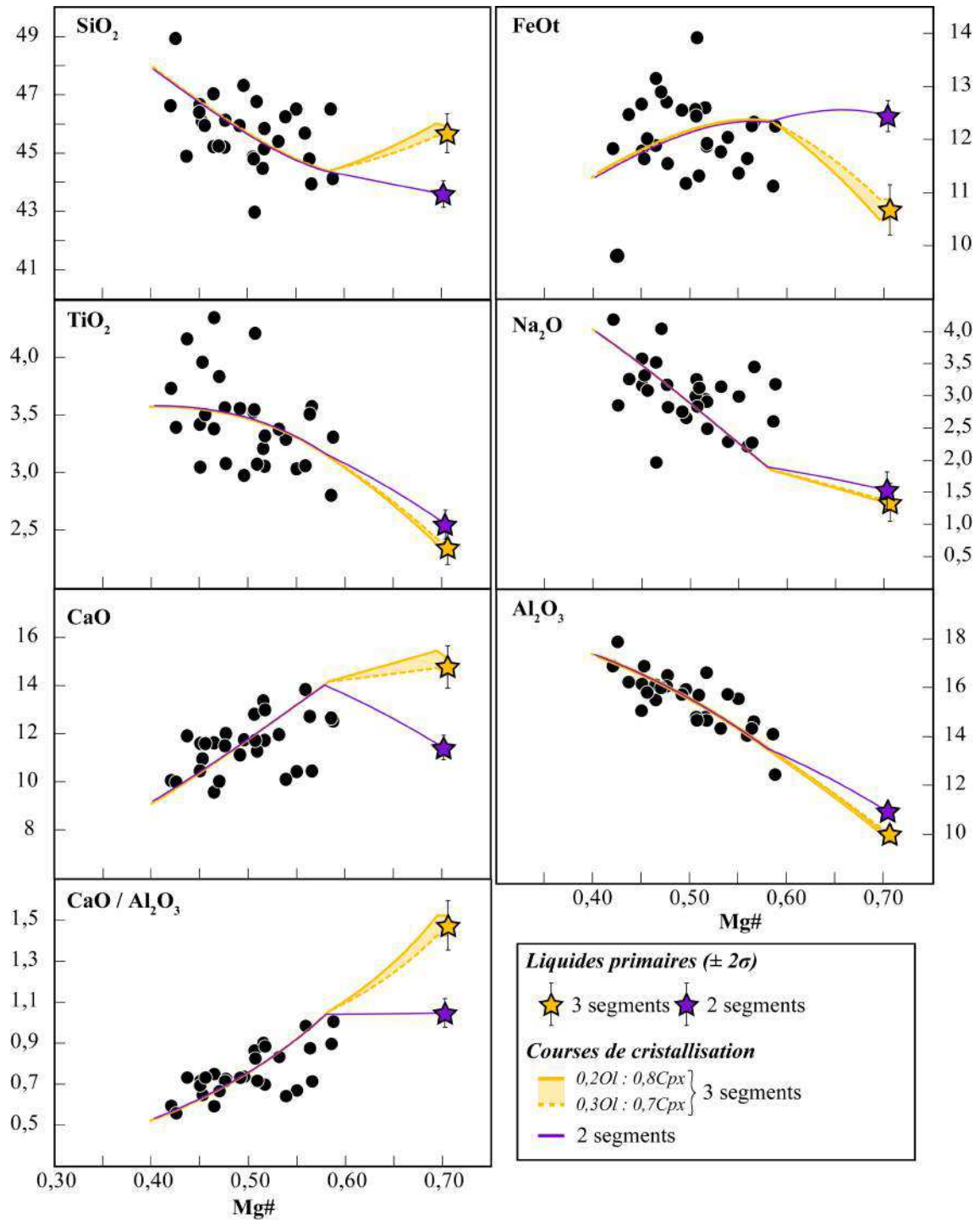


FIGURE 4.29 – Rapports Mg# en fonction des teneurs en chaque oxyde (en % poids d'oxyde) des échantillons sélectionnés pour le modèle de cristallisation fractionnée (section 4.3.2.2). Les courses de cristallisation et liquides primaires moyens estimés pour les 2 cas « 3 segments » (étoiles et traits oranges) et « 2 segments » (étoiles et traits violets) possibles sont reportés dans chaque diagramme (barres d'erreurs = 2σ).

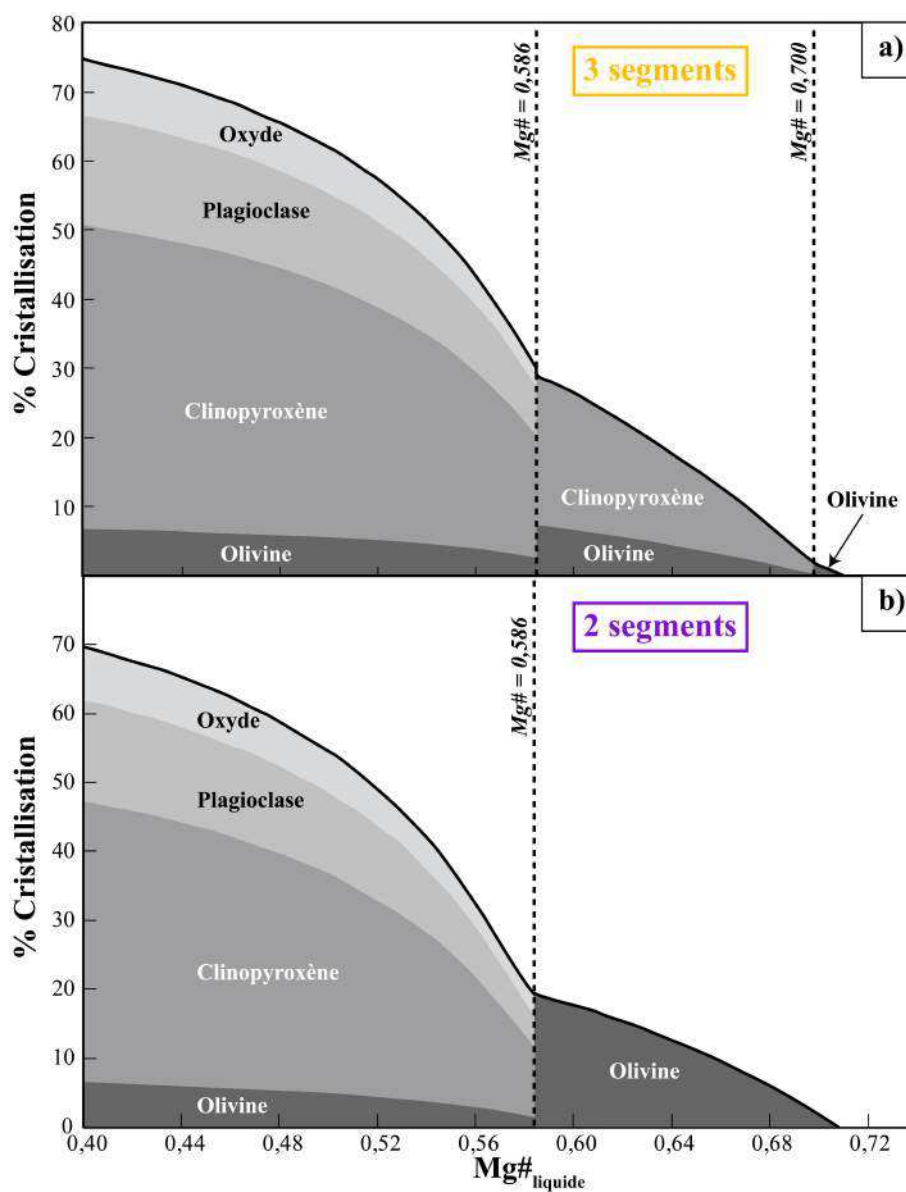


FIGURE 4.30 – Rapports Mg# des liquides résiduels en fonction du pourcentage de cristaux extraits de ces liquides, qui sont calculés à chaque étape de nos 2 modèles de cristallisation fractionnée - a) « 3 segments » ; b) « 2 segments ».

4.3.2.4 Composition du liquide primaire et études précédentes

Fo N	3seg. 89,7		3seg. 91,5		2 seg. 89,7		2 seg. 91,5		A 91,5	B 89,6	C	C*		
	29	2σ	29	2σ	29	2σ	29	2σ	<i>n.p.</i>	36	1σ	12	1σ	12
SiO ₂	45,69	0,65	45,43	0,46	43,62	0,46	43,42	0,46	45,10	45,08	1,91	45,12	1,80	46,14
TiO ₂	2,35	0,18	2,18	0,13	2,56	0,13	2,33	0,13	2,10	2,52	1,72	2,20	0,41	2,02
Al ₂ O ₃	10,02	0,36	9,30	0,26	10,95	0,26	9,96	0,26	9,50	15,53	3,00	10,05	1,18	9,16
FeOt	10,69	0,41	10,53	0,29	12,46	0,29	12,17	0,29	11,50	9,09	1,67	11,24	0,85	10,74
MnO	0,15	0,01	0,15	0,01	0,17	0,01	0,17	0,01	0,10	0,13	0,02	0,14	0,02	0,15
MgO	14,37	0,21	16,79	0,15	16,53	0,15	19,40	0,15	18,90	12,09	1,24	16,95	1,35	16,48
CaO	14,81	0,74	13,81	0,52	11,49	0,51	10,53	0,52	10,20	12,10	1,77	12,15	1,50	13,37
Na ₂ O	1,35	0,30	1,26	0,21	1,53	0,21	1,39	0,21	1,70	2,36	0,57	1,60	0,34	1,42
K ₂ O	0,37	0,31	0,34	0,22	0,44	0,22	0,40	0,22	0,70	1,11	0,66	0,54	0,34	0,47
P ₂ O ₅	0,21	0,08	0,20	0,06	0,25	0,06	0,23	0,06	0,30	0,41	0,15			
Mg#	0,706		0,740		0,703		0,74		0,746	0,703		0,729		0,732
CaO/Al ₂ O ₃	1,48	0,10	1,49	0,08	1,05	0,06	1,06	0,06	1,07	0,78	0,19	1,21	0,21	1,46
K ₂ O/TiO ₂	0,16	0,13	0,16	0,10	0,17	0,08	0,17	0,09	0,33	0,44		0,25		0,23

TABLE 4.10 – Compositions moyennes des liquides « primaires » (A = Putirka (2008a), B = Humphreys and Niu (2009), C et C* = Dasgupta et al. (2010)) comparées à celles estimée par notre étude pour le cas « 3 segments » (= 3 seg.) et le cas « 2 segments » (= 2 seg.). Fo = composition (c.à.d. Mg#) de l'olivine en équilibre avec le liquide correspondant. N = nombre de compositions prises en considération pour ces estimations moyennes. *n.p.* = non précisé par les auteurs. 1σ ou 2σ = incertitudes basées sur les compositions originales des laves prises en référence par l'étude.

Ce modèle de cristallisation fractionnée et cette approche nous permettent ainsi de quantifier le processus de cristallisation fractionnée tout en estimant les compositions chimiques extrêmes possibles des liquides primaires et cohérentes avec notre jeu de données. Trois études récentes existent sur la systématique des éléments majeurs dans les laves de points chauds et prennent en considération celles de Crozet (Putirka, 2008a; Humphreys and Niu, 2009; Dasgupta et al., 2010). Ces études se basent sur les compositions recalculées des liquides primaires pour mettre en évidence les processus pétrogénétiques (fusion partielle, effets de sources). Le tableau 4.10 présente les compositions en éléments majeurs des liquides primaires de l'île de la Possession estimées par ces 3 études, et sont directement comparées avec nos estimations de compositions des liquides primaires pour le cas « 3 segments » et le cas « 2 segments » de cristallisation. Pour pouvoir comparer nos estimations à celle de l'étude de Putirka (2008a) (composition A, tableau 4.10), nous avons quantifié pour chacun de nos cas la composition du liquide primaire en équilibre avec une olivine de composition Fo_{91,5}. Ces compositions sont également reportées dans le tableau 4.10.

Nous pouvons dès lors remarquer que les estimations de ces études sont basées sur une composition moyenne de laves basaltiques, jugée comme représentative au premier ordre des compositions chimiques des laves de cette île. Ces liquides primaires ne représentent donc pas toute la variabilité de la suite magmatique des laves de l'île pour estimer convenablement leur pétrogénèse.

Avant toute correction, ces études sélectionnent uniquement les données ayant 1) soit

des teneurs en MgO comprises entre 10 et 15-16 % (Putirka, 2008a; Dasgupta et al., 2010), 2) soit des teneurs en SiO₂ inférieures à 53 % (Humphreys and Niu, 2009) pour s'affranchir des roches accumulées et réduire l'effet de la cristallisation des clinopyroxènes et des plagioclases. Cependant, notre jeu de données total présente un nombre important de roches accumulées qui présentent toutes des teneurs en SiO₂ inférieures à 50 % (fig. 4.16). Nous comparons à titre d'exemple dans le tableau 4.11 la composition moyenne des laves sélectionnées dans notre étude à celle prise en référence par Dasgupta et al. (2010) pour la correction de cristallisation. Notre sélection ne comprend que des échantillons qui ne présentent pas d'accumulation de cristaux et ne sont pas affectés par des mélanges magmatiques (section 4.3.2.2). La composition moyenne de notre sélection présente des teneurs en MgO, en CaO et des rapports Mg# et CaO/Al₂O₃ nettement plus faibles que ceux de Dasgupta et al. (2010) pour une même teneur en SiO₂. Cette remarque suggère que la sélection des laves prises en référence par Dasgupta et al. (2010) comprend des roches présentant une accumulation non-négligeable de clinopyroxènes et d'olivines. Les filtres employés par ces auteurs n'éliminent donc pas les roches totales influencées par le processus d'accumulation, et peuvent engendrer un biais dans la composition moyenne des laves sélectionnées et destinées à l'estimation du liquide primaire.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Mg#	CaO/Al ₂ O ₃
Dasgupta (2010)	45,78	2,52	11,52	11,25	12,36	13,94	1,83	0,62	0,66	1,21
Notre étude	45,70	3,44	15,44	12,05	6,87	11,56	3,01	1,16	0,50	0,76
	1,18	0,38	1,10	0,76	1,36	1,12	0,50	0,50	0,05	0,11

TABLE 4.11 – Comparaison des compositions moyennes des laves sélectionnées par Dasgupta et al. (2010) (MgO = 10-16 %, N=12) avec la composition moyenne et l'écart-type des échantillons que nous avons sélectionné dans la section 4.3.2.2.

La figure 4.31 présente les Mg# des liquides primaires estimés dans notre étude pour les cas « 3 segments » et « 2 segments » selon leurs rapports CaO/Al₂O₃, que nous comparons avec celles des estimations de Putirka (2008a) (A), d'Humphreys and Niu (2009) (B) et de Dasgupta et al. (2010) (C et C*). Nous remarquons tout d'abord que l'estimation du liquide primaire dans le cas « 2 segments » de cristallisation de notre étude présente pour un même Mg# un rapport CaO/Al₂O₃ plus faible que pour le cas « 3 segments ». Pour un même Mg#, les teneurs en FeOt et en MgO du liquide primaire estimé via « 2 segments » de cristallisation sont plus élevées que celles où nous considérons la cristallisation précoce du clinopyroxène (c.à.d. « 3 segments »), tandis que la teneur en SiO₂ est plus élevée pour le cas « 3 segments ». Ces divergences représentent l'effet de la méthode de correction de cristallisation choisie sur l'estimation du liquide primaire, selon si nous considérons ou non la cristallisation précoce du clinopyroxène. En effet, en considérant l'apparition précoce du clinopyroxène dans nos courses de cristallisation, le liquide primaire résultant sera plus enrichi en CaO et SiO₂, tandis qu'il sera plus appauvri en Al₂O₃, en MgO et

FeOt que si nous considérons uniquement l'olivine prédominante dans notre correction (c.à.d. « 2 segments »).

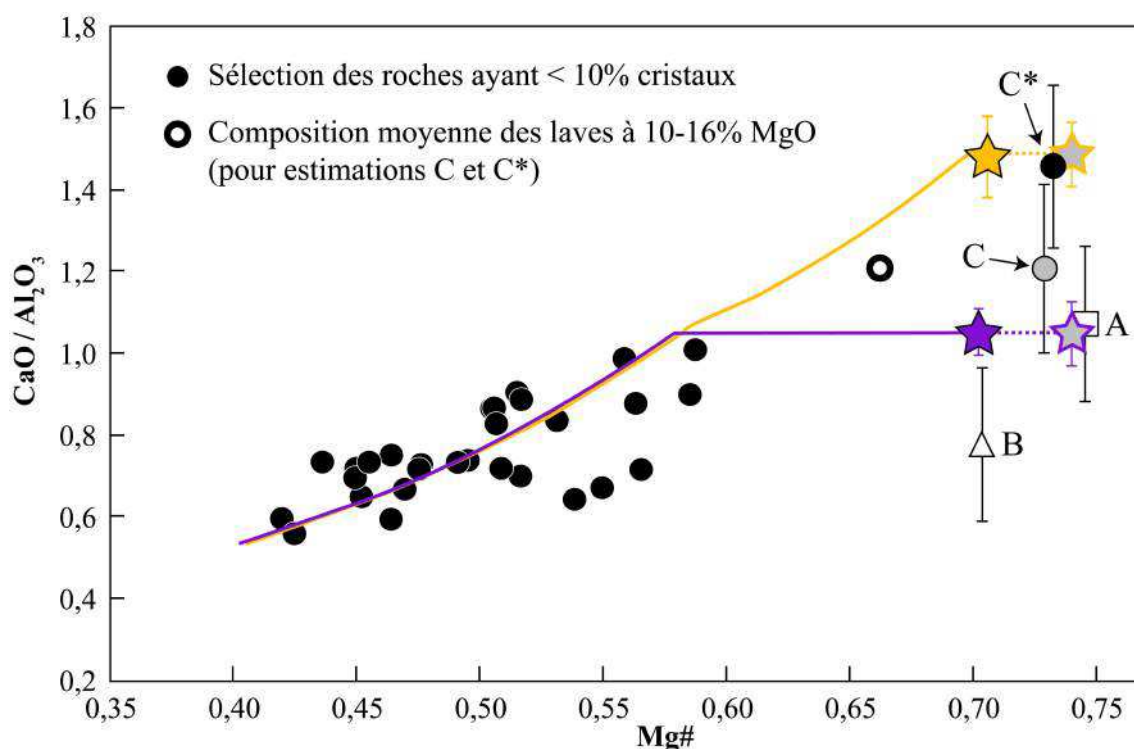


FIGURE 4.31 – $\text{Mg}\#$ en fonction du rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des liquides primaires et des courses de cristallisation estimées pour les cas « 3 segments » et « 2 segments ». En comparaison sont reportées les estimations des liquides primaires des autres études (A = Putirka (2008a), B = Humphreys and Niu (2009), C et C* = Dasgupta et al. (2010)). Etoiles oranges et violettes = liquides en équilibre avec Fo_{89} ; Etoiles grises = liquides en équilibre avec $\text{Fo}_{91,5}$.

Dans la figure 4.31, nous constatons que les rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des liquides A, B et C pour un $\text{Mg}\#$ équivalent sont plus proches de notre estimation de liquide primaire pour « 2 segments » de cristallisation. Ces études emploient une méthode de correction similaire à la notre pour le cas « 2 segments » de cristallisation, à savoir une méthode basée sur l'ajout d'olivine en équilibre avec les liquides jusqu'à atteindre une composition Fo_{90} ou $\text{Fo}_{91,5}$. Ces compositions de liquides primaires doivent donc être proches de notre estimation pour ce cas. Les seules divergences observées (tableau 4.10) entre notre estimation et celles des liquides A, B et C réside dans les teneurs en SiO_2 et FeOt, qui sont respectivement plus fortes et plus faibles que notre estimation « 2 segments ». Ces écarts sont dus au second segment de notre course de cristallisation (c.à.d. $\text{Ol}+\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{Ox}$), qui prend notamment en considération la cristallisation d'oxydes Fe-Ti, tandis que les courses de cristallisation employées par ces études considèrent seulement l'olivine. Par ailleurs, les courses de cristallisation employées par Humphreys and Niu (2009) pour corriger de la cristallisation sont identiques à celles employées pour les basaltes de rides médio-océaniques (Niu

et al., 1999; Niu and O'Hara, 2008) en supposant que les phases minérales apparaissant au liquidus (ol+cpx+sp+pl) sont communes aux contextes de formation des MORBs et OIB. Les différences entre les teneurs en éléments incompatibles de cette estimation et la notre sont très importantes et principalement dues à la différence des températures de liquidus, des proportions et apparition des phases minérales entre les 2 contextes OIB et MORB. De plus, les compositions de laves de l'île ne sont pas à dominante tholéiitique mais alcaline, la généralisation des courbes de cristallisation de ce modèle ne sont donc pas adaptées à notre cas d'étude.

Seule la composition du liquide primaire C* proposée par Dasgupta et al. (2010) (tableau 4.10) se rapproche de notre estimation pour « 3 segments » de cristallisation, comme nous pouvons le constater pour le rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et un Mg# équivalent dans la figure 4.31. Cette étude aborde en effet un second schéma de correction de cristallisation en effectuant des ajouts simultanés d'olivine et de clinopyroxène pour que la course de cristallisation reproduise au mieux la pente estimée sur toutes les compositions moyennes d'OIB dans un diagramme « MgO - $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ». Ce schéma donne lieu à une estimation de la composition du liquide primaire reportée dans le tableau 4.10 (C*) et la figure 4.31 (rond noir). La course de cristallisation Ol : Cpx employée par Dasgupta et al. (2010) pour obtenir cette composition est également reportée dans la figure 4.31 (ligne pointillés) et présente une pente similaire à celle de notre étude (segment entre $0,59 \leq \text{Mg\#} \leq 0,70$). Cette composition de liquide primaire présente un rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ semblable à celui de notre estimation, mais pour un Mg# plus élevé que le notre (c.à.d. 0,732 vs 0,706). Cette différence peut s'expliquer par le choix de Dasgupta et al. (2010) de corriger une composition moyenne des laves de la Possession comprenant des roches accumulées et/ou présentant des mélanges magmatiques (tableau 4.11 et rond à contour gras, fig.4.31). En effet, la correction de cette composition moyenne avec les mêmes pentes de courses de cristallisation Ol : Cpx que notre modèle induit des teneurs en MgO du liquide primaire plus élevées et des teneurs en CaO et en Al_2O_3 plus faibles que celles que nous avons estimé. Ainsi, l'effet de cette correction sur ces teneurs en CaO et en Al_2O_3 est similaire, et le rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui en découle ne montre pas le biais induit par la correction de cette composition moyenne comprenant des roches accumulées et/ou issues de mélanges. Cette méthode de correction semble donc être la seule valide dans le cas des laves de la Possession, mais le choix des lignes proposés par Dasgupta et al. (2010) pour sélectionner les compositions de laves destinées à cette correction n'est pas approprié.

La séquence d'apparition des phases minérales au cours de la cristallisation et la sélection des laves représentatives de la suite magmatique étudiée et issues du seul processus de cristallisation fractionnée jouent un rôle fondamental dans la méthode de correction

de ce processus. Ces paramètres doivent être définis avec soin et adaptés à chaque cas, et non de manière globale comme le suggèrent les études présentées précédemment, pour estimer plus justement une composition du liquide primaire représentative des laves d'un même point chaud.

4.3.3 Identification de la lithologie de la source

Beaucoup d'études expérimentales récentes ont tentées de reproduire la composition en éléments majeurs des basaltes de points chauds, particulièrement alcalins et sous-saturés en SiO_2 par rapport aux autres magmas existants. Derrière ces expérimentations, il existe un vrai défi scientifique qui consiste à réconcilier les contraintes isotopiques qui nous indiquent la présence de composants recyclés (HIMU : pyroxénite ; EM1 et EM2 : matériel crustal continental) impliquant des hétérogénéités lithologiques dans la source, avec les compositions en éléments majeurs. En effet, la présence de tels composants lithologiques dans la source devrait générer un signature chimique en éléments majeurs possiblement visible dans les basaltes de points chauds. La question peut être alors posée dans le sens inverse : la composition chimique en éléments majeurs des laves de points chauds présente-t-elle un héritage des composants recyclés identifiés par la géochimie isotopique ?

Nous proposons ici d'identifier la lithologie source des magmas primaires calculées pour l'île de la Possession. La méthodologie adoptée est directement inspirée de l'étude de Shorttle and MacLennan (2011), qui propose d'évaluer les ressemblances entre liquides expérimentaux de fusion partielle et liquides calculés. La compilation de données expérimentale utilisée propose une large gamme de compositions chimiques de liquides issus de la fusion partielle de différentes lithologies sources (simples, réactions ou interactions avec un autre composant...), pour des paramètres pétrogénétiques variés.

4.3.3.1 Base de données expérimentales des liquides de fusion partielle

Shorttle and MacLennan (2011) proposent dans leur étude une compilation des études expérimentales des liquides de fusion partielle. J'ai effectué ma propre compilation à partir de ces références pour 487 compositions de liquides expérimentaux à l'équilibre avec une grande diversité de lithologies et pour des conditions P-T de fusion variables. L'ensemble des références qui nous a permis d'établir cette base de données sont reportées dans le tableau 4.12.

Référence	Type de lithologie		P (Gpa)	Matériel de départ
Falloon et al. (1999)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,0	MM-3 / 55T-H / 24-H-2 / 26-H / IE
Falloon et al. (2001)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,0	T-2113 / TQ-40 / MPY-87
Kinzler (1997)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,9	PMF1
Kinzler (1997)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,5 - 1,9	PMF3
Kinzler (1997)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,5	PME1
Kinzler (1997)	lherzolite (Sp)	anhydre	2,3	CM82
Pickering-Witter and Johnston (2000)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,0	FER-B à FER-E
Robinson et al. (1998)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,5	MPY
Schwab and Johnston (2001)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,0	INT-A à INT-E
Villiger et al. (2004)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,5	HK#19 à HK#19.2 / fr1 à fr8
Wasylenki et al. (2003)	lherzolite (Sp)	anhydre	1,0	DMM1
Kawamoto and Holloway (1997)	lherzolite (Gt)	anhydre	5,0 - 11,0	KLB-1
Kogiso et al. (1998)	lherzolite (Gt)	anhydre	1,5 - 3,0	KG1 / KG2
Kushiro (1996)	lherzolite (Gt)	anhydre	1,0 - 3,0	PHN1611
Takahashi (1986)	lherzolite (Gt)	anhydre	0,0 - 5,0	KLB-1
Walter (1998)	lherzolite (Gt)	anhydre	3,0 - 7,0	KR4003
Laporte et al. (2004)	harzburgite	anhydre	1,0	B6 / B8 / B2 / B2*
Parman and Grove (2004)	harzburgite	anhydre	1,5 - 2,2	BK2 / W / W3
Parman and Grove (2004)	harzburgite	anhydre	1,2 - 2,0	W
Parman and Grove (2004)	harzburgite	anhydre	1,5 - 2,0	W3
Keshav et al. (2004)	pyroxénite	anhydre	2,0	77SL-582 à 77SL-586
Keshav et al. (2004)	pyroxénite	anhydre	2,5	77SL-587 à 77SL-591
Kogiso and Hirschmann (2001)	pyroxénite	anhydre	1,0	Pyrox2B / OLCPX1 / OLCPX2
Hirschmann et al. (2003)	pyroxénite	anhydre	2,0 - 2,5	MIX1G
Kogiso et al. (2003)	pyroxénite	anhydre	5,0	MIX1G
Tsuruta and Takahashi (1998)	pyroxénite	anhydre	1,0 - 6,0	JB-1
Sobolev et al. (2007)	pyroxénite	anhydre	3,5	Px-1
Kogiso and Hirschmann (2006)	éclogite	anhydre	3,0 - 5,0 / 5,0	B-ECL1
Kogiso and Hirschmann (2006)	éclogite	anhydre	5,0	B-ECL1-OL
Pertermann and Hirschmann (2003)	éclogite	anhydre	2,0 - 3,0	G2
Spandler et al. (2008)	éclogite	anhydre	3,0 - 5,0	G2
Wang and Takahashi (1999)	éclogite	anhydre	5,0 - 25,0	JB-1
Yasuda et al. (1994)	éclogite	anhydre	3,0 - 20,0	NAM-7
Yaxley and Green (1998)	éclogite	anhydre	3,5	GA1
Yaxley and Sobolev (2007)	éclogite	anhydre	3,5 - 4,5	Gb108
Dasgupta et al. (2007)	lherzolite	carbonatée	3,0	PERC / PERC3
Hirose (1997)	lherzolite	carbonatée	3,0	MixKLB-1
Yaxley and Green (1998)	lherzolite	carbonatée	3,5	GA1 + MPY90
Tenner et al. (2012)	lherzolite	hydratée	3,5	KLB-1 + 1,5 / 2,5 / 5 % H2O
Gerbode and Dasgupta (2010)	pyroxénite	carbonatée	2,9	G2C
Dasgupta et al. (2004)	éclogite	carbonatée	3,0 - 8,5	SLEC1
Dasgupta et al. (2005)	éclogite	carbonatée	3,0	SLEC1 à SLEC4
Dasgupta et al. (2006)	éclogite	carbonatée	3,0	SLEC1
Yaxley and Brey (2004)	éclogite	carbonatée	2,5 - 5,0	EC1
Yaxley and Brey (2004)	éclogite	carbonatée	3,5 - 4,0	EC2
Hammouda (2003)	éclogite	carbonatée hydratée	5,0 - 6,5	OTB

TABLE 4.12 – Liste des données expérimentales employées pour les calculs comparatifs. Une même étude peut employer des matériaux de départ de compositions différentes ainsi que des gammes de pression variables, qui sont précisés.

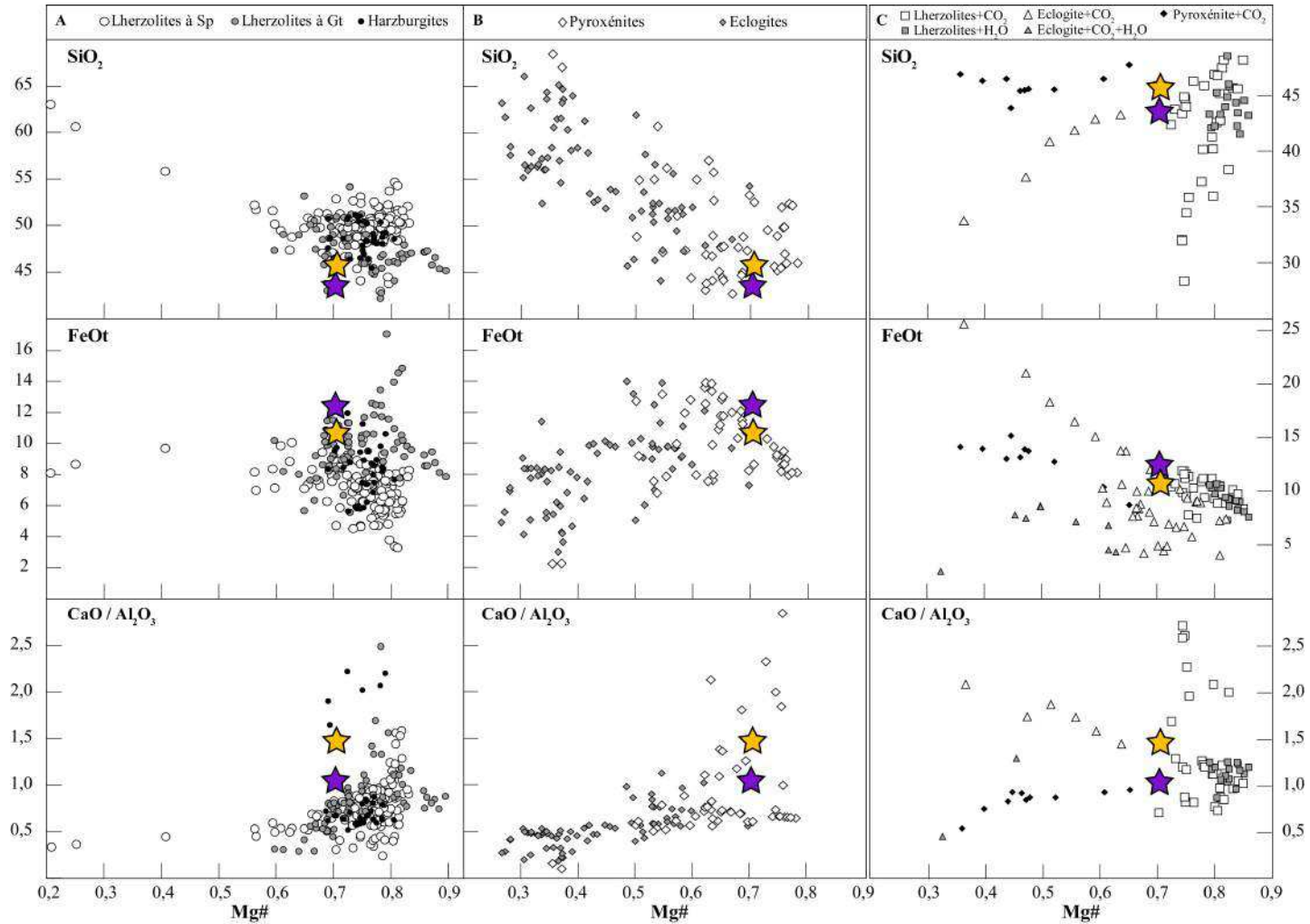


FIGURE 4.32 – Compositions en SiO₂, FeOt et du rapport Ca/Al₂O₃ selon les Mg# des liquides expérimentaux du tableau 4.12 comparés aux liquides primaires estimés pour le cas A - 3segments (étoile orange) et le cas B - 2 segments (étoile violette). Pour chaque panneau = liquides expérimentaux à l'équilibre avec A - des lherzolites à spinelle/grenat ; B - des pyroxénites et éclogites ; C - des lherzolites, pyroxénites et éclogites en présence de fluides aqueux et/ou carbonatés.

La figure 4.32 présente les teneurs en Mg# en fonction des teneurs en SiO₂, FeOt et du rapport CaO/Al₂O₃ pour les liquides expérimentaux de la base de données que j'ai constitué, et pour les deux compositions extrêmes de liquides primaires proposées en section 4.3.2.3 (cas « 3 segments » et « 2 segments »). Le panneau A de cette figure compare nos estimations de liquides primaires aux liquides expérimentaux de fusion issues de péridotites anhydres dans le faciès à spinelle ou à grenat. Nous observons dans ces diagrammes que nos deux estimations de liquides primaires présentent des teneurs en SiO₂ et FeOt similaires à celles des liquides expérimentaux issus de lherzolites à grenat pour un Mg# donné (c.à.d. ~0,7). Cependant, les rapports CaO/Al₂O₃ des liquides primaires que nous avons estimé semblent trop élevés par rapport à ceux des liquides lherzolitiques pour un Mg# donné. Seules les expériences qui présentent de forts Mg#, dus à leurs forts taux de fusion partielle, présentent de forts rapports CaO/Al₂O₃. Néanmoins, le liquide primaire de l'île estimé pour « 2 segments » de cristallisation présente un rapport CaO/Al₂O₃ plus proche de ceux de ces liquides lherzolitiques (c.à.d. ~1), malgré des teneurs en SiO₂ et en FeOt sensiblement et respectivement plus faibles et plus importantes que celles de ces expérimentations. Au premier ordre, les compositions des liquides primaires de la Possession semblent proches de celles des liquides expérimentaux issus de la fusion de lherzolites présentant du grenat résiduel.

Le panneau B compare nos compositions de liquides primaires aux liquides expérimentaux de fusion à l'équilibre avec des pyroxénites et éclogites anhydres. Notre première constatation est que les deux compositions extrêmes du liquide primaire de l'île de la Possession ne semblent pas en accord avec celles des liquides issus de lithologies éclogitiques. À l'identique des liquides issus de la fusion de lherzolites, les compositions en SiO₂ et en FeOt de nos deux estimations extrêmes sont proches de celles des liquides expérimentaux issus de pyroxénites pour un Mg# donné. Ces liquides expérimentaux présentent par contre des rapports CaO/Al₂O₃ très variables, dont certains sont supérieurs à l'unité et proches de celui de notre estimation pour « 3 segments » (c.à.d. ~ 1,48). Les rapports CaO/Al₂O₃ de nos estimations pourraient donc être dues à la fusion partielle d'un composant de signature pyroxénitique.

Enfin le panneau C compare nos deux compositions de liquides primaires aux compositions des liquides expérimentaux de fusion en équilibre avec des lherzolites, pyroxénites et éclogites en présence de fluides aqueux et/ou carbonatés. Ces diagrammes nous permettent de distinguer rapidement pour un Mg# donné que nos estimations de liquides primaires ont des compositions en SiO₂, en FeOt et des CaO/Al₂O₃ relativement proches de celles des liquides issus de lherzolites ou éclogites en présence de fluides carbonatés. Si ces ressemblances sont frappantes pour les teneurs en FeOt de nos estimations pour un même Mg#, elles le sont moins pour celles en SiO₂ et pour les CaO/Al₂O₃. Dans tous les

cas, la fusion partielle de lithologies sources en présence de fluides aqueux semblent inappropriés pour expliquer la composition de chacun des liquides primaires extrêmes estimés pour l'île de la Possession.

Nous allons désormais quantifier les ressemblances entre ces compositions de liquides expérimentaux issus de la fusion de différentes lithologies et chaque composition de liquide primaire estimée selon 2 et 3 segments de cristallisation, à l'aide de la méthode proposée par Shorttle and MacLennan (2011). Nous pourrions ainsi identifier plus clairement le(s) type(s) de lithologie(s) source(s) dont sont issus les liquides primaires extrêmes de la Possession.

4.3.3.2 Comparaison des liquides primaires aux liquides expérimentaux

Nous proposons d'utiliser notre compilation de données de liquides expérimentaux produits par la fusion de différentes lithologies (lherzolitiques, pyroxénitiques et éclogitiques) pour évaluer la nature minéralogique de la source du point chaud de Crozet. Nous allons comparer systématiquement les compositions chimiques de chacun de ces liquides avec celles des deux liquides primaires de la Possession que nous avons déterminé dans la section 4.3.2.3. Cette méthode quantitative a été développée par Shorttle and MacLennan (2011), et se base sur la comparaison systématique des compositions en éléments majeurs des liquides expérimentaux considérés et celles du liquide primitif dont nous souhaitons estimer la lithologie source. Nous avons suivi rigoureusement les étapes de calcul de cette étude, précisées ci-dessous.

Chaque composition de liquide expérimental est comparé systématiquement pour chaque oxyde avec celle du liquide primaire de l'île de la Possession selon l'équation suivante :

$$M = \sum_i \frac{|C_i^{exp} - C_i^0|}{C_i^0} \quad (4.10)$$

Avec :

C_i^{exp} : Concentration en chaque oxyde i du liquide expérimental.

C_i^0 : Concentration en chaque oxyde i du liquide primaire de l'île de la Possession.

Comme le présente l'équation 4.10, nous appliquons une pondération par la composition du liquide primaire, qui n'est vraisemblablement pas réalisée dans l'étude de Shorttle and MacLennan (2011). L'intérêt de cette pondération est d'éviter tout biais qui pourrait être induit sur ce calcul par les proportions trop importantes en certains oxydes vis-à-vis des autres (exemple : les teneurs en SiO_2 représentent $\sim 40\text{-}50\%$ de la composition totale du liquide). Comme le liquide primaire que nous avons estimé est en équilibre avec une olivine de composition $\text{Fo}_{89,7}$, nous ajoutons / retirons de l'olivine par incréments

de 0,05 % à chaque composition de liquide expérimental afin de se rapprocher de cet équilibre olivine-liquide et d'affiner la valeur du M. Après chaque incrément/retrait d'olivine, nous recalculons la valeur du M selon l'équation 4.10. Si cette valeur est plus petite (c.à.d. compositions des liquides plus proches), nous continuons l'ajout/retrait d'olivine jusqu'à ce que la valeur du M réaugmente ou lorsque la fraction massique d'olivine ajoutée/retirée dépasse 50 % de la fraction originale. Si la valeur du M n'est pas affinée suite à cet ajout/retrait d'olivine, nous arrêtons les calculs et gardons la valeur initiale du M. Seules les valeurs de M obtenues pour des différences de compositions (en chaque oxyde) entre liquides expérimentaux et liquide primaire inférieures à 30 % sont considérées significatives.

Cas « 3 segments de cristallisation » :

Les résultats de ces calculs sont présentés dans la figure 4.33 et les tableaux 4.13 et 4.14. Les meilleures correspondances obtenues sur les teneurs en éléments majeurs les plus importants (c.à.d. SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO et CaO) sont révélées par :

1. des liquides basaltiques alcalins issus d'une lherzolite fertile à spinelle, de type KR4003 (Walter, 1998),
2. des liquides alcalins issus d'un composant éclogitique déficient en SiO₂ en présence de volatils carbonatés, de type SLEC1 (5 % CO₂, Dasgupta et al., 2006).

Notons que tous ces liquides ont des teneurs en FeO_T bien plus élevées que dans notre cas (c.à.d. >12 % vs 10,7 %, tableau 4.14). L'éclogite carbonatée proposée par Dasgupta et al. (2006) est plus alcaline et plus riche en CaO et en Al₂O₃ que la lithologie lherzolitique de Walter (1998), expliquant les plus faibles valeurs de misfits pour cette dernière.

M	Référence	Matériel	Lithologie	T(°C)	P(Gpa)	F(%) ^a	Minéralogie ^b
2,53	Walter (1998)	KR4003	lherzolite (Sp)	a 1710	6	0,11	ol :cpx :gt
2,68	Walter (1998)	KR4003	lherzolite (Gt)	a 1810	7	0,22	ol :cpx :gt
1,54	Dasgupta et al. (2006)	SLEC1	éclogite	c 1400	3	0,89	gt :cpx

TABLE 4.13 – Résultats des calculs comparatifs entre la composition du liquide primaire de la Possession pour le cas « 3 segments » et celles des liquides expérimentaux issus des différents types de lithologies testées. a : Taux de fusion estimé par expérimentation (= fraction de masse du liquide expérimental) ; b : minéralogie résiduelle en équilibre après la fusion.

Les conditions pétrogénétiques dans lesquelles ces liquides expérimentaux ont été produits présentent des différences non-négligeables. En effet, si ce liquide primaire est issu de la fusion d'une lherzolite fertile de type KR4003, il doit être produit à des pressions et températures bien plus importantes (6-7GPa et 1710-1810°C) que dans le cas où il serait issu de la fusion d'une éclogite en présence de fluides carbonatés (3GPa et 1400°C). Néanmoins, un tel liquide issu d'une source éclogitique doit être produit à des taux de

fusion partielle plus élevés (> 20 %, Dasgupta et al., 2006) que dans le cas d'une fusion d'une source lherzolitique (11-22 %, Walter, 1998). Notons par ailleurs que ces deux lithologies mantelliques potentielles pour le cas « 3 segments » sont compatibles avec 10-12 % de grenat résiduel en équilibre avec le liquide de fusion (Walter, 1998; Dasgupta et al., 2006).

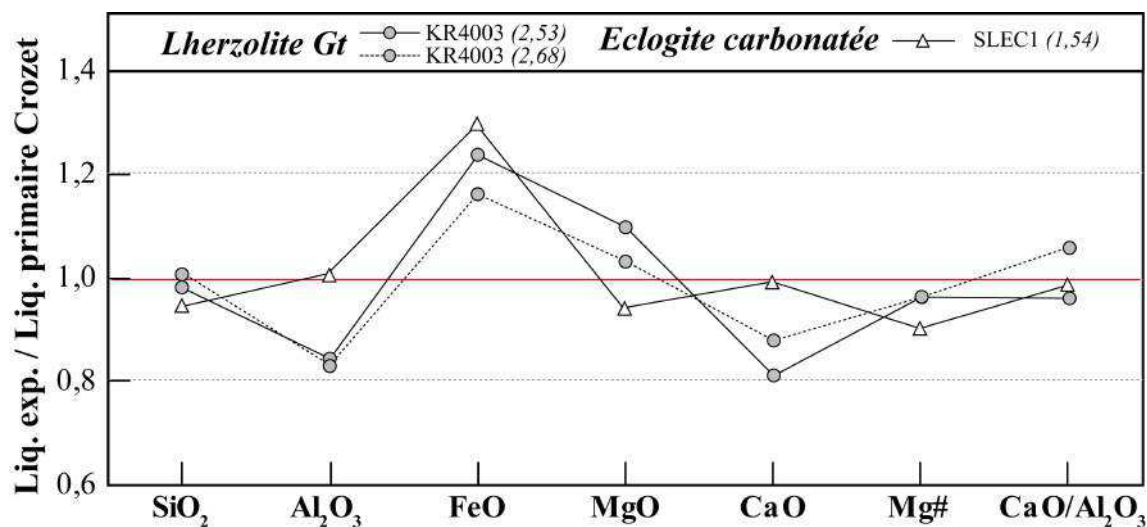


FIGURE 4.33 – Compositions en éléments majeurs des liquides expérimentaux du tableau 4.13 normalisées à celle du liquide primaire estimé pour le cas « 3 segments ». La légende pour chaque liquide indique le nom du matériel de départ et la valeur du M estimée. Références : cf. tableau 4.13.

Ref	Misfit	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Mg#	CaO/Al ₂ O ₃
3 seg.	-	45,69	2,35	10,02	10,69	0,15	14,37	14,81	1,35	0,37	0,706	1,48
[1]	2,53	44,98	1,35	8,49	13,25	0,28	15,81	12,07	1,07	0,48	0,68	1,42
[1]	2,68	46,13	1,02	8,35	12,44	0,31	14,86	13,06	0,97	0,46	0,68	1,56
[2]	1,54	43,30	2,60	10,09	13,80	0,16	13,54	14,70	1,75	0,13	0,64	1,46

TABLE 4.14 – Compositions en éléments majeurs des liquides expérimentaux du tableau 4.13 comparés à celle du liquide primaire estimé pour « 3 segments » de cristallisation. [1] : Walter (1998), [2] : Dasgupta et al. (2006).

Si la source mantellique de Crozet est effectivement enrichie par l'apport de fluides carbonatés, cet apport implique une modification de la courbe du solidus mantellique par rapport à celle d'une source lherzolitique homogène. En effet, la présence de petites quantités de composants volatils tels que le CO₂ dans la source du point chaud de Crozet peut engendrer des températures de fusion partielle mantellique plus importantes par rapport à celles estimées pour un liquide issu d'une source homogène (Presnall et al., 2002; Putirka, 2005). Il nous faut garder en mémoire cette remarque pour la suite de l'étude, notamment lorsque nous allons estimer les conditions de pression, température et taux de fusion partielle dans lesquels ce liquide primaire a pu être généré.

Cas « 2 segments de cristallisation » :

Nous effectuons désormais les mêmes comparaisons pour le liquide primaire que nous avons estimé pour des courses de cristallisation dominées par l'olivine (« 2 segments » de cristallisation), qui présente un rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ plus faible (c.à.d. 1,05) que le cas précédent (1,48 pour « 3 segments »). Les résultats de ces calculs sur la base de données du tableau 4.12 sont présentés dans la figure 4.34 et les tableaux 4.15 et 4.16.

M	Référence	Matériel	Lithologie	T(°C)	P(Gpa)	F(%) ^a	Minéralogie ^b
1,57	Kushiro (1996)	PHN1611	lherzolite (Gt)	a	1450	2	0,238 ol :opx
1,60	Kushiro (1996)	PHN1611	lherzolite (Gt)	a	1350	1	0,277 ol :opx
1,77	Kushiro (1996)	PHN1611	lherzolite (Gt)	a	1400	1,5	0,255 ol :opx
1,82	Kushiro (1996)	PHN1611	lherzolite (Gt)	a	1425	1,5	0,341 ol :opx

TABLE 4.15 – Résultats des calculs comparatifs entre la composition du liquide primaire de la Possession pour le cas « 2 segments » et celles des liquides expérimentaux issus des différents types de lithologies testées. Légende identique à celle du tableau 4.13.

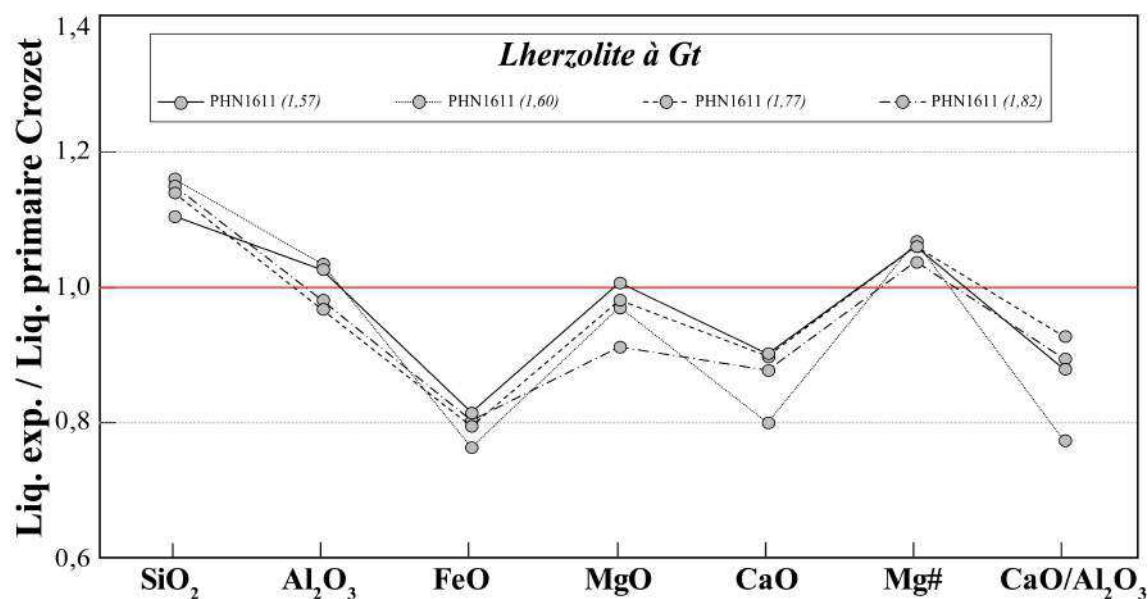


FIGURE 4.34 – Compositions en éléments majeurs des liquides expérimentaux lherzolitiques du tableau 4.15 normalisées à celle du liquide primaire estimé pour le cas « 2 segments ». La légende pour chaque liquide indique le nom du matériel de départ et la valeur du M estimée. Références : cf. tableau 4.15.

Ces calculs comparatifs montrent que seuls les liquides expérimentaux issus de la fusion d'une lherzolite fertile présentant une signature de grenat, de type PHN1611 (c.à.d. 10 % Gt, Kushiro, 1996), semblent avoir les compositions les plus proches de celles de notre liquide primaire. Ces liquides sont produits à des taux de fusion partielle relativement forts (24-34 %) pour des pressions de 1 à 2 GPa et des températures de 1350 à 1450°C.

Néanmoins, ces liquides expérimentaux présentent des teneurs en FeO_t et en CaO, et des rapports CaO/Al₂O₃ systématiquement plus faibles que ceux de notre estimation de liquide primaire (tableau 4.16).

Misfit	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Mg#	CaO/Al ₂ O ₃
2 seg.	43,62	2,56	10,95	12,46	0,17	16,53	11,49	1,53	0,44	0,703	1,05
1,57	48,29	0,95	11,27	10,17	0,19	16,67	10,39	1,23	0,53	0,75	0,92
1,60	50,73	0,83	11,35	9,53	0,17	16,07	9,22	1,20	0,46	0,75	0,81
1,77	49,83	0,85	10,62	9,92	0,12	16,26	10,34	1,24	0,49	0,74	0,97
1,82	50,26	0,76	10,77	10,02	0,22	15,11	10,11	1,26	0,41	0,73	0,94

TABLE 4.16 – Compositions en éléments majeurs des liquides expérimentaux issus de l'étude de Kushiro (1996) (tableau 4.15).

Synthèse :

Ces calculs comparatifs révèlent plusieurs lithologies mantelliques compatibles avec les deux compositions extrêmes en éléments majeurs des liquides primaires que nous avons estimé selon 2 ou 3 segments de cristallisation. Le liquide primaire estimé selon 2 segments de cristallisation a une composition en éléments majeurs proche de celles des liquides expérimentaux issus de la fusion importante (25-35 % de fusion) d'une source lherzolitique fertile présentant 10 % de grenat (type PHN1611, Kushiro, 1996), à des pressions de 1-3GPa et des températures de 1350-1450°C. Le liquide primaire estimé selon 3 segments de cristallisation a une composition particulière en éléments majeurs (c.à.d. CaO/Al₂O₃ = 1,48), et est proche des compositions de liquides expérimentaux issus de la fusion partielle des deux cas suivants :

1. la fusion partielle d'une lherzolite fertile à spinelle (type KR4003, Walter, 1998), à plus hautes pression et température (c.à.d. 6-7 GPa et 1710-1810°C) et des taux de fusion partielle plus modérés (10-20 %) que pour le cas « 2 segments » ;
2. la fusion partielle d'une éclogite en présence de fluides carbonatés (5 % CO₂, type SLEC1 - 10 % Gt, Dasgupta et al., 2006) à pression et température équivalentes à celles du cas « 2 segments » (3 Gpa et 1400°C) mais pour des taux de fusion partielle plus élevés (> 20 %).

La composition du liquide primaire estimé pour 3 segments de cristallisation peut donc être issu d'une source lherzolitique au même titre que le liquide primaire estimé pour 2 segments de cristallisation, cependant ce liquide primaire (c.à.d. « 3 segments ») doit être produit dans des conditions de P-T et taux de fusion partielle bien plus importantes que dans le cas « 2 segments » de cristallisation. Notons que les compositions initiales des deux lithologies lherzolitiques proposées par Walter (1998) (KR4003) et Kushiro (1996) (PHN1611) pour les deux liquides primaires considérés ont une composition en éléments

majeurs similaire.

4.3.3.3 Conditions de fusion partielle mantellique : Pression, Température et taux de fusion partielle

La section précédente nous a permis d'identifier les lithologies possibles à l'origine des magmas de l'île de la Possession. Ici nous nous appuyons sur ces résultats pour tenter de mieux contraindre les conditions de pétrogénèse, de pression-température et de taux de fusion partielle de ces laves. Un paramètre important de la fusion intraplaque est la présence d'une lithosphère d'épaisseur pouvant varier de quelques kilomètres en bordure de plaque à plus de 120 km sur les plaques les plus matures. Cette épaisseur lithosphérique est bien entendu une barrière physique à la fusion partielle. En théorie, plus cette lithosphère est épaisse plus la colonne de fusion partielle sera amputée dans sa partie haute et plus les taux de fusion partielle seront faibles. Il est donc facile de pouvoir déterminer dans le volcanisme intraplaque les pressions finales de fusion partielle. Les études de Humphreys and Niu (2009) et Dasgupta et al. (2010) nous ont permis d'avoir une estimation de la pression minimale (c.à.d. finale) de fusion partielle, évaluée selon la profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère (c.à.d. profondeur de la lithosphère) sous-jacente à l'île de la Possession. Cette profondeur est estimée entre 83 et 90 km de profondeur, ce qui nous permet d'évaluer une pression minimale de fusion de l'ordre de 2,5 à 2,7 GPa. Il nous reste maintenant à déterminer les pressions initiales de fusion partielle, qui sont dépendantes de la minéralogie de la source et de sa température de fusion. C'est l'objectif que nous nous nous fixons dans cette section.

L'estimation des compositions extrêmes des liquides primaires de l'île de la Possession est basée sur l'équilibre olivine-liquide, nous emploierons donc des thermomètres basés sur ce même équilibre pour estimer les conditions de fusion partielle selon lesquelles ces liquides ont été généré. Nous présenterons les thermobaromètres puis détaillerons et discuterons des résultats des pressions, températures et taux de fusion partielle estimés pour chaque composition extrême de liquide primaire.

Nous utilisons tout d'abord le baromètre proposé par Lee et al. (2009) pour estimer les pressions moyenne de fusion partielle mantellique. Ce baromètre est basé sur l'activité de la silice, qui est moins sensible aux variations de compositions mantelliques. En effet, cette activité est contrôlée et donc tamponnée par la minéralogie du système (ol+opx+cpx, Klein and Langmuir, 1987; Albarède, 1992; Lee et al., 2009). Le baromètre de Lee et al. (2009) est le plus récent et le plus précis des baromètres existants basés sur la silice (Albarède, 1992; Haase, 1996), et donnent des pressions à $\pm 0,20$ GPa. L'équation de ce

modèle est la suivante :

$$P(GPa) = \frac{\ln(Si_4O_8) - 4,019 + 0,0165(Fe_4Si_2O_8) + 0,0005(Ca_4Si_2O_8)^2}{-770T(K)^{-1} + 0,0058T(K)^{1/2} - 0,003(H_{16}O_8)} \quad (4.11)$$

Avec : Si_4O_8 , $Fe_4Si_2O_8$, $Ca_4Si_2O_8$ et $H_{16}O_8$: espèces dans le liquide primaire en % molaires, en équilibre avec une olivine de composition Fo₉₀ (Lee et al., 2009).

Ce baromètre est dépendant de la température de fusion, qu'il faut donc évaluer avant toute estimation de pression de fusion par ce modèle. Ces mêmes auteurs proposent également une équation permettant d'évaluer cette température moyenne de fusion, dépendante des mêmes paramètres que l'équation 4.11 et indépendante de la pression. L'équation de cette estimation de température est la suivante :

$$T(C) = 916,45 + 13,68(Mg_4Si_2O_8) + \frac{4580}{(Si_4O_8)} - 0,509(H_{16}O_8)(Mg_4Si_2O_8) \quad (4.12)$$

Ces températures de fusion seront également déterminées à l'aide du thermomètre proposé par l'étude de Putirka et al. (2007). Ce thermomètre est basé sur l'équilibre olivine-liquide, qui est particulièrement robuste pour ce genre d'estimations car le $K_D(Fe-Mg)^{ol-liq}$ est quasiment constant pour une gamme restreinte de pressions et une large gamme de températures, de compositions chimiques et de conditions de fugacité en oxygène (c.à.d. $f(O_2)$), Roeder and Emslie, 1970; Putirka, 2005). Ce modèle utilise l'expression suivante :

$$\left[X_{Mg}^{liq} \right] \left[D_{Mg}^{ol/liq} \right] + \left[X_{Fe}^{liq} \right] \left[D_{Fe}^{ol/liq} \right] = 0,667 \quad (4.13)$$

Avec :

X_{Mg}^{liq} et X_{Fe}^{liq} : fractions cationiques en Mg et Fe²⁺ dans le liquide

$D_{Mg}^{ol/liq}$: coefficient de partage en Mg entre l'olivine et le liquide (= X_{Mg}^{ol}/X_{Mg}^{liq})

$D_{Fe}^{ol/liq}$: coefficient de partage en Fe²⁺ entre l'olivine et le liquide (= X_{Fe}^{ol}/X_{Fe}^{liq})

Les coefficients de partage en Mg ($D_{Mg}^{ol/liq}$) et Fe²⁺ ($D_{Fe}^{ol/liq}$) sont dépendants de la température et de la composition du liquide primaire, dont les équations sont les suivantes :

$$\begin{aligned} \ln D_{Mg}^{ol/liq} &= -2,1158 + 55,09 \frac{P(GPa)}{T(C)} - 6,213 \times 10^{-2} [H_2O]^{liq} \\ &+ \frac{4430}{T(C)} + 5,115 \times 10^{-2} [Na_2O + K_2O]^{liq} \end{aligned} \quad (4.14)$$

$$\begin{aligned} \ln D_{Fe}^{ol/liq} &= -3,300 + 47,57 \frac{P(GPa)}{T(C)} - 5,192 \times 10^{-2} [H_2O]^{liq} + \frac{3344}{T(C)} \\ &+ 5,595 \times 10^{-2} [Na_2O + K_2O]^{liq} + 1,633 \times 10^{-2} [SiO_2]^{liq} \end{aligned} \quad (4.15)$$

Avec :

$[Oxyde]^{liq}$: Concentration en % poids d'oxyde de l'oxyde indiqué dans le liquide primaire.

Ces équations sont substituées à l'équation 4.13 pour calculer itérativement la valeur de T jusqu'à ce que la somme de cette expression soit équivalente à la fraction cationique de Mg et Fe dans l'olivine, soit 0,667 (Langmuir and Hanson, 1981; Putirka, 2005). Ce thermomètre couvre une gamme de pressions de 0 à 15,5 GPa et est adapté aux liquides anhydres comme hydratés, provenant de sources péridotitiques appauvries ou enrichies. Les deux thermomètres utilisés ont des incertitudes quasi-identiques, à savoir $\pm 40-50^\circ\text{C}$ pour le modèle de Lee et al. (2009) et $\pm 43-52^\circ\text{C}$ pour le modèle de Putirka et al. (2007). Une hypothèse fondamentale doit être précisée pour utiliser ces thermomètres : les magmas parents des laves de l'île de la Possession sont supposés provenir d'une source homogène péridotitique, autrement dit d'une région source saturée en olivine et orthopyroxène (Putirka et al., 2007; Lee et al., 2009).

Nous calculons les températures de fusion à l'équilibre olivine-liquide (ou T_{ol-liq}) pour une gamme de pressions de 1 à 5 GPa, soit une gamme représentative des pressions auxquelles plus de la majorité des liquides primitifs des laves de points chauds sont générés (Putirka et al., 2007). Une fois ces températures estimées pour chaque composition de liquide primaire considéré, nous pourrions évaluer la température potentielle mantellique (c.à.d. T_P) du point chaud de Crozet selon la méthode proposée par Putirka et al. (2007). L'équation prise en référence pour estimer cette T_P est la suivante :

$$T_P = T^{ol-liq} + \Delta T_{fusion} - P \frac{\delta T}{\delta P} \quad (4.16)$$

Avec les paramètres suivants :

$\frac{\delta T}{\delta P}$: Pente du géotherme convectif présumé adiabatique = 13,3°C/GPa (Putirka, 2005)

ΔT_{fusion} : Diminution de température due à la consommation d'énergie pour convertir le solide en liquide une fois que la parcelle mantellique a franchi le solidus. Cette diminution de température générée par fusion partielle est définie selon l'équation suivante :

$$\Delta T_{fusion} = F \times \frac{\Delta H_{fusion}}{C_P} \times F \quad (4.17)$$

Avec :

ΔH_{fusion} : chaleur de fusion = 128,3 kJ/mole (Putirka, 2005)

F : Taux de fusion partielle mantellique, dont l'expression proposée par Putirka et al. (2007) est la suivante :

$$F(\%) = -1,05,1 - 2,34P(GPa) + 1,789 [SiO_2^{liq}] + 3,84 [MgO^{liq}] - 2,26 [FeO^{liq}] \quad (4.18)$$

L'estimation des T_P requiert donc non seulement de calculer les températures à l'équilibre olivine-liquide, mais également d'estimer les taux de fusion partielle mantellique (Putirka et al., 2007). Nous évaluons ce taux de fusion partielle selon l'équation 4.18 proposée par Putirka et al. (2007) (équation A2 dans son étude), basée sur la composition du liquide primaire et la pression de fusion partielle. La calibration des paramètres de cette équation ont été établis sur les compositions expérimentales des liquides de fusion d'une péridotite (Takahashi et al., 1993; Baker and Stolper, 1994; Baker et al., 1995; Robinson et al., 1998; Walter, 1998; Pickering-Witter and Johnston, 2000). D'après Putirka et al. (2007), cette équation est applicable pour les MORB et laves alcalines de points chauds et donne des estimations de taux de fusion partielle à $\pm 8,3 \%$.

Les résultats des estimations des pressions et températures de fusion à l'équilibre olivine-liquide, les taux de fusion partielle et températures potentielles mantelliques obtenues pour les deux liquides primaires extrêmes de Crozet (cas 2 et 3 segments) sont reportés dans le tableau 4.17. Les équations 4.11 et 4.12 (Lee et al., 2009) appliquées à la composition du liquide primaire de Crozet estimée selon « 3 segments » de cristallisation donnent une pression de fusion de $1,72 \pm 0,20$ GPa pour une température de 1412°C. Cette dernière estimation est en accord avec celles effectuées selon le modèle de Putirka et al. (2007), qui montre une température à l'équilibre olivine-liquide de 1416°C pour une pression de 2 GPa. Les estimations des taux de fusion partielle selon l'équation 4.18 varient de 0,6 à 5,3 % pour des pressions de fusion de 1 à 3 GPa, et sont estimées à 3,6 % pour la pression de fusion estimée selon le modèle de Lee et al. (2009) (c.à.d. 1,72 GPa). Cette dernière estimation combinée à celle de la température de fusion selon l'équation 4.12

(Lee et al., 2009) révèle une température potentielle mantellique T_P de 1413°C. Cette valeur est en accord avec la T_P moyenne estimée d'après les T_{ol-liq} selon le modèle de Putirka et al. (2007), qui est $1398 \pm 19^\circ\text{C}$. Notons que l'estimation du taux de fusion partielle est faible et possède des incertitudes plus importantes que la valeur même de ce taux de fusion partielle (c.à.d. $\pm 8,3\%$, Putirka et al., 2007), nous discuterons de ces estimations ulérieurement.

Pour le cas du liquide primaire estimé selon « 2 segments » de cristallisation, nous obtenons une pression de fusion de $2,93 \pm 0,20$ GPa pour une température de 1502°C selon le modèle de Lee et al. (2009). Ces estimations sont également en accord avec celles établies par le modèle de Putirka et al. (2007), qui estime une température T_{ol-liq} de 1503°C pour une pression de 3 GPa. D'après l'équation 4.18 proposée par Putirka et al. (2007), ces liquides seraient produits à des taux de fusion partielle très faibles, de l'ordre de 1,2 à 1,4 %, soit extrêmement proches du solidus d'une péridotite anhydre. Les températures potentielles mantelliennes estimées dans ce cas sont de l'ordre de $1472 \pm 17^\circ\text{C}$ et identiques à celle déterminée avec les résultats obtenus par le modèle de Lee et al. (2009).

3 segments				2 segments			
P (Gpa)	F (%)	T(ol-liq) (°C)	T_P (°C)	P (Gpa)	F (%)	T(ol-liq) (°C)	T_P (°C)
1,00	5,3	1399	1422	1,00	5,9	1467	1493
2,00	3,0	1416	1410	2,00	3,6	1485	1482
3,00	0,6	1434	1398	3,00	1,2	1503	1472
4,00	-	1451	1387	4,00	-	1521	1461
5,00	-	1469	1375	5,00	-	1540	1450
			Moyenne				Moyenne
			1398				1472
			Ecart-type				Ecart-type
			19				17
1,72*	3,6	1412*	1413	2,93*	1,4	1502*	1472
3 segments - équ avec Fo91,5				2 segments - équ avec Fo91,5			
P (Gpa)	F (%)	T(ol-liq) (°C)	T_P (°C)	P (Gpa)	F (%)	T(ol-liq) (°C)	T_P (°C)
1,00	14,5	1456	1541	1,00	17,3	1528	1631

TABLE 4.17 – Estimations pour chaque liquide primaire considéré (« 3 segments » et « 2 segments ») des températures de fusion partielle, taux de fusion partielle et températures potentielles mantelliennes d'après l'étude de Putirka et al. (2007) pour des pressions de 1 à 5 GPa. (*): Estimations des pressions et températures de fusion selon l'étude de Lee et al. (2009). Les résultats obtenus pour des compositions de liquides primaires en équilibre avec une olivine $\text{Fo}_{91,5}$ sont reportés à titre de comparaison.

Une première estimation des T_{ol-liq} et des taux de fusion partielle des magmas du point chaud de Crozet a été effectuée par Putirka (2008a) à 1 GPa en se basant sur une composition de liquide primaire en équilibre avec une olivine $\text{Fo}_{91,5}$. Il obtient ainsi une T_{ol-liq} de 1481°C et un taux de fusion partielle de 10,9 %, donnant une température potentielle de 1542°C . Ces deux dernières estimations sont nettement plus faibles que celles que

nous obtenons dans les cas « 2 segments » de cristallisation, qui ne considère que la cristallisation précoce d'olivines au même titre que Putirka (2008a). L'équation utilisée pour estimer ces taux de fusion partielle est identique à celle employée par Putirka (2008a), et dépend uniquement de la composition du liquide primaire. L'écart entre nos estimations et celles de Putirka (2008a) est donc liée à la détermination de la composition du liquide primaire et notamment du choix de la composition en Fo de l'olivine en équilibre avec ce dernier. Nous devons donc connaître la variabilité de ces paramètres (c.à.d. T_{ol-liq} et F) selon la composition en Fo choisie de l'olivine en équilibre avec celle du liquide primaire de la Possession. Putirka (2008a) considère dans son étude que les MORB fournissent les meilleures estimations de températures potentielles du manteau ambiant. Cet auteur prend donc en référence une olivine de $Fo_{max} = 91,5 \%$ en équilibre avec ces MORB (Herzberg and O'Hara, 2002; Putirka, 2005; Toplis, 2005) pour estimer les compositions en éléments majeurs des liquides primaires des points chauds. Si nous estimons à notre tour les compositions des liquides primaires de Crozet en équilibre avec une olivine $Fo_{91,5}$ à l'aide de notre modèle de correction de cristallisation fractionnée, nous obtenons des T_{ol-liq} et des taux de fusion à 1 GPa très divergents de ceux obtenus avec les liquides primaires en équilibre avec $Fo_{89,7}$ (tableau 4.17). Pour seulement 2 % d'écart sur cette composition en Fo d'olivine, nous obtenons des variations de T_{ol-liq} de 59-61°C et des taux de fusion partielle variant d'un facteur 3, soit des variations largement supérieures aux incertitudes estimées par Putirka et al. (2007) (c.à.d. $T \pm 43-52^\circ\text{C}$ et $F \pm 8,3 \%$). Il est évident que les températures potentielles mantelliques estimées d'après ces compositions et ces deux paramètres (c.à.d. T_{ol-liq} et F) sont également très différentes, de l'ordre de 120 à 140°C au-dessus de la valeur estimée pour $Fo_{89,7}$. Le choix de la composition en Fo d'olivine en équilibre avec le liquide primaire estimé a un impact très important sur ces estimations de T_{ol-liq} , de taux de fusion partielle et donc de T_P . Les fortes différences constatées sur ces paramètres montrent clairement qu'il est important de fixer la composition en Fo de l'olivine en équilibre avec les liquides primaires en fonction de la pétrologie des laves du point chaud considéré.

Les conditions pétrogénétiques déterminées pour nos deux compositions extrêmes de liquides primaires sont relativement différentes, avec un écart des T_P de 70°C. Ces estimations sont reportées dans un graphique P-T en figure 4.35. Dans cette figure, les estimations de P-T de fusion du liquide primaire « 2 segments » (étoile violette) se situent entre 0,2 et 0,4 GPa sous la limite lithosphère-asthénosphère estimée selon Humphreys and Niu (2009) et Dasgupta et al. (2010). Dans ce cas, les magmas parents de l'île de la Possession seraient produits à des pressions comprises entre $2,93 \pm 0,2$ GPa et $2,6 \pm 0,1$ GPa, donnant une profondeur de fusion partielle située entre 83 km et 97 km. Ce n'est par

contre pas le cas des estimations de P-T de fusion du liquide primaire « 3 segments », qui se situent à 0,8 GPa au-dessus de cette limite lithosphère-asthénosphère, ce qui équivaut à une profondeur de fusion de 57 km seulement.

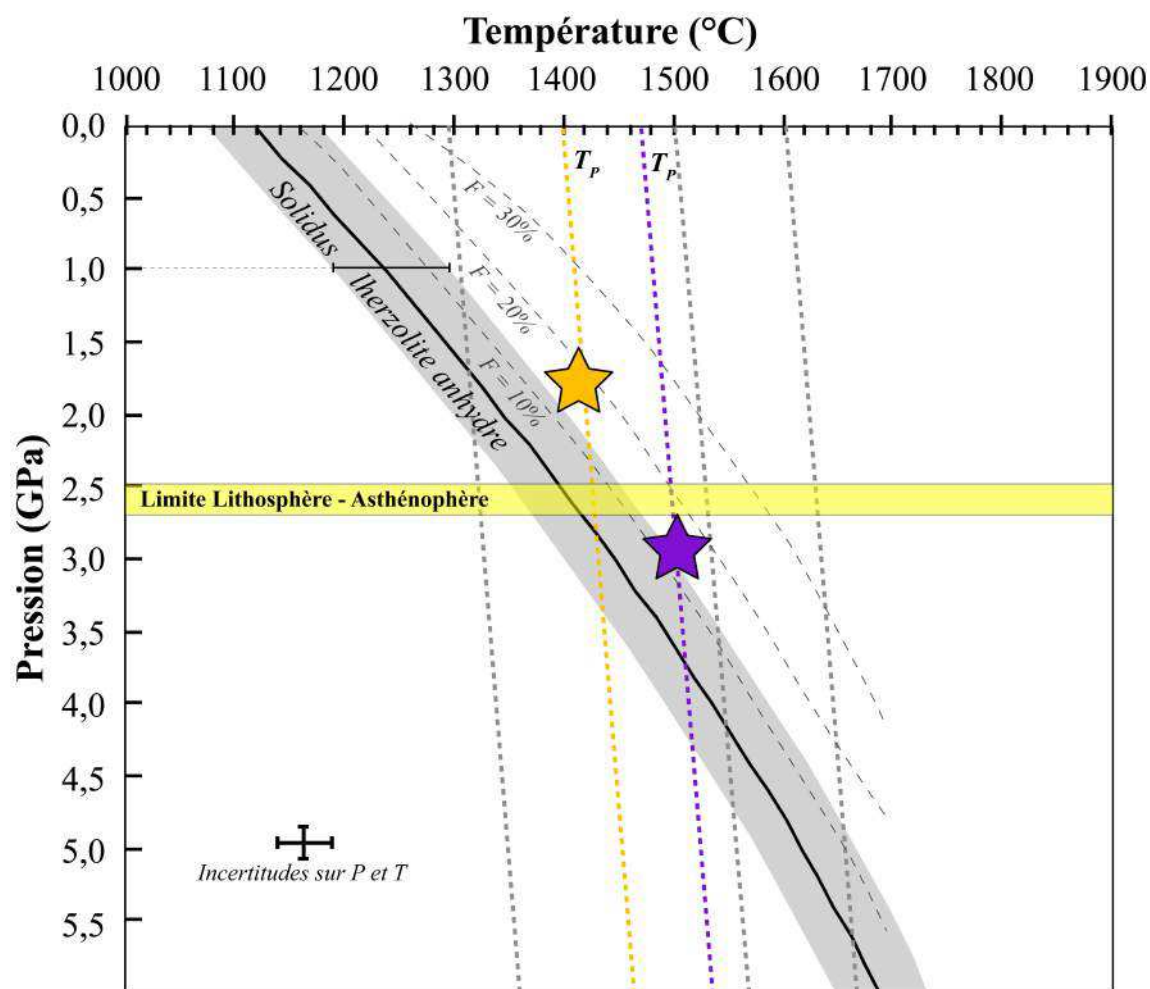


FIGURE 4.35 – Diagramme de Pression (GPa) - Température (°C) présentant les températures moyennes à l'équilibre olivine-liquide estimées pour les deux liquides primaires de l'île de la Possession (« 3 segments » : étoile orange ; « 2 segments » : étoile violette) selon les méthodes de Putirka et al. (2007) et Lee et al. (2009). La courbe noire solide représente le solidus d'une lherzolite fertile anhydre et les courbes grises pointillées représentent les isoplèthes de taux de fusion F (%) selon Hirschmann (2000). Champ gris autour de la courbe du solidus = variabilité du solidus estimée selon les expérimentations effectuées sur des péridotites anhydres de différents degrés de fertilité. Les lignes pointillées grises représentent les adiabats de fusion estimés d'après les paramètres de Putirka et al. (2007).

En premier lieu, précisons que les auteurs ayant estimé la profondeur de cette limite lithosphère-asthénosphère ont considéré cette dernière comme étant une limite mécanique essentiellement contrôlée par la température (Dasgupta et al., 2010). Ces mêmes auteurs

notent que les remontées mantelliques et les anomalies thermiques présentes sous les îles de points chauds peuvent perturber les estimations de cette limite, qui est définie selon le modèle de plaque de Stein and Stein (1992) et l'âge du volcanisme de point chaud. En effet, une érosion thermique peut causer un affinement et une remontée de cette limite mécanique, comme cela a été discuté pour le point chaud d'Hawaii durant les épisodes de fortes productions magmatiques (c.à.d. phase « bouclier », Li et al., 2000). La remontée locale de cette limite lithosphère-asthénosphère dans le cas d'Hawaii a été estimé à 40-50 km, soit une variation des pressions finales de fusion de l'ordre de 1,5 GPa (Li et al., 2000; Lee et al., 2009). Cette variation est certainement bien plus importante que celle à laquelle nous pourrions nous attendre pour le point chaud de Crozet, qui semble être lié à une anomalie thermique plus restreinte que celle d'Hawaii. Nous pointons seulement ces possibles variations de profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère sous-jacente à l'archipel de Crozet, qui donneraient des pressions finales de fusion partielle plus faibles que celles estimées par Dasgupta et al. (2010).

Un autre point à soulever est la lithologie de la source mantellique dont peut être issu ce liquide primaire de l'île de la Possession (c.à.d. « 3 segments »). En effet, nous avons montré dans la section 4.3.3.2 que la composition chimique de ce liquide primaire pourrait être expliquée par l'implication d'un composant éclogitique en présence de volatils tels que le CO₂ (Dasgupta et al., 2006). Si la source du point chaud de Crozet est effectivement enrichie par un composant éclogitique carbonaté, cet apport implique une modification de la courbe du solidus mantellique par rapport à celle prise en référence pour nos estimations de P-T de fusion partielle mantellique, à savoir celle d'une péridotite fertile (Putirka et al., 2007). L'implication de composants volatils tels que le CO₂ peut engendrer une sous-estimation des températures à l'équilibre olivine-liquide ainsi que des pressions de fusion partielle, dépendantes de ces T_{ol-liq} . Qui plus est, les liquides éclogitiques carbonatés sont produits à des températures bien plus faibles que les liquides issus d'une péridotite à même pression (Dasgupta et al., 2007). Nous pourrions donc avoir sous-estimé les températures et pressions de fusion partielle mantelliques dans le cas du liquide primaire estimé pour « 3 segments », si cette source n'est pas homogène et/ou de nature lherzolitique.

Il est intéressant de voir dans la figure 4.35 la localisation de nos deux estimations P-T de fusion pour le point chaud de Crozet, en fonction des courbes isoplèthes de taux de fusion partielle estimées par Hirschmann (2000) pour une lherzolite fertile anhydre. Nous pointons juste le fait que les estimations du taux de fusion partielle selon le modèle de Putirka et al. (2007) sont largement inférieures à 10 % pour cette gamme de P-T à l'équilibre olivine-liquide, tandis que les isoplèthes estimées par Hirschmann (2000) révèlent

des taux de fusion bien plus importants, compris entre 10 et 20 %. Selon l'étude de Lee et al. (2009), il se peut que les thermomètres que nous prenons en référence soient calibrés pour une source péridotitique relativement plus appauvrie par rapport aux calibrations de Hirschmann (2000) et Lee et al. (2009). Dans ce cas, la courbe du solidus mantellique devrait être plus haute dans les gammes de P-T et l'estimation des taux de fusion partielle s'en verrait amoindrie, fournissant des estimations plus faibles de F (Lee et al., 2009).

Dans son étude, Putirka et al. (2007) propose deux équations différentes pour estimer les taux de fusion partielle, selon la composition du liquide primaire et la pression de fusion. La calibration des paramètres de la première équation (équation A1 dans Putirka et al., 2007) est basée sur des liquides expérimentaux de fusion de péridotites anhydres appauvries, tandis que la calibration de la seconde (équation 4.18) se base sur des liquides expérimentaux alcalins supplémentaires issus d'une péridotite fertile (Pickering-Witter and Johnston, 2000). Putirka et al. (2007) affirme que la première équation prédit convenablement les taux de fusion partielle estimés pour les magmas tholéitiques des points chauds d'Hawaii et de l'Islande mais estime des taux de fusion partielle trop faibles pour les MORB. La seconde équation, que nous avons pris en référence, prédit des taux de fusion partielle plus élevés, plus justes mais moins précis pour les MORB et pour le point chaud sub-alcalin de Samoa, mais des taux de fusion partielle trop élevés pour les magmas tholéitiques d'Hawaii et d'Islande. Il semble donc exister une incohérence entre le choix des calibrations de ces équations et l'alcalinité des liquides primaires pour lesquels ces équations semblent valides. En effet, l'équation que nous avons pris en référence pour nos estimations basées sur des liquides alcalins, prédit des taux de fusion partielle de liquides issus de la fusion d'une lithologie appauvrie et faiblement alcaline (c.à.d. MORB). Hirschmann (2000) et Schwab and Johnston (2001) ont montré que la température du solidus d'une péridotite à même pression varie principalement selon sa fertilité en termes de Mg# et d'alcalinité. Pour étudier la variabilité de la température de ce solidus, nous prenons en référence différentes compositions de liquides expérimentaux issus de la fusion de péridotites anhydres appauvries à fertiles, en équilibre avec du clinopyroxène résiduel, et pour une même pression de 1GPa (Baker and Stolper, 1994; Robinson et al., 1998; Pickering-Witter and Johnston, 2000; Schwab and Johnston, 2001; Wasylenki et al., 2003). Les températures du solidus estimées selon ces expérimentations (c.à.d. températures à F = 0%) varient de l'ordre de 100°C (c.à.d. 1186-1292°C), variabilité que nous avons reporté dans la figure 4.35. A titre d'exemple, l'une de nos deux estimations de T_{ol-liq} pour une pression équivalente (1 GPa) selon le modèle de Putirka et al. (2007) est de l'ordre de 1400°C pour un taux de fusion partielle estimé à 6 % d'après l'équation 4.18 de Putirka et al. (2007). Il faudrait donc une courbe du solidus d'une péridotite très appauvrie pour atteindre de telles températures de fusion, telle que celle qui correspond à la limite supé-

rieure du champ gris de variabilité du solidus dans la figure 4.35 (c.à.d. 1292°C à 1 GPa). L'équation de Putirka et al. (2007) se baserait donc sur le solidus d'une péridotite appauvrie, et estime des taux de fusion partielle minimaux pour des liquides alcalins issus d'une lherzolite enrichie tels que ceux de l'île de la Possession. Si nous prenons la courbe du solidus d'une péridotite fertile anhydre (Hirschmann, 2000) plus adaptée à notre cas, nous obtenons des taux de fusion partielle qui présentent des variations de 20 % par rapport à ceux estimés par Putirka et al. (2007). Les taux de fusion partielle seraient alors de l'ordre de 1) 10 à 20 % pour le liquide « 2 segments » et 2) jusqu'à 24 % pour le liquide « 3 segments ». Les températures potentielles mantelliques étant dépendantes de ces variations de taux de fusion partielle et de T_{ol-liq} , les T_P estimées et présentées dans le tableau 4.17 sont également minimales, et varient de l'ordre de 100°C. Nous aurons donc des T_P variant de 1413°C à 1551°C pour le cas « 3 segments », et allant de 1472°C à 1605°C pour le cas « 2 segments », selon si nous considérons le solidus d'une péridotite appauvrie ou enrichie.

Synthèse sur les conditions pétrogénétiques

Cette section nous a permis de quantifier les conditions de pétrogenèse dans lesquelles le magma parent de l'île de la Possession a pu être généré, selon les deux compositions extrêmes en éléments majeurs estimées. Nous avons estimé pour chaque cas les pressions, températures et taux de fusion partielle mantellique d'après les modèles de Putirka et al. (2007) et Lee et al. (2009). La composition en éléments majeurs du liquide primaire estimé pour « 2 segments » de cristallisation serait produit à des pressions de fusion partielle comprises entre 2,5 et 2,93 GPa, ce qui correspond à une colonne de fusion située entre 83 km et 97 km de profondeur. Le température moyenne de fusion estimée à l'équilibre olivine-liquide est de $1502 \pm 52^\circ\text{C}$, et révèle des taux de fusion partielle modérés (c.à.d. 10-20 %) en considérant le solidus d'une péridotite fertile anhydre (Hirschmann, 2000). La composition en éléments majeurs du liquide primaire estimé avec « 3 segments » de cristallisation serait produit à une pression initiale de fusion de 1,72 GPa pour une température de 1412°C. Cette estimation est incompatible avec la profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère estimée par Humphreys and Niu (2009) et Dasgupta et al. (2010), qui délimite la partie haute de la colonne de fusion vers 2,5-2,7 GPa. L'hypothèse la plus plausible pour expliquer cette estimation de pression réside dans le choix des thermomètres et baromètres employés, qui sont basés sur l'hypothèse d'une source péridotitique homogène (Putirka et al., 2007; Lee et al., 2009). L'implication de composants volatils dans la source mantellique du point chaud de Crozet, ou simplement une hétérogénéité lithologique de cette source peut être responsable d'une sous-estimation des conditions pétrogénétiques calculées selon les modèles employés (Putirka et al., 2007).

4.4 Conclusions sur la systématique des éléments majeurs

Dans cette étude, nous avons tout d'abord montré l'influence de différents processus magmatiques qui prennent place au sein de la croûte sur la pétrologie et la géochimie des laves de l'île de la Possession. Les roches présentant plus de 10 % de phénocristaux voient leurs compositions en éléments majeurs fortement influencées par cette accumulation de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes. Nous avons également identifié des mélanges magmatiques générant des hétérogénéités pétrologiques et géochimiques importantes dans notre collection d'échantillons. Ces deux processus opèrent de façon concomitante et altèrent le signal de la cristallisation fractionnée tout au long de l'histoire éruptive de l'île. Aussi pour quantifier uniquement ce dernier processus, nous avons sélectionné exclusivement les échantillons ayant moins de 10 % de cristaux, incluant les roches aphyriques et matrices de roches porphyriques, et présentant un rapport Fe/Mn > 55 (rapport restant constant dans les liquides primitifs des laves de points chauds et ne varie qu'une fois la saturation en titanomagnétites atteinte dans ces laves). La pétrologie et la systématique en éléments majeurs de notre collection peut être expliquée par deux scénarios possibles : le premier, nommé « 3 segments » (Ol/Ol :Cpx/Ol :Cpx :Pl :Ox), considère l'apparition très précoce du clinopyroxène au sub-liquidus tandis que le second, nommé « 2 segments » (Ol/Ol :Cpx :Pl :Ox), considère l'apparition plus tardive des clinopyroxènes. Nous avons donc établi un modèle de cristallisation fractionnée afin de quantifier les courses de cristallisation pour les deux séquences de cristallisation possibles, résumées ci-dessous :

Cas « 3 segments » :

1. 100 % Ol,
2. 0,2Ol : 0,8Cpx - 0,3Ol : 0,7Cpx à partir de $Mg\#_{liq} = 0,70$,
3. 0,09Ol : 0,59Cpx : 0,21Pl : 0,11Ox à partir de $Mg\#_{liquide} = 0,59$.

Cas « 2 segments » :

1. 100 % Ol,
2. 0,09Ol : 0,59Cpx : 0,21Pl : 0,11Ox à partir de $Mg\#_{liquide} = 0,59$.

Ce modèle nous a également permis d'estimer les compositions extrêmes de liquides primaires correspondant aux deux scénarios compatibles avec les compositions des laves de la Possession. En considérant l'apparition précoce du clinopyroxène dans nos courses de cristallisation (« 3 segments »), le liquide primaire résultant est nettement plus riche en SiO₂ et en CaO et présente un fort rapport CaO/Al₂O₃ (1,48), mais est plus appauvri en FeO que si nous considérons la cristallisation tardive des clinopyroxènes (cas « 2 segments »). A partir de chacune de ces compositions (2 et 3 segments), nous avons tenté

d'identifier les lithologies de la source du point chaud de Crozet. Pour ce faire, nous avons utilisé l'approche de Shorttle and MacLennan (2011) qui compare les liquides primaires calculés aux liquides de fusion partielle générés par différentes expérimentations.

Le liquide primaire estimé pour « 2 segments » de cristallisation a une composition en éléments majeurs proche de celles des liquides expérimentaux issus de la fusion partielle d'une source lherzolitique fertile présentant une signature de grenat résiduel (type PHN-1611 avec 10 % Gt, Kushiro, 1996). Ce liquide serait alors produit entre 2,5 et 2,93 GPa, soit entre 83 et 97 km de profondeur, à des températures de $1502 \pm 52^\circ\text{C}$ et des taux de fusion partielle modérés (10-20 %, Hirschmann, 2000). Le liquide primaire estimé selon « 3 segments » de cristallisation peut correspondre à des liquides expérimentaux issus de la fusion de deux lithologies différentes. Bien que la composition de ce liquide soit similaire à celles des liquides expérimentaux de fusion d'une lherzolite fertile à spinelle (type KR4003 - 2 % Sp, Walter, 1998), la pression initiale de fusion estimée à 1,72 GPa pour ce type de lithologie n'est pas compatible avec le modèle de colonne de fusion dont la partie haute est délimitée à 2,5-2,7 GPa par la limite lithosphère-asthénosphère (Humphreys and Niu, 2009; Dasgupta et al., 2010). La composition particulière de ce liquide primaire (c.à.d. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \gg 1$) est également compatible avec celles des liquides expérimentaux issus de la fusion d'une source éclogitique impliquant une faible quantité de composants volatils carbonatés (5 % CO_2 , type SLEC1 - 10 % Gt, Dasgupta et al., 2006). L'implication de ces composants carbonatés peut provoquer, et par la même expliquer la sous-estimation des conditions P-T de fusion partielle que nous avons calculé à partir de modèles basés sur l'hypothèse d'une source péridotitique homogène (Putirka et al., 2007; Lee et al., 2009). Ce liquide primaire serait alors produit dans des conditions pétrogénétiques approchant celles du cas « 2 segments », à savoir des pressions de fusion comprises entre 2,5 et 3 GPa, pour des températures de l'ordre de 1400°C et des taux de fusion partielle par contre plus élevés ($> 20\%$, Dasgupta et al., 2006).

Nous avons ainsi démontré que la séquence d'apparition des phases minérales au cours de la cristallisation et la sélection des laves représentatives de la suite magmatique de l'île de la Possession jouent un rôle fondamental dans l'estimation de la composition en éléments majeurs du liquide primaire de l'île. Cette estimation, et donc la séquence de cristallisation considérée, a une influence importante sur la nature de la lithologie mantellique source dont sont issues les laves de cette île. Cependant, les conditions pétrogénétiques (P-T, taux de fusion) dans lesquelles ces liquides primaires sont produits ne semblent pas varier de façon significative d'une composition extrême à l'autre de ces liquides. Ce dernier point marque la faible influence des conditions de fusion partielle mantellique sur les compositions en éléments majeurs des laves de l'île de la Possession, par rapport à celle

de la nature de la lithologie mantellique source.

Notons que la méthode des comparaisons systématiques ou « misfits » utilisée sur les deux compositions en éléments majeurs des liquides primaires nous a permis d'écartier sensiblement certaines lithologies mantelliennes incompatibles avec ces compositions extrêmes, telles que les pyroxénites, éclogites ou harzburgites (sans apport de volatils). Cependant, nous ne sommes pas en mesure de favoriser l'une des lithologies mantelliennes sources estimées par cette méthode en nous basant uniquement sur les compositions en éléments majeurs des liquides primaires de cette île. Par ailleurs, les liquides expérimentaux de compositions relativement proches de celles des liquides primaires de la Possession n'expliquent pas les teneurs en SiO_2 et/ou en FeO_t de ces derniers. Il semble donc nécessaire d'utiliser des modèles basés sur les compositions en éléments majeurs, plus quantitatifs et précis que la méthode des « misfits » proposée par Shorttle and MacLennan (2011) pour mieux contraindre la minéralogie de la source mantellique du point chaud de Crozet.

Nous pouvons également employer d'autres outils géochimiques robustes et appropriés à l'étude de la pétrogenèse des laves de points chauds et aux lithologies mantelliennes dont ces laves peuvent être issues. Nous choisissons par la suite d'étudier la systématique des éléments en traces et des rapports isotopiques des laves de notre étude pour apporter des contraintes supplémentaires sur la pétrogenèse de ces laves, ainsi que sur la lithologie et la minéralogie de la source du point chaud de Crozet.

4.5 Eléments en traces et isotopes

L'étude approfondie de la systématique des éléments majeurs des laves de l'île de la Possession a permis de déterminer les conditions de fusion partielle mantellique ainsi que les natures potentielles des lithologies sources dont sont issues ces laves. Cependant, cette étude ne suffit pas à elle-même pour établir précisément la nature et la minéralogie de la source mantellique du point chaud de Crozet. Nous exploitons dans cette partie la systématique des éléments en traces, Terres Rares et incompatibles, et des compositions isotopiques en Sr-Nd-Pb des laves de notre étude afin de caractériser la minéralogie et la composition géochimique de la source mantellique de Crozet.

4.5.1 Les Terres Rares

Les Terres Rares (ou REE) REE sont un groupe d'éléments qui présente les mêmes propriétés chimiques mais montrent des variations importantes entre les éléments les plus légers (gros rayon atomique - La) et les plus lourds et (petit rayon atomique - Lu). Ces variations se traduisent dans les processus pétrogénétiques par des variations de coefficients de partage solide-liquide (ou $Kd_{min/liq}$), le La étant l'élément le plus incompatible et le Lu le moins incompatible des REE. Cette variabilité relative des coefficients de partage est valide tant que les phases solides impliquées dans les processus restent l'olivine, le clinopyroxène, l'orthopyroxène, le grenat et le plagioclase.

4.5.1.1 Présentation des données

Les compositions en éléments Terres Rares (REE : Rare Earth Element en anglais) de nos échantillons sont reportées dans la table annexe F.2 et présentés dans la figure 4.36 via des spectres normalisés aux valeurs des chondrites C1 (McDonough and Sun, 1995) pour les roches aphyriques (<10 % de cristaux), moyennement porphyriques (10-30 % de cristaux) et fortement porphyriques (>30 % cristaux). Les figures 4.36 (a, b, c) se réfèrent aux échantillons ayant un rapport $Mg\# \geq 0,4$ tandis que la figure 4.36 (d) se réfère à celles ayant un $Mg\# < 0,4$.

L'ensemble des spectres présente la même caractéristique d'enrichissement en REE légères (La : 100-500 x CI) par rapport aux intermédiaires (Gd : 20-60 x CI) et lourdes (Lu : 10-20 x CI), typique des laves de points chauds. Les échantillons les plus porphyriques (fig. 4.36, a) ont les concentrations en REE les plus faibles, qui semblent augmenter à mesure que les proportions de phénocristaux dans ces roches diminuent. La plupart des échantillons dont les $Mg\#$ sont inférieurs à 0,4 se dénotent des autres par un fractionnement REE légères / REE lourdes donnant une forme convexe des spectres au niveaux des

REE moyennes (fig. 4.36, d). Cette forme particulière des spectres les plus différenciés est généralement attribuée à la cristallisation d'amphiboles dans les échantillons en fin de course de cristallisation. Notons qu'un seul échantillon ayant un $Mg\# > 0,4$ présente également cette forme de spectre de REE (fig. 4.36, a) : il s'agit de l'échantillon POS09-080, qui est issu d'un mélange magmatique (cf. section 4.2.1.3) et présente également quelques amphiboles dans la roche-hôte plus différenciée. L'observation de phénocristaux (ou microphénocristaux) d'amphiboles déstabilisées dans les laves les plus différenciées ($Mg\# < 0,4$) semble confirmer le rôle important de ce dernier minéral dans l'évolution des abondances de REE des liquides les plus différenciés.

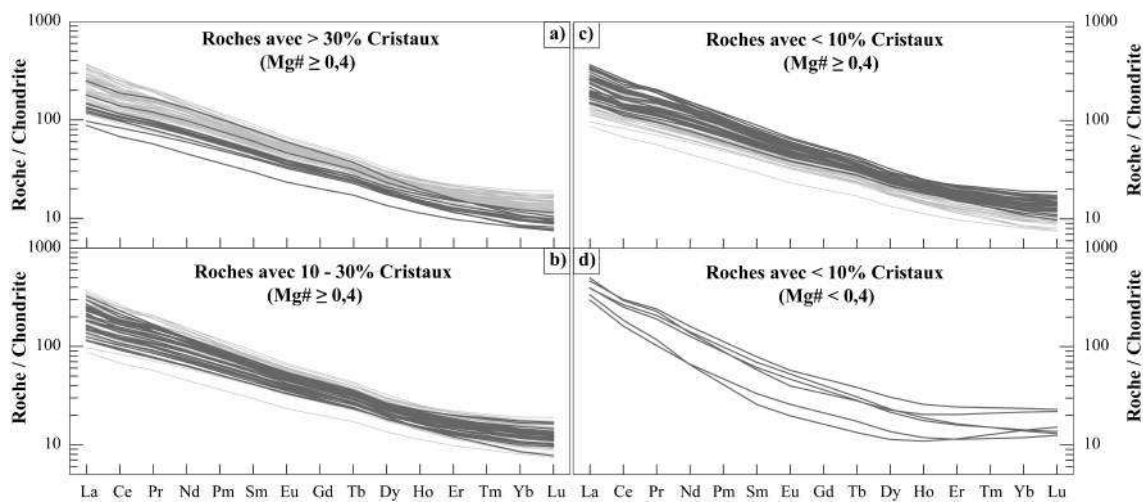


FIGURE 4.36 – Spectre de Terres Rares de notre étude, normalisées à la Chondrite C1 (McDonough and Sun, 1995). Les roches sont réparties en fonction de leurs proportions minérales et de leur $Mg\#$. Seule la figure d) présente les roches ayant un $Mg\# < 0,4$ et des amphiboles en microphénocristaux. Toutes les laves de l'étude (en traits gris) sont reportées sur chaque graphique à titre de comparaison.

La figure 4.37 présente l'évolution des concentrations en La (a), en Sm (b) et du rapport La/Sm (c) en fonction du $Mg\#$ pour les échantillons de l'île classés en fonction de leurs abondances en phénocristaux. Cette figure illustre une fois de plus l'effet de dilution causé par l'accumulation de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes, qui sont deux minéraux dont les coefficients de partages des REE avec la phase liquide sont largement inférieurs à l'unité. Les échantillons dont les $Mg\#$ sont inférieurs à 0,4 montrent, en accord avec les observations faites à partir de la figure 4.36, d'importants fractionnements du rapport La/Sm (fig. 4.37, c) très probablement liés à la cristallisation de phases minérales comme l'amphibole. La sélection d'échantillons proposée dans la section 4.3.2.2 (<10 % de cristaux et $Fe/Mn < 55$) présente une variabilité du rapport La/Sm d'un facteur 1,3 visible dans la figure 4.38 (a).

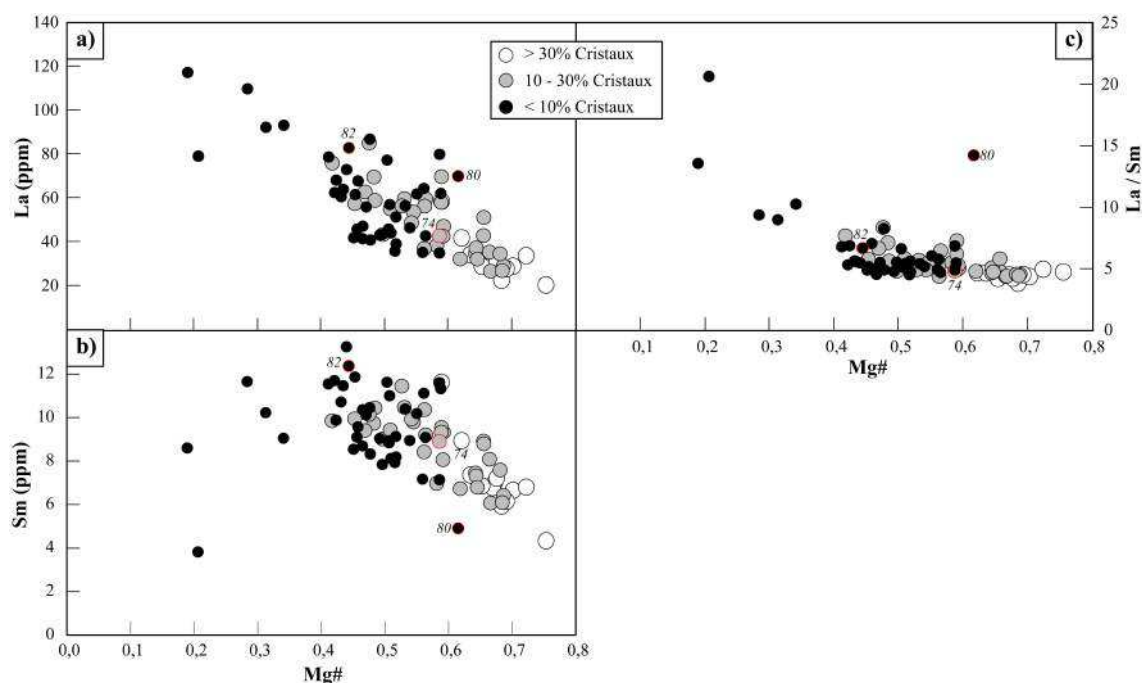


FIGURE 4.37 – Rapports Mg# des laves de la Possession en fonction a) de leurs teneurs en La (en ppm), b) leurs teneurs en Sm (en ppm) et c) du rapport La / Sm. Les points cerclés en rouge représentent les échantillons présentant des figures de mélanges magmatiques, et le chiffre précise le numéro de l'échantillon correspondant (c.à.d. POS09-XXX).

Notons que les échantillons caractérisés par des rapports Fe/Mn < 55 présentent tous des rapports La/Sm importants (> 6). Cette observation est importante car elle nous indique que les rapports d'éléments en traces sont fortement fractionnés dans les liquides les plus différenciés mais aussi dans les liquides primitifs contaminés par ces liquides différenciés (c.à.d. mélange magmatique - échantillon POS09-080). L'utilisation du rapport Fe/Mn pour filtrer nos données des compositions les plus différenciées ou les plus affectées par les problèmes de mélanges magmatiques s'avère donc être une étape essentielle dans l'interprétation des compositions en éléments en traces des liquides primaires.

Nous proposons d'utiliser ce jeu de données filtré, de le corriger des effets de la cristallisation fractionnée et d'analyser la variabilité des REE dans les liquides primaires pour évaluer le processus de fusion partielle de la source de ces laves. Notre approche se base sur le modèle d'inversion développé par Minster and Allègre (1978).

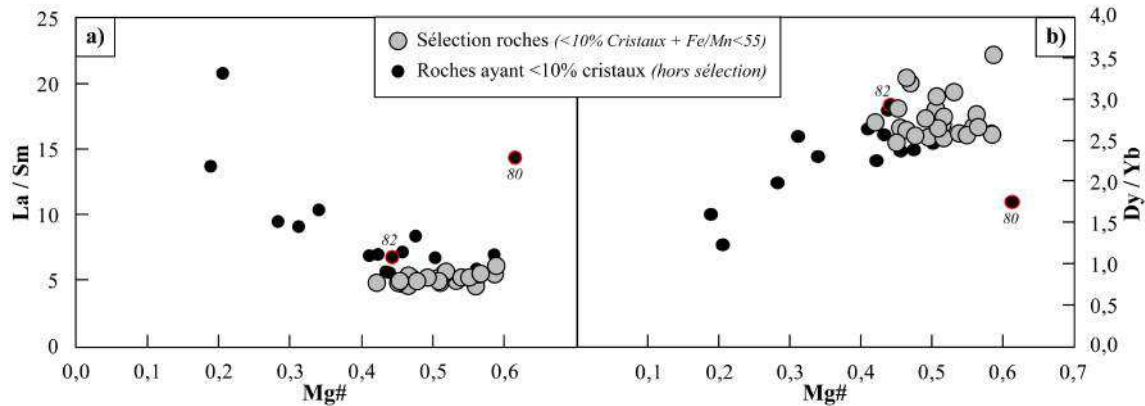


FIGURE 4.38 – Rapports Mg# de la sélection d'échantillons (<10 % de cristaux et Fe/Mn < 55, ronds gris) en fonction des rapports a) La/Sm et b) Gd/Yb. Ronds noirs = échantillons ayant moins de 10 % de cristaux et non-sélectionnés pour l'étude.

4.5.1.2 Modèle d'inversion des REE

Présentation de la théorie :

Minster and Allègre (1978) ont développé une méthode d'inversion qui permet de caractériser les paramètres du processus pétrogénétique étudié à partir des concentrations en REE des magmas. Dans le cas de la fusion partielle, il est par exemple possible de caractériser la composition chimique et minéralogique de la source ainsi que les taux de fusion partielle à partir des abondances de REE des liquides primaires. L'application de ce modèle à une collection d'échantillons nécessite de vérifier la condition suivante : les liquides primaires doivent être issus de la fusion partielle d'une source unique à des taux de fusion partielle relativement variables. Autrement dit, ce modèle ne s'applique pas à une suite d'échantillons issus de la fusion d'au moins deux sources différentes.

Le modèle d'inversion de Minster and Allègre (1978) est basé sur l'équation de fusion partielle non-modale à l'équilibre (Shaw, 1970) suivante :

$$C_L^i = \frac{C_0^i}{D_0^i + F(1 - P^i)} \quad (4.19)$$

Avec :

F : Degré de fusion partielle,

C_L^i : Concentration de l'élément i dans le liquide,

C_0^i : Concentration de l'élément i dans la source initiale,

D_0^i : Coefficient global de répartition solide/liquide de l'élément i dans la source,

P^i : Coefficient de distribution de la portion effective de solide qui est convertie en liquide dans l'élément i (équation 4.20) :

$$P^i = \sum p_{min}^i \times K d_{min/liq}^i \quad (4.20)$$

Avec :

p_{min}^i : Proportion de la phase minérale min incorporée dans le liquide au cours de la fusion partielle (ou coefficient de fusion),

$K d_{min/liq}^i$: Coefficient de partage de l'élément i entre la phase minérale min et la phase liquide.

Minster and Allègre (1978) proposent d'étudier la systématique des REE lors de la fusion partielle à travers les « diagrammes de concentrations inverses » (ou diagrammes d'identification de processus, Minster and Allègre, 1978), qui reportent l'inverse de la concentration en La (élément le plus incompatible) en fonction de l'inverse des concentrations en chaque autre REE. Dans ces diagrammes d'identification, les processus de fusion partielle pour une source donnée génèrent des droites alors que les processus de cristallisation forment des courbes. L'équation 4.19 peut être remaniée pour caractériser les valeurs des pentes (S^{REE}) et ordonnées à l'origine (I^{REE}) :

$$\frac{1}{C_L^i} = \frac{1}{C_L^{La}} \times S^i + I^i \quad (4.21)$$

Avec :

$$S^i = \frac{C_0^{La}}{C_0^i} \times \frac{1 - P^i}{1 - P^{La}} ; I^i = \frac{D_0^i - D_{La}^i \times \frac{1 - P^i}{1 - P^{La}}}{C_0^i}$$

S^i : Pente de la droite de régression linéaire définie par les concentrations inverses en l'élément i et en La dans le diagramme $\frac{1}{La} - \frac{1}{i}$.

I^i : Ordonnée à l'origine de la même droite de régression qui définit S^i .

En connaissant les réactions de fusion du manteau (c.à.d. P^i constants) et pour des coefficients de partage $K d_{min/liq}^{REE}$ fixes (compilation expérimentale, Donnelly et al., 2004), les seules inconnues de l'équation 4.19 sont les concentrations en REE de la source C_0^{REE} et les coefficients globaux de distributions initiaux D_0^{REE} et le taux de fusion partielle. Le modèle d'inversion proposé par Minster and Allègre (1978) consiste à résoudre l'équation 4.21 en estimant ces deux paramètres (C_0^{REE} et D_0^{REE}) par itérations successives, jusqu'à obtenir la meilleure corrélation possible entre les paramètres S^{REE} et I^{REE} du modèle et ceux des données. Cette méthode requiert de connaître le domaine de stabilité de la source mantellique (c.à.d. spinelle ou grenat) ainsi que son degré d'appauvrissement /

d'enrichissement, et d'en connaître les effets sur les différents paramètres exploités par ce modèle (c.à.d. S^{REE} et I^{REE}).

Dans les paragraphes suivants, nous proposons d'étudier la variabilité des paramètres S^{REE} et I^{REE} dans les diagrammes d'identification de processus en utilisant d'un jeu de données synthétiques généré à partir de l'équation 4.19, de la composition chimique de sources enrichies ou appauvries et en présence ou non de grenat dans la source résiduelle (table 4.18). Cette étape a pour but de nous renseigner sur les variations relatives des pentes S^{REE} et ordonnées à l'origine I^{REE} attendues pour diverses situations de fusion partielle.

Analyse des relations « $S^i - I^i$ » sur un jeu de données synthétiques :

Dans cette section, nous définissons des jeux de données synthétiques représentant les liquides de fusion de sources lherzolitiques appauvries ou enrichies, dans le domaine de stabilité du spinelle ou du grenat. Les paramètres S^i et I^i sont déterminés d'après un jeu de données synthétiques issu de la fusion à différents taux réalistes (c.à.d. < 30 %) d'une source mantellique dont nous fixons les concentrations en REE et les proportions minérales. Nous fixons également les coefficients de partage $K d_{min/liq}^i$ issus de la compilation proposée par Donnelly et al. (2004) ainsi que les coefficients de fusion des phases minérales adaptés à chaque lithologie source testée. Les concentrations en REE, proportions minérales, coefficients de fusion et $K d_{min/liq}^i$ choisis pour établir ces données synthétiques sont reportés dans la table 4.18.

La figure 4.39 présente les paramètres S^i et I^i obtenus pour chaque REE des liquides issus de la fusion partielle des différents cas testés et synthétisés dans la table 4.18.

Nous constatons en premier lieu que les liquides issus de la fusion d'une source appauvrie présentent des pentes S^i inférieures à l'unité ainsi qu'une corrélation négative avec les ordonnées à l'origine I^i . A l'inverse, les liquides issus de la fusion d'une source enrichie présentent des pentes supérieures à l'unité et une corrélation positive avec les I^i estimées sur chaque REE. La minéralogie de la source mantellique et notamment la présence ou non de grenat dans celle-ci est également identifiable à travers ces paramètres S^i et I^i . En effet, la figure 4.39 montre que les liquides issus de la fusion partielle d'une lherzolite dans le domaine du spinelle ont des I^i nettement inférieurs à ceux issus d'une lherzolite à grenat. La quantité de grenat dans la source lherzolitique a également une influence sur ces paramètres. Plus cette quantité de grenat est importante, plus l'ordonnée à l'origine I^i estimée sur les REE moyennes et lourdes est importante et plus la variabilité des pentes S^i estimées se réduit mais reste négligeable par rapport à celle des I^i .

Ces paramètres S^i et I^i permettent ainsi d'avoir une information directe et qualitative sur la lithologie et la minéralogie de la source mantellique.

Source Domaine	Enrichie ^(a)		Appauvrie ^(b)		$Kd_{min/liq}^i$	Ol	Opx	Cpx	Gt
	Spinelle	Grenat	Spinelle	Grenat					
La	2,024		0,192		La	0,000	0,001	0,042	0,001
Ce	4,448		0,55		Ce	0,000	0,003	0,090	0,007
Nd	2,582		0,581		Nd	0,000	0,007	0,190	0,060
Sm	0,642		0,239		Sm	0,001	0,010	0,280	0,115
Eu	0,237		0,096		Eu	0,000	0,013	0,355	0,500
Gd	0,819		0,358		Gd	0,001	0,016	0,370	0,800
Tb	0,131		0,07		Tb	0,002	0,021	0,382	1,000
Dy	0,804		0,505		Dy	0,004	0,025	0,402	1,400
Ho	0,174		0,115		Ho	0,006	0,029	0,410	2,000
Er	0,485		0,348		Er	0,009	0,041	0,422	3,200
Yb	0,471		0,365		Yb	0,017	0,047	0,432	4,180
Lu	0,07		0,058		Lu	0,020	0,052	0,439	4,500
X_0^{Ol}	0,52	0,60	0,52	0,56					
X_0^{Opx}	0,38	0,19	0,3	0,12					
X_0^{Cpx}	0,1	0,15	0,18	0,27					
X_0^{Gt}	0	0,06	0	0,05					
P_{Ol}	-0,1	0,08	0,35	0,08					
P_{Opx}	0,35	-0,19	-0,1	0,14					
P_{Cpx}	0,75	0,81	0,75	0,53					
P_{Gt}	0	0,3	0	0,25					

TABLE 4.18 – Concentrations (en ppm) des REE, proportions minérales X_0^{min} et coefficients de fusion P_{min} choisis pour l'étude de la fusion de sources lherzolitiques appauvries/enrichies, dans le domaine de stabilité du spinelle ou du grenat. Références : (a) = Gale et al. (2011), source des Açores ; (b) = Workman and Hart (2005) ; $Kd_{min/liq}^i$ = compilation de Donnelly et al. (2004).

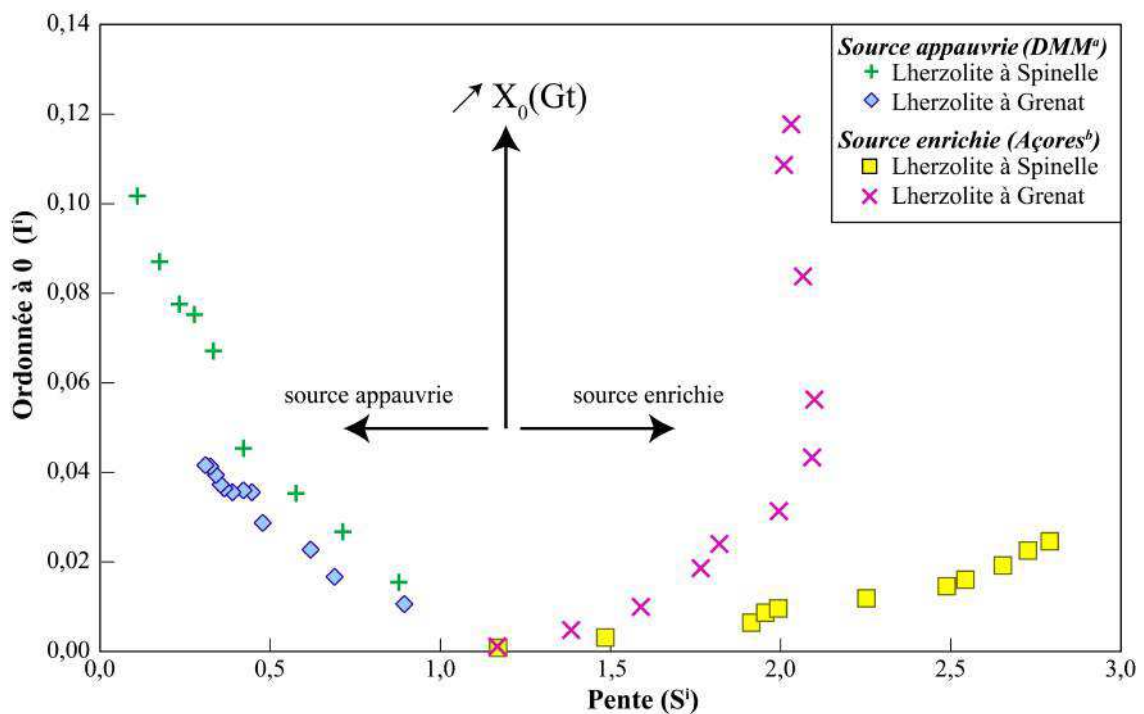


FIGURE 4.39 – Pentas S^i vs Ordonnées à l'origine I^i estimées pour les données synthétiques issues de la fusion partielle des différentes sources mantelliques considérées dans le domaine de stabilité du spinelle/grenat. (a) cas d'une source appauvrie type DM - Workman and Hart (2005) ; (b) cas d'une source enrichie (=source des Açores) - Gale et al. (2011).

4.5.1.3 Application aux laves de Crozet

Correction de la cristallisation fractionnée :

Il nous faut corriger notre sélection d'échantillons de la cristallisation fractionnée. A l'identique des concentrations en éléments majeurs de ces échantillons, chacune de leurs concentrations en REE sera corrigée de ce processus en considérant les pentes des segments de courses de cristallisation estimées pour chaque cas extrême d'après leurs teneurs en MgO et celles des log (REE). Rappelons que les courses de cristallisation définies dans la section 4.3.2.3 pour chaque cas considéré sont basées sur les séquences de cristallisation suivantes :

Cas « 3 segments » :

1. 100 % Ol,
2. 0,2Ol : 0,8Cpx - 0,3Ol : 0,7Cpx à partir de $Mg\#_{liq} = 0,70$,
3. 0,09Ol : 0,59Cpx : 0,21Pl : 0,11Ox à partir de $Mg\#_{liquide} = 0,59$.

Cas « 2 segments » :

1. 100 % Ol,
2. 0,09Ol : 0,59Cpx : 0,21Pl : 0,11Ox à partir de $Mg\#_{liquide} = 0,59$.

La figure 4.40 présente les courses de cristallisation calculées pour les deux cas en prenant en compte les coefficients de partage $Kd_{cpx/liq}^i$ et $Kd_{ol/liq}^i$ (table 4.19).

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
$Kd_{Ol/liq}^i$	5.10^{-4}	3.10^{-4}	5.10^{-4}	1.10^{-3}	$1,3.10^{-3}$	1.10^{-3}	$1,1.10^{-3}$
$Kd_{Cpx/liq}^i$	$5,12.10^{-2}$	0,112	0,18	0,2	0,4	0,48	0,5
$Kd_{Pl/liq}^i$	0	0	0	0	0	0	0
	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	
$Kd_{Ol/liq}^i$	$1,5.10^{-3}$	$2,7.10^{-3}$	$1,22.10^{-2}$	$1,32.10^{-2}$	$3,05.10^{-2}$	$4,32.10^{-2}$	
$Kd_{Cpx/liq}^i$	0,52	0,6	0,62	0,627	0,691	0,709	
$Kd_{Pl/liq}^i$	0	0	0	0	0	0	

TABLE 4.19 – Compilation des coefficients de partage Olivine-liquide, Clinopyroxène-liquide et Plagioclase-liquide employés pour estimer les compositions en REE du liquide à chaque étape du processus de cristallisation fractionnée. Compilation d'après Hack et al. (1994), Salters and Longhi (1999) et Salters et al. (2002).

La composition du liquide primaire est ajustée afin de faire correspondre les données aux modèle de cristallisation. L'objectif n'est pas de contraindre les teneurs en REE du liquide primaire mais plutôt d'évaluer la bonne cohérence entre les pentes des courses de cristallisation décrites par notre sélection d'échantillons et celle du modèle. Les modèles développés pour ces deux cas sont très semblables et sont tous les deux compatibles avec la course de cristallisation décrite par les échantillons. Il n'est donc pas possible de choisir un modèle de cristallisation plutôt qu'un autre sur la base des concentrations en REE. Nous proposons donc d'effectuer les corrections de cristallisation fractionnée pour ces deux cas et de procéder à l'inversion de Minster and Allègre (1978).

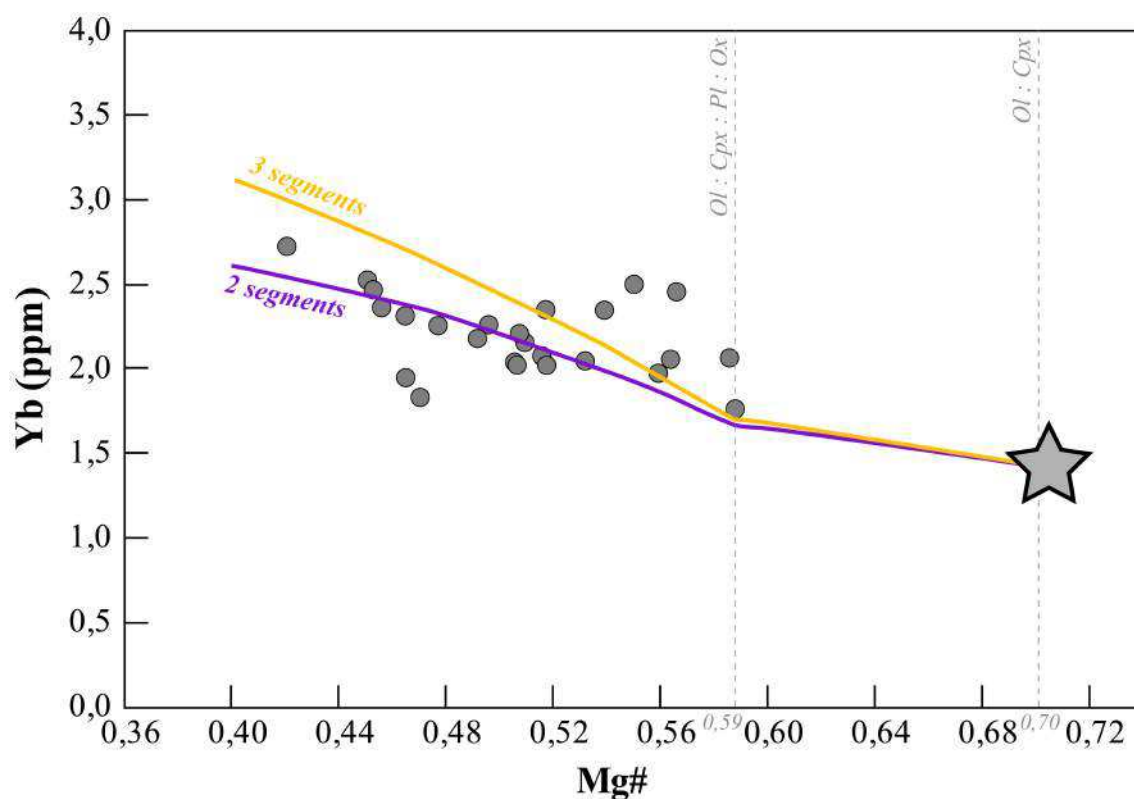


FIGURE 4.40 – Diagramme Mg# - Yb des échantillons sélectionnés, où sont reportées les courses de cristallisation fractionnée des deux cas extrêmes : le cas « 3 segments » de cristallisation (orange) et le cas « 2 segments » de cristallisation (violet). Etoile = liquide primaire arbitraire.

Les compositions moyennes et écart-types en REE calculées pour les liquides primaires sont reportées dans la table 4.20. Les écart-types reportés dans cette table décroissent globalement de l'élément le plus incompatible vers l'élément le moins incompatible. Cette systématique des écart-types en fonction de l'incompatibilité des REE nous indique que les variations observées ne sont pas aléatoires. Ces variations sont celles attendues dans le cas a) de la fusion partielle d'une même source à différents taux d'extraction, b) de la fusion de sources mantelliques de compositions variables. Les variations de

pentés (S^i) et ordonnées à l'origine (I^i) observées à partir des diagrammes d'identification de processus de Minster and Allègre (1978) devraient nous permettre de discriminer ces différents cas avant d'appliquer le modèle d'inversion qui nécessite que le cas a) mentionné ci-dessus soit vérifié.

3 seg.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Moyenne	28,5	55,9	7,4	29,2	5,9	1,8	5,5	0,77	4,1	0,75	1,9	1,5	0,22
Ecart-type	8,5	15,3	2,0	7,6	1,3	0,3	0,9	0,12	0,5	0,08	0,2	0,2	0,03
2 seg.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Moyenne	21,6	43,0	5,8	23,0	5,0	1,5	4,7	0,67	3,6	0,67	1,7	1,4	0,20
Ecart-type	7,3	13,4	1,8	6,8	1,2	0,3	0,9	0,12	0,5	0,09	0,2	0,2	0,03

TABLE 4.20 – Compositions moyennes et écart-types en REE des liquides primaires estimés à partir des échantillons sélectionnés et corrigés de la cristallisation fractionnée selon « 3 seg. » : 3 segments de cristallisation et « 2 seg. » : 2 segments de cristallisation.

Diagrammes d'identification :

La figure 4.41 présente une sélection de diagrammes d'identification de processus pour les compositions de liquides primaires recalculés pour Crozet (notre étude) et Hawaii (Feigenson et al., 2003). Les données de l'étude de Feigenson et al. (2003) sont reportées ici à titre de comparaison mais aussi d'illustration d'un jeu de données qui se prête particulièrement bien à l'inversion des REE (Feigenson et al., 2003). A partir de ce point, toutes les concentrations en REE sont corrigées de la cristallisation fractionnée et normalisées aux chondrites C1 (McDonough and Sun, 1995). Les deux jeux de données définissent dans la figure 4.41 des relations linéaires qui suggèrent que les variations de REE, pour chacun de ces points chauds, sont compatibles avec un modèle de fusion partielle (à des taux variables) d'une source source unique. Nous avons donc effectué des régressions linéaires de type RMA (« Reduced Major axis ») pour chaque diagramme « $1/REE_{\mathcal{M}} = f(1/La_{\mathcal{M}})$ » et déterminé ainsi les valeurs de pentés S^i (équation 4.22) et ordonnées à l'origine I^i (équation 4.23) ainsi que leurs erreurs associées (équations 4.24 et 4.25).

Equations des paramètres issus des régressions linéaires de type RMA :

$$S^i = \frac{\sigma(1/i_{\mathcal{M}})}{\sigma(1/La_{\mathcal{M}})} \quad (4.22)$$

$$I^i = \text{Moyenne}(1/i_{\mathcal{M}}) - S^i \times \text{Moyenne}(1/La_{\mathcal{M}}) \quad (4.23)$$

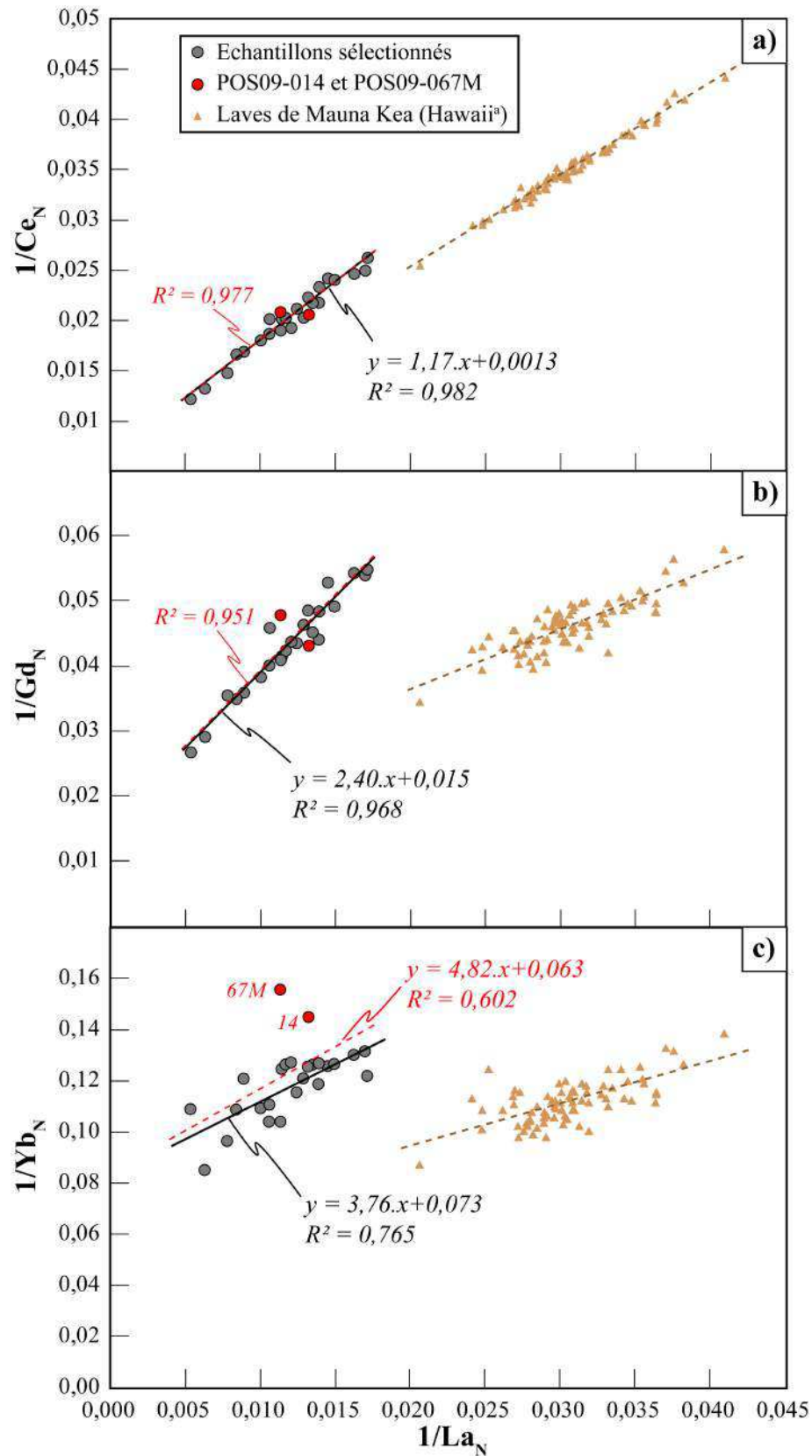


FIGURE 4.41 – Diagrammes d'identification de processus établis d'après les concentrations des liquides primaires de la Possession en a) $1/Ce_N$, b) $1/Gd_N$ et c) $1/Yb_N$ en fonction de celles en $1/La_N$. Ces concentrations en REE sont normalisées à celles des chondrites C1 McDonough and Sun (1995). « 14 » = POS09-014, « 67M » = POS09-067M.

$$\Delta(S^i) = S^i \times \sqrt{\frac{1 - R^2}{N}} \quad (4.24)$$

$$\Delta(I^i) = \sigma(1/i_{\mathbf{M}}) \times \sqrt{\frac{1 - R^2}{N}} \times \left[2 + \left(\frac{\sigma(1/La_{\mathbf{M}})}{\text{Moyenne}(1/La_{\mathbf{M}})} \right)^2 \times (1 + R) \right] \quad (4.25)$$

Avec :

$(1/i_{\mathbf{M}})$ ou $(1/KLa_{\mathbf{M}})$: Concentration inverse en l'élément i ou La normalisée aux chondrites C1 (McDonough and Sun, 1995) pour un échantillon donnée.

$\sigma(1/i_{\mathbf{M}})$: Ecart-type des concentrations inverses en l'élément i normalisées aux chondrites C1 (McDonough and Sun, 1995).

R : coefficient de corrélation défini par l'équation suivante :

$$\Delta(R^i) = \frac{\sum(1/La_{\mathbf{M}} - \text{Moyenne}(1/La_{\mathbf{M}})) \times (1/i_{\mathbf{M}} - \text{Moyenne}(1/i_{\mathbf{M}}))}{\sqrt{\sum(1/La_{\mathbf{M}} - \text{Moyenne}(1/La_{\mathbf{M}}))^2} \times \sqrt{\sum(1/i_{\mathbf{M}} - \text{Moyenne}(1/i_{\mathbf{M}}))^2}} \quad (4.26)$$

Les échantillons POS09-067M et POS09-014 n'ont pas été pris en compte dans ces régressions linéaires car leurs concentrations en REE lourdes (e.g. Lu, fig. 4.41c) se dénotent clairement des autres échantillons et ne semblent donc pas être reliés au même processus pétrogénétique.

3 seg.	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
S	1,17	1,34	1,62	2,04	2,27	2,40	2,79	2,98	3,14	3,51	3,76	3,77
ΔS	0,05	0,03	0,06	0,10	0,11	0,13	0,15	0,18	0,21	0,29	0,50	0,59
I	0,001	0,001	0,002	0,007	0,011	0,015	0,022	0,034	0,045	0,055	0,073	0,077
ΔI	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,004
R	0,982	0,992	0,986	0,971	0,973	0,968	0,965	0,959	0,946	0,916	0,765	0,658
$\sum_{res.}^i$	0,00090	0,00003	0,00030	0,000003	0,00039	0,00029	0,00002	0,00047	0,00138	0,00003	0,00006	0,00020
2 seg.	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
S	1,20	1,40	1,69	2,26	2,57	2,67	3,08	3,32	3,42	3,81	4,31	4,45
ΔS	0,05	0,04	0,07	0,12	0,13	0,15	0,18	0,21	0,25	0,36	0,66	0,79
I	0,001	0,001	0,002	0,006	0,010	0,013	0,020	0,031	0,043	0,052	0,068	0,072
ΔI	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,003
R	0,979	0,991	0,983	0,965	0,968	0,961	0,959	0,953	0,936	0,894	0,675	0,525
$\sum_{res.}^i$	0,00050	0,00008	0,00035	0,00003	0,00066	0,00036	0,00001	0,00058	0,00226	0,00005	0,00011	0,00070

TABLE 4.21 – Paramètres des régressions linéaires établies selon les variations des données en $1/La_{\mathbf{M}}$ vs $1/REE_{\mathbf{M}}$ normalisées aux chondrites C1 (McDonough and Sun, 1995) - Pentes ($S^i \pm \Delta S$), ordonnées à l'origine ($I^i \pm \Delta I$) et coefficients de corrélation R . « 3 seg. »- données corrigées selon 3 segments de courses de cristallisation ; « 2 seg. »- données corrigées selon 2 segments de courses de cristallisation. Pour chaque cas, nous précisons la somme des résiduels en chaque élément i (c.à.d. $\sum_{res.}^i$) obtenue après optimisation de la composition de la source mantellique.

Les relations entre les pentes S^i et les ordonnées à l'origine I^i obtenues à partir des liquides primaires de Crozet sont illustrées dans la figure 4.42 et reportées dans la table 4.21. Les tendances décrites par les données de Crozet indiquent que la source de ce point chaud est plus enrichie que celle des laves de Mauna Kea. En effet, les ordonnées à l'origine (I^i) sont sensiblement équivalentes à celles déterminées pour Hawaii, mais avec des pentes largement supérieures à 1. Nous avons également observé dans la figure 4.39 que la variabilité des pentes S^i et des ordonnées I^i est influencée par la quantité de grenat dans la source mantellique. L'inversion des REE de Feigenson et al. (2003) pour les laves d'Hawaii donne des valeurs d'ordonnées à l'origine I^i intermédiaires à celles des liquides issus d'une lherzolite à spinelle et d'une lherzolite à grenat, suggérant l'influence d'une très faible quantité de grenat dans la source d'Hawaii. L'inversion des REE de Feigenson et al. (2003) des laves hawaïennes suggère donc l'influence d'une source mantellique légèrement enrichie en éléments incompatibles, avec une faible quantité de grenat résiduel dans la source (<5 %). L'analyse des valeurs des ordonnées à l'origine I^i nous indique, indépendamment du modèle de cristallisation choisi, que les laves de Crozet sont probablement issues d'une source présentant une minéralogie équivalente mais avec un enrichissement en éléments incompatibles plus important que dans le cas d'Hawaii.

L'ensemble de ces observations nous encourage à effectuer le modèle d'inversion de Minster and Allègre (1978) pour quantifier les abondances de REE et la minéralogie de la source, ainsi que son taux de fusion partielle.

Inversion des REE :

La mise en place du modèle d'inversion se fait par le biais d'un calcul itératif qui utilise le « solveur » disponible dans le logiciel Microsoft Office Excel. L'optimisation du calcul par cet outil se fait en minimisant la différence entre les pentes S^i et les ordonnées à l'origine I^i déterminées à partir de nos données et celles calculées à partir des équations 4.21. La composition de la source est dans un premier temps estimée puis optimisée par le calcul itératif pour reproduire au mieux les S^i et I^i des données de Crozet (c.à.d. réduction de la somme des résiduels). Les équations 4.21 font intervenir les coefficients de partage D_0^i et de fusion P^i qui sont calculés à partir de la compilation de D_0^i et P^i proposée par Donnelly et al. (2004), pour une composition minéralogique fixée.

L'assemblage minéralogique initial de la source que nous fixons en entrée est celui d'une péridotite à spinelle (c.à.d. 0,55Ol + 0,30Opx + 0,15Cpx, Donnelly et al., 2004). Dans le cas d'une péridotite à grenat, l'équation de réaction de transformation du grenat dans le domaine du spinelle proposé par Johnson et al. (1990) (c.à.d. 1Gt = 0,34Ol - 0,34Sp + 0,39Cpx + 0,6Opx) est utilisée pour calculer la composition minérale de la

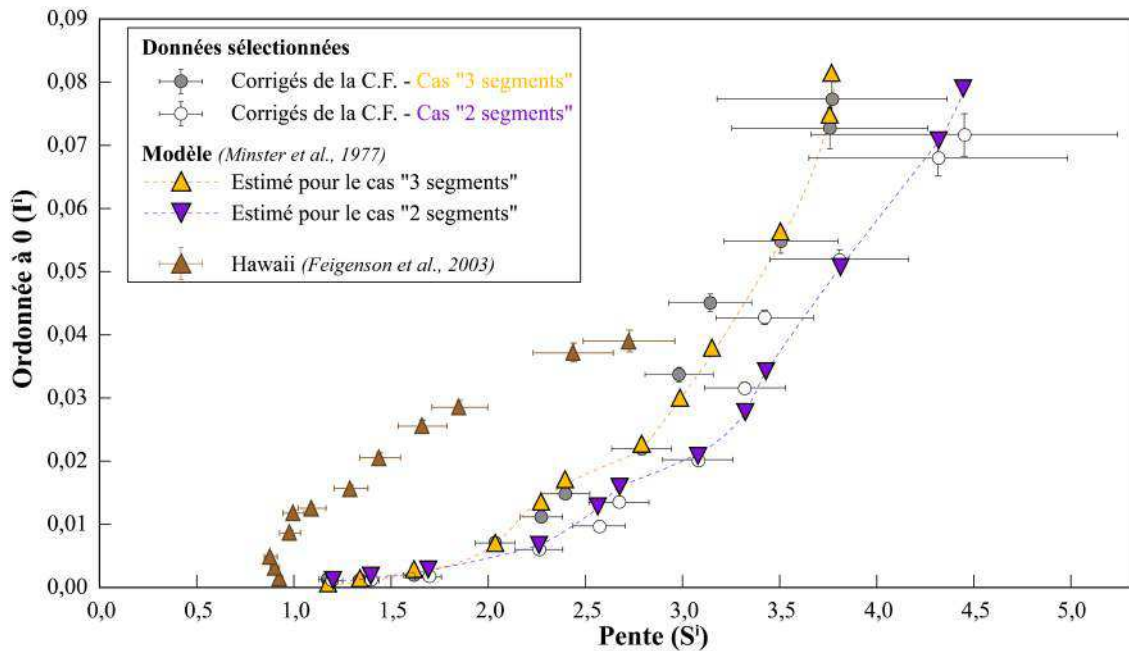


FIGURE 4.42 – Ordonnées à l'origine I^i vs Pentes S^i estimées pour nos données, dans les 2 cas de correction de cristallisation considérés (« 3 segments »-gris ; « 2 segments »-blanc), comparées aux solutions optimales obtenues par inversion des REE sur ces jeux de données (« 3 segments »-orange ; « 2 segments »-violet). Triangles marrons = S^i et I^i des laves d'Hawaii (Feigenson et al., 2003).

source mantellique. Les résultats des optimisations pour les deux compositions de Crozet sont illustrés dans la figure 4.42 (triangles oranges et violets).

Les inversions montrent dans les deux cas considérés (2 et 3 segments de cristallisation) un très bon accord entre les données et le modèle, ce qui confirme la compatibilité des données avec un modèle de fusion partielle d'une source commune à tous les échantillons avec des taux de fusion variables. Cependant, il ne faut pas perdre de vue que l'optimisation du calcul est faite pour une minéralogie de la source fixée en entrée. Afin d'évaluer la minéralogie qui donne la meilleure solution pour notre inversion, nous avons fait varier la teneur en grenat dans la source (c.à.d. X_0^{Gt}) et réaliser pour chacune de ces lithologies une optimisation. Les résultats de ces calculs sont présentés dans la figure 4.43.

Les diagrammes 4.43 a) et d) de cette figure présentent la somme des résiduels (c.à.d. $\sum_{res.}^i$ en table 4.21) en fonction de la quantité de grenat qui contribue à la formation du liquide de fusion, pour différentes abondances modales de grenat dans la source (courbes labellisées X_0^{Gt}). Cette analyse nous indique qu'il existe une relation inverse entre la quantité de grenat qui entre dans la composition du liquide et la quantité de grenat dans la source. Autrement dit, plus le grenat est abondant dans la source et plus sa contribution dans le liquide de fusion sera faible. Ainsi pour chaque minéralogie initiale de la source fixée, nous avons déterminé la meilleure valeur pour le P(Grenat) (c.à.d. somme des rési-

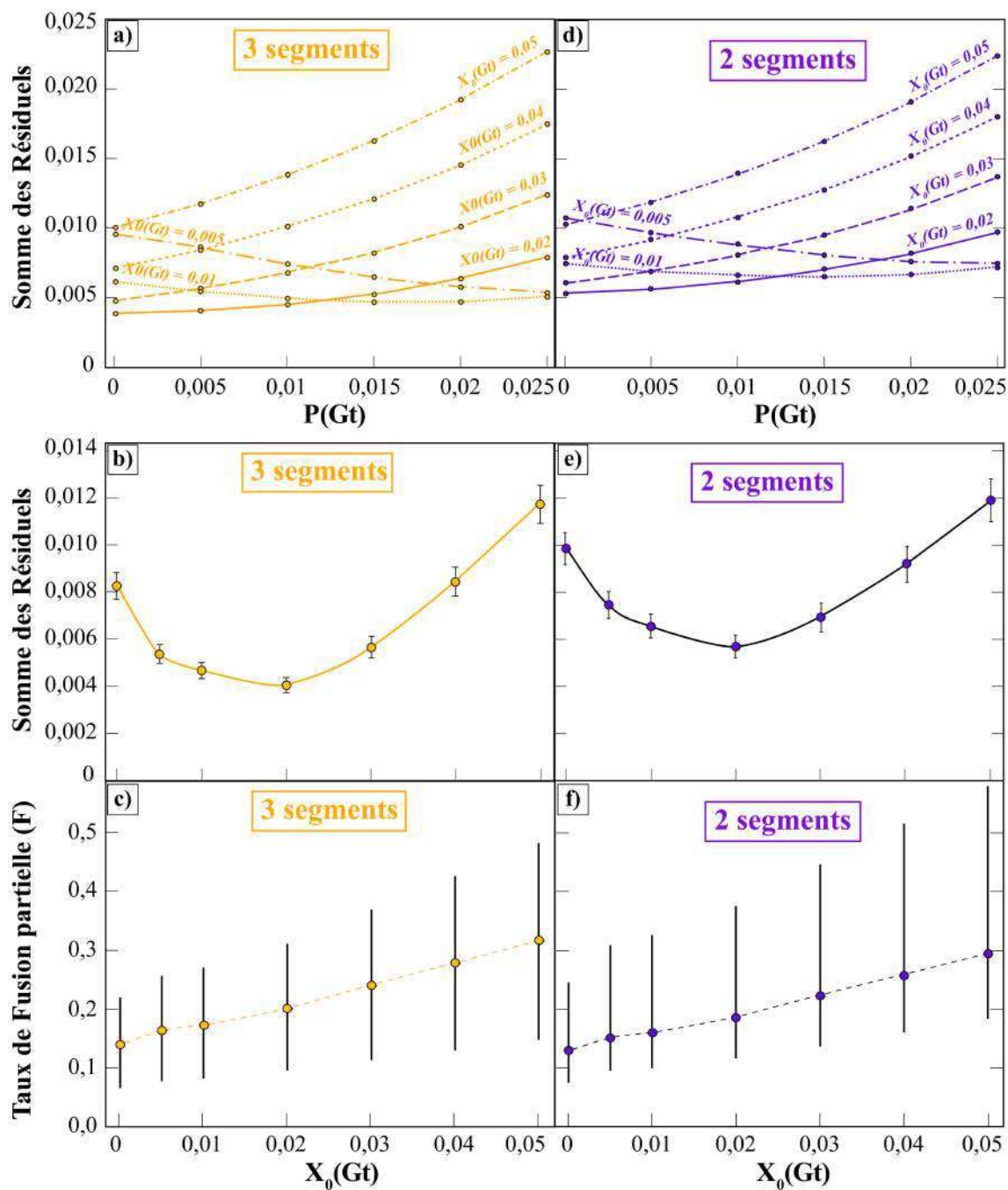


FIGURE 4.43 – Résultats du modèle d’inversion des REE pour les données corrigées de la cristallisation fractionnée selon le cas « 3 segments » (a, b c) et selon le cas « 2 segments » (d, e, f). a) et d) : Coefficients de fusion du grenat (0-2,5%) en fonction de la somme des résiduels calculés entre les paramètres S^i et I^i du modèle et des données. Ces coefficients sont testés pour des $X_0^{Gt} = 0-5\%$. b) et e) : Solutions optimales obtenues pour chaque proportion testée de grenat dans la source. c) et f) : Taux de fusion partielle moyen, minimum et maximum estimés d’après les concentrations en REE des liquides primaires, pour les solutions optimales du modèle.

duels la plus faible) et ainsi identifié la meilleure solution. L'ensemble de ces solutions est reporté dans les figures 4.43 b) et e), qui présentent la somme des résiduels en fonction de la quantité de grenat dans la source. Cette figure nous indique que la meilleure solution est obtenue pour 2 % de grenat dans la source, et une contribution du grenat dans les liquides de fusion à hauteur de 0,5 %.

La concentration en REE de la source pour cette solution optimale est présentée dans la figure 4.44 via un spectre normalisé aux valeurs des chondrites C1 (McDonough and Sun, 1995), et comparé à celui de la composition de la source d'Hawaii déterminée par Feigenson et al. (2003). Comme attendu, le spectre de la source de Crozet montre un fractionnement des REE lourdes par rapport aux REE moyennes équivalent à celui du spectre de la source d'Hawaii (Feigenson et al., 2003). Cependant, la source de Crozet est plus enrichie en REE que celle d'Hawaii, avec un fractionnement plus important en REE légères par rapport aux REE moyennes qui témoigne d'un enrichissement de la source de Crozet en REE légères, plus important que celle d'Hawaii.

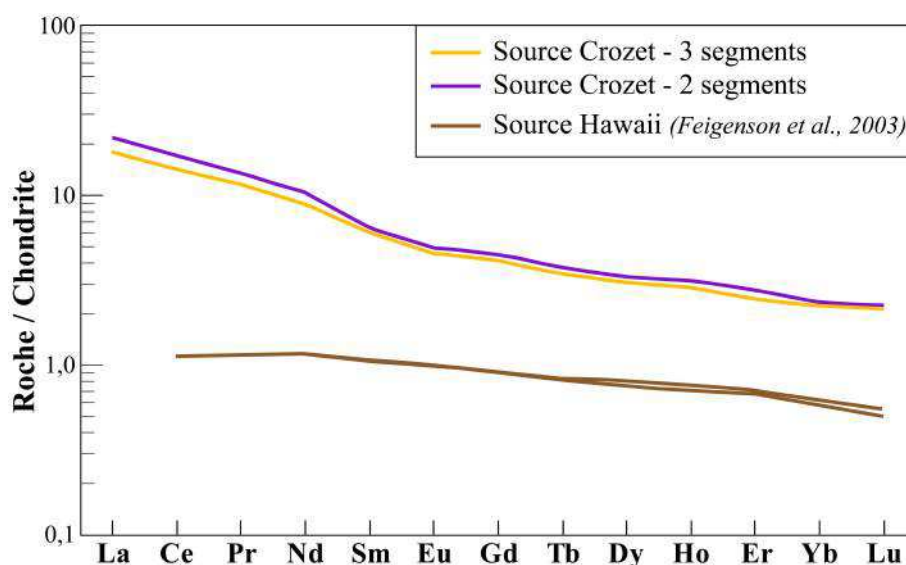


FIGURE 4.44 – Spectre des concentrations en REE normalisées aux chondrites C1 (McDonough and Sun, 1995) de la source du point chaud de Crozet d'après la solution optimale du modèle d'inversion des REE de Minster and Allègre (1978) ($X_0^{Gt} = 2\%$). Ce spectre est comparé à ceux de la source du point chaud d'Hawaii pour 0-5 % de grenat dans la source (Feigenson et al., 2003).

A partir de ces concentrations en REE dans la source et dans les liquides primaires de Crozet, nous avons recalculé les taux de fusion partielle correspondants, qui sont illustrés dans les figures 4.43 c) et f). Ces figures nous indiquent des taux de fusion partielle moyens de 20 % pour la meilleure solution ($X_0^{Gt} = 2\%$, $P^{Gt} = 0,5\%$) et des variations allant de 10 à 31 %. Les résultats sont compatibles pour les deux cas « 2 segments » et « 3 segments » considérés, avec toutefois de meilleures sommes des résiduels pour le cas « 3

segments ». Nous notons également que les taux de fusion partielle estimés sont légèrement plus faibles dans le cas « 2 segments » de cristallisation.

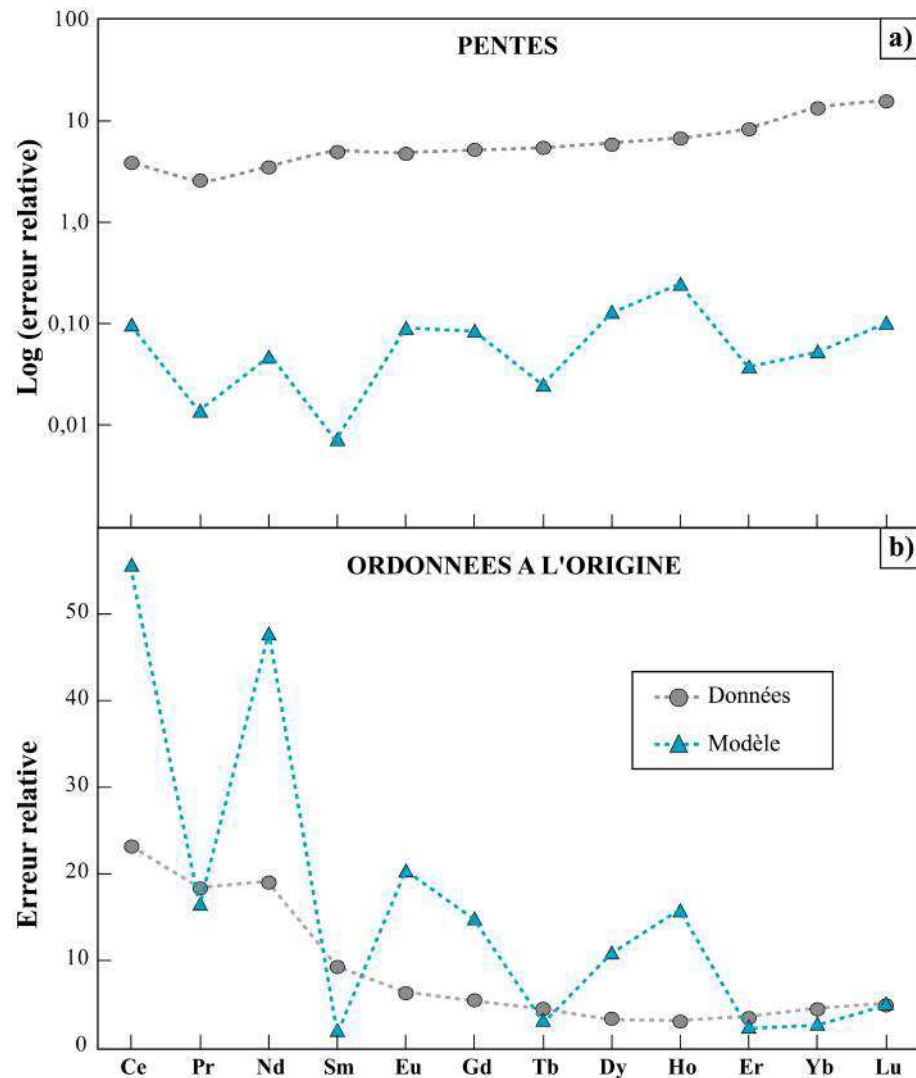


FIGURE 4.45 – Erreurs relatives estimées sur les concentrations en REE (cas « 3 segments ») a) des pentes S^i (en échelle log) et b) des ordonnées à l'origine I^i de nos données (ronds gris), comparées aux erreurs du modèle relatives à nos données.

La figure 4.45 illustre les erreurs relatives estimées sur les S^i et I^i de nos données corrigées de la cristallisation fractionnée (cas « 3 segments »). Ces erreurs sont comparées à la somme des résiduels de la meilleure solution du modèle (triangles et traits orange), et correspondent aux erreurs relatives des paramètres S^i et I^i calculés dans la table 4.21 (c.à.d. $\Delta S^i/S^i$ et $\Delta I^i/I^i$). La figure 4.45 a) nous indique que les pentes estimées par le modèle pour cette meilleure solution sont comprises dans les erreurs calculées sur notre jeu de données par l'équation 4.24 (ΔS en table 4.19). Les pentes S^i calculées par le mo-

dèle sont donc équivalentes à celles observées pour nos données. La figure 4.45 b) montre par contre que les ordonnées à l'origine estimées par ce modèle sont bien plus divergentes de celles calculées pour les liquides primaires de Crozet, la majorité de ces I^i optimisées sont supérieures aux erreurs ΔI^i de nos données (table 4.19). Ces écarts importants nous indique la limite de notre modélisation malgré la pondération des paramètres S^i et I^i estimés dans le modèle. Toutefois, ces résultats sont plus que satisfaisants et ces erreurs sur les ordonnées à l'origine sont probablement négligeables dans l'interprétation de nos résultats, car nous obtenons les mêmes résultats quelque soit le cas de la correction de cristallisation fractionnée considéré (c.à.d. 2 ou 3 segments de cristallisation).

Synthèse sur les REE

Nous avons utilisé uniquement les données REE des échantillons sélectionnés d'après leurs compositions en éléments majeurs (c.à.d. <10 % de cristaux et Fe/Mn < 55) pour les corriger du processus de cristallisation fractionnée et estimer les liquides primaires selon les 2 cas établis en section 4.3.2.3 : « 3 segments » et « 2 segments » de cristallisation. Le comportement relatif des REE des deux liquides primaires a pu être évalué par la méthode d'inversion proposée par Minster and Allègre (1978). Cette méthode est basée sur l'équation de fusion partielle non-modale à l'équilibre (Shaw, 1970). Les variations des concentrations inverses en REE vs celles en La dans les diagrammes d'identification des processus de Minster and Allègre (1978) sont compatibles avec le seul processus de fusion partielle. L'analyse des pentes S^i et ordonnées à l'origine I^i issus de chaque diagramme « $1/REE_x$ vs $1/La_x$ » effectuée sur les deux jeux de données de Crozet suggère l'influence d'une source mantellique enrichie en éléments incompatibles, avec une faible quantité de grenat résiduel dans la source (<5 %). Nous avons appliqué l'inversion de Minster and Allègre (1978) en optimisant les différences entre les paramètres S^i et I^i déterminés pour nos jeux de données, et ces mêmes paramètres estimés d'après l'équation remaniée de Shaw (1970), dépendants de la concentration initiale de la source (C_0^{REE}) et de ses coefficients de partage et de fusion (D_0^{REE} et P_{min}^{REE}). Les meilleures solutions révélées par cette inversion sur les deux jeux de données de Crozet nous ont permis d'estimer :

1. une source mantellique commune à nos deux jeux de données qui présente une minéralogie typique de celle d'une péridotite avec 2 % de grenat, et une faible contribution de ce grenat dans les liquides de fusion de 0,5 % ;
2. des taux de fusion partielle moyens de 20 %, avec une variabilité de 10 à 31 % sur nos jeux de données.

Les concentrations en REE des liquides primaires de l'île de la Possession seraient donc issus de la fusion d'une source péridotitique enrichie contenant du grenat en faibles proportions (2 %) mais nécessaire pour expliquer la variabilité des REE de ces liquides, qui sont produits à des taux de fusion relativement forts (20 ± 10 %). A la différence des compositions en éléments majeurs des laves de l'île de la Possession, ces résultats obtenus à partir des compositions en REE de ces laves sont indépendants de la séquence de cristallisation choisie pour corriger nos données du processus de cristallisation fractionnée. Ces résultats semblent aller en faveur d'une source lherzolitique et éliminer dans le même temps les lithologies mantelliques caractérisées par des proportions significatives de clinopyroxènes et/ou de grenat telles que les pyroxénites ou encore les éclogites, incompatibles avec le comportement relatif des REE des liquides primaires estimés. Ces résultats appuient la divergence des messages révélés par la systématique des éléments majeurs et celle des REE des liquides primaires sur la nature potentielle de la lithologie source du point chaud de Crozet. En effet, les compositions en éléments majeurs des deux liquides primaires de la Possession ont révélé des sources lherzolitiques ou éclogitiques carbonatées, présentant jusqu'à ~ 5 fois plus de grenat que les proportions estimées par cette inversion des REE, pour la solution optimale considérée. Notons cependant que la méthode des comparaisons systématiques ou « misfits » utilisée sur les deux compositions en éléments majeurs des liquides primaires de la Possession nous a permis d'écarter sensiblement certaines lithologies mantelliques incompatibles avec ces compositions extrêmes, au même titre que les REE, comme les pyroxénites, éclogites ou harzburgites (sans apport de volatils).

Il nous faut tout de même pointer le fait que la systématique des REE des laves étudiées semble insensible au choix de la séquence de cristallisation et révèle une seule lithologie mantellique source possible de type péridotitique. Ce résultat unique peut être la conséquence de nos choix des paramètres des modèles de cristallisation fractionnée sensibles à la minéralogie des magmas étudiés (c.à.d. coefficients de partage minéral-liquide). En effet, la méthode de correction du processus de cristallisation fractionnée que nous employons pour les REE est basée sur le modèle de cristallisation établi à partir de la systématique des éléments majeurs des laves de la Possession, et peut sans nul doute être affiné pour améliorer l'estimation des compositions en REE du liquide primaire de Crozet.

Ces résultats obtenus selon la systématique globale des REE des laves sélectionnées sont satisfaisants et assez robustes pour considérer que la source mantellique de Crozet présente une minéralogie semblable à celle d'une lherzolite enrichie en éléments incompatibles.

4.5.2 Message des éléments incompatibles en liaison avec les signatures isotopiques

Les abondances des éléments incompatibles dans les laves de points chauds peuvent potentiellement nous renseigner sur les différents réservoirs mantelliques caractérisés sur la base des signatures isotopiques : HIMU, EM-1 et EM-2 (White, 1985; Zindler and Hart, 1986). En effet, Weaver (1991) a démontré que ces groupes isotopiques présentent certaines caractéristiques en éléments en trace communes qui permettent de les différencier les uns des autres. Par exemple, les laves issues d'une source de type HIMU se distinguent du type EM avec une signature appauvrie en éléments incompatibles (Rb, Ba, Th, U, Pb) et par rapport au Nb et au Ta (Weaver, 1991; Willbold and Stracke, 2006).

Nous proposons d'étudier la systématique de ces éléments fortement incompatibles dans notre sélection d'échantillons ($< 10\%$ de cristaux et $Fe/Mn > 55$) en relation avec leurs signatures isotopiques en Sr-Nd-Pb. Notons qu'il existe très peu de données isotopiques et en éléments en trace incompatibles sur l'île de la Possession ainsi que sur le reste de l'archipel de Crozet (Est = 7 analyses Sr-Nd-Pb; Pingouins = 5 analyses Sr-Nd, Zhou, 1996; Salters and White, 1998; Giret et al., 2002). Nous essayerons ainsi de relier le message de chacun de ces outils géochimiques sur le ou les réservoirs mantelliques auxquels appartient la source mantellique de Crozet.

4.5.2.1 Présentation des éléments incompatibles

La figure 4.46 présente le spectre moyen des éléments en trace de notre sélection d'échantillons normalisés au manteau primitif (McDonough and Sun, 1995). Nous comparons ce spectre à ceux issus des concentrations moyennes des laves de points chauds présentant des signatures isotopiques extrêmes de type HIMU (Mangaia, îles Australes), EM-1 (Pitcairn-Gambier) et EM-2 (Samoa) (Willbold and Stracke, 2006). Nous observons dans le spectre moyen de Crozet des tendances similaires avec les 3 points chauds représentatifs de chaque pôle mantellique. Le spectre de Crozet montre une importante anomalie négative en Pb commune aux 3 pôles. Cette anomalie semble être comparable en intensité à celle des laves de type HIMU. Nous remarquons également pour Crozet un enrichissement marqué en Nb et en Ta par rapport aux Ba et Rb qui est aussi observé pour les laves de type HIMU (Willbold and Stracke, 2006). Cet enrichissement sur notre spectre moyen s'accompagne d'un appauvrissement progressif des éléments en trace les plus incompatibles de l'U jusqu'au Cs à l'identique des laves de type HIMU (Willbold and Stracke, 2006). Cependant, cet appauvrissement est relativement plus faible que celui présenté par les laves de type HIMU (c.à.d. $(Nb/Cs)_{HIMU} > (Nb/Cs)_{Crozet}$). Cependant, les variations sur les compositions en Cs et Rb des laves de Crozet sont très importantes

par rapport aux autres éléments. Il est possible que ce soit le résultat de l'altération de nos laves, et ce, malgré les rapports Ba/Rb (12 ± 7), Nb/U (41 ± 4) et Ce/Pb (25 ± 3) qui présentent des valeurs typiques de basaltes de points chauds non-altérés (Ba/Rb = 5-20, Nb/U = 47 ± 10 , Ce/Pb = 25 ± 5 , Hofmann and Feigenson, 1983; Hofmann et al., 1986).

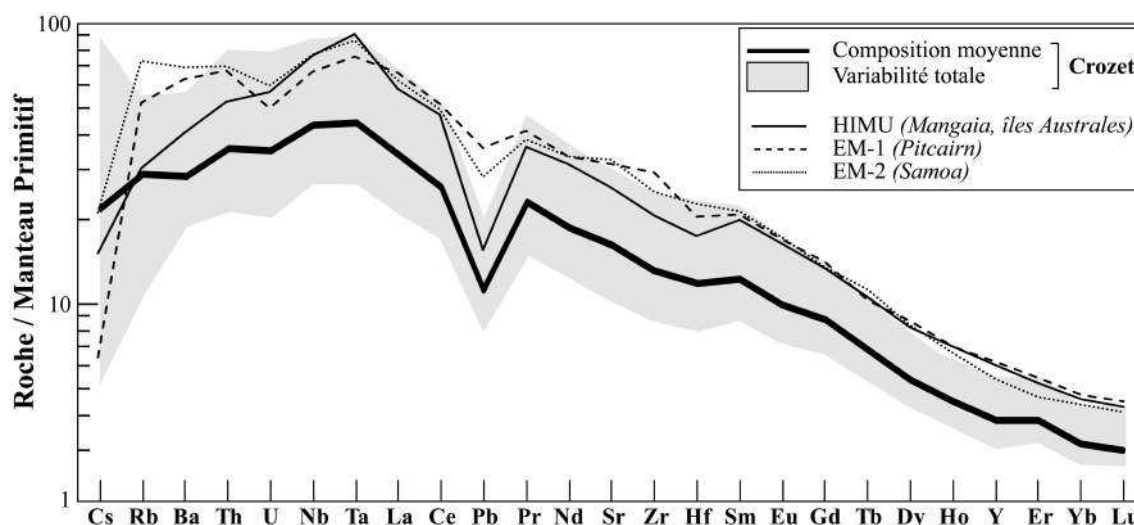


FIGURE 4.46 – Spectres d'éléments en trace normalisés au manteau primitif (PUM, McDonough and Sun, 1995) de notre sélection des laves de la Possession (<10 % de cristaux et Fe/Mn>55). Ces spectres sont comparés aux spectres moyens de laves issues de points chauds représentatifs des pôles isotopiques mantelliques HIMU (Mangaia, îles Australes), EM-1 (Pitcairn) et EM-2 (Samoa) d'après la compilation de Willbold and Stracke (2006).

La variabilité des éléments incompatibles des laves de l'île de la Possession présentent au premier abord des caractéristiques plus semblables à celles des laves issues d'une source de type HIMU que de celles issues d'une source de type EM.

Les rapports d'éléments de même degré d'incompatibilité mesurés dans les laves reflètent les rapports des sources mantelliques (Hofmann, 1988; Weaver, 1991). De ce fait, la variabilité d'un rapport d'éléments incompatibles nous renseigne sur les possibles variations des sources mantelliques. La figure 4.47 a) présente à titre d'exemple les rapports Th/Nb de nos échantillons en fonction de leurs rapports U/Nb, comparés à ceux des laves que nous avons éliminé de notre sélection (c.à.d. points noirs). Les échantillons sélectionnés présentent une variabilité linéaire entre ces rapports qui suit celle plus importante décrite par les roches non sélectionnés et affectées par les processus de cristallisation fractionnée, d'accumulation de cristaux ou encore des mélanges magmatiques. La figure 4.47 b) présente le Mg# de ces mêmes échantillons en fonction du rapport Th/Nb, où les laves fortement affectées par le processus d'accumulation de phénocristaux d'olivine et de clinopyroxènes ne semblent pas fractionner ce rapport (c.à.d. laves avec un Mg# > 0,6). Au contraire, les roches affectées par des processus de mélanges magmatiques tels que l'échantillon POS09-080 (point à contour rouge, fig. 4.47) présentent un fractionnement

important en ces éléments de même degré d'incompatibilité (Th/Nb). Ce fractionnement est à attribuer à la cristallisation de phases minérales exotiques en fin de cristallisation (c.à.d. amphiboles par exemple) dont la nature reste à déterminer. Il est donc possible que la variabilité que nous observons sur les éléments les plus incompatibles des échantillons sélectionnés soient reliés à des processus de mélanges magmatiques.

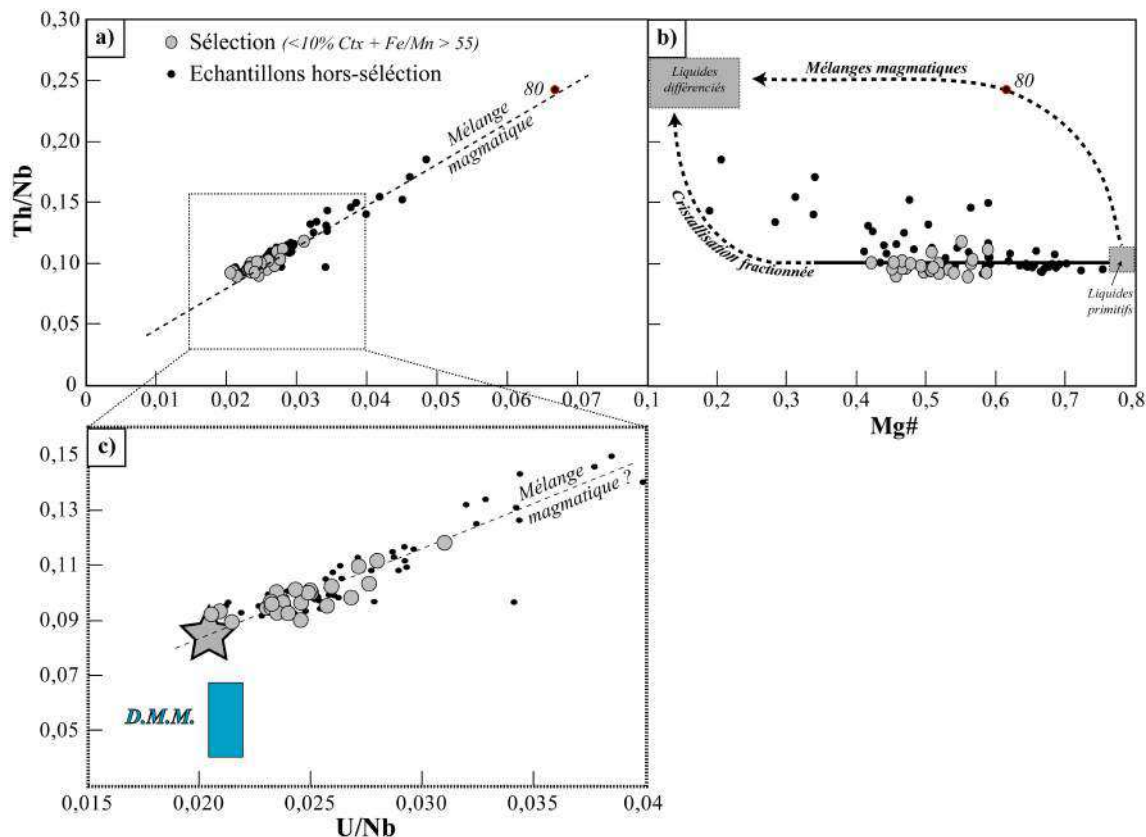


FIGURE 4.47 – a) Rapports Th/Nb en fonction des rapports U/Nb de la sélection de roches de l'île de la Possession (ronds gris), comparée à ceux des roches non-sélectionnées (points noirs). b) Mg# de ces mêmes roches en fonction de leurs rapports Th/Nb. Les courbes pointillées de cristallisation fractionnée et de mélanges magmatiques sont qualitatives. c) Agrandissement de l'encadré pointillé issu de la figure a), où sont reportés les rapports des liquides issus du manteau appauvri (ou « DMM » = Depleted MORB Mantle), selon Workman and Hart (2005). « 80 » = POS09-080 (mélange magmatique, fig.4.9).

En regardant la variabilité de ces rapports uniquement sur les échantillons sélectionnés (fig. 4.47 c), nous constatons que les variations en Th/Nb sont de 0,03 et celles en U/Nb sont de 0,01. Ces variations sont donc relativement faibles par rapport à celles observées sur les roches affectées par ces processus de mélanges magmatiques. En suivant ces variations et en faisant l'hypothèse de possibles mélanges magmatiques, nous pouvons estimer en premier ordre un liquide non contaminé à ces laves présentant un rapport Th/Nb~0,09 pour un rapport U/Nb~0,02 (étoile grise, fig. 4.47). Toutefois, quelque soit l'origine de ces corrélations, les variations en rapports d'éléments incompatibles observées dans ces

laves ne modifie pas de façon significative l'allure générale des spectres d'éléments en traces observés sur les compositions des laves sélectionnées (fig. 4.46).

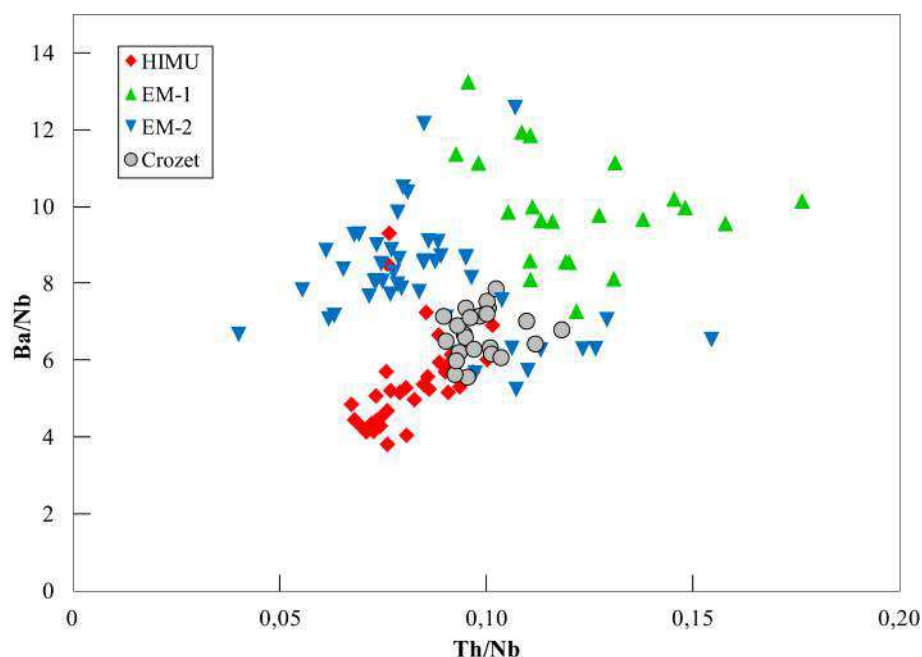


FIGURE 4.48 – Rapports Ba/Nb en fonction des rapports Th/Nb des liquides primaires de l'île de la Possession (ronds gris), comparée à ceux des laves primitives issus de points chauds représentatifs des pôles isotopiques mantelliques HIMU (Mangaia, îles Australes), EM-1 (Pitcairn) et EM-2 (Samoa) d'après la compilation de Willbold and Stracke (2006)

La figure 4.48 présente les rapports Ba/Nb des échantillons sélectionnés en fonction de leurs rapports Th/Nb, comparés à ceux des laves représentatives des différents pôles isotopiques mantelliques et identiques à ceux présentés dans la figure 4.46. Nous remarquons que la variabilité de ces rapports pour les laves de Crozet est très restreinte par rapport à celles des laves issues des 3 pôles. Ces faibles variations dans les laves de Crozet présentent des valeurs majoritairement intermédiaires à celles des laves issues des différents types de source HIMU et EM.

4.5.2.2 Présentation des isotopes :

Nous avons sélectionné dans notre collection de roches 20 échantillons représentatifs de la suite magmatique de l'île de la Possession décrites dans cette étude. Dans cette sélection, 7 échantillons appartiennent à la dernière phase éruptive de l'île (phase V, Chevallier et al., 1983) et 13 appartiennent aux phases antérieures III et IV (Chevallier et al., 1983). Cet échantillonnage nous permet ainsi de vérifier s'il existe une variabilité des signatures isotopiques au cours du temps. Ces échantillons montrent des teneurs en MgO qui varient

de 0,30 % à 14,51 %, des rapports La/Sm entre 1,60 et 3,75 et des rapports Th/Nb entre 0,09 et 0,24. Cette variabilité géochimique nous permettra ainsi de tester l'homogénéité de la source sur l'ensemble du spectre chimique observé sur les laves de Crozet. La figure 4.49 illustre notre choix et présente le Mg# des échantillons de notre collection en fonction de leurs rapports La/Sm, où les 20 échantillons sélectionnés pour l'isotopie sont mis en évidence (ronds gris). Notons la présence de l'échantillon POS09-080 qui est probablement l'échantillon le plus affecté par les liquides différenciés (rond à bordure rouge, fig. 4.49).

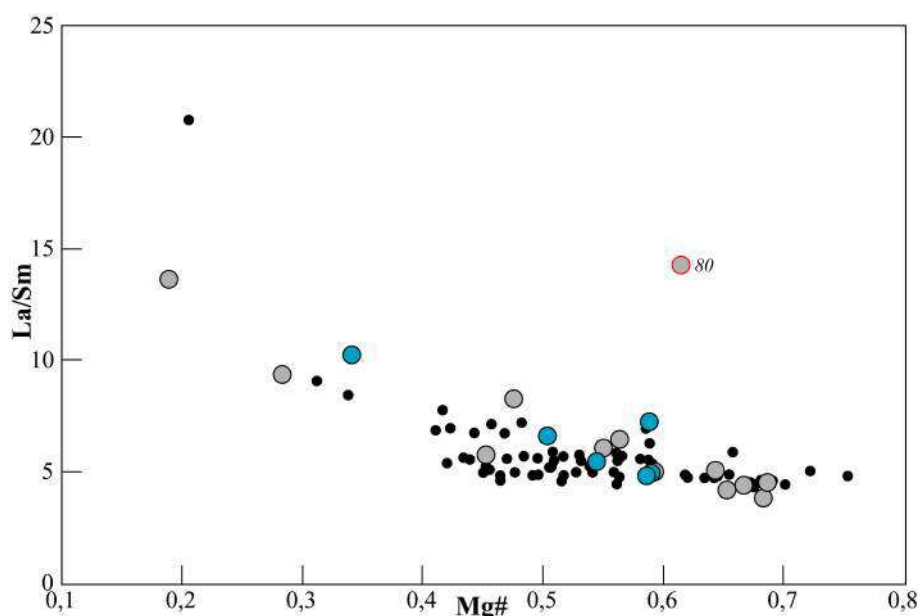


FIGURE 4.49 – Rapports Mg# des laves de l'île de la Possession en fonction de leurs rapports La/Sm. Les laves sélectionnées pour les analyses isotopiques (ronds gris) sont distinguées du reste de la collection d'échantillons (ronds noirs). « 80 » = POS09-080 - échantillon présentant des figures de mélanges magmatiques (rond à bordure rouge). ronds bleus = échantillons sélectionnés appartenant à la phase V.

Les compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb mesurées dans ces échantillons sont reportées dans la table 4.22 ainsi que dans les diagrammes en figure 4.50. Les laves de l'île de la Possession présentent les rapports isotopiques très peu variables :

- $0,703972 \pm 10 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,704986 \pm 8$;
- $0,512822 \pm 6 < {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} < 0,512873 \pm 10$;
- $18,81 \pm 10 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 19,17 \pm 10$;
- $15,57 \pm 10 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 15,62 \pm 10$;
- $38,93 \pm 28 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 39,25 \pm 30$.

Le degré de variation des rapports isotopiques en Pb mesuré sur les rapports ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ dans nos échantillons représente seulement 5 à 6 fois l'erreur analytique maximale obtenue sur ces analyses. A l'identique, les rapports isotopiques en Sr et en Nd varient peu,

leur variabilité respective représentant 10 fois et 2 fois l'erreur analytique maximale obtenue sur ces analyses. Les rapports isotopiques Sr-Nd-Pb de ces laves sont homogènes et similaires aux 12 analyses isotopiques disponibles pour deux autres îles de l'archipel (c.à.d. Est et Pingouins, fig.4.50, Zhou, 1996; Salters and White, 1998; Giret et al., 2002). Seul l'échantillon POS09-074 de notre collection présente un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704986) nettement plus radiogénique que ceux du reste de la collection (table 4.22). Il s'agit d'un échantillon prélevé en bord de mer (Baie Américaine, annexe A), cette signature radiogénique en Sr est donc certainement due à une contamination de l'échantillon par l'eau de mer non retirée par notre procédure de nettoyage chimique (c.à.d. lessivage, section 2.4.1.1). L'échantillon POS09-080 affecté par des processus de mélanges magmatiques présente par ailleurs des signatures isotopiques identiques à celles du reste de notre collection, indiquant sans surprise que les liquides primitifs et différenciés ont les mêmes signatures isotopiques.

#Ech	Phase	Mg#	La/Sm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}				
POS09-005	3	0,68	3,85	19,079	10	15,620	29	39,174	10	0,704028	8	4,51	
POS09-009	3	0,56	6,51	19,059	9	15,603	8	39,141	22	0,704105	10	4,33	
POS09-060	3	0,28	9,44	18,935	9	15,589	7	39,039	20	0,704040	10	4,45	
POS09-068	3	0,48	8,34	18,834	10	15,589	8	39,002	24	0,704224	10	3,92	
POS09-077	3	0,64	5,14	19,016	10	15,594	10	39,120	31	0,704059	8	4,37	
POS09-080	3	0,61	14,32	18,811	9	15,576	9	38,928	28	0,703977	8	4,51	
POS09-083	3	0,69	4,58	19,048	9	15,600	8	39,159	24	0,704097	10	4,17	
POS09-092	3	0,19	13,66	19,039	10	15,592	10	39,132	27	0,704071	8	4,58	
POS09-093	3	0,45	5,81	18,822	11	15,582	10	38,973	29	0,704199	8	3,59	
POS09-100	3	0,59	5,09	19,016	8	15,592	8	39,124	24	0,704093	8	3,82	
POS09-101	3	0,65	4,26	19,166	10	15,605	9	39,249	30	0,704094	10	4,25	
POS09-011	4	0,67	4,44	19,119	8	15,614	9	39,200	26		0,512858	10	4,29
POS09-079	4	0,54	5,51	18,917	8	15,597	8	39,041	25	0,704150	10	4,17	
POS09-001	5	0,55	6,10	18,909	9	15,601	8	39,090	25	0,704071	10	4,29	
POS09-004	5	0,50	6,67	18,883	11	15,583	11	39,024	31	0,704057	10		
POS09-026	5	0,59	7,34	18,810	9	15,576	9	38,931	28	0,704013	8	4,41	
POS09-042	5	0,34	10,32	18,826	7	15,573	8	38,948	23	0,703972	10	4,58	
POS09-074	5	0,59	4,84	18,818	10	15,571	10	38,932	27	0,704986	8	4,29	
POS09-075	5	0,59	5,06	18,824	10	15,579	9	38,956	27	0,704004	8	4,31	
POS10-085	5	-	-	18,818	8	15,578	8	38,955	24	0,703981	10	4,41	

TABLE 4.22 – Compilation des rapports isotopiques Sr-Nd-Pb mesurés sur les laves de l'île de la Possession, dont leurs rapports Mg#, La/Sm, ϵ_{Nd} et leur appartenance aux phases éruptives définies par Chevallier (1980) sont précisés.

La figure 4.50 a) présente les rapports isotopiques en Sr et en Nd des laves de Crozet, qui sont comparés à différentes laves issues de points chauds et des dorsales médio-océaniques. Ces rapports isotopiques se situent dans un champ défini par les magmas de points chauds de type EM (points gris). Notons que les échantillons de Crozet sont moins radiogéniques en isotopes du Sr que celles du point chaud voisin de Kerguelen (source de type EM-1, ronds bleus) et nettement plus radiogéniques que les laves du point chaud de Marion (plus oranges). Les laves de Crozet semblent par contre très similaires à celles des laves de l'île d'Amsterdam issus du point chaud d'Amsterdam-Saint Paul (croix jaunes).

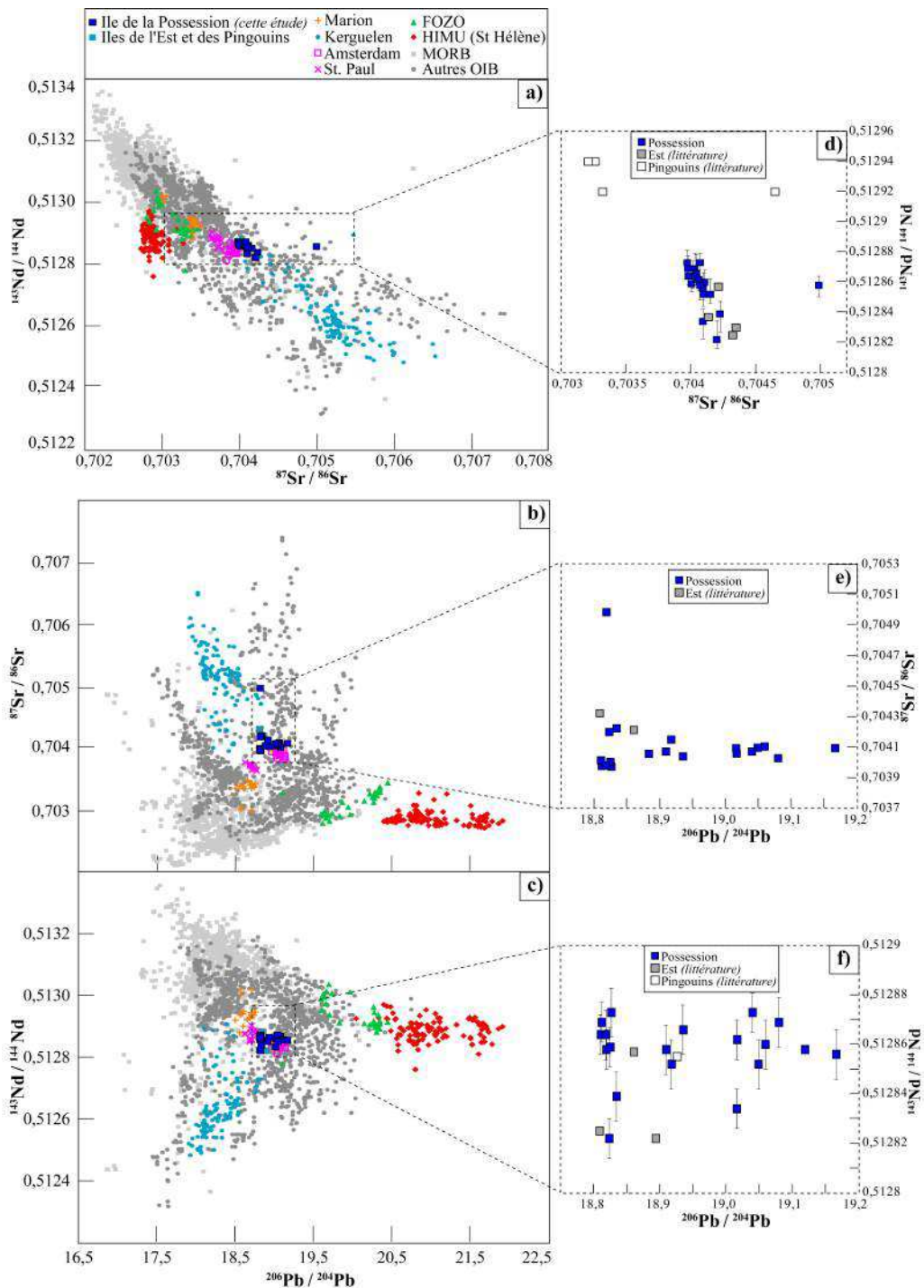


FIGURE 4.50 – Diagrammes des compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb des laves du point chaud de Crozet, comparées à celles des laves issues des points chauds de Marion, d’Amsterdam-Saint Paul et de Kerguelen, des MORB (atlantiques, pacifiques et indiens) et des composants mantellique HIMU et FOZO définis selon Stracke et al. (2005) (Stracke et al., 2003; Doucet et al., 2004; Janin, 2010; Janin et al., 2012; Le Roex et al., 2012). a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et c) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. N.B. = Les barres d’erreurs de nos analyses sont comprises dans la taille des points. Les diagrammes en d), e) et f) sont des agrandissements respectifs de ceux présentés en a), b) et c), présentant uniquement les données isotopiques existantes pour l’archipel de Crozet (Zhou, 1996; Salters and White, 1998; Giret et al., 2002).

Les figures 4.50 b) et c) présentent les rapports isotopiques respectifs en Sr et en Nd en fonction des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Crozet, comparés aux compositions isotopiques des différentes laves prises en référence dans la figure 4.50 a). Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Crozet présentent une variabilité non-négligeable en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (c.à.d. 18,81-19,17) par rapport aux isotopes du Sr et du Nd. Tout comme pour les compositions isotopiques en Sr et en Nd, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ces laves sont compatibles avec un composant enrichi de type EM. Les figures 4.51 a) et b) présentent les diagrammes des rapports isotopiques du Pb, dont les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont plus radiogéniques que ceux présentés par les laves de Marion et de Kerguelen, tandis qu'elles ont des compositions isotopiques en Sr-Nd intermédiaires à ces deux points chauds pour un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné (fig.4.50). Le point chaud de Crozet semble donc se distinguer nettement du point chaud de Marion qui est géographiquement son plus proche voisin. Nous remarquons également que les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves d'Amsterdam sont respectivement similaires et plus radiogéniques que ceux des laves de Crozet, pour un même $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Crozet semblent s'aligner selon une tendance linéaire très bien définie (ligne bleue, fig. 4.51 b) qui suggère un mélange entre deux composants bien distincts. Le premier composant semble être caractérisé par des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement forts et le second composant le plus radiogénique semble être caractérisé par des $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement faibles avec une signature proche de la NHRL. En plus de ce premier composant peu radiogénique en Pb, ces laves présentent des rapports $\Delta 8/4 = 3,6-6,1 \%$ et $\Delta 7/4 = 45-60,5 \%$, équivalents à ceux des basaltes montrant un caractère DUPAL (Hart, 1984). Les signatures isotopiques en Pb du point chaud de Crozet semblent pointer vers une tendance DUPAL qui n'est pas identifiée dans les laves du point chaud de Marion (Le Roex et al., 2012), alors que les îles volcaniques dont elles sont issues se situent aux mêmes latitudes. Cependant, ce composant relativement peu radiogénique en isotopes du Pb par rapport aux laves de Crozet peu également correspondre à une tendance de type EM. Nous retiendrons donc ces deux possibilités pour la suite de l'étude.

En résumé, les compositions isotopiques en Sr-Nd des laves de Crozet sont très homogènes ($\epsilon_{Nd} = 4,3 \pm 0,3$) et compatibles avec un composant mantellique enrichi de type EM. Les signatures isotopiques en Pb semblent définir un mélange entre un composant radiogénique en Pb et un composant moins radiogénique, dont la composition rappelle celle d'un composant de type DUPAL ou de type EM. Nous tenterons ultérieurement d'estimer qualitativement le ou les potentiels types de composants mantelliques expliquant tout ou partie les signatures isotopiques des laves issues du point chaud de Crozet.

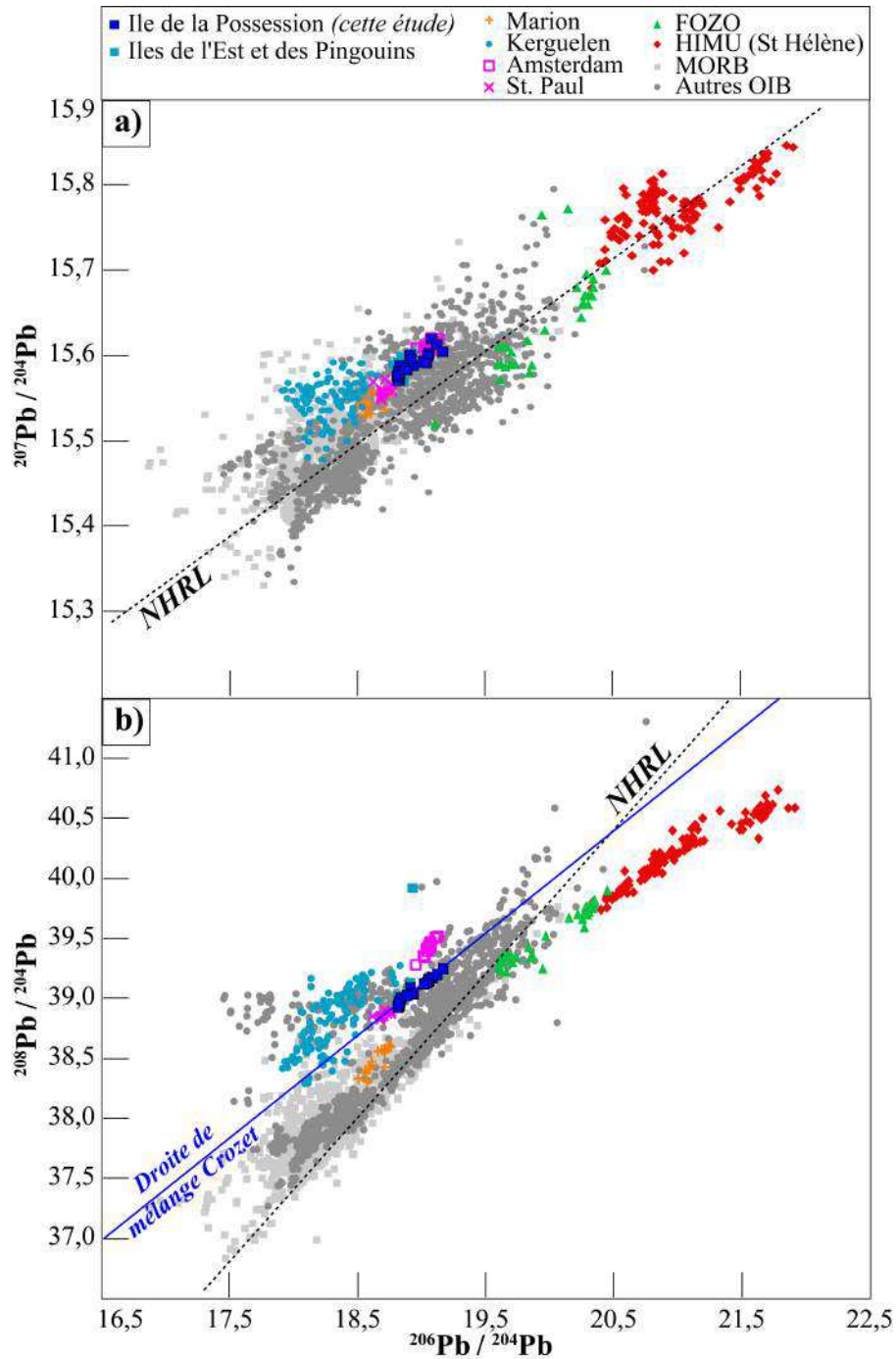


FIGURE 4.51 – a) Rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves du point chaud de Crozet, comparées aux mêmes laves de points chauds et composants pris en référence dans la figure 4.50. N.B. = Les barres d'erreurs de nos analyses sont comprises dans la taille des points. « NHRL » = Northern Hemisphere Reference Line (Hart, 1984).

4.5.2.3 Discussion sur les variations des éléments incompatibles

Nous proposons de corriger les éléments incompatibles du processus de cristallisation fractionnée afin d'estimer les compositions des magmas parentaux. Nous emploierons la même méthode de correction que celle employée pour corriger les REE (c.à.d. 2 ou 3 segments de cristallisation, cf. section 4.5.1.3). Les valeurs des coefficients de partage Kd_{ol-liq} , $Kd_{cpx-liq}$ et Kd_{pl-liq} utilisés dans ces modèles sont précisés dans la table 4.23.

	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta
Kd_{ol-liq}^i	0,0015	0,000045	0,000043	0,00005	0,00005	0,000041	0,0005
$Kd_{cpx-liq}^i$	0,0039	0,0006	0,00068	0,003	0,0052	0,007	0,01
Kd_{pl-liq}^i	0	0	0,21	0	0	0	0
	Pb	Sr	Zr	Hf	Y		
Kd_{ol-liq}^i	0,0003	0,008	0,0013	0,005	0,007		
$Kd_{cpx-liq}^i$	0,086	0,096	0,128	0,23	0,421		
Kd_{pl-liq}^i	0,17	1,80	0	0	0		

TABLE 4.23 – Compilation des coefficients de partage Olivine-liquide et Clinopyroxène-liquide employés pour estimer les compositions en éléments en trace du liquide à chaque étape du modèle de cristallisation fractionnée. Compilation d'après Norman et al. (2005) et Donnelly et al. (2004).

L'inversion des données en REE des liquides primaires estimés selon notre collection montre que le choix de la séquence de cristallisation (2 ou 3 segments) pour corriger nos données n'a aucune influence sur l'estimation de la composition et la minéralogie de la source mantellique de Crozet. Cette dernière remarque nous incite donc à ne considérer qu'un seul cas de figure dans toute cette partie (c.à.d. cas « 3 segments »), sachant pertinemment que l'autre cas démontrera des systématiques similaires.

Nous proposons ainsi d'inverser les compositions des liquides primaires que nous avons estimé pour recalculer la composition en ces éléments de la source mantellique de Crozet. Nous partons pour cela des résultats de l'inversion des REE et de l'équation de fusion partielle non-modale à l'équilibre (équation 4.19, cf. section 4.5.1.2, Shaw, 1970). Nous utilisons les solutions optimales estimées par l'inversion des REE pour fixer les taux de fusion partielle moyens (20 ± 10 %) et les proportions minérales d'une source lherzolitique à grenat ($X_0^{Gt}=2$ %) ainsi que les coefficients de fusion ($P^{Gt}=0,5$ %). Nous pouvons ainsi recalculer les coefficients globaux de distribution D_0^i et P^i intervenant dans l'équation 4.19 (cf. section 4.5.1.2) à l'aide des $Kd_{min/liq}^i$ proposés par Donnelly et al. (2004) et Salters and Stracke (2004). La figure 4.52 a) présente le spectre de la composition en éléments en trace de la source mantellique de Crozet normalisée au manteau primitif (McDonough and Sun, 1995) et estimée d'après l'inversion de ces éléments dans les liquides primaires de l'île de la Possession. Ces estimations montrent ainsi une composition très homogène et peu variable de la source mantellique du point chaud de Crozet au vu des variations de taux fusion partielle modérés considérés (c.à.d. 10 à 31 %). Cette source est

relativement enrichie en Nb et en Ta par rapport au Th, au Ba et dans une moindre mesure au Rb. Nous proposons de comparer dans la figure 4.52 b) le spectre moyen de la source de Crozet avec ceux estimées par Willbold and Stracke (2006) pour chaque type de source (HIMU, EM-1 et EM-2) en considérant un taux de fusion partielle équivalent (c.à.d. $F = 1 \%$). Nous remarquons que les abondances d'éléments en trace du spectre de Crozet sont relativement plus faibles que celles des spectres de sources de type HIMU ou EM, effet qui s'explique par la divergence des paramètres de fusion partielle pris en considération pour l'inversion et l'estimation des compositions en traces des sources mantelliques. En effet, même si nous avons pris en compte le même taux de fusion partielle que Willbold and Stracke (2006), ces auteurs n'ont pas considéré les mêmes proportions minérales de la source, ni les mêmes coefficients de fusion que dans notre cas. Nous nous cantonnerons donc à la discussion des variations relatives en éléments incompatibles plutôt qu'absolues. Nous retrouvons une importante anomalie négative en Pb identique à celle de la source HIMU, mais nous notons que la source de type EM-1 montre aussi une anomalie en Pb tout aussi marquée que dans le cas de la source de Crozet ou celle de type HIMU. Nous retrouvons également un appauvrissement progressif des éléments très incompatibles (de l'U au Cs) dans le spectre de la source de Crozet qui est caractéristique des sources de type HIMU. Cependant, comme nous l'avons remarqué sur la composition des laves (fig. 4.46), cet appauvrissement est bien moins marqué que celui présenté par la source HIMU. Nous pouvons par ailleurs relever la présence d'un léger appauvrissement en Ba relatif à Rb et Th dans le spectre du point chaud de Crozet, anomalie qui est uniquement observée dans la source de type EM-2. Cette dernière remarque rejoint celles que nous avons effectué sur les rapports d'éléments fortement incompatibles (fig. 4.48) à savoir que la source de Crozet semble être au premier ordre intermédiaire entre les réservoirs mantelliques HIMU et EM-2. Ces résultats restent cependant à confirmer avec une analyse plus fine des éléments fortement incompatibles.

4.5.2.4 Discussion sur les signatures isotopiques

Isotopes vs isotopes :

Les signatures isotopiques en Sr-Nd-Pb des laves de Crozet ont toutes révélé la contribution d'un composant mantellique enrichi de type EM, particulièrement visible sur les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Nous proposons ici d'identifier plus précisément la nature de ce composant mantellique en comparant les compositions isotopiques des laves de notre étude avec celles de laves dont les signatures isotopiques sont extrêmes et proches de celles des pôles mantelliques EM-1 et EM-2 (Zindler and Hart, 1986).

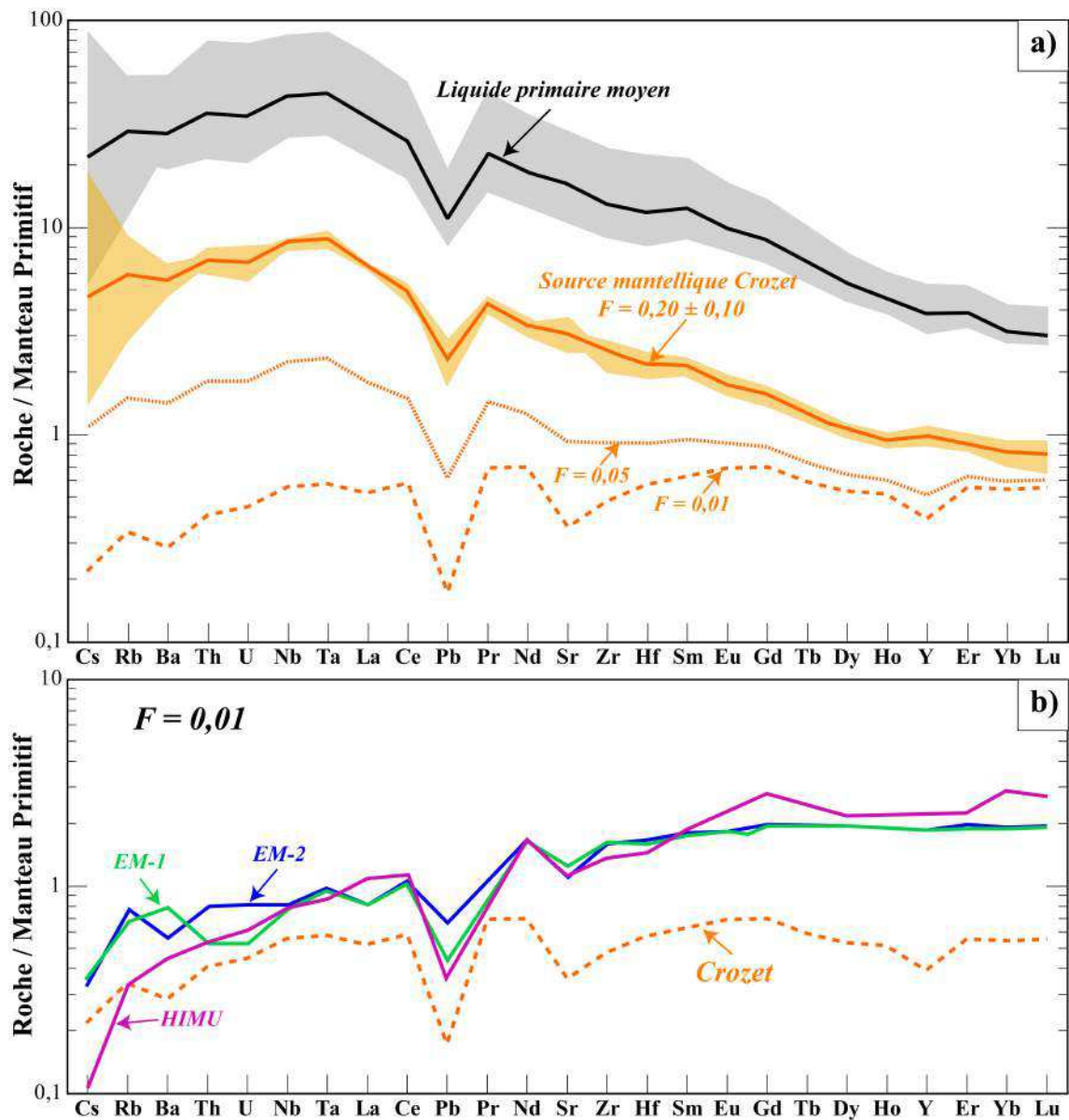


FIGURE 4.52 – a) Spectres des éléments en traces normalisés au manteau primitif (McDonough and Sun, 1995) de la source mantellique de Crozet, calculée par inversion des compositions de liquides primaires en assumant la fusion partielle non-modale à l'équilibre (Shaw, 1970) d'une source péridotitique avec 2 % de grenat, pour des taux de fusion partielle de 20 ± 10 %, 5 % et 1 %. b) Le spectre moyen des liquides primaires de la Possession ($F = 1$ %) et ceux des sources de type HIMU, EM-1 et EM-2 calculés par Willbold and Stracke (2006) ($F = 1$ %) sont reportés à titre de comparaison. Modes de la source : Ol :Opx :Cpx :Gt = 0,55 :0,29 :0,14 :0,02 - Coefficients de fusion : Ol :Opx :Cpx :Gt = 0,0,5 :-0,49 :1,31 :0,005.

Les figures 4.53 a), b) et c) présentent des agrandissements respectifs des figures 4.50 a), b) et c), et comparent nos données à celles des laves issues du point chaud de Kerguelen, de signature EM-1, et celles du point chaud de Samoa, de signature EM-2 (Stracke et al., 2003). La figure 4.53 a) montre que les laves de Crozet semblent présenter des signatures peu radiogéniques en Sr et radiogéniques en Nd similaires à celles des laves issues du point chaud de Kerguelen. Cependant, nous observons dans les figures 4.53 b) et c) que ces échantillons présentent clairement les mêmes signatures trop radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour être assimilés à une signature de type EM-1 comme celle des laves de Kerguelen. Ces signatures radiogéniques en Pb sont nettement plus en accord avec celles d'un composant de type EM-2. Ces caractéristiques isotopiques sont aussi celles de l'île d'Amsterdam mais sont bien distinctes de celles du point chaud de Marion. Il apparaît donc difficile de relier catégoriquement les compositions isotopiques du point chaud de Crozet à un composant de type EM-1 ou EM-2 tels qu'ils sont définis ici par les points chauds respectifs de Kerguelen et de Samoa.

Lors de la présentation des rapports isotopiques en Pb des laves de notre étude (fig. 4.51), nous avons pointé une tendance linéaire dessinée entre les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ainsi qu'entre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Cette tendance semble nous indiquer un mélange binaire entre :

- un pôle mantellique plus radiogénique en isotopes du Pb que les laves de Crozet, ayant des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ supérieurs à 19,17 pour un même $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,
- un pôle mantellique moins radiogénique en isotopes du Pb que le point chaud de Crozet, avec des $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inférieurs à 18,81 pour un $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné.

Nous ne retrouvons pas ces tendances linéaires dans les diagrammes impliquant les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Cette remarque nous indique que les deux pôles mantelliques supposés d'après les signatures isotopiques en Pb ont certainement des signatures Sr-Nd similaires ou très proches. La signature du pôle le moins radiogénique en isotopes du Pb n'est pas sans rappeler celle d'un composant DUPAL, qui est caractérisé par de forts $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour des $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ particulièrement faibles comparés à ceux des MORB issus d'un manteau appauvri (Dupré and Allègre, 1993; Hart, 1984). Ce composant peu radiogénique peut tout aussi bien correspondre à la signature isotopique en Pb d'un composant de type EM-1, qui serait relativement plus radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que le composant DUPAL précédemment supposé.

L'enrichissement du rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Crozet pour un même rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ peut également être exprimé selon le rapport $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, qui est présenté dans le diagramme 4.54. Ce rapport $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ est défini par : $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{mesuré}} - 29,476)/(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{mesuré}} - 9,307)$ et correspond à l'accumulation de Pb radiogénique dans un échantillon corrigé de la présence de Pb primordial (Galer and O'Nions, 1985).

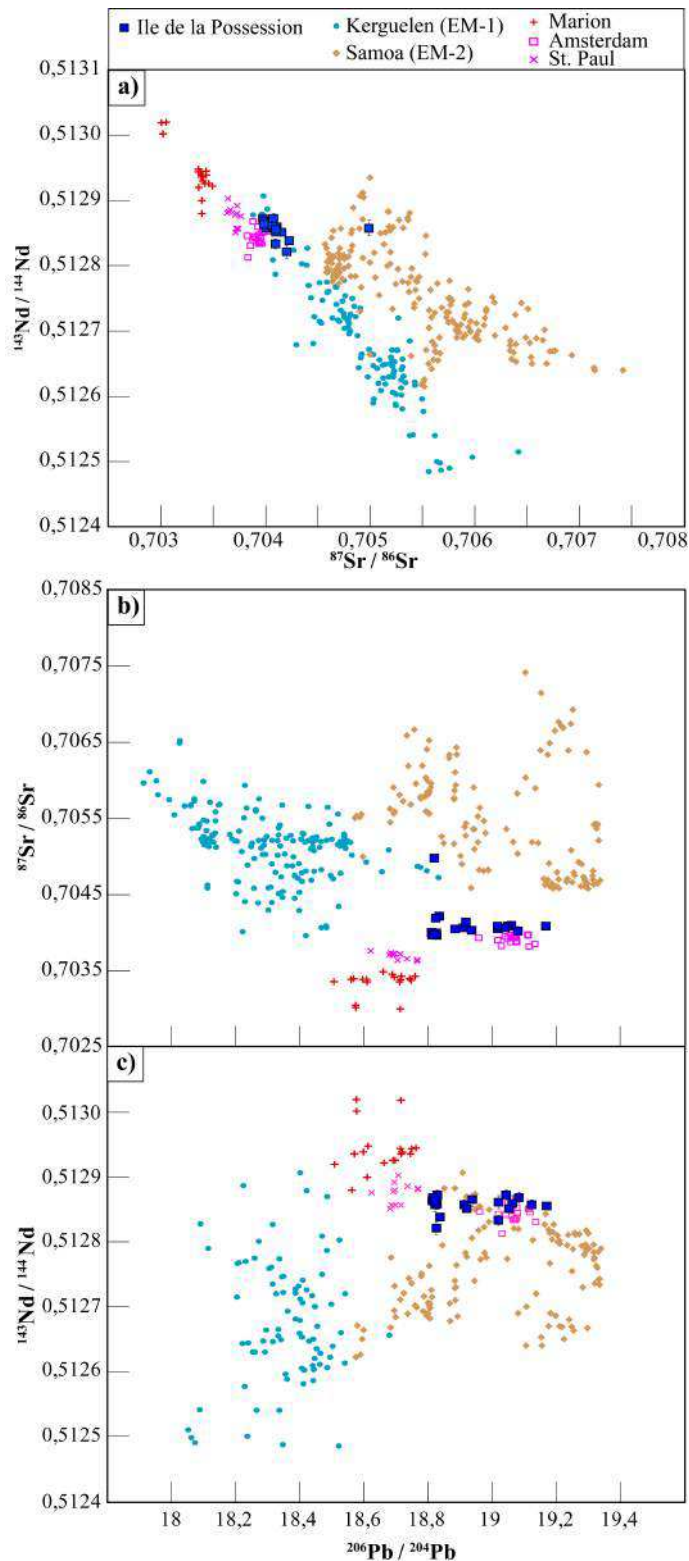


FIGURE 4.53 – Diagrammes des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb des laves du point chaud de Crozet, comparées à celles des laves issues des points chauds de Kerguelen (type EM-1) et de Samoa (type EM-2) (Stracke et al., 2003). a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et c) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Barres d’erreurs sur nos données = $\pm 2\sigma$. Les laves issues du point chaud de Marion (Le Roex et al., 2012) et du point chaud d’Amsterdam - St. Paul (Doucet et al., 2004; Janin, 2010; Janin et al., 2012) sont reportées à titre de comparaison.

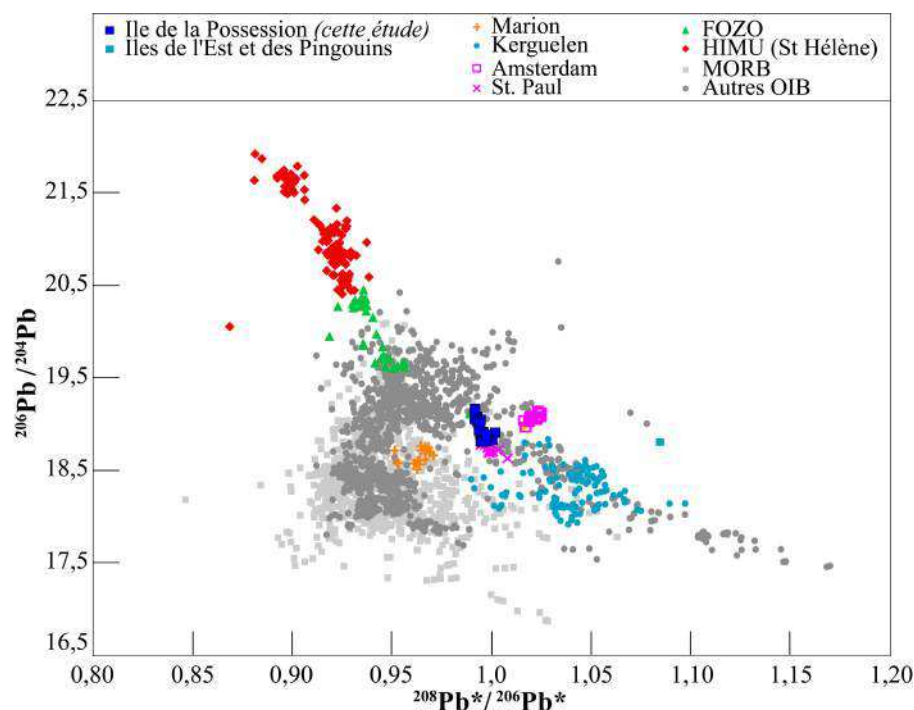


FIGURE 4.54 – Rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction des rapports $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des laves du point chaud de Crozet, comparées aux mêmes laves de points chauds et composants pris en référence dans la figure 4.50. Ces rapports $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ sont définis par : $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{mesuré}} - 29,476)/(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{mesuré}} - 9,307)$ (Galer and O’Nions, 1985).

Ce rapport est très proche de 1 dans le cas des laves de Crozet (c.à.d. 0,991-1,001), soit un rapport supérieur à ceux présentés par les MORB et les laves de type HIMU et FOZO, tandis qu’il reste inférieur à ceux des laves présentant des signatures extrêmes de type EM-1 (c.à.d. Kerguelen, fig. 4.54). Ce rapport $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ proche de 1 suggère un processus ayant engendré un découplage faible mais significatif entre les isotopes ^{208}Pb et les autres, qu’on peut interpréter comme étant le résultat d’un fractionnement ancien entre l’U et le Th légèrement plus important par rapport au Pb que dans les autres couples père-fils. Le fractionnement de ces rapports Th/U (intégrés dans le temps) sont certainement plus élevés dans les laves de Crozet que ceux des MORB et des laves de type HIMU, mais moins importants que ceux des laves de type EM-1 (c.à.d. Kerguelen en fig. 4.54). Par conséquent, nous pouvons en déduire que le pôle mantellique peu radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport aux laves de Crozet pour un même $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ doit présenter un rapport $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ supérieur à 1, soit un fractionnement significatif entre l’U et le Th par rapport au Pb et typique d’un caractère DUPAL prononcé. Il nous faudrait discuter plus quantitativement de la composition isotopique et de l’origine des différents pôles mantelliques impliqués dans la source du point chaud de Crozet pour faire la part entre les potentiels pôles mantelliques de type EM-1 ou DUPAL, pour définir le pôle mantellique

plus radiogénique en Pb, et enfin pour étudier le recyclage dans le manteau indien sous-jacent à l'archipel de Crozet.

Isotopes vs éléments incompatibles :

Les rapports isotopiques en Pb et rapports d'éléments incompatibles des laves de l'île de la Possession semblent nous révéler un message similaire quant à l'implication d'un composant mantellique enrichi (type EM) dans la région source du point chaud de Crozet. Les variations isotopiques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans ces magmas nous ont permis de distinguer une région mantellique caractérisée par un composant de type EM-2, distinction que les variations en éléments incompatibles dans ces magmas ne semblent pas effectuer au premier ordre. Nous proposons ici de combiner ces deux outils géochimiques et d'observer la systématique qui s'inscrit pour notre collection d'échantillons, en fonction de celles des laves présentant des signatures isotopiques extrêmes des pôles EM-1 (c.à.d. Kerguelen) et EM-2 (c.à.d. Samoa).

Certains auteurs emploient des rapports d'éléments en traces qui mettent en jeu les éléments les plus incompatibles, tels que Nb/Rb, Ba/Nb, Ba/Th ou Ba/La, pour distinguer les laves de type EM-1 de celles issues du pôle EM-2, en supposant que la différence entre ces deux composants est essentiellement due à l'origine des sédiments recyclés (Weaver, 1991). D'autres auteurs supportent l'hypothèse d'un recyclage de lithosphère océanique métasomatisée plutôt que de sédiments associés au recyclage de la croûte océanique pour expliquer la composition d'une source de type EM-2 (Workman et al., 2004). Cette dernière étude met en évidence des divergences de compositions entre les composants EM-1 (c.à.d. Pitcairn) et EM-2 (c.à.d. Samoa) selon les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, La/Sm et Nb/Nb* ($= \text{Nb}_N / \sqrt{(\text{Th}_N \times \text{La}_N)}$), Eisele et al., 2002).

Notre intérêt ici n'est pas de favoriser une hypothèse plus qu'une autre, aussi nous considérons en premier ordre tous ces marqueurs potentiels de sources pour tenter de distinguer les laves de Crozet entre ces deux composants mantelliques enrichis (EM-1 ou EM-2). Nous avons déjà remarqué que les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ permettent de différencier nettement les laves de type EM-1 et EM-2 (fig. 4.53), aussi le rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ permet également de distinguer ces deux types de points chauds (Workman et al., 2004). Nous avons confronté ces rapports isotopiques aux différents rapports d'éléments incompatibles suggérés et impliquant notamment le Ba et le Rb, soit des éléments qui ont des comportements différents par rapport aux autres éléments fortement incompatibles (c.à.d. Th, Nb, La) selon le composant mantellique enrichi considéré.

La figure 4.55 présente uniquement les diagrammes de rapports d'éléments incompatibles vs. les rapports isotopiques qui nous permettent de distinguer au mieux les compositions des laves de Samoa (EM-2, losanges oranges) de celles de Kerguelen (EM-1,

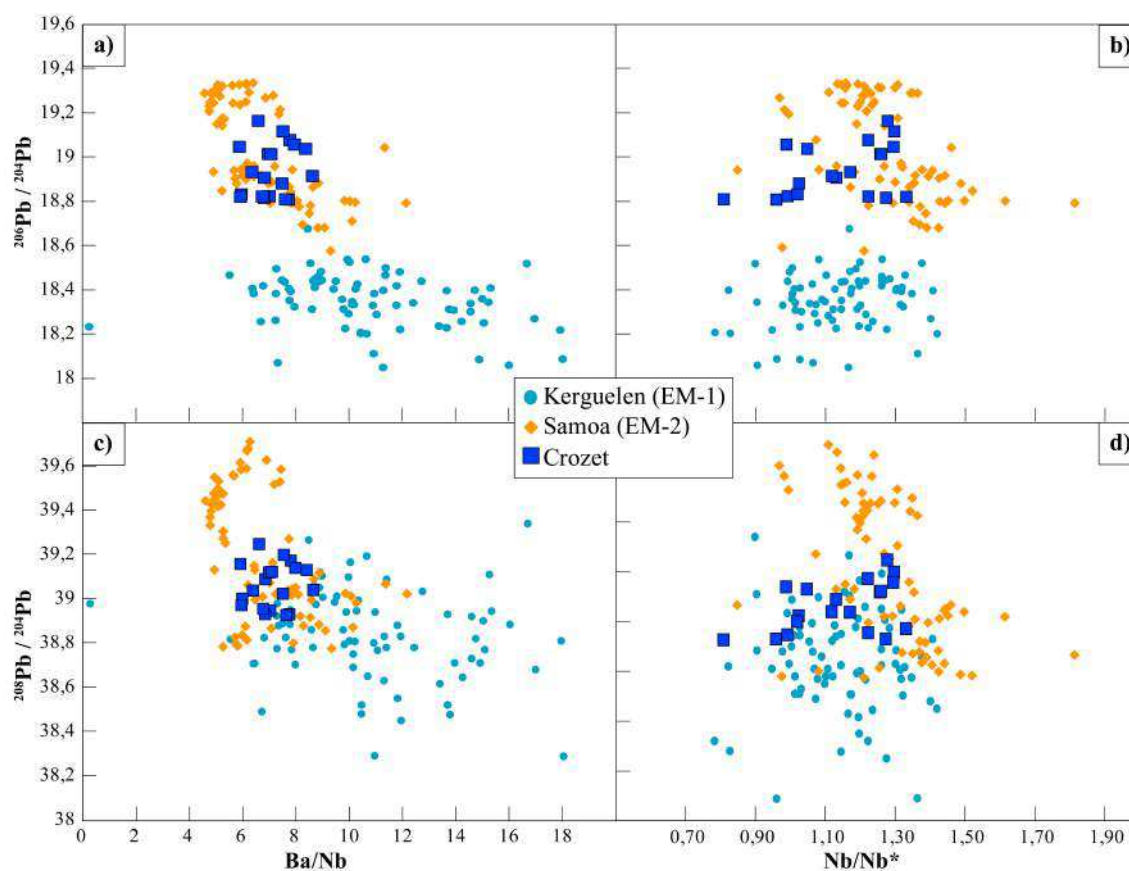


FIGURE 4.55 – Rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a, b) et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (c, d) en fonction des rapports élémentaires Ba/Nb (a, c) et Nb/Nb^* (b, d) des laves de Crozet (carrés bleus), comparés à ceux des laves de Samoa (EM-2, losanges oranges) et de Kerguelen (EM-1, ronds bleus). Les valeurs de ces deux points chauds sont issues d’une compilation de données GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>).

ronds bleus). Les figures 4.55 a) et b) présentent ainsi les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de notre collection d’échantillons en fonction des deux rapports Ba/Nb et Nb/Nb^* défini d’après Eisele et al. (2002), comparés à ceux des laves de Samoa et de Kerguelen. Quelque soit le rapport d’éléments en trace considéré, les signatures en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Crozet sont similaires à celles des laves de Samoa, impliquant un composant de type EM-2. Cependant, les relations entre ces deux rapports d’éléments incompatibles avec les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 4.55 c et d), sont bien moins nets et la distinction entre l’influence du type de composant enrichi s’avère plus délicate.

Les rapports d’éléments incompatibles des laves de Crozet ne semblent pas assez extrêmes pour nous permettre de définir clairement le type de composant mantellique enrichi (EM-1 ou EM-2) qui influence leurs signatures géochimiques. Seuls les rapports isotopiques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ associés aux rapports d’éléments incompatibles permettent d’avancer une signature isotopique de type EM-2 à la source mantellique du point chaud de

Crozet. Il semble donc possible que le mélange des deux composants mantelliques définis par des signatures isotopiques en Pb opposées l'une de l'autre, vis-à-vis de celles des laves de Crozet, ait pu conférer à ces dernières une signature de type EM-2.

4.5.2.5 Relations isotopes vs éléments majeurs :

Nous avons désormais toutes les informations nécessaires pour tester les relations éventuelles entre les compositions en éléments majeurs des magmas primaires de Crozet et leurs signatures isotopiques. Pour cela, nous replaçons dans la figure 4.56 (Jackson and Dasgupta, 2008) les deux compositions extrêmes en SiO_2 (a) et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (b) des liquides primaires de l'île de la Possession en fonction du rapport isotopique moyen en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de notre étude. Ces corrélations « éléments majeurs - rapports isotopiques » présentées par les laves de points chauds dans les figures 4.56 (a) et (b) sont proposées dans l'étude de Jackson and Dasgupta (2008), qui considère uniquement l'effet de la cristallisation de l'olivine pour corriger les compositions en éléments majeurs de ces laves du processus de cristallisation fractionnée, et estimer les compositions des liquides primaires résultants. Nous replaçons donc dans les figures 4.56 (a) et (b) uniquement notre estimation de liquide primaire pour « 2 segments » de cristallisation où nous considérons l'apparition de l'olivine au liquidus, soit une correction du processus de cristallisation très proche de celle employée dans l'étude de Jackson and Dasgupta (2008). Cependant, nous ne pouvons pas reporter notre seconde composition extrême de liquide primaire de Crozet sur cette même figure, cette composition étant estimée pour « 3 segments » de cristallisation, et considère l'apparition très précoce du clinopyroxène à la suite de celle de l'olivine. Pour pouvoir comparer cette seconde composition aux tendances dessinées par les autres laves de points chauds dans la figure 4.56, nous proposons de reporter en figure 4.56 (c) et (d) les compositions moyennes en SiO_2 et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des liquides primaires de ces mêmes points chauds estimés par l'étude de Dasgupta et al. (2010). Cette dernière étude considère un schéma de correction de cristallisation très proche du notre cas « 3 segments » et basé sur l'ajout simultané d'olivines et de clinopyroxènes. Nous reportons ainsi dans ces figures 4.56 (c) et (d) les compositions que nous avons estimé pour le liquide primaire de l'île de la Possession selon « 3 segments » de cristallisation, en fonction des mêmes rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Comme l'ont proposé Hauri (1996) et Jackson and Dasgupta (2008), le choix de la séquence de cristallisation pour corriger les laves de points chauds de ce processus n'affecte pas en absolu et de façon significative les corrélations visibles entre les compositions en éléments majeurs des liquides primaires de points chauds et leurs compositions isotopiques en Pb. Les positions des deux liquides primaires de l'île de la Possession que nous avons estimé dans ces diagrammes restent globalement dans les tendances dessinées par

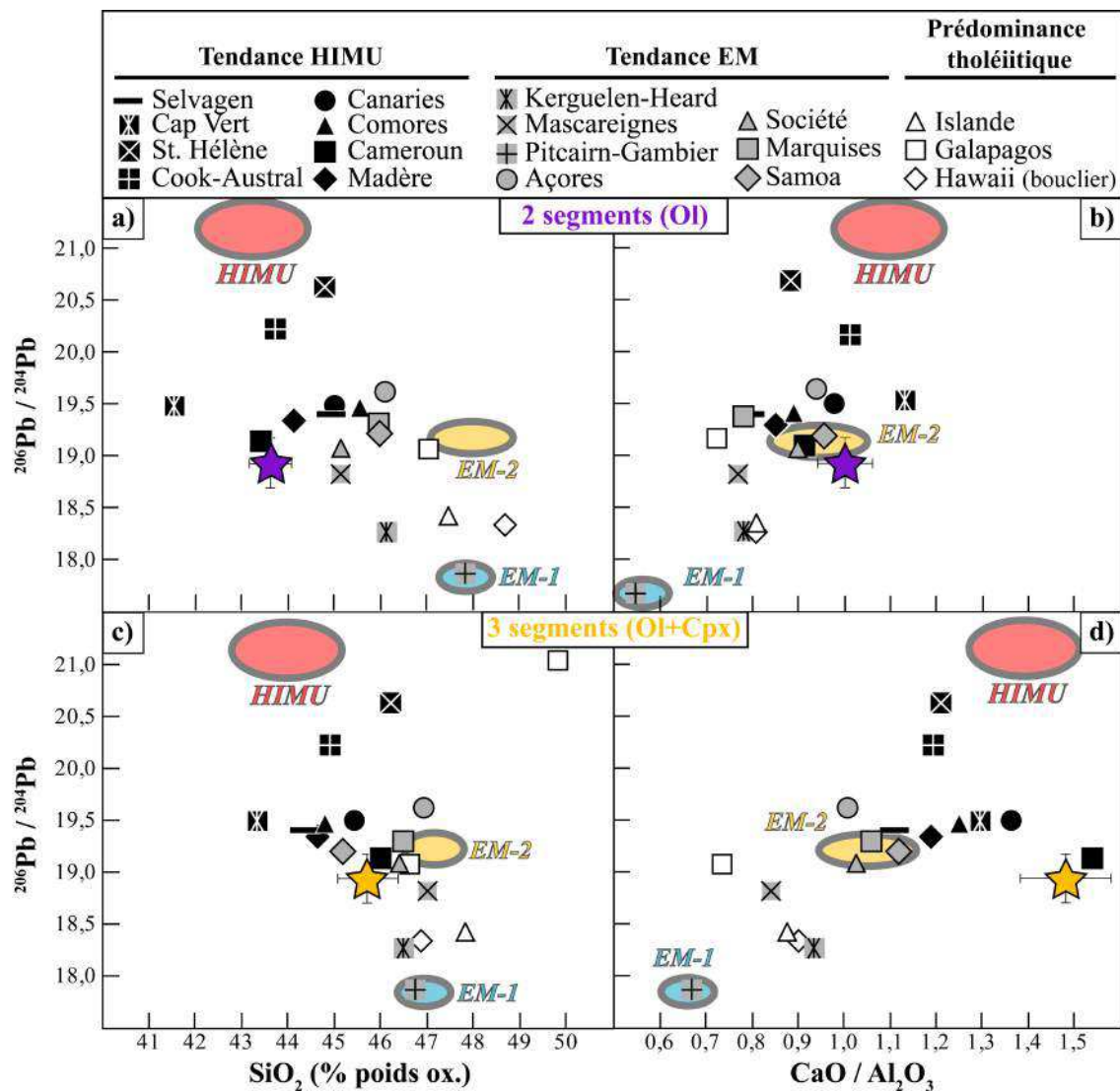


FIGURE 4.56 – Rapports isotopiques moyens $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction des teneurs en SiO_2 (a, b) et des rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (c, d) des liquides primaires de Crozet (étoiles), comparés à ceux des magmas primaires de 18 points chauds (Jackson and Dasgupta, 2008). Le liquide primaire de Crozet estimé pour « 2 segments » de cristallisation est reporté en (a) et (b) (étoile violette), et celui estimé pour « 3 segments » de cristallisation est reporté en (c) et (d) (étoile orange), où les compositions élémentaires moyennes des laves de points chauds sont issues de l'étude de Dasgupta et al. (2010).

les autres points chauds, cependant nos estimations sont systématiquement à la périphérie de ces tendances. Même si les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Crozet sont bel et bien similaires à ceux des laves de type EM-2, les compositions en SiO_2 et en $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de nos deux estimations sont globalement plus proches de celles des magmas primaires des points chauds à tendance HIMU qu'à tendance EM-2. Ces corrélations « éléments majeurs - rapports isotopiques en Pb » ne semblent donc pas valides dans le cas des liquides primaires de l'île de la Possession.

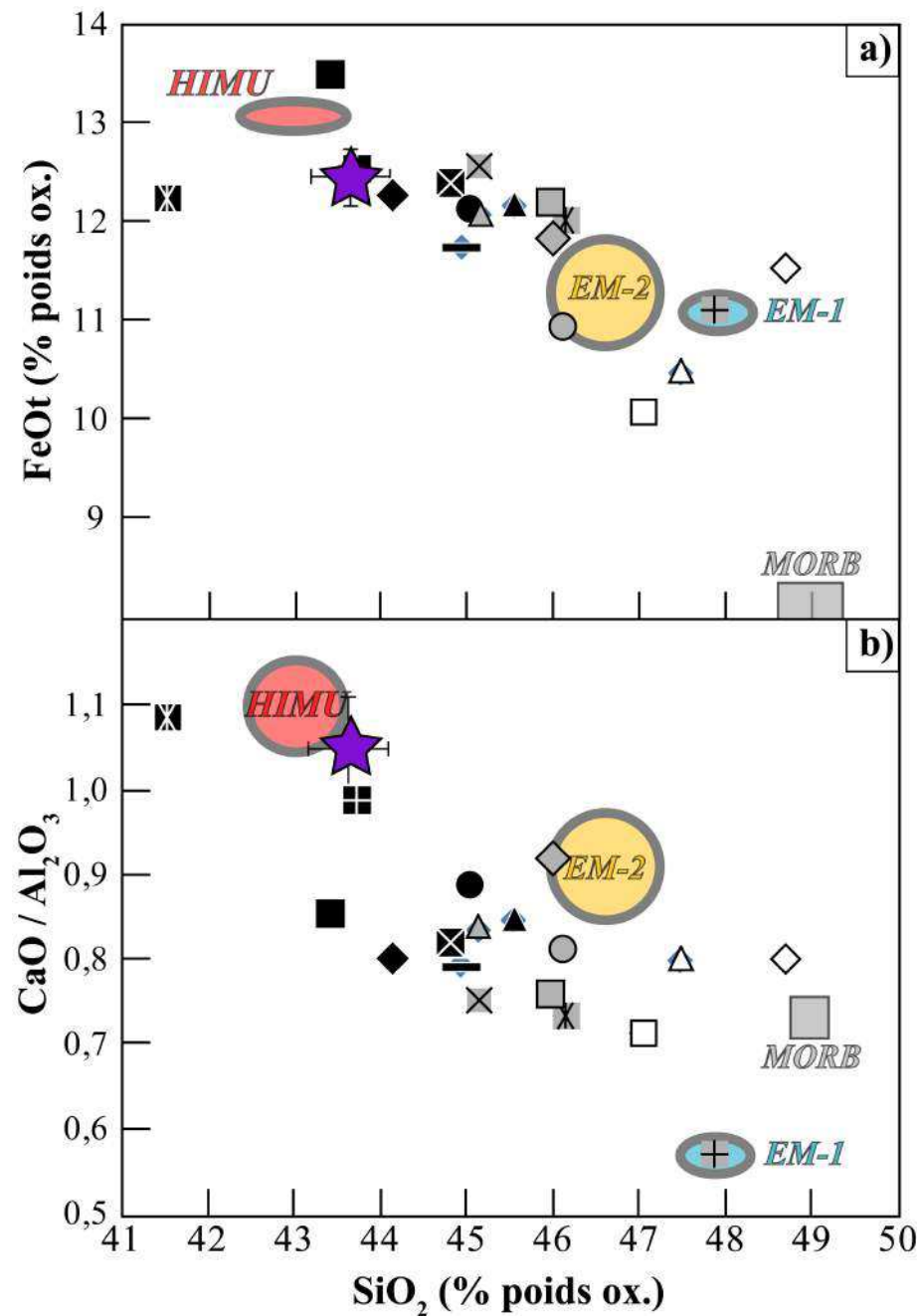


FIGURE 4.57 – Compositions en SiO₂ en fonction des teneurs en FeOt (a) et des rapports CaO/Al₂O₃ (b) du liquide primaire de Crozet estimé pour 2 segments de cristallisation (étoile), et comparé aux compositions des magmas primaires de 18 points chauds (Jackson and Dasgupta, 2008). Figure issue et modifiée de l'étude de Jackson and Dasgupta (2008) (fig. 4).

Par ailleurs, nous avons reporté dans la figure 4.57 les compositions en SiO₂ en fonction des teneurs en FeOt (a) et en CaO/Al₂O₃ (b) de notre estimation de liquide primaire pour le cas « 2 segments », qui sont toujours comparées à celles des magmas primaires de points chauds pris en référence dans la figure 4.56 (a et b). Ces diagrammes sont proposés

par Jackson and Dasgupta (2008) qui considèrent les variations en ces éléments majeurs dans les laves de points chauds comme étant de bons « analogues » à celles présentées par les signatures isotopiques en Pb et/ou en Sr de ces mêmes laves. Autrement dit, la composition en éléments majeurs d'une lave de point chaud donnée reportée dans ces diagrammes est censée nous permettre d'identifier ses caractéristiques isotopiques par rapport aux pôles mantelliques HIMU et EM, et identifier les caractéristiques lithologiques de sa source mantellique. Les compositions en éléments majeurs de notre estimation de liquide primaire du cas « 2 segments » sont très proches de celles des laves à tendance HIMU dans les deux diagrammes (fig. 4.57). Ce dernier message est incompatible avec celui exposé par les signatures isotopiques Sr-Nd-Pb des laves de Crozet, qui révèlent une signature de type EM-2. Les corrélations « éléments majeurs - rapports isotopiques en Pb » semblent donc inexistantes dans le cas des laves issues du point chaud de Crozet.

Ces remarques questionnent donc l'interprétation des corrélations présentées dans les figures 4.56 et 4.57 en termes de variations lithologiques des sources selon la systématique des éléments majeurs des laves de points chauds. Si de telles relations existent, il est fort probable que la procédure de correction de cristallisation fractionnée employée jusqu'alors pour étudier ces relations soit inadaptée et masque le signal réel de ces variations lithologiques. Il faut donc traiter et corriger les compositions en éléments majeurs des laves de points chauds considérés de la cristallisation fractionnée au cas par cas, et non de manière globale, avant d'envisager ces corrélations « éléments majeurs - isotopes du Pb » pour identifier les hétérogénéités lithologiques des sources de points chauds.

Toutes ces remarques renforcent à l'évidence l'idée que l'estimation des compositions en éléments majeurs des liquides primaires de points chauds est un point critique dans l'identification des potentielles hétérogénéités lithologiques de leurs sources mantelliques à partir de ces compositions.

4.6 Conclusions sur la systématique des éléments en trace et des signatures isotopiques

Dans cette section, nous avons analysé les différents messages du comportement des éléments en trace incompatibles dans les liquides primaires des laves de l'île de la Possession, pour estimer les conditions pétrogénétiques de ces liquides (P-T, taux de fusion partielle) et la lithologie de la source mantellique dont ils sont issus (c.à.d. composition chimique et minéralogie de la source). Nous avons pour cela utilisé exclusivement les compositions en éléments en trace des échantillons sélectionnés d'après leurs compositions en éléments majeurs (c.à.d. $<10\%$ de cristaux et $\text{Fe/Mn} < 55$), pour les corriger du processus de cristallisation fractionnée et estimer les liquides primaires selon les 2 cas extrêmes établis en section 4.3.2.3 (c.à.d. 2 et 3 segments de cristallisation). Nous avons employé la méthode d'inversion des Terres Rares (ou REE) (Minster and Allègre, 1978) sur ces liquides primaires, basée sur l'équation de fusion partielle non-modale à l'équilibre (Shaw, 1970), pour estimer la composition en REE et la minéralogie de la source du point chaud de Crozet. Les meilleurs résultats de ce modèle appliqué aux données de Crozet révèlent l'influence d'une source lherzolitique enrichie en éléments incompatibles qui présente une faible quantité de grenat résiduel ($X_0^{\text{Gt}} = 2\%$), dont seulement $0,5\%$ sont incorporés aux liquides de fusion pour des taux de fusion partielle moyens de $20 \pm 10\%$. Nous avons ainsi démontré que le choix de la séquence d'apparition des phases minérales au cours de la cristallisation pour corriger nos données en éléments en trace de ce processus n'a aucune influence sur l'identification de la lithologie source du point chaud de Crozet, ni sur les conditions pétrogénétiques des laves résultant de la fusion partielle de cette source. Ces résultats semblent donc être robustes.

La systématique des éléments fortement incompatibles dans les laves de Crozet semble révéler une composition de source mantellique intermédiaire à celles des sources de type HIMU et EM. L'inversion des compositions en éléments fortement incompatibles de ces liquides primaires révèle également une composition de la source mantellique de Crozet intermédiaire entre les réservoirs de type HIMU et EM, dont quelques caractéristiques sont attribuables à un composant de type EM-2. L'absence de variabilité des rapports isotopiques en Sr-Nd-Pb des laves de Crozet révèle une source mantellique relativement homogène. Le message des éléments incompatibles associé aux relations entre les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et entre les rapports d'éléments fortement incompatibles et les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans ces laves convergent vers une composition isotopique enrichie semblable au type EM-2. Les signatures isotopiques en Pb des laves de Crozet présentent des variations linéaires impliquant un mélange de deux composants mantelliques : l'un radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et l'autre peu radiogénique en

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport aux laves de Crozet. Ce dernier composant mantellique est tout aussi compatible avec la signature isotopique en Pb d'un composant de type EM-1 que celle d'un composant à caractère DUPAL. La signature isotopique en Sr et en Nd de ces deux composants identifiés sur la base des variations isotopiques en Pb doivent être proches pour expliquer le manque de variabilité des laves de Crozet sur ces deux systèmes isotopiques. Ces rapports isotopiques ne montrent aucune corrélation avec les compositions extrêmes en éléments majeurs des deux liquides primaires estimés pour l'île de la Possession. Cette remarque renforce ainsi l'hypothèse d'une source mantellique homogène. En suivant les corrélations « éléments majeurs - isotopes $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ » proposées par Jackson and Dasgupta (2008), le message isotopique de type EM-2 révélé par les laves de Crozet est incompatible avec celui des compositions en SiO_2 et en $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des liquides primaires dont ces laves sont issues, de type HIMU. Les liquides primaires de Crozet ne suivent donc pas ces corrélations, qui sont établies à partir des compositions des liquides primaires estimées selon une procédure de la correction de cristallisation fractionnée appliquée de façon identique à tous les points chauds considérés, et certainement inadaptée au vu de l'absence de corrélations dans le cas du point chaud de Crozet. Cette remarque démontre l'importance de quantifier les processus crustaux qui affectent les laves de chaque point chaud considéré en amont de ces corrélations potentielles, et de corriger ces laves au cas par cas du processus de cristallisation fractionnée. L'incidence du choix de la séquence de cristallisation sur l'estimation des compositions en éléments majeurs des liquides primaires est donc très importante et ne peut être généralisée à toutes les laves de points chauds.

4.7 Conclusions : pétrogenèse des laves du point chaud de Crozet

L'objectif principal de ce chapitre est de connaître, de comprendre et, dans la mesure du possible, de contraindre les processus contrôlant la géochimie et la dynamique de genèse des magmas issus du point chaud de Crozet. Dans cette optique, nous avons caractérisé la pétrologie et la géochimie de notre collection de laves de l'île de la Possession, afin de quantifier les paramètres de chaque processus intervenant depuis la genèse de ces magmas jusqu'à leur éruption en surface, et ainsi remonter aux propriétés pétro-géochimiques de la source mantellique de Crozet. Nous avons donc procédé par étapes, où chacune étudie l'influence d'un processus différent sur la systématique géochimique des laves de la Possession.

1. L'étude de la pétrologie et des compositions en éléments majeurs de ces laves a révélé qu'elles sont affectées par différents processus crustaux, tels que l'accumulation de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes, ou encore les mélanges magmatiques, qui altèrent le signal de la cristallisation fractionnée tout au long de l'histoire éruptive de l'île. Les thermobaromètres appliqués aux matrices et clinopyroxènes des laves les plus porphyriques (c.à.d. >10 % de cristaux) révèlent que ces différents processus crustaux opèrent au sein d'un réservoir magmatique principal situé entre 17 et 36 km de profondeur ($8,0 \pm 2,9$ kbar), et que ces clinopyroxènes cristallisent à des températures moyennes de $1199 \pm 45^\circ\text{C}$. Nous avons en premier lieu quantifié le seul processus de cristallisation fractionnée en sélectionnant exclusivement les laves présentant moins de 10 % de cristaux (roches porphyriques, aphyriques et matrices) et ayant un rapport Fe/Mn > 55. Ce dernier rapport nous permet d'identifier et d'éliminer aisément les roches affectées par des mélanges magmatiques et/ou saturées en titanomagnétites car il a la propriété de rester constant dans les liquides primitifs et fractionne seulement lorsque les titanomagnétites arrivent à saturation dans les laves (Humayun et al., 2004).

Deux séquences de cristallisation fractionnée possibles ressortent de cette étude : la première (c.à.d. « 3 segments ») considère l'apparition très précoce du clinopyroxène, tandis que la seconde (c.à.d. « 2 segments ») considère uniquement l'apparition précoce de l'olivine, et l'apparition tardive des clinopyroxènes. Nous avons quantifié les courses de cristallisation suivantes à l'aide d'un modèle établi selon chaque séquence de cristallisation définie et d'après les abondances minérales estimées pour chaque segment de course de cristallisation :

Cas « 3 segments » :

- (a) 100 % Ol,
- (b) 0,2Ol : 0,8Cpx - 0,3Ol : 0,7Cpx à partir de $Mg\#_{liq} = 0,70$,
- (c) 0,09Ol : 0,59Cpx : 0,21Pl : 0,11Ox à partir de $Mg\#_{liquide} = 0,59$.

Cas « 2 segments » :

- (a) 100 % Ol,
- (b) 0,09Ol : 0,59Cpx : 0,21Pl : 0,11Ox à partir de $Mg\#_{liquide} = 0,59$.

Ces courses de cristallisation nous ont permis d'estimer les deux compositions extrêmes en éléments majeurs et en éléments en traces du liquide primaire dont sont issues les laves de l'île de la Possession. Ces laves se sont par ailleurs formées à l'issue de la cristallisation de 70 à 74 % de ces liquides primaires, avec le fractionnement significatif plus de 40 % de clinopyroxènes dans les matrices de ces roches par rapport aux autres phases cristallisées (c.à.d. ol+pl+ox). En considérant l'apparition précoce du clinopyroxène dans nos courses de cristallisation (« 3 segments »), le liquide primaire résultant présente un rapport CaO/Al_2O_3 important (= 1,48) et est nettement plus riche en SiO_2 et en CaO, mais est plus appauvri en FeO que dans le cas de « 2 segments » de cristallisation.

Les compositions en éléments en traces, plus incompatibles, sont peu sensibles au choix de la séquence de cristallisation, aussi les liquides primaires estimés dans les deux cas considérés (2 ou 3 segments) présentent des compositions en éléments en traces similaires.

2. L'identification de la lithologie source et des conditions pétrogénétiques des magmas parents aux laves de l'île de la Possession ont été établies en deux temps :
 - A partir des compositions extrêmes en éléments majeurs de chaque liquide primaire estimé, nous avons pu établir 1) les lithologies sources possibles selon la méthode de comparaisons systématiques des compositions « liquide primaire vs liquides expérimentaux » de Shorttle and MacLennan (2011), ainsi que 2) les conditions de pression-température de fusion partielle, selon les thermomètres et baromètres de Putirka et al. (2007) et Lee et al. (2009) ;
 - A partir de l'inversion des compositions en REE de ces liquides primaires (méthode de Minster and Allègre, 1978), nous avons estimé les taux de fusion partielle moyens auxquels ces derniers ont été produits ainsi que la minéralogie et la composition en REE de la source du point chaud de Crozet.

Les compositions extrêmes en éléments majeurs des deux magmas parents à ces laves révèlent des lithologies sources différentes. Le liquide primaire estimé dans

le cas où nous considérons uniquement l'apparition de l'olivine au liquidus dans nos laves (c.à.d. « 2 segments ») présente une composition compatible avec celles des liquides expérimentaux issus de la fusion partielle à taux modérés (10-20 % ; Hirschmann, 2000) d'une lherzolite fertile présentant 10 % de grenat (type PHN-1611, Kushiro, 1996) entre 2,5 et 2,93 GPa, soit entre 83 et 97 km de profondeur, et à des températures de $1502 \pm 52^\circ\text{C}$.

La composition particulière en éléments majeurs du liquide primaire estimé pour le cas « 3 segments » (c.à.d. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \gg 1$) révèle quant à elle de fortes similitudes avec des liquides expérimentaux issus de la fusion partielle d'une éclogite impliquant une faible quantité de composants volatils (5 % CO_2 ; Dasgupta et al., 2006), à des pressions de 2,5-3GPa pour des températures de 1400°C . Il est donc possible que la source mantellique de Crozet soit hétérogène, avec l'implication d'une faible quantité de composants carbonatés. Cependant, les résultats obtenus par la méthode des « misfits » proposée par Shorttle and MacLennan (2011) ne suffit pas à privilégier une lithologie mantellique plus qu'une autre. Le message révélé par cet outils géochimique sur la source mantellique de Crozet (c.à.d. source lherzolitique ou éclogitique carbonatée) doit être étayée en affinant le modèle de cristallisation fractionnée employé, et en utilisant d'autres outils géochimiques plus quantitatifs.

L'identification de la lithologie source et des conditions de pétrogenèse des magmas parents aux laves de l'île de la Possession semblent donc fortement dépendantes de la composition en éléments majeurs de ces magmas, ou autrement dit du choix de la séquence de cristallisation, alors que ce n'est pas le cas vis-à-vis de leurs compositions en REE. En effet, l'inversion des deux compositions extrêmes (c.à.d. 2 ou 3 segments) en REE (Minster and Allègre, 1978) du liquide primaire convergent vers une même source lherzolitique enrichie en éléments incompatibles et une faible quantité de grenat résiduel (2 %). Ce liquide primaire incorporerait alors moins d'1 % de grenat par fusion partielle de cette lithologie source à des taux modérés moyens de $20 \pm 10\%$.

Ces résultats sont suffisamment robustes pour estimer que la source mantellique de Crozet a une minéralogie semblable à celle d'une lherzolite enrichie en éléments incompatibles et présentant une très faible quantité de grenat.

Ces deux outils géochimiques (c.à.d. majeurs et traces) montrent en outre que, quelque soit la lithologie source estimée dans le cas du point chaud de Crozet, les conditions de pétrogenèse des laves de la Possession restent équivalentes, avec une fusion partielle forte (c.à.d. $F = 10\text{-}30\%$) qui se produit à des pressions de l'ordre de 2,5-3 GPa et des températures de $1400\text{-}1500^\circ\text{C}$.

3. La systématique des éléments fortement incompatibles dans les laves de l'île de la Possession révèlent des compositions présentant des caractéristiques intermédiaires à celles des laves de type HIMU et celles de type EM. La composition en ces éléments de la source mantellique de Crozet a été recalculée par inversion et selon les résultats obtenus par inversion des REE (c.à.d. minéralogie source et taux de fusion partielle), et nous montre également des compositions intermédiaires aux sources de type HIMU et EM.

Les compositions en isotopes du Sr et du Nd des laves de l'archipel de Crozet (c.à.d. îles de la Possession, de l'Est et aux Pingouins) sont très homogènes et révèlent la présence d'un composant mantellique enrichi (de type EM) par rapport au manteau appauvri des MORB, dans le panache mantellique sous-jacent à cet archipel. Les relations entre les isotopes du Nd et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont en accord celles existantes entre les rapports d'éléments fortement incompatibles des laves de la Possession et leurs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: elles tendent toutes deux à révéler une source mantellique enrichie de composition semblable au type EM-2. Les signatures isotopiques en Pb dans ces laves présentent quant à elles des tendances linéaires supposant un mélange d'au moins deux composants mantelliques : l'un plus radiogénique en isotopes du Pb et l'autre peu radiogénique en ces mêmes isotopes par rapport à ceux des laves de notre étude. En suivant leurs variations linéaires en isotopes du Pb, ce dernier composant peu radiogénique pourrait correspondre tout autant à un composant présentant un caractère DUPAL qu'à un composant de type EM-1. Les signatures isotopiques en Pb de ces deux composants mantelliques potentiels sont distinctes, toutefois elles présentent certainement des signatures isotopiques en Sr et en Nd similaires ou très proches pour expliquer l'homogénéité isotopique en ces rapports dans les laves de notre étude.

Ces signatures isotopiques permettent également d'éliminer tout lien potentiel entre la source mantellique du point chaud de Crozet et celles des points chauds de Kerguelen et de Marion, le premier (Kerguelen) étant isotopiquement bien plus enrichi que Crozet et de type EM-1, et le second (Marion) présentant des signatures isotopiques trop appauvries par rapport à notre cas. Les signatures isotopiques en Pb des laves de Crozet ne présentent aucune corrélation avec les compositions en éléments majeurs des magmas primaires de l'île de la Possession, ce qui renforce l'hypothèse d'une source homogène. Par ailleurs, les corrélations entre les compositions en éléments majeurs de ces liquides primaires et les rapports isotopiques en Pb des laves de Crozet ne délivrent pas un message compatible sur les lithologies mantelliques de la source du point chaud de Crozet, en considérant les éléments majeurs comme de bons « analogues » de ces rapports isotopiques en Pb (Jackson and Dasgupta,

2008). Ces corrélations proposées par quelques études dont celle de Jackson and Dasgupta (2008) sont établies à partir de compositions en éléments majeurs de liquides primaires estimées à partir d'une procédure de correction de cristallisation fractionnée inadaptée car généralisée à toutes les laves de points chauds considérés. L'absence de ces corrélations dans le cas du point chaud de Crozet marque l'importance de traiter et corriger les compositions en éléments majeurs des laves des points chauds au cas par cas, et non de manière globale au risque de masquer le signal des variations lithologiques des sources mantelliques à travers les compositions des liquides primaires de ces laves. Nous avons ainsi démontré l'incidence du choix de la séquence de cristallisation fractionnée sur l'estimation des compositions en éléments majeurs des liquides primaires du point chaud de Crozet, plus importante que celle des processus pétrogénétiques, ainsi que leur influence sur ces relations potentielles.

Chapitre 5

Conclusion générale et perspectives

Dans ce travail de thèse je me suis efforcée de caractériser la source mantellique du point chaud de Crozet au travers des caractéristiques pétrologiques et géochimiques des laves de l'île de la Possession, appartenant à l'archipel d'îles surplombant ce point chaud. Dans ce but principal, nous avons collecté plus d'une centaine d'échantillons issus de différentes zones géographiques de l'île et représentatifs de toute l'histoire éruptive de cette dernière, afin d'obtenir l'identification la plus complète qui soit des produits magmatiques de cette île.

Les différentes études menées au cours et à l'issue de nos deux missions d'échantillonnage, associées aux travaux antérieurs de Chevallier (1980) et Chevallier et al. (1983), nous ont permis de proposer une évolution géologique simplifiée de l'île de la Possession en 3 unités : A (i.e. phase I de Chevallier (1980)), B (i.e. phases II, III et IV de Chevallier (1980)) et C (i.e. phase V de Chevallier (1980)). Les produits de l'unité B sont les plus étendus sur l'île, pourtant cette unité révèle très peu d'activité volcanique sur les 2 derniers Ma (âges K/Ar = 2,3 - 0,3Ma), qui se manifeste par des coulées essentiellement ankaramitiques allant des basanites aux trachybasaltes et s'accompagne d'une accumulation importante (75 % de l'épaisseur totale) de produits d'érosion volcano-détritiques. La combinaison des âges K-Ar que nous avons obtenu sur la coupe stratigraphique du Mont de l'Alouette (nord-est de l'île, 0,31-2,00 Ma) avec l'étude paléomagnétique menée par Camps et al. (2001) sur cette même coupe nous indique une activité volcanique faible à inexistante pendant près d'1Ma au cours de l'unité B (1,1-1,8 Ma). L'étude structurale des intrusions présentes à l'extrême ouest de l'île (site de la Pointe des Moines) suggère que cet épisode magmatique correspond au rifting tectonique NE-SO identifié par Chevallier et al. (1983) lors de la phase volcanique IV, soit à la fin de cette unité B. Cette unité a vraisemblablement été affectée par un épisode glaciaire récent, mis en évidence par l'observation de traces de stries et de roches moutonnées, et par la morphologie des

vallées creusées dans cette unité. L'unité C repose en discordance sur l'unité B et serait issue d'une courte période d'activité située entre 6 200 et 10 000 ans B.P. (Van der Putten et al., 2008) postérieure au dernier événement glaciaire connu (Chevallier, 1980).

La pétrologie et les variations de compositions en éléments majeurs des laves de l'île de la Possession révèlent une prédominance de roches porphyriques sub-alkalines affectées par un processus d'accumulation de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes (>10 % cristaux), ces derniers étant très primitifs. Les roches les moins porphyriques (<10 % de cristaux) sont plus alcalines mais sont affectées au même titre que les roches porphyriques par des mélanges magmatiques entre des liquides primitifs et des liquides plus différenciés. Ces deux processus crustaux opèrent de façon conjointe au processus de cristallisation fractionnée tout au long de l'histoire éruptive de l'île, au sein d'un réservoir magmatique situé entre 17 et 36 km de profondeur ($8,0 \pm 2,9$ kbar). A partir d'une sélection d'échantillons non-affectés par le processus d'accumulation et/ou par des mélanges magmatiques, j'ai quantifié le processus de cristallisation fractionnée à l'aide d'un modèle de cristallisation fractionnée qui reproduit les courses de cristallisation définies par les compositions sélectionnées des laves affectées par ce seul processus (i.e. <10 % cristaux + $Fe/Mn > 55$). Deux séquences de cristallisation sont possibles : la première comprend 3 segments de cristallisation (ol, ol+cpx, ol+cpx+pl+ox) et considère l'apparition très précoce des clinopyroxènes primitifs (sub-liquidus), et la seconde comprend 2 segments de cristallisation (ol, ol+cpx+pl+ox) et considère l'apparition tardive des clinopyroxènes. Nous avons estimé à partir de ce modèle de cristallisation fractionnée les deux compositions extrêmes en éléments majeurs et en éléments en traces du liquide primaire dont sont issues les laves de cette île. En considérant l'apparition précoce du clinopyroxène (« 3 segments »), le liquide primaire résultant présente un rapport CaO/Al_2O_3 important (=1,48) et est nettement moins riche en FeO_t mais plus riche en SiO₂ et en CaO que le liquide primaire issu de « 2 segments » de cristallisation. Le choix de la séquence de cristallisation pour les éléments en traces n'a cependant aucune influence sur l'estimation des compositions du liquide primaire, qui a une composition moyenne enrichie en éléments les plus incompatibles et un léger appauvrissement des REE lourdes par rapport aux REE légères.

Nous avons employé trois outils géochimiques différents (éléments majeurs, éléments en trace, isotopes) pour estimer la composition et la minéralogie de la source mantellique du point chaud de Crozet, ainsi que les conditions de pétrogenèse des laves issues de ce dernier. Contrairement au cas des éléments en trace, les compositions extrêmes en éléments majeurs des magmas parents révèlent deux solutions possibles de lithologies

sources. La composition en éléments majeurs du liquide primaire estimé pour « 2 segments » de cristallisation est compatible avec celles des liquides expérimentaux issus de la fusion d'une source lherzolitique fertile présentant 10 % de grenat résiduel. Les conditions pétrogénétiques estimées selon les modèles de Putirka et al. (2007) et Lee et al. (2009) pour cette composition de liquide primaire (2 segments) révèlent des taux de fusion partielle modérés (i.e. 10-20 %), des profondeurs de fusion situées entre 83 et 97 km (i.e. 2,5-2,93 GPa) et des températures de fusion partielle de $1502 \pm 52^\circ\text{C}$. La composition en éléments majeurs du second liquide primaire estimée pour « 3 segments » de cristallisation est particulière (i.e. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \gg 1$) et est compatible avec des liquides expérimentaux issus de la fusion partielle d'une source éclogitique impliquant une faible quantité de composants volatils carbonatés (5 % CO_2 , Dasgupta et al., 2006), fusion qui se produit à des pressions de 2,5-3 GPa, des températures de $\sim 1400^\circ\text{C}$ et des taux de fusion relativement forts ($>20\%$, Dasgupta et al., 2006). Quelque soit la lithologie source envisagée pour le point chaud de Crozet, les conditions de pétrogenèse des magmas parents aux laves de la Possession restent tout de même très proches. Ces conditions pétrogénétiques semblent donc beaucoup moins sensibles au choix de la séquence de cristallisation fractionnée que l'identification de la nature et la minéralogie des lithologies mantelliques sources du point chaud de Crozet. Il faut cependant préciser que la méthode employée pour estimer la nature des lithologies mantelliques sources à partir des compositions en éléments majeurs des liquides primaires de ce point chaud est une première approche, qui reste insuffisante pour privilégier l'un des deux résultats obtenus. Il est nécessaire d'employer d'autres outils ou modèles géochimiques pour conforter et préciser la nature lithologique de la source mantellique de Crozet.

A l'opposé, l'inversion des compositions en éléments en trace de Terres Rares (ou REE) des deux liquides primaires extrêmes estimés nous oriente dans les deux cas (2 ou 3 segments) vers une source lherzolitique enrichie en éléments incompatibles par rapport aux chondrites ($\text{La}_N / \text{Sm}_N = 3$), qui présente une faible quantité de grenat ($X_0^{\text{Gt}} = 2\%$). Les liquides primaires issus de ce type de lithologie incorporeraient alors moins d'1 % de grenat et seraient produits à des taux moyens de fusion partielle de $20 \pm 10\%$. La systématique des éléments en traces Terres Rares révèle ainsi que la source mantellique des laves de Crozet a une minéralogie et une composition semblables à celle d'une lherzolite enrichie en éléments incompatibles et présentant une faible quantité de grenat. Cet outil et ce modèle géochimiques semblent relativement plus robustes que la méthode des « misfits » employée pour estimer la minéralogie et la composition de la source mantellique de Crozet, il semble donc judicieux de retenir cette information de source lherzolitique homogène fournie par les REE.

La variabilité et l'inversion des éléments fortement incompatibles dans les magmas parents de l'île de la Possession révèlent d'après les critères de Willbold and Stracke (2006) une source mantellique de composition intermédiaire entre HIMU et EM. Les compositions isotopiques en Sr-Nd dans les laves de l'archipel de Crozet (i.e. îles de la Possession (cette étude), de l'Est et aux Pingouins, Zhou, 1996; Salters and White, 1998; Giret et al., 2002) sont très homogènes et révèlent une composition isotopique enrichie semblable au type EM. Les relations entre les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont en accord avec celles établies entre les rapports d'éléments fortement incompatibles et ceux en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et révèlent une source mantellique enrichie avec une signature semblable au type EM-2. Les variations linéaires des isotopes du Pb dans ces laves révèlent les contributions potentielles 1) d'un composant radiogénique en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 19,17$), et 2) d'un composant peu radiogénique en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,81$) par rapport aux laves de Crozet, dont la systématique isotopique peut être attribuée autant à un caractère DUPAL qu'au type EM-1. Ces signatures isotopiques nous permettent ainsi d'éliminer tout lien potentiel entre la source du point chaud de Crozet et celles des points chauds de Kerguelen et de Marion, le premier (Kerguelen) étant isotopiquement bien plus proche du pôle EM-1, et le second (Marion) présentant des signatures isotopiques bien plus appauvries par rapport à celles des laves de Crozet.

Il n'existe par ailleurs aucune corrélation entre les compositions en éléments majeurs des liquides primaires de l'île de la Possession et les compositions isotopiques en Pb des laves de ce points chaud, renforçant l'hypothèse d'une source homogène. Certaines études ont supposé que les corrélations entre les compositions en SiO_2 et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des liquides primaires de points chauds et leurs rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ peuvent être interprétées en termes de variations lithologiques des sources mantelliques de ces points chauds (Hauri, 1996; Jackson and Dasgupta, 2008). Cependant, ces corrélations sont inexistantes pour le point chaud de Crozet, avec un message délivré par les compositions en éléments majeurs des liquides primaires à tendance HIMU, qui est nettement différent de celui révélé par les compositions isotopiques en Pb, à tendance EM-2. L'absence de corrélation pour le point chaud de Crozet connote une procédure de correction du processus de cristallisation fractionnée inadéquate pour estimer les compositions de liquides primaires dans ces études, cette dernière étant identique pour tous les points chauds et ne tient pas compte de l'impact des processus crustaux sur les laves, relativement différent d'un point chaud à un autre. La valeur de ces corrélations « éléments majeurs - isotopes du Pb » et leur interprétation en termes de variations lithologiques des sources mantelliques sont donc mises en jeu, si les compositions des laves de chaque point chaud considéré dans ces corrélations ne sont pas traitées et corrigées de la cristallisation fractionnée au

cas par cas, et non de manière globale.

Cette étude montre ainsi le rôle complémentaire et fondamental de l'étude de la pétrologie et des variations en éléments majeurs des laves de points chauds sur 1) l'estimation des conditions pétrogénétiques de ces laves et 2) la nature, la composition et la minéralogie des lithologies sources potentielles dont elles sont issues.

Perspectives

L'une des priorités à mon sens pour compléter ce travail de thèse est d'améliorer la méthode de correction du processus de cristallisation fractionnée des compositions en REE des laves de Crozet. Pour ce faire, nous pourrions envisager d'analyser les compositions en REE des phases minérales présentes dans ces laves par microsonde électronique ou par ICP-MS couplé à un dispositif d'ablation laser, au même titre que les compositions en éléments majeurs qui nous ont aidé à établir précisément la séquence de cristallisation fractionnée de ces laves. Nous pourrions notamment analyser les clinopyroxènes en phénocristaux et microphénocristaux dans ces laves, ce qui nous permettrait de préciser les courses de cristallisation des compositions en REE de ces laves, mais également de tenter de résoudre le conflit de l'apparition de cette phase minérale dans ces courses de cristallisation, i.e. de manière précoce ou tardive.

Nous sommes conscients que les outils pétrologiques et géochimiques exploités dans ce travail de thèse n'ont pas permis de résoudre l'intégralité de la pétrogenèse des laves de Crozet, et laisse également en suspens certaines précisions nécessaires sur la minéralogie de la source mantellique de Crozet. Un autre outil géochimique robuste pouvant affiner nos réponses sur ces derniers points concerne l'emploi des compositions en éléments compatibles de ces laves, tels que Ni ou encore Zn, mais surtout les éléments V et Sc. En effet, plusieurs études se sont intéressées au comportement de ces deux derniers éléments (V et Sc) au cours de la cristallisation fractionnée (Pertermann and Hirschmann, 2002; Lee et al., 2005) ainsi qu'au cours de la fusion partielle de différentes lithologies mantelliques telles que les péridotites, les pyroxénites ou encore les éclogites (Canil and Fedortchouk, 2000; Canil, 2002, 2004; Lee et al., 2005). Ces deux éléments ont un comportement différent, notamment lorsque les phases minérales telles que le clinopyroxène ou encore le grenat interviennent dans le processus de cristallisation fractionnée et/ou dans la minéralogie de la source mantellique, selon la région mantellique considérée (Lee et al., 2005). Nous avons commencé à nous intéresser aux variations du rapport V/Sc dans les laves de notre étude, et la réalisation des courses de cristallisation pour ces deux éléments V et Sc nous laisse penser que les variations du rapport V/Sc ne sont pas (ou pas uniquement)

dûs à la cristallisation fractionnée des clinopyroxènes, ni celles des différents minéraux opaques constituant nos laves (V plus compatible que Sc dans ces derniers, Nielsen et al., 1992; Zack et al., 1997; Canil, 2002). L'étude approfondie des rapports V/Sc dans les laves de Crozet pourrait ainsi affiner cette première approche, et étudier le comportement de ces rapports selon la minéralogie de la source considérée. Nous pourrions notamment tester le comportement de ces éléments dans le cas de la fusion partielle d'une péridotite contenant différentes proportions de grenat (rapport V/Sc plus important dans les liquides de fusion d'une péridotite à grenat que dans ceux d'une péridotite à spinelle, Canil, 2004; Lee et al., 2005), et ainsi contraindre la proportion de grenat incorporée dans les liquides de fusion partielle du point chaud de Crozet (i.e. liquides primaires de l'île de la Possession). Nous pourrions également tester de possibles mélanges entre de petites quantités de liquides de fusion d'une pyroxénite avec les liquides issus de la fusion d'une péridotite, pour expliquer les variations de ce rapport V/Sc dans les laves de notre étude. Qui plus est, si l'analyse des REE est effectuée sur les clinopyroxènes constituant nos laves, il est évident qu'il faudra également réaliser l'analyse de ces éléments compatibles dans ces mêmes phases minérales pour préciser les courses de cristallisation fractionnées réalisées pour ces éléments.

Enfin, deux études ont mis en avant la possibilité d'une interaction entre le point chaud de Crozet et la ride sud ouest indienne (Cannat et al., 2008; Sauter et al., 2009). Cette ride montre une anomalie de fusion au niveau du segment situé entre 46°E and 52°20"E, qui est possiblement due à une augmentation régionale de la température mantellique attribuée à l'épanchement du point chaud de Crozet vers ce segment de ride (Sauter et al., 2009). Il serait intéressant de confirmer ou non cette hypothèse en confrontant par exemple les signatures géochimiques et/ou isotopiques obtenues par notre étude avec celles existantes sur ce segment de ride et tester des mélanges potentiels entre la composition du manteau indien sous-jacent à cette ride et non affectée par cette anomalie, et celle du point chaud de Crozet.

Annexe A

Rapport de mission 2009 : Zones d'échantillonnage et description des échantillons

Nom Echantillon : POS09-001

Phase : 5

Lieu Origine : Mont Branca, flanc Ouest

Type roche : basalte (ankaramite)

Type de formation : coulée

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : moyenne - ordre du mm

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-002

Phase : 4

Lieu Origine : Mont Branca, crête de la vallée au Sud Ouest

Type roche : basalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (8-10 m d'épaisseur)

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible, olivines altérées

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-003

Phase : 3

Lieu Origine : Mont Branca, flanc Nord

Type roche : sédimentaire

Type de formation : matrice sédimentaire indurée, appartenant aux niveaux volcano-détritiques

Description : matrice sableuse, ocre, en passées entre 2 couches de remaniement volcano-sédimentaire

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-004

Phase : 5

Lieu Origine : Mont Branca, flanc Nord (front de taille carrière de 3 m)

Type roche : trachybasalte

Type de formation : projections - scories et lapilli

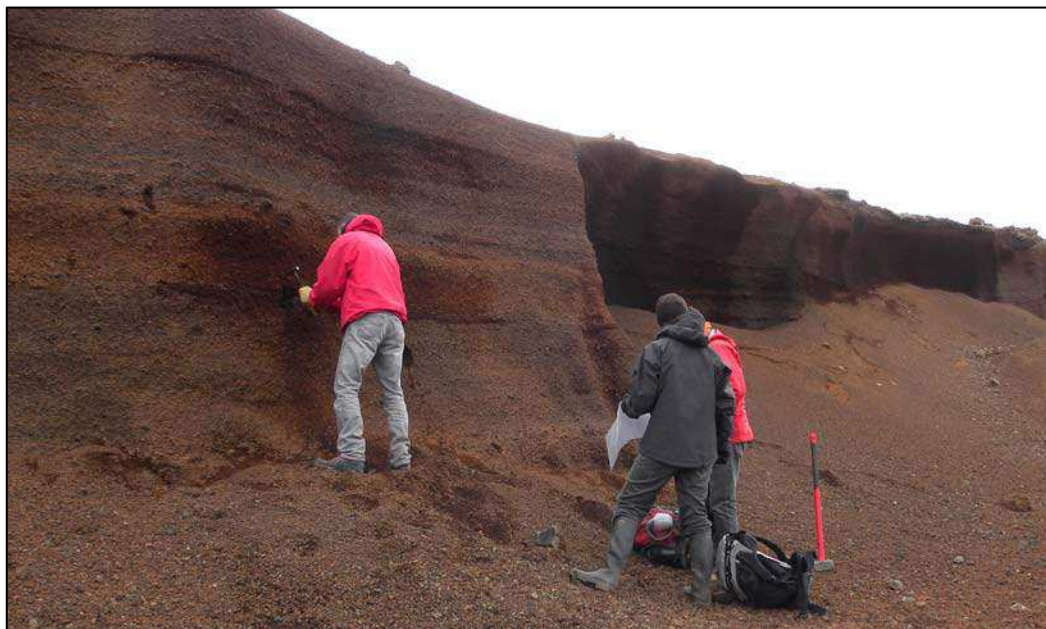
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : verre figé – alternances de passées sombres et rouilles

Vésicularité : très importante - ordre de la dizaine de cm

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-005

Phase : 3

Lieu Origine : Mont Branca, flanc Nord Est – Vallée de la Rivière du Camp, flanc Sud

Type roche : basalte (ankaramite)

Type de formation : coulée interstratifiée dans les produits volcano-détritiques

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-006

Phase : 3

Lieu Origine : Vallée de la Rivière du Camp, flanc Sud

Type roche : microbasalte (ankaramite)

Type de formation : base de coulée sur des niveaux volcano-détritiques

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne, pâte altérée

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-007

Phase : 2

Lieu Origine : Vallée de la Rivière du Camp, flanc Nord

Type roche : basanite

Type de formation : coulée

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : rares pyroxènes millimétriques, pâte finement cristallisée

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-008

Phase : 2

Lieu Origine : Vallée de la Rivière du Camp, flanc Nord

Type roche : basalte

Type de formation : coulée

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pâte finement cristallisée

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-009

Phase : 3

Lieu Origine : Vallée de la Rivière du Camp, flanc Nord

Type roche : trachybasalte

Type de formation : coulée avec débit en plaquettes, relativement litée – contact visible entre coulée et base des niveaux volcano-détritiques

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible, altération en « coups de soleil » sur patine

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-010

Phase : 3

Lieu Origine : Vallée de la Rivière du Camp, flanc Nord

Type roche : sédimentaire

Type de formation : dépôts sédimentaires

Description : couches finement stratifiées, avec alternance régulière entre couches brun-sombre et couches rouille

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-011

Phase : 4

Lieu Origine : Sommet entre le Donjon et la Grotte du Géographe

Type roche : basalte (ankaramite)

Type de formation : coulée sommitale, débit en boules

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-012

Phase : 4

Lieu Origine : le Donjon

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : intrusion (neck) – contact visible à la base de la formation avec un niveau volcano-détritique de phase 3, aspect de recuit.

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines importantes et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :





Contact
phase 3 - intrusion

Nom Echantillon : POS09-013

Phase : 2

Lieu Origine : crête sur la Queue du Dragon, en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte (?)

Type de formation : intrusion à pendage N020/30°O, débit en plaquettes

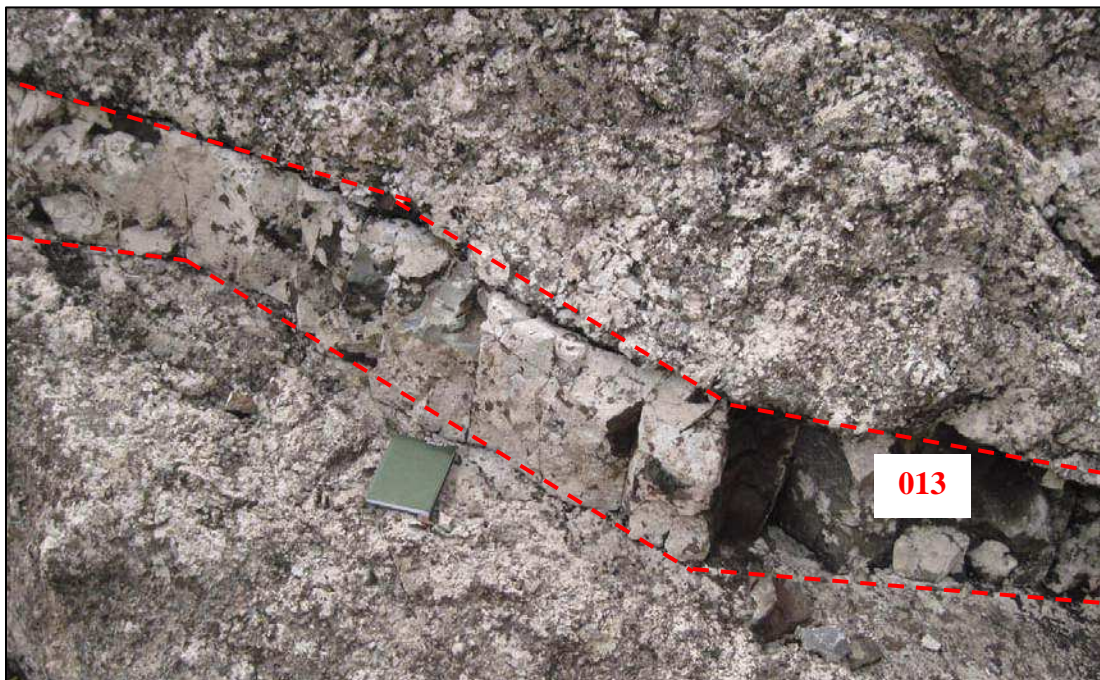
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : rares pyroxènes – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



013

Nom Echantillon : POS09-014

Phase : 1 (?)

Lieu Origine : crête sur la Queue du Dragon, en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : picrobasalte

Type de formation : coulée (?) pâte sombre, encaissant de POS09-013 – fort pendage vers l'ouest

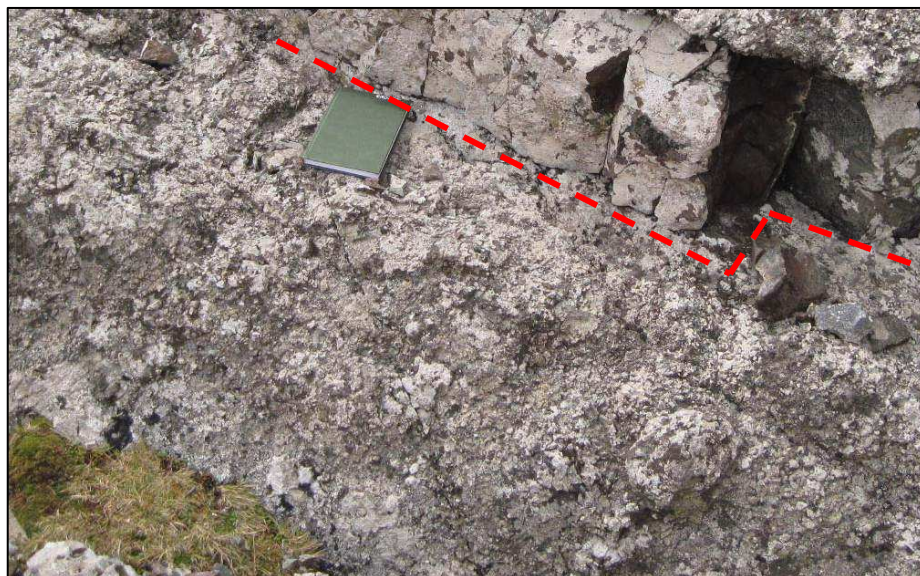
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-015

Phase : 2

Lieu Origine : crête sur la Queue du Dragon, en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte (?)

Type de formation : intrusion massive, fort pendage à 40°O

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-016

Phase : 2

Lieu Origine : la Queue du Dragon, en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte (?)

Type de formation : intrusion à pendage N040/40°O

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-017

Phase : 2

Lieu Origine : la Queue du Dragon, en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte (?)

Type de formation : intrusion à pendage N040/40°O – bordures du filon : verre figé

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : rares pyroxènes – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne, présence de calcite secondaire

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-018

Phase : 2

Lieu Origine : la Queue du Dragon, en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte ? (ankaramite)

Type de formation : intrusion à pendage N040/40°O – au-dessus de POS09-017

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes automorphes – ordre du cm (60-70% cristaux)

Vésicularité : présente - ordre du cm

Altération : forte, pâte oxydée (couleur rouille)

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-019

Phase : 2

Lieu Origine : la Queue du Dragon, en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte (?)

Type de formation : intrusion à pendage N040/40°O – au-dessus de POS09-018

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du mm

Vésicularité : importante – ordre du mm

Altération : importante, présence de calcite secondaire dans les vésicules

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-020

Phase : 2

Lieu Origine : chemin du col de la M.A.E. (Mare Aux Eléphants), en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte (?)

Type de formation : intrusion sub-verticale, direction Est-Ouest

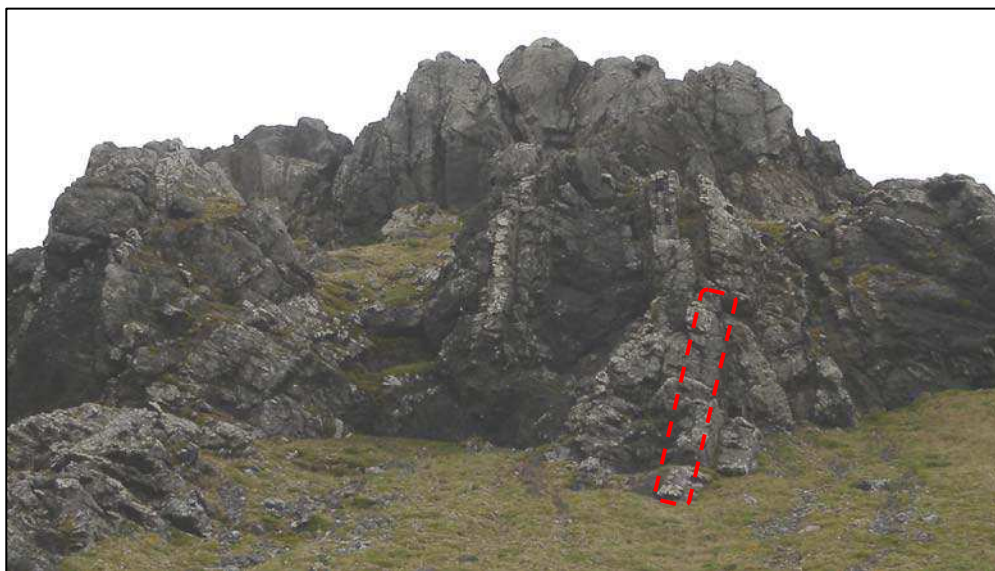
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : quelques pyroxènes - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-021

Phase : 2

Lieu Origine : pied du Col de la M.A.E., au Nord Est du point côté 390m

Type roche : basalte

Type de formation : intrusion à pendage vers l'Ouest – recoupe les échantillons POS09-022 et -023

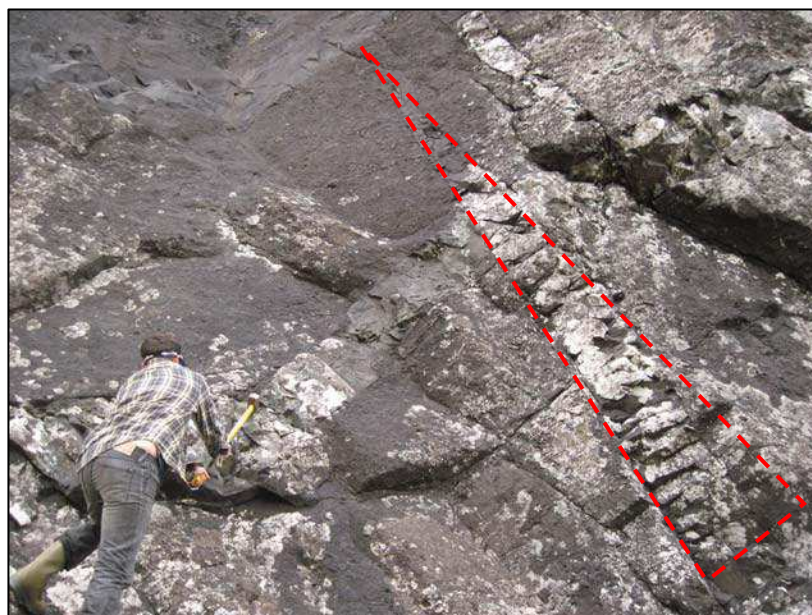
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : rares pyroxènes - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-022

Phase : 1 (?)

Lieu Origine : pied du Col de la M.A.E., au Nord Est du point côté 390m

Type roche : brèche

Type de formation : brèche phréato-magmatique

Description : monogénique, matrice gris-verdâtre comprenant des fragments millimétriques à centimétriques, certains étant en boules – recoupé par POS09-021 et -023

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-023

Phase : 2

Lieu Origine : pied du Col de la M.A.E., au Nord Est du point côté 390m

Type roche : basalte

Type de formation : intrusion à pendage vers l'Est – est recoupé par POS09-021

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : importante

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-024

Phase : 2

Lieu Origine : pied du Col de la M.A.E., au Nord Est du point côté 390m

Type roche : basalte

Type de formation : intrusion – recoupe POS09-022

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : moyenne – ordre du mm

Altération : moyenne, veines de calcite secondaire

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-025

Phase : 5

Lieu Origine : pied de la Corne du Rhinocéros, relief en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte ? (ankaramite)

Type de formation : coulée (~1m d'épaisseur) – pendage N040/20°O – base+toit scoriacés

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : importante - ordre du cm

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-026

Phase : 5

Lieu Origine : Corne du Rhinocéros, relief en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basanite (ankaramite)

Type de formation : intrusion (type neck), sûrement ancien conduit du cône strombolien – débit en boules et fort pendage vers le Nord Ouest

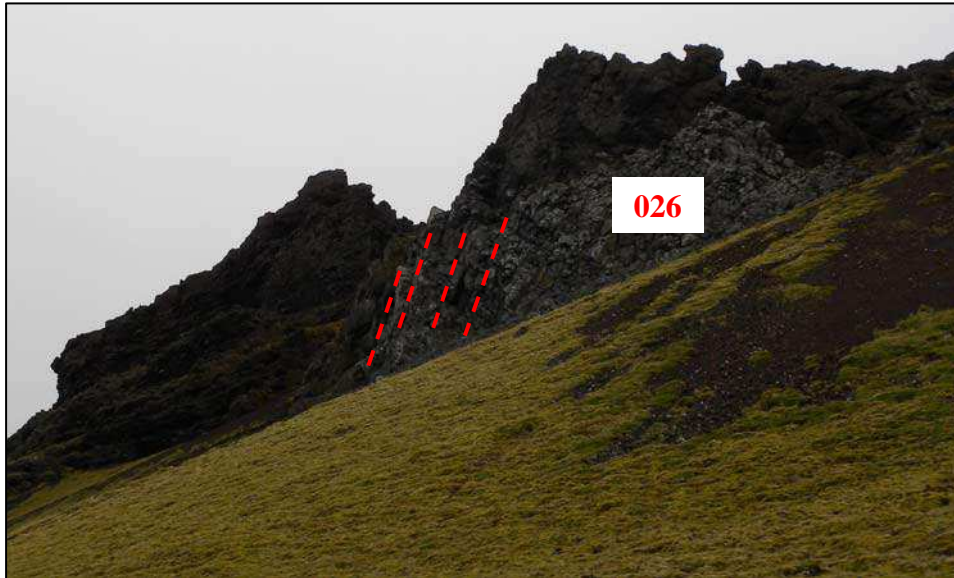
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes, quelques olivines - ordre du cm – finement cristallisé

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-027

Phase : 2

Lieu Origine : Base de la Corne du Rhinocéros, relief en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : trachybasalte

Type de formation : intrusion – débit en orgues métriques

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-028

Phase : 5

Lieu Origine : Base de la Corne du Rhinocéros, relief en face du flanc Ouest de la Grande Coulée

Type roche : basalte

Type de formation : intrusion sub-verticale – pendage à 30° NO, recoupe le cône strombolien

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-029

Phase : 5

Lieu Origine : Vallée au Sud de la Corne du Rhinocéros, flanc Sud

Type roche : basalte ? (ankaramite)

Type de formation : coulée à pendage N030/20°O – vraisemblance avec POS09-025

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : importante - ordre du mm

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-030

Phase : 2

Lieu Origine : Talweg sur flanc Nord Est de la Corne du Rhinocéros

Type roche : basanite

Type de formation : intrusion à pendage 30-40° Est – patine blanc-gris

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes visibles - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-031

Phase : 2

Lieu Origine : Talweg sur flanc Nord Est de la Corne du Rhinocéros

Type roche : trachybasalte

Type de formation : intrusion à pendage vers l'Ouest – dyke plissé

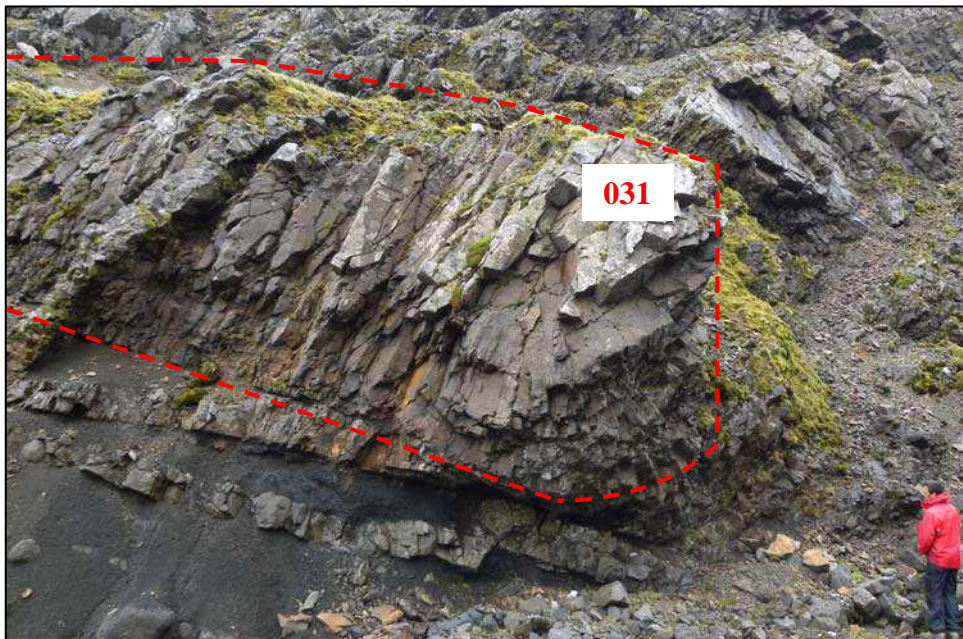
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du mm – pâte très fine

Vésicularité : aucune

Altération : forte

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-032

Phase : 2

Lieu Origine : Talweg sur flanc Nord Est de la Corne du Rhinocéros

Type roche : basalte (?)

Type de formation : intrusion à pendage N030/15°SE – sous POS09-031

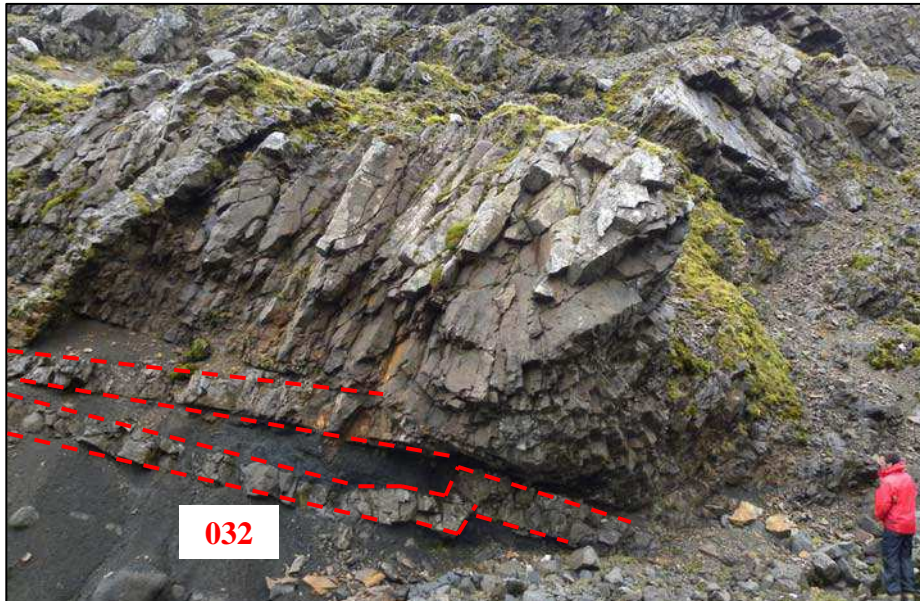
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du mm, cristaux plus petits que dans POS09-031

Vésicularité : aucune

Altération : importante – présence de calcite

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-033

Phase : 2

Lieu Origine : Talweg sur flanc Nord Est de la Corne du Rhinocéros

Type roche : Basalte ? (ankaramite)

Type de formation : intrusion (cumulat) à pendage N030/15°SE

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes essentiellement (ordre du centimètre, 70%) – peu de pâte

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-034

Phase : 2

Lieu Origine : Talweg sur flanc Nord Est de la Corne du Rhinocéros

Type roche : basalte (?)

Type de formation : intrusion quasi-verticale – recoupe POS09-030+031+032+033

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-035

Phase : 2

Lieu Origine : Talweg sur flanc Nord Est de la Corne du Rhinocéros

Type roche : basanite

Type de formation : intrusion à pendage 30°Est – un des bancs massifs constituant les barres du flanc Ouest des Monts J.Verne

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes et quelques olivines - ordre du mm – pâte gris clair

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-036

Phase : 2

Lieu Origine : Talweg sur flanc Nord Est de la Corne du Rhinocéros

Type roche : basalte

Type de formation : intrusion à pendage 20-30°Est – un des bancs massifs constituant les barres du flanc Ouest des Monts J.Verne

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pâte finement cristallisée, sûrement pyroxènes (<millimètre)

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne – pâte relativement altérée

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-037

Phase : 5

Lieu Origine : Talweg sur flanc Nord Est de la Corne du Rhinocéros

Type roche : basalte ?

Type de formation : coulée à pendage N040/20°O (comme POS09-025) – débit en orgues

Texture : sub-aphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes et quelques plagioclases - ordre du cm dans une pâte finement cristallisée

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-038

Phase : 3

Lieu Origine : Talweg au-dessus du Jardin Japonais – Sud Ouest du Cap Vertical

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée à pendage vers le Nord Est (1,5 m d'épaisseur)

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : belles olivines et pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-039

Phase : 3

Lieu Origine : Talweg au-dessus du Jardin Japonais – Sud Ouest du Cap Vertical

Type roche : ankaramite

Type de formation : coulée à pendage vers le Nord Est (1,5 m d'épaisseur) – sous POS09-038

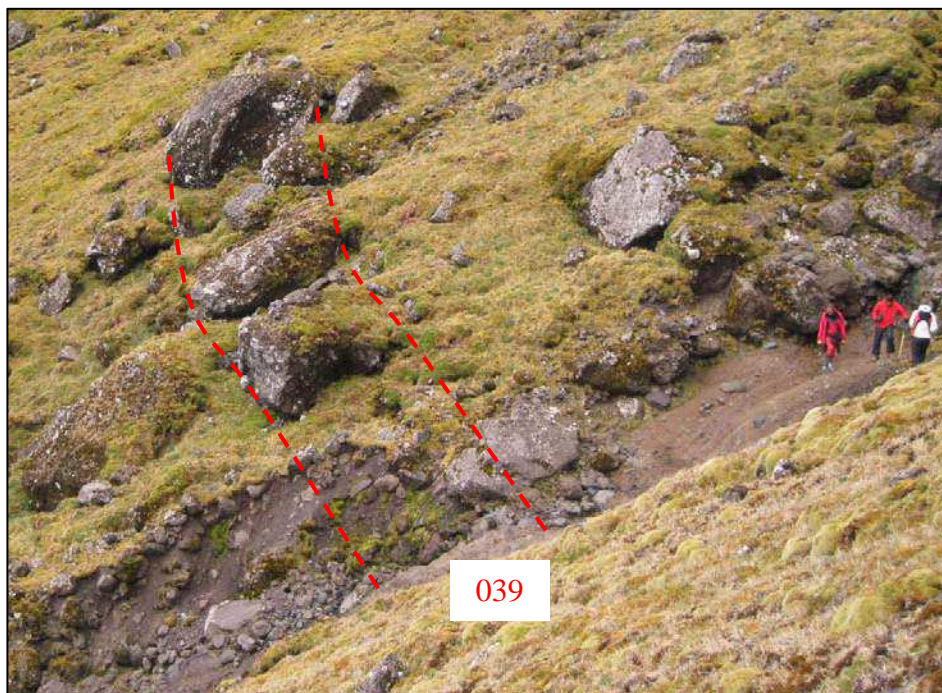
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : belles olivines et pyroxènes (ordre du centimètre)

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-040

Phase : 2

Lieu Origine : Second col au Sud Ouest du Jardin Japonais

Type roche : basalte ? (ankaramite)

Type de formation : intrusion sub-verticale (type dyke) traçant tout le sommet du col

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes et quelques olivines - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-041

Phase : 2

Lieu Origine : Second col au Sud Ouest du Jardin Japonais

Type roche : basalte ?

Type de formation : encaissant du POS09-040

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-042

Phase : 5

Lieu Origine : Aval de la rivière longeant le flanc Est de la Grande Coulée

Type roche : tephri-phonolite

Type de formation : base de coulée massive – débit en boules

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : légère

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-043

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ? (ankaramite)

Type de formation : intrusion (cumulat) de pendage N180/70°E

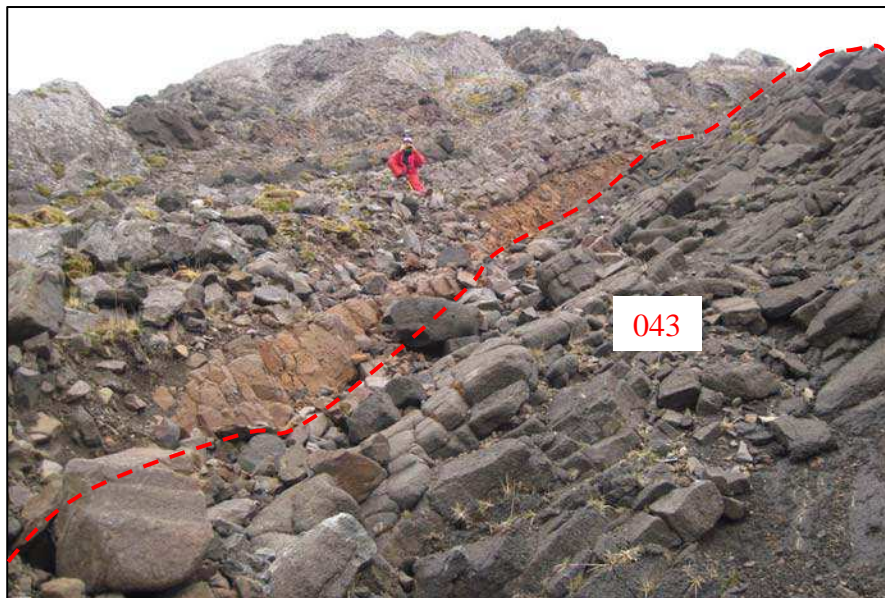
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : essentiellement pyroxènes (ordre du centimètre, 70%), quelques olivines - ordre du cm

Vésicularité : légère

Altération : importante

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-044

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : ankaramite → basalte

Type de formation : intrusion de pendage N180/70°E

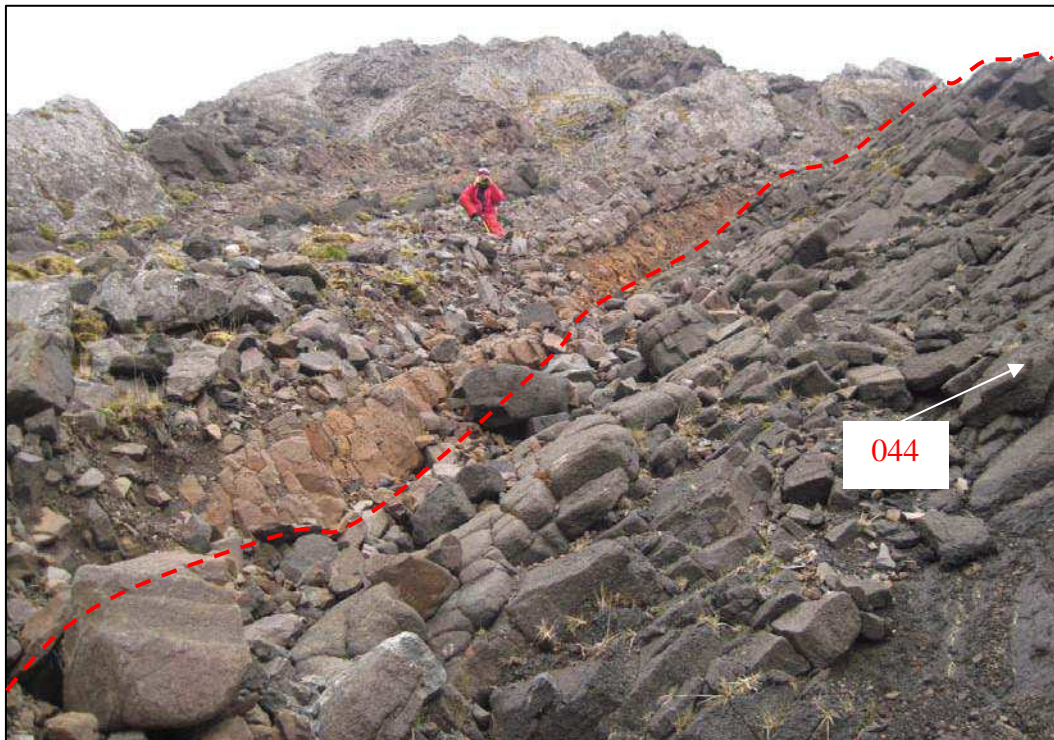
Texture : porphyrique (bord) → sub-aphyrique (vers bord opposé)

Composition minéralogique : passage progressif d'un niveau à pyroxènes (ordre du centimètre, 60%) à un niveau à pyroxènes et quelques olivines (ordre du millimètre, 10-20%)

Vésicularité : légère

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-045

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : brèche

Type de formation : brèche volcanique, au-dessus d'un dyke recoupant POS09-043 et 044

Description : matrice sombre – blocs de basalte, olivines et pyroxènes (ordre du centimètre)

Altération : importante

Photo(s) :

Nom Echantillon : POS09-046

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ?

Type de formation : intrusion de pendage N180/70°E

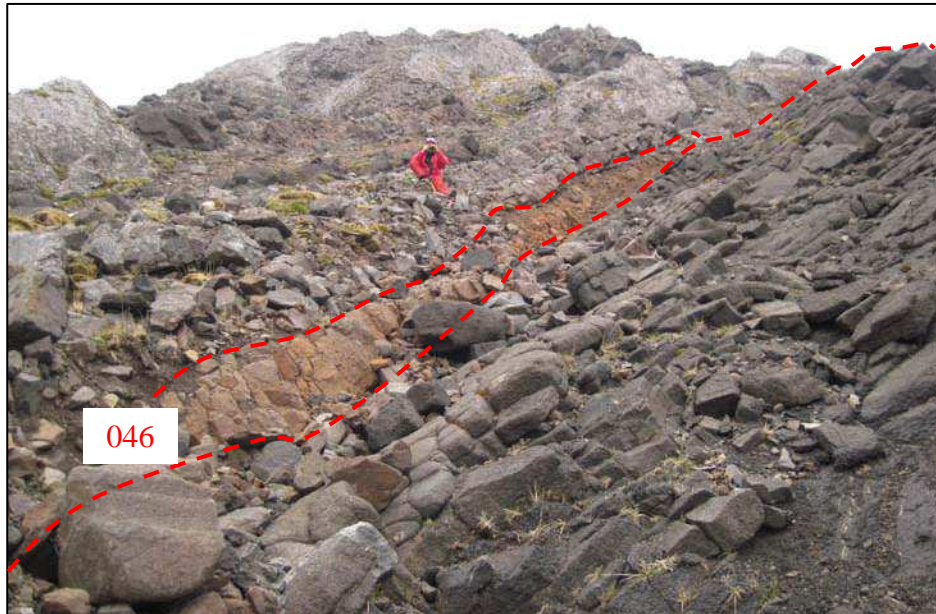
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-047

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basanite

Type de formation : intrusion de pendage N180/70°E – bordures vitreuses figées

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : importante - ordre du cm – recristallisation dans les vésicules

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-048

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basanite

Type de formation : intrusion de pendage N180/80°O

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes - ordre du mm et quelques amphiboles

Vésicularité : aucune

Altération : faible – présence de calcite

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-049

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ?

Type de formation : intrusion de pendage N180/80°E – au-dessus de POS09-048

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :

Nom Echantillon : POS09-050

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte

Type de formation : intrusion de pendage 70-80° vers l'Est – bordures vitreuses figées

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : non précisé

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne - oxydation – verre des bordures du dyke relativement frais

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-051

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ?

Type de formation : intrusion à pendage quasi-vertical, vers l'est

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes – ordre du mm

Vésicularité : faible

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-052

Phase : 2

Lieu Origine : Second talweg en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ?

Type de formation : intrusion de pendage N180/80°E – proche de POS09.049 et 050

Texture : porphyrique (cœur) → aphyrique (bord)

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes au cœur de l'intrusion - ordre du cm – ségrégation des cristaux – bordures de l'intrusion aphyriques

Vésicularité : faible – ordre du mm

Altération : moyenne - oxydation

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-053

Phase : 2

Lieu Origine : Base de la vallée en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ?

Type de formation : intrusion de pendage vers l'est

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : clinopyroxènes ? – ordre du mm

Vésicularité : moyenne

Altération : importante

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-054

Phase : 2

Lieu Origine : Vallée en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basanite

Type de formation : intrusion de pendage vers l'est

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-055

Phase : 2

Lieu Origine : Vallée en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ?

Type de formation : intrusion sub-verticale

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-056

Phase : 2

Lieu Origine : Vallée en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ?

Type de formation : intrusion concordante avec le pendage général (vers l'ouest) de la structure détritique qu'elle recoupe

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : minéraux ferro-magnésiens – ordre du mm

Vésicularité : faible

Altération : importante

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-057

Phase : 2

Lieu Origine : Vallée en amont de l'arbec de Pointe Basse

Type roche : basalte ?

Type de formation : intrusion de pendage vers l'Ouest

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : très faible

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-058

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la vallée de la Crique du Sphinx

Type roche : basalte (ankaramite)

Type de formation : coulée massive, base scoriacée (2-3 m épaisseur) – débit en orgues, prismes qui s'horizontalisent du cœur de la coulée vers le bord

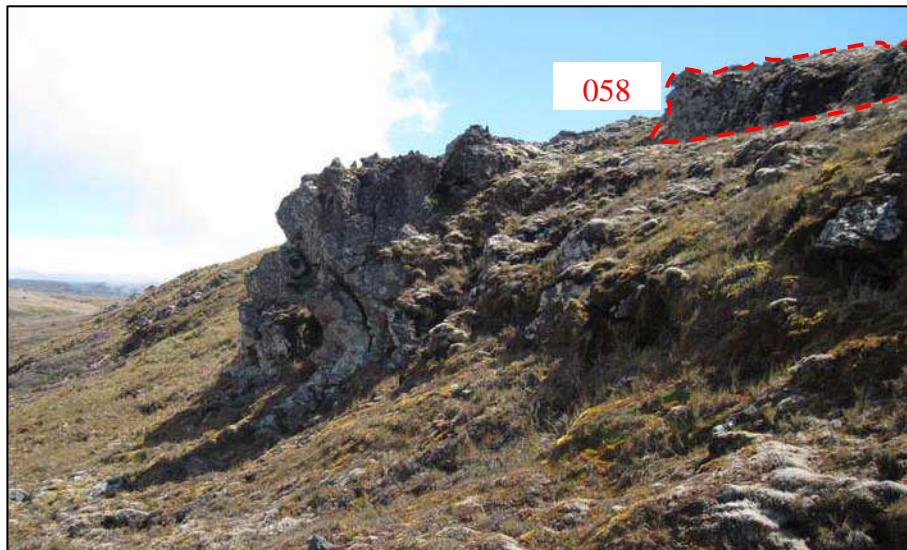
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : belles olivines et pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : moyenne, vésicules bien nettes

Altération : faible – olivines relativement fraîches

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-059

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la vallée de la Crique du Sphinx

Type roche : basalte (ankaramite)

Type de formation : coulée plus fine (1 m épaisseur) – débit en orgues – sous POS09-058

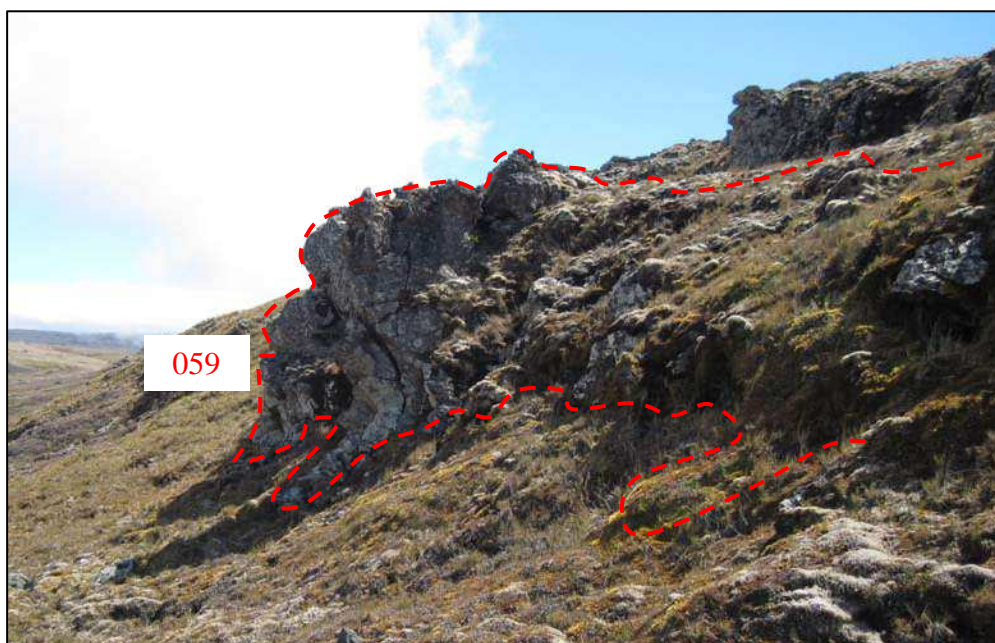
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : quelques vésicules bien nettes – ordre du mm

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-060

Phase : 3

Lieu Origine : Ouest du sommet de la Chaloupe

Type roche : trachyte

Type de formation : intrusion – débit en lauzes

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : baguettes de feldspaths et pyroxènes - ordre du mm – quelques baguettes d'amphiboles

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-061

Phase : 3

Lieu Origine : Nord ouest de la Crique de Noël, sur la crête

Type roche : basalte

Type de formation : coulée (2-3 m d'épaisseur)

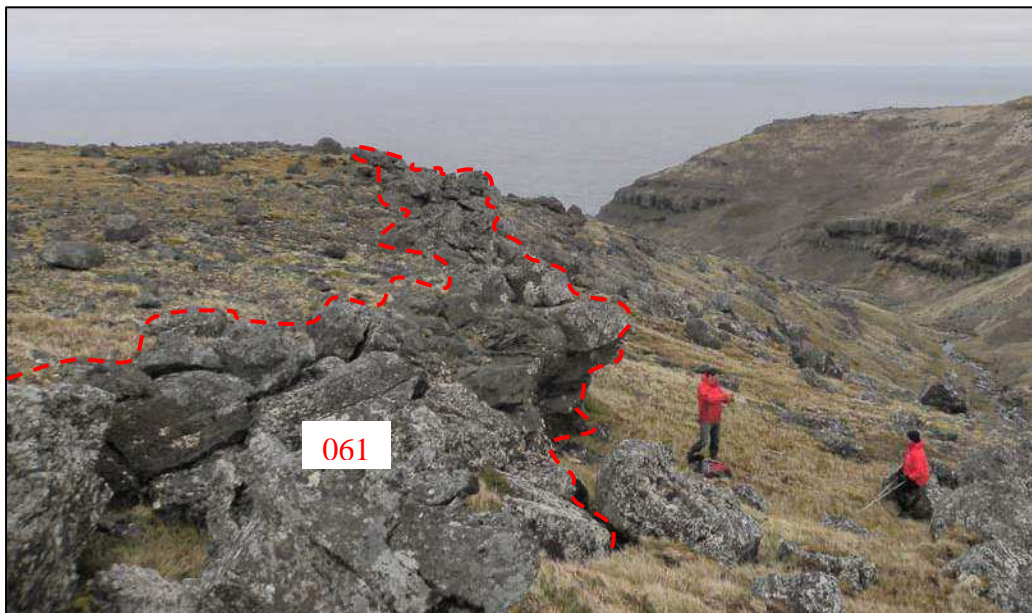
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : quelques olivines et plus nombreux pyroxènes - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-062

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée quasi-sommitale (coupe des Alouettes, coulée n°9) – 1 à 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes et olivines sub-automorphes - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-063

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe des Alouettes, coulée n°10) – 1 à 2 m d'épaisseur

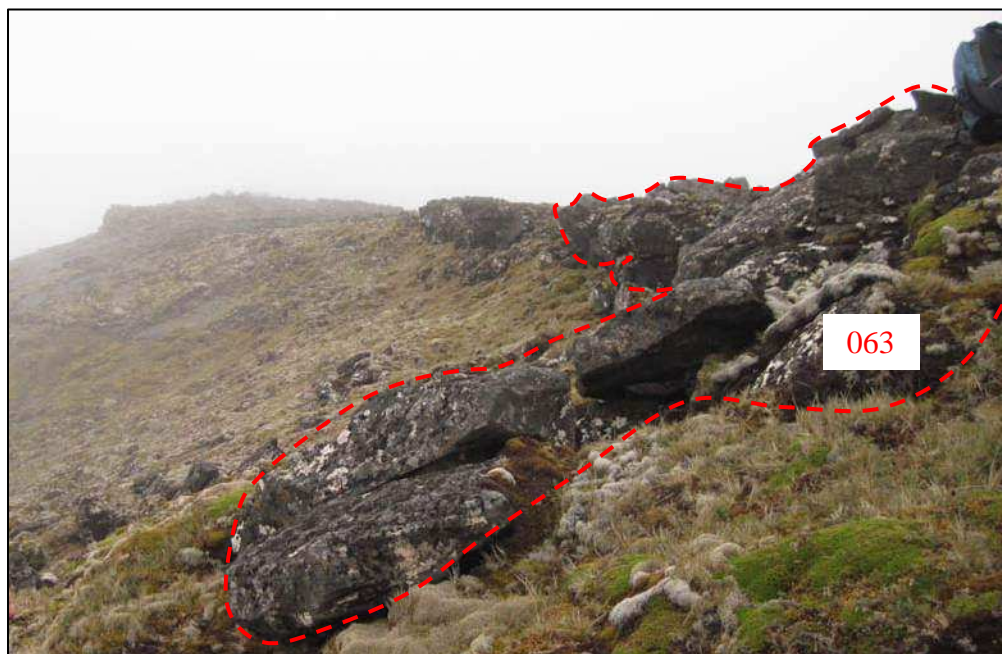
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes et olivines sub-automorphes - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-064

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : basanite (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe des Alouettes, coulée n°8) – 1 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes et olivines - ordre du cm

Vésicularité : importante

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-065

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : basanite (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe des Alouettes, coulée n°6) – 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du cm, plagioclases – ordre du mm

Vésicularité : moyenne – petites vésicules - ordre du mm

Altération : moyenne – pâte friable

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-066

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : basanite (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe des Alouettes, coulée n°5) – 2 m d'épaisseur

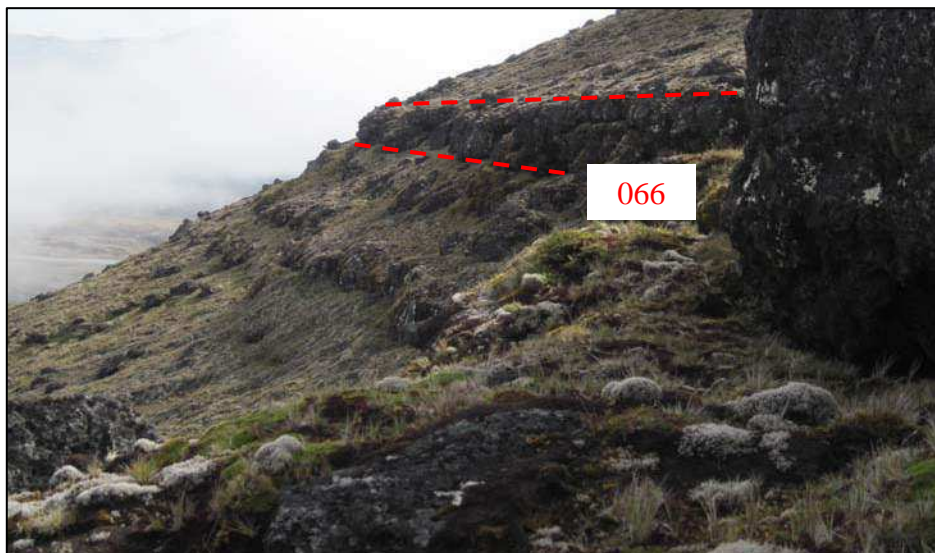
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes et olivines – ordre du cm

Vésicularité : moyenne – vésicules - ordre du cm

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-067

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe des Alouettes, coulée n°4) – 2 m d'épaisseur

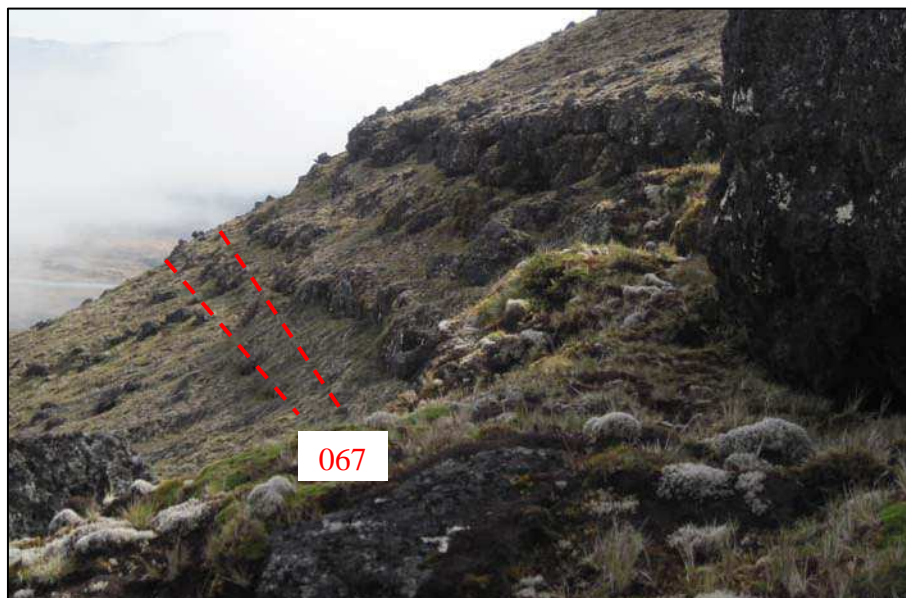
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes et olivines - ordre du cm

Vésicularité : faible – ordre du mm

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-068

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : trachyandésite basaltique

Type de formation : intrusion concordante aux niveaux recoupés (coupe des Alouettes) – 1 m d'épaisseur – bords marqués par encaissant recuit

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : baguettes d'amphiboles et de pyroxènes visibles - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne – pâte relativement altérée

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-069

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe des Alouettes, coulée n°3) – 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes et quelques olivines - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : importante

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-070

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la crête du Mont de l'Alouette

Type roche : basanite

Type de formation : coulée (coupe des Alouettes, coulée n°1) – 15 m d'épaisseur

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : rares olivines et pyroxènes - ordre du mm – pâte sombre

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-071

Phase : 2

Lieu Origine : Flanc Sud de la vallée au nord du Cap Chivaud

Type roche : microbasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe du Cap Chivaud, coulée n°2) – 1 à 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : importante

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-072

Phase : 2

Lieu Origine : Flanc Sud de la vallée au Nord du Cap Chivaud

Type roche : trachybasalte - ankaramite (cœur) → basalte ? (bord)

Type de formation : coulée (coupe du Cap Chivaud, coulée n°1) – 1 m d'épaisseur

Texture : porphyrique (cœur) → aphyrique (bord)

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du cm → quelques cristaux

Vésicularité : présentes au cœur de la coulée (ordre du millimètre)

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-073

Phase : 2

Lieu Origine : Flanc Sud de la vallée au Nord du Cap Chivaud

Type roche : picobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe du Cap Chivaud, coulée n°3) – 1 à 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes et quelques olivines - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : importante

Nom Echantillon : POS09-074

Phase : 5

Lieu Origine : Morne Rouge – bord de plage Est de la Baie Américaine

Type roche : basanite

Type de formation : coulée (4-5m d'épaisseur) – débit en boule, base scoriacée en contact avec sol recuit

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : petites olivines et pyroxènes, quelques baguettes de plagioclases – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-075

Phase : 5

Lieu Origine : Morne Rouge – bord de plage est de la Baie Américaine

Type roche : basanite

Type de formation : intrusion quasi-verticale, recoupée par la continuité de la coulée POS09-074 – bordures vitreuses figées

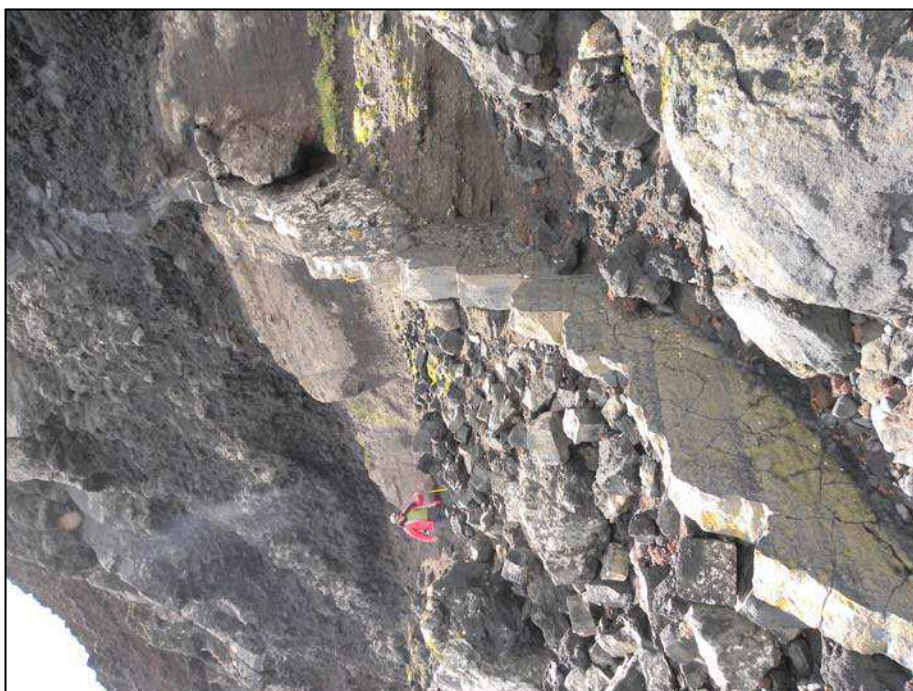
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes visibles - ordre du cm – une enclave d'olivines observée (taille d'environ 5 cm de diamètre)

Vésicularité : présentes sur bords - ordre du mm → importante au cœur - ordre du cm

Altération : moyenne – verre des bordures de l'intrusion très altéré

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-076

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la vallée au Nord du Cap Chivaud

Type roche : basanite (ankaramite)

Type de formation : Seconde coulée depuis la base des produits de la phase 3 (coupe du Cap Chivaud, coulée n°5) – 1 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et nombreux pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne – minéraux relativement altérés

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-077

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la vallée au Nord du Cap Chivaud

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe du Cap Chivaud, coulée n°6) – 1 à 2 m d'épaisseur – débit en granules

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et nombreux pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Nom Echantillon : POS09-078

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de la vallée au Nord du Cap Chivaud

Type roche : basalte

Type de formation : coulée (coupe du Cap Chivaud, coulée n°7) – 1 m d'épaisseur – débit en granules

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Nom Echantillon : POS09-079

Phase : 4

Lieu Origine : Sommet, crête entre la vallée au Nord du Cap Chivaud et la vallée de la Petite Manchotière

Type roche : basanite (ankaramite)

Type de formation : coulée sommitale (coupe du Cap Chivaud, coulée n°6) – 1 à 2 m d'épaisseur – débit en boules

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et nombreux pyroxènes (ordre du centimètre)

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-080

Phase : 3

Lieu Origine : Vallée des Branloires, relief au Sud du cône de scories (Sud du point côté 327)

Type roche : trachyandésite

Type de formation : coulée formant un relief (*cartée comme étant des moraines glaciaires...*)

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : quelques cristaux de pyroxènes (+ amphiboles ?) – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-081

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud du Mont des Alouettes

Type roche : trachybasalte

Type de formation : intrusion quasi-verticale recoupant les produits de la phase 3

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-082

Phase : 5

Lieu Origine : Nord de la Baie Américaine – bord de plage

Type roche : trachybasalte

Type de formation : coulée – prismation visible sur le bord de plage

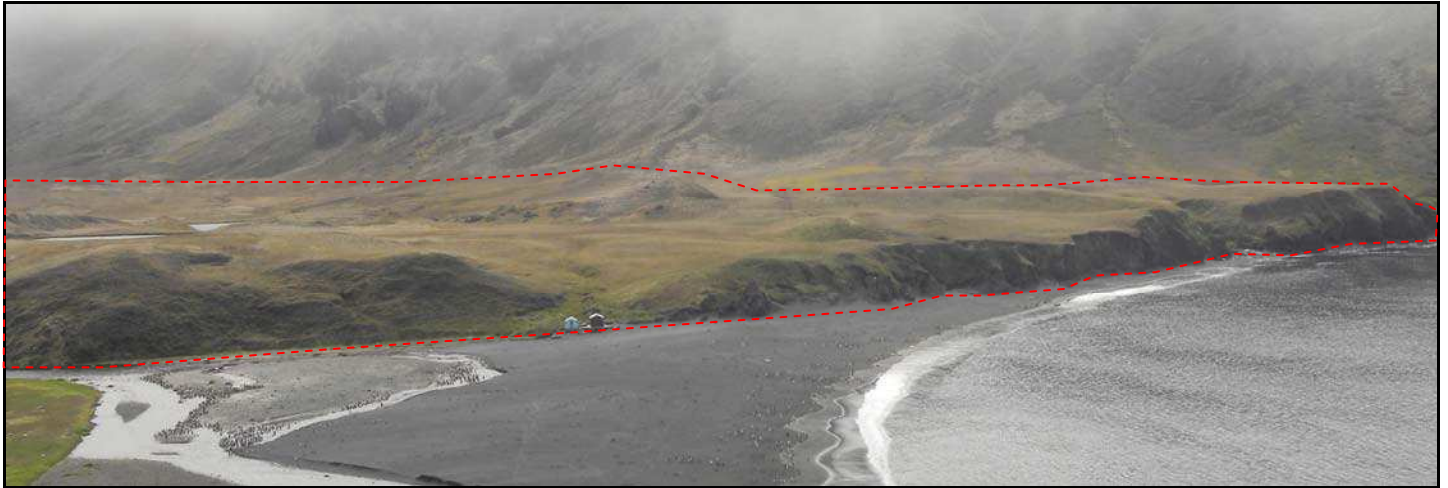
Texture : aphyrique

Composition minéralogique : rares petits cristaux (nature ?) visibles

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-083

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de l'arête des Djinns – Sud Ouest du Mascarin, face au Lac Perdu

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe du Lac Perdu, coulée n°37) – 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : moyenne – ordre du mm

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-084

Phase : 3

Lieu Origine : Point côté 874, Flanc Sud de l'arête des Djinns – Sud Ouest du Mascarin

Type roche : basanite

Type de formation : intrusion au sommet de la crête (coupe du Lac Perdu) – 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : petites olivines visibles - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-085

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de l'arête des Djinns – Sud Ouest du Mascarin, face au Lac Perdu

Type roche : basanite (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe du Lac Perdu, coulée n°36) – 2 m d'épaisseur – contact visible entre le toit de la coulée et le niveau détritique entre la coulée n°35 et celle-ci

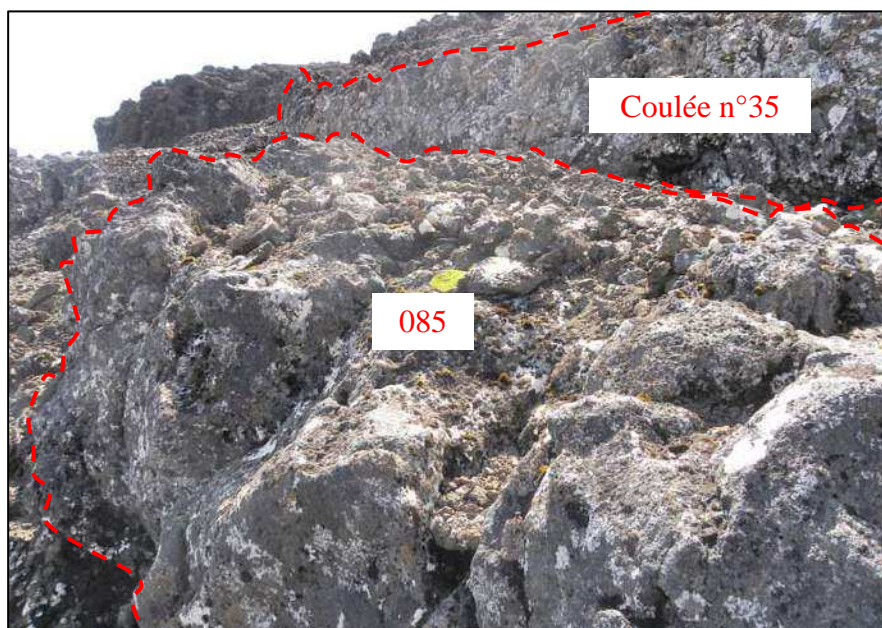
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes - ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-086

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de l'arête des Djinnns – Sud Ouest du Mascarin, face au Lac Perdu

Type roche : basalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe du Lac Perdu, coulée n°30) – 4 à 5 m d'épaisseur – contact visible entre la base de la coulée et le niveau détritique inférieur

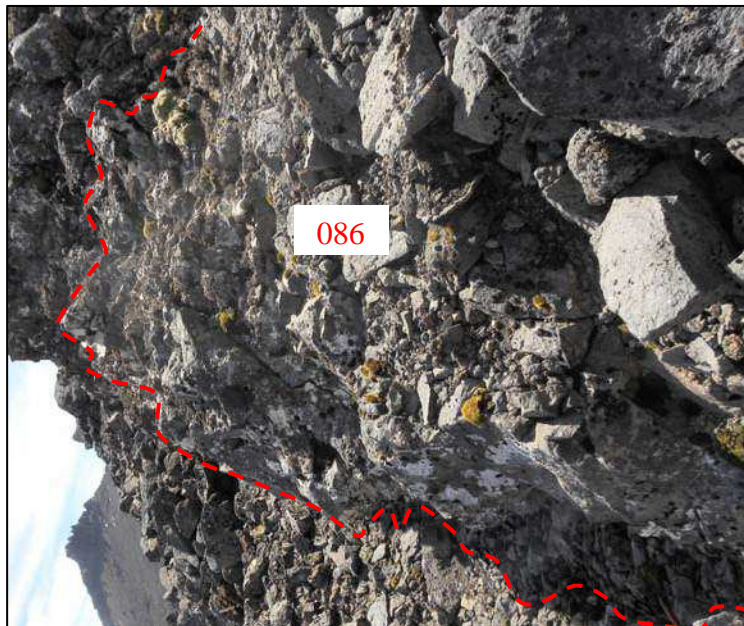
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Échantillon : POS09-087

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de l'arête des Djinnns – Sud Ouest du Mascarin, face au Lac Perdu

Type roche : basalte

Type de formation : coulée (coupe du Lac Perdu, coulée n°25) – 3 m d'épaisseur

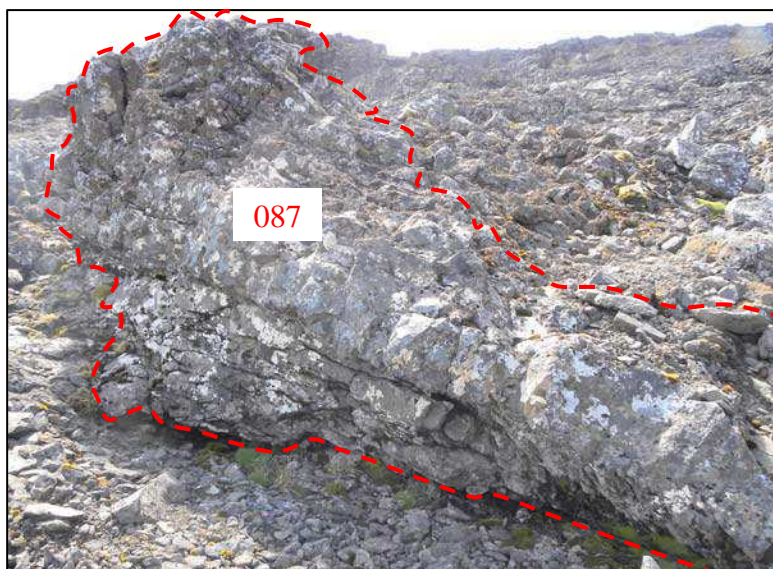
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Échantillon : POS09-088

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Sud de l'arête des Djinns – Sud Ouest du Mascarin, face au Lac Perdu

Type roche : basalte

Type de formation : coulée (coupe du Lac Perdu, coulée n°23) – 4 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Échantillon : POS09-089

Phase : 2

Lieu Origine : Flanc Ouest de la Vallée des Géants

Type roche : basalte ? (ankaramite)

Type de formation : intrusion qui semble s'horizontaliser au point d'échantillonnage – 1 m d'épaisseur – bordures vitreuses figées bien marquées

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes automorphes - ordre du cm (70%)

Vésicularité : aucune

Altération : faible – verre des bordures relativement frais (*échantillonné*)

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-090

Phase : 2

Lieu Origine : Flanc Ouest de la Vallée des Géants

Type roche : microbasalte

Type de formation : coulée – 1 m d'épaisseur – contact bien visible avec l'encaissant recuit

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : belles olivines et quelques pyroxènes - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne – présence de calcite secondaire

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-091

Phase : 2

Lieu Origine : Flanc Ouest de la Vallée des Géants

Type roche : basanite

Type de formation : intrusion à pendage vers le sud – environ 1 m d'épaisseur

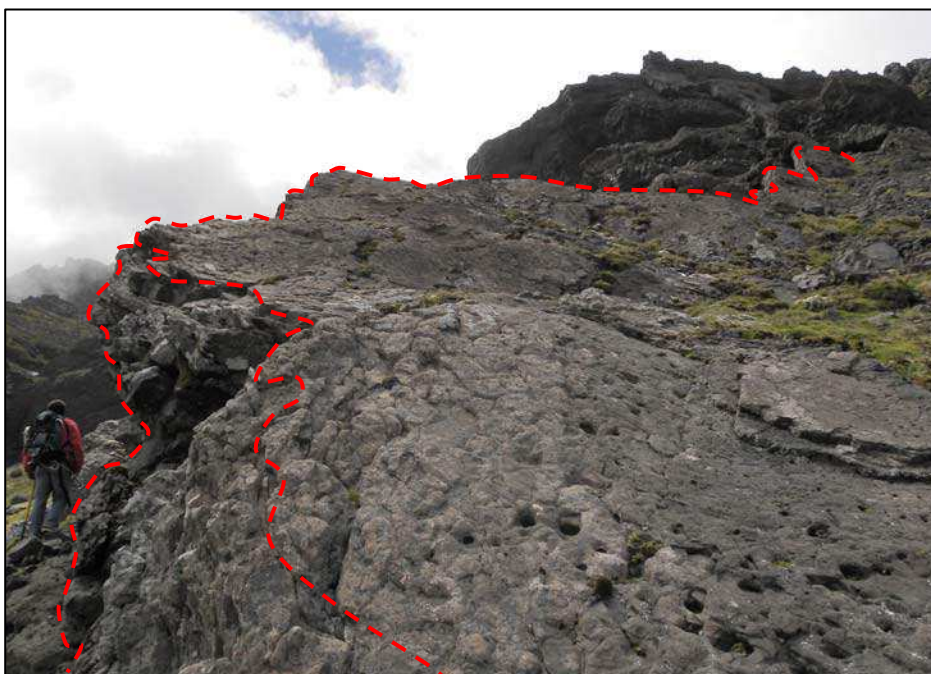
Texture : sub-aphyrique

Composition minéralogique : pyroxènes et quelques baguettes de plagioclases - ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-092

Phase : 3

Lieu Origine : Le Crayon – sommet de crête en forme de cercle – Sud de la Vallée des Géants

Type roche : trachyte

Type de formation : extrusion (dôme) à pendage vers le sud – environ 1 m d'épaisseur

Texture : sub-aphyrique

Composition minéralogique : plagioclase, pyroxènes et quelques amphiboles – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : importante – minéraux altérés

Photo(s) :



Nom Échantillon : POS09-093

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : basalte

Type de formation : coulée (coupe de La Pérouse, coulée n°1) – 1 à 2 m d'épaisseur – base des produits de la phase 3

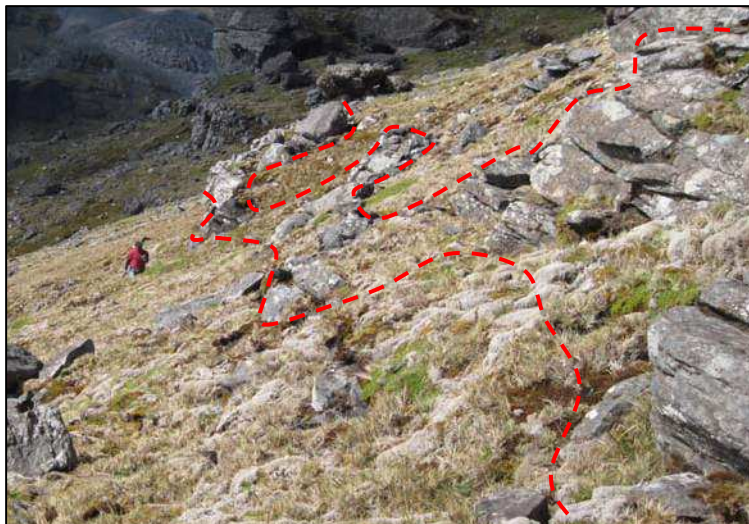
Texture : porphyrique

Composition minéralogique : nombreux pyroxènes et quelques olivines – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-094

Phase : 3

Lieu Origine : Lit de la rivière au sud, aval de la Vallée des Géants – rivière venant de l'ouest du Lac
Perdu

Type roche : basanite

Type de formation : coulée – 1 à 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-095

Phase : 2

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : basalte ?

Type de formation : ensemble d'intrusions en un corps massif

Texture : (1) = sub-aphyrique ; (2) = porphyrique ; (3) = aphyrique

Composition minéralogique : (1) = olivines et pyroxènes assez brillants (ordre du millimètre) – pâte fine
(2) = beaux pyroxènes et quelques olivines (ordre du centimètre)
(3) = pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-096

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : microbasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe de La Pérouse, coulée n°3) – 4 à 5 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-097

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : microbasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée massive (coupe de La Pérouse, coulée n°8) – 3 à 4 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et nombreux pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne – olivines altérées

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-098

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : basanite

Type de formation : coulée massive (coupe de La Pérouse, coulée n°8) – 3 à 4 m d'épaisseur

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne – pâte altérée

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-099

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : basalte

Type de formation : coulée massive (coupe de La Pérouse, coulée n°10) – 2 à 3 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne – olivines altérées

Photo(s) :

Nom Echantillon : POS09-100

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : basanite

Type de formation : coulée massive (coupe de La Pérouse, coulée n°12) – 1 à 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes plus nombreux – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Nom Echantillon : POS09-101

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : picrobasalte (ankaramite)

Type de formation : coulée (coupe de La Pérouse, coulée n°15) – 2 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et nombreux pyroxènes – ordre du cm

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :

Nom Echantillon : POS09-102

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : basanite

Type de formation : coulée (coupe de La Pérouse, coulée n°18) – 2 m d'épaisseur

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : quelques pyroxènes visibles – ordre du mm

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne – quelques veines de calcite secondaire

Nom Echantillon : POS09-103

Phase : 3

Lieu Origine : Flanc Est du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : basalte

Type de formation : coulée (coupe de La Pérouse, coulée n°21) – 1 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes visibles – ordre du mm – pâte fine

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Nom Echantillon : POS09-104

Phase : 3

Lieu Origine : Sommet du Mont au point côté 571 – Sud du Mascarin

Type roche : trachybasalte

Type de formation : coulée (coupe de La Pérouse, coulée n°22) – 1 à 2 m d'épaisseur

Texture : aphyrique

Composition minéralogique : pas de cristaux visibles

Vésicularité : aucune

Altération : moyenne

Nom Echantillon : POS09-105

Phase : 5

Lieu Origine : Flanc Ouest de la Vallée des Géants

Type roche : basanite

Type de formation : coulée (coupe de La Pérouse, coulée n°21) – 1 m d'épaisseur

Texture : porphyrique

Composition minéralogique : olivines et pyroxènes visibles – ordre du mm – pâte fine

Vésicularité : aucune

Altération : faible

Photo(s) :



Annexe B

Méthodes analytiques : Tableaux de données en éléments en traces

TABLE B.1 – Synthèse des paramètres (pente et ordonnée à l'origine) des droites de calibration établies pour chaque séquence analytique, d'après les mesures des géostandards de référence et leurs valeurs certifiées. Les pentes des droites de calibration sont la lecture directe de la composition en éléments en trace du standard interne K1919. A titre de comparaison, la valeur de référence spécifiée par Bézou (*comm. pers.*) est le résultat d'une compilation d'analyses effectuées au L.D.E.O. (Etats-Unis).

PENTES	7 Li	9 Be	11 B	45 Sc	51 V	52 Cr	53 Cr	59 Co	60 Ni	65 Cu	66 Zn	71 Ga	85 Rb
CAP01T_140411	5,04	1,10	4,05	32,70	312,74	252,50		50,86	96,68	141,38	102,16	21,12	9,78
CAP02T_120511	5,13	1,11	3,00	30,63	314,76	252,84		51,25	97,05	143,34	102,20	21,17	9,56
CAP03T_210611	5,24	1,11	-	31,10	316,26		248,70	51,69	97,02	142,84	102,05	21,28	9,61
CAP04T_290611	5,20	1,11	-	30,52	313,61		247,76	50,86	97,82	145,36	104,09	21,22	9,68
CAP05T_120711	5,22	0,90	2,62	30,39	297,75		244,52	51,14	95,72	140,22	-	21,10	9,81
CAP05T_210711	4,88	-	2,02	30,93	316,26		268,39	47,29	104,95	136,16	-	21,02	9,84
CAP06T_150911	5,11	-	-	31,23	309,75		250,61	51,19	96,23	144,04	102,04	21,42	9,78
CAP07T_141211	4,49	0,91	4,86	32,23	321,23		250,60	51,97	99,24	142,89	110,30	21,05	10,27
K1919	4,87	1,09		30,76	313,00	248,00	248,00	51,33	98,00	148,57	108,81	20,71	9,68

ORDONNEES A 0	7 Li	9 Be	11 B	45 Sc	51 V	52 Cr	53 Cr	59 Co	60 Ni	65 Cu	66 Zn	71 Ga	85 Rb
CAP01T_140411	0,136	0,011	-0,012	-0,340	-0,417	0,512		0,172	0,806	0,159	0,057	0,000	0,016
CAP02T_120511	0,115	0,001	0,167	0,087	-0,165	0,942		0,126	1,183	-0,850	0,865	0,067	0,115
CAP03T_210611	-0,016	-0,003	-	-0,153	-0,050		1,696	-0,098	1,324	-1,359	0,557	0,060	0,057
CAP04T_290611	0,003	-0,003	-	0,151	-2,214		1,716	0,221	0,954	-1,015	0,653	0,085	0,067
CAP05T_120711	-0,001	0,081	0,419	-0,054	4,101		3,138	0,163	1,578	1,833	-	0,062	-0,047
CAP05T_210711	0,014	-	0,494	-0,115	-5,562		2,958	0,174	1,611	0,900	-	0,074	-0,165
CAP06T_150911	0,097	-	-	-0,126	4,086		2,512	0,303	1,596	0,435	1,753	-0,020	-0,067
CAP07T_141211	0,005	0,086	0,021	-0,522	-0,176		2,069	-0,155	1,402	-0,228	-3,686	0,337	-0,502

PENTES	88 Sr	89 Y	90 Zr	93 Nb	133 Cs	135 Ba	137 Ba	139 La	140 Ce	141 Pr	146 Nd	147 Sm	153 Eu
CAP01T_140411	393,54	27,79	181,32	17,47	0,10		141,41	16,04	40,08	5,55	25,24	6,30	2,02
CAP02T_120511	396,13	27,54	184,33	20,24	0,09		143,65	16,06	40,05	5,56	25,44	6,24	2,06
CAP03T_210611	396,35	27,60	185,21	20,49	0,10	136,46		16,20	38,61	5,56	25,24	6,23	1,98
CAP04T_290611	399,45	27,82	186,26	20,42	0,09	135,56		16,21	38,89	5,53	25,03	6,09	1,98

TABLE B.1 – Suite

CAP05T_120711	396,84	27,30	175,87	20,44	0,09	136,53		15,85	38,77	5,53	25,06	6,29	1,98
CAP05T_210711	392,69	26,94	180,50	19,98	0,10	134,02		15,77	37,28	5,50	24,74	6,27	2,00
CAP06T_150911	399,43	27,61	179,58	20,75	0,09	140,13		16,46	38,80	5,73	26,25	6,49	2,08
CAP07T_141211	401,50	27,53	185,29	20,45	0,10	134,78		15,78	38,73	5,58	25,05	6,29	2,02
K1919	397,84	27,50	184,28	20,45	0,10	134,54	134,54	15,68	38,46	5,49	24,99	6,09	2,04
ORDONNEES A 0	88 Sr	89 Y	90 Zr	93 Nb	133 Cs	135 Ba	137 Ba	139 La	140 Ce	141 Pr	146 Nd	147 Sm	153 Eu
CAP01T_140411	5,881	-0,326	-0,226	0,873	0,002		-3,106	-0,195	-0,594	0,014	-0,041	-0,030	0,027
CAP02T_120511	3,939	-0,190	-0,411	0,008	0,003		-4,056	-0,187	-0,673	-0,007	-0,151	-0,031	0,013
CAP03T_210611	3,649	-0,118	-0,283	-0,023	0,000	0,138		-0,276	0,006	-0,010	-0,153	-0,039	0,006
CAP04T_290611	1,058	-0,187	-0,283	0,019	0,000	0,623		-0,271	-0,039	0,004	-0,029	0,007	0,006
CAP05T_120711	-1,286	-0,088	2,668	-0,000	0,000	-1,400		-0,039	0,064	0,013	0,031	-0,011	0,023
CAP05T_210711	-1,554	-0,055	-0,205	0,002	0,002	-2,616		-0,374	-0,014	-0,069	-0,228	-0,049	0,010
CAP06T_150911	-0,893	0,019	2,121	-0,068	0,006	-3,194		-0,440	-0,079	-0,085	-0,368	-0,083	0,003
CAP07T_141211	1,543	-0,025	0,044	0,021	0,002	0,008		0,013	-0,207	-0,028	-0,002	-0,033	0,029
PENTES	156 Gd	159 Tb	163 Dy	165 Ho	166 Er	172 Yb	175 Lu	178 Hf	181 Ta	208 Pb	232 Th	238 U	
CAP01T_140411	6,39	0,97	5,40	1,02	2,57	2,09	0,30	4,51	1,34	1,28	1,23	0,42	
CAP02T_120511	6,30	0,98	5,41	1,02	2,53	2,07	0,30	4,56	1,29	1,03	1,22	0,43	
CAP03T_210611	6,34	0,98	5,35	1,02	2,56	2,06	0,29	4,53	1,38	1,21	1,21	0,43	
CAP04T_290611	6,42	0,98	5,33	1,01	2,56	2,04	0,29	4,46	1,28	1,11	1,22	0,44	
CAP05T_120711	6,30	0,97	5,34	1,02	2,51	2,10	0,29	4,40	1,29	-	1,27	0,44	
CAP05T_210711	6,12	0,93	5,32	0,98	2,51	2,09	0,29	4,45	1,22	-	1,24	0,42	
CAP06T_150911	6,38	0,98	5,50	1,04	2,56	2,05	0,30	4,51	1,38	1,13	1,24	0,44	
CAP07T_141211	6,32	0,97	5,47	1,03	2,51	2,06	0,29	4,50	1,21	1,20	1,26	0,45	
K1919	6,39	0,98	5,41	1,01	2,54	2,06	0,30	4,55	1,33	1,17	1,22	0,42	

TABLE B.1 – Suite

ORDONNEES A 0	156 Gd	159 Tb	163 Dy	165 Ho	166 Er	172 Yb	175 Lu	178 Hf	181 Ta	208 Pb	232 Th	238 U
CAP01T_140411	0,090	-0,002	0,032	-0,008	-0,016	-0,021	-0,005	0,000	0,007	-0,252	0,015	0,004
CAP02T_120511	0,151	-0,004	0,025	-0,004	-0,001	-0,015	0,001	0,007	0,017	-0,040	0,008	-0,004
CAP03T_210611	0,112	0,001	0,026	-0,004	-0,007	0,012	0,003	-0,003	-0,003	-0,064	0,014	-0,002
CAP04T_290611	0,091	-0,003	0,023	0,003	-0,014	-0,019	0,003	0,016	0,025	-0,014	0,019	-0,004
CAP05T_120711	0,070	0,006	0,025	-0,007	0,023	-0,031	0,002	0,049	0,022	-	-0,021	-0,006
CAP05T_210711	0,069	0,011	-0,053	-0,006	-0,030	-0,054	-0,002	0,001	0,018	-	-0,017	0,001
CAP06T_150911	0,104	0,002	-0,001	-0,009	-0,004	0,015	-0,006	0,038	-0,047	-0,014	0,016	0,001
CAP07T_141211	0,135	0,005	-0,020	-0,002	0,023	0,010	0,003	0,017	0,079	-0,024	-0,046	-0,027

TABLE B.2 – Résultats détaillés obtenus sur les concentrations en éléments en trace (en ppm) des géostandards internationaux sur chaque séquences analytique. Dans les valeurs certifiées : en italique - valeurs à titre informatif des certificats d'analyse, en gras - valeurs modifiées issues de publications ou de compilations de données (Bézos et al., 2009).

Elément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
AGV-2												
Li	11,0	11,1	11,1	11,0	11,3	11,3	11,0	11,1	11,1	1,1	<i>11</i>	
Be	2,55	2,62	2,61	2,56	2,21	-	-	2,26	2,47	7,44	2,30	17,39
B	7,65	6,16	-	-	6,02	5,99	-	7,16	6,60	11,59		
Sc	17,0	12,7	12,8	12,6	12,4	12,5	12,4	13,0	13,2	11,9	13,0	7,7
V	120	122	124	125	122	131	130	121	124	3	120	4
Cr 52	16,7	16,4	-	-	16,4	15,6	16,5	17,7	16,5	4,1	17,0	11,8
Cr 53	-	-	17,5	17,6	16,8	16,6	17,2	17,5	17,2	2,3	17,0	11,8
Co	15,9	15,9	15,9	15,8	15,8	15,8	15,6	16,2	15,9	1,0	16,0	6,3
Ni	18,2	18,7	18,8	18,3	17,6	17,5	18,7	19,0	18,4	3,0	19,0	15,8
Cu	52,9	52,3	52,1	52,3	51,2	53,5	52,5	53,7	52,6	1,5	53,0	7,5
Zn	88,0	86,0	85,7	87,4	-	-	85,4	89,2	86,9	1,7	86,0	9,3
Ga	20,2	20,3	20,4	20,3	20,3	20,4	20,2	20,7	20,3	0,7	20,0	5,0
Rb	68,8	68,9	69,6	68,8	69,4	70,7	68,3	71,0	69,4	1,4	68,6	3,4
Sr	641	647	655	653	652	647	644	656	650	1	658	3
Y	20,1	20,4	20,6	20,3	20,3	20,1	19,9	20,3	20,3	1,1	20,0	5,0
Zr	237	239	242	236	237	242	233	248	239	2	230	2
Nb	13,7	15,3	15,5	15,0	15,0	15,0	14,9	15,3	15,0	3,6	15,0	6,7
Mo	-	-	-	2,15	1,93	1,86	-	1,83	1,94	7,36		
Sn	2,83	2,30	-	2,00	-	-	-	1,79	2,23	20,21	2,30	17,39
Sb	0,602	-	-	-	-	-	-	0,494	0,548	14,026	0,6	
Cs	1,16	1,22	1,16	1,16	1,13	1,16	1,16	1,17	1,16	2,24	1,16	6,90
Ba 135	-	-	1101	1093	1132	1133	1136	1130	1121	2	1140	3
Ba 137	1134	1153	-	-	1110	1118	1127	1137	1130	1	1140	3
La	38,3	38,1	38,6	38,3	37,4	38,1	38,5	37,8	38,1	1,0	38	1,0526
Ce	70,0	69,2	68,3	68,4	68,2	67,5	68,0	69,5	68,6	1,2	68	0,5882
Pr	8,20	8,21	8,27	8,16	8,12	8,25	8,33	8,31	8,23	0,88	8,30	7,23

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Nd	30,3	30,5	30,8	30,4	30,0	30,3	31,1	30,5	30,5	1,1	30,0	6,7
Sm	5,49	5,46	5,52	5,39	5,50	5,57	5,58	5,52	5,50	1,11	5,7	5,2632
Eu	1,56	1,62	1,56	1,55	1,58	1,58	1,57	1,57	1,57	1,32	1,54	6,49
Gd	4,99	5,14	5,13	5,10	5,06	4,87	4,90	5,06	5,03	1,98	4,69	5,54
Tb	0,653	0,660	0,667	0,665	0,661	0,660	0,650	0,658	0,659	0,848	0,640	6,250
Dy	3,48	3,48	3,48	3,47	3,45	3,63	3,51	3,51	3,50	1,61	3,60	5,56
Ho	0,666	0,673	0,672	0,676	0,670	0,656	0,675	0,682	0,671	1,144	0,710	11,268
Er	1,81	1,81	1,83	1,80	1,82	1,78	1,79	1,82	1,81	0,84	1,79	6,15
Yb	1,66	1,63	1,69	1,62	1,62	1,65	1,66	1,65	1,65	1,45	1,60	12,50
Lu	0,255	0,257	0,257	0,255	0,253	0,255	0,257	0,258	0,256	0,667	0,250	4,000
Hf	5,20	5,25	5,25	5,13	5,09	5,19	5,10	5,16	5,17	1,20	5,08	3,94
Ta	0,871	0,855	0,893	0,857	0,850	0,845	0,842	0,866	0,860	1,940	0,890	44,944
W	0,334	0,475	-	-	-	-	-	0,554	0,454	24,510		
Tl	0,314	0,337	0,312	-	-	-	-	0,297	0,315	5,259	0,270	
Pb	14,4	13,8	14,9	13,0	-	-	13,3	14,4	14,0	5,3	13,0	7,7
Th	6,01	6,04	5,99	5,87	6,07	6,07	5,87	5,98	5,99	1,36	6,10	9,84
U	1,85	1,88	1,92	1,88	1,89	1,89	1,85	1,91	1,88	1,38	1,88	8,51
BCR-2												
Li	9,17	9,71	9,47	9,50	9,65	9,68	9,07	9,13	9,42	2,78	9,00	22,22
Be	2,44	2,47	2,43	2,37	2,13	-	-	2,05	2,32	7,71		
B	4,38	4,19	-	-	3,97	3,62	-	3,93	4,02	7,05		
Sc	32,4	32,4	32,6	32,3	31,7	32,1	32,6	32,9	32,4	1,1	33,0	6,1
V	402	409	415	406	379	406	405	411	404	3	416	3
Cr 52	15,8	16,7	-	-	16,1	15,7	16,6	17,1	16,3	3,4	18,0	11,1
Cr 53	-	-	17,0	17,0	16,6	16,6	17,2	17,0	16,9	1,5	18,0	11,1
Co	36,6	36,8	37,4	36,9	36,7	36,7	37,1	36,9	36,9	0,7	37,0	8,1
Ni	11,8	12,5	12,7	12,3	11,7	11,7	12,7	12,4	12,2	3,5		
Cu	19,4	21,4	20,8	20,4	23,6	22,8	21,6	20,3	21,3	6,4	19,0	10,5
Zn	128	128	128	128	-	-	128	131	128	1,1	127	7

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Ga	21,2	21,6	21,7	21,6	21,4	21,6	21,8	21,5	21,6	0,8	23,0	8,7
Rb	47,6	47,4	47,4	47,6	46,1	45,9	48,2	49,0	47,4	2,1	48,0	4,2
Sr	332	338	334	336	330	327	339	339	334	1	346	4
Y	36,4	36,9	36,8	36,9	36,34	36,6	37,2	36,4	36,7	0,8	37,0	5,4
Zr	190	195	195	197	187	194	194	196	193	2	188	9
Nb	12,2	13,2	13,5	13,4	13,3	13,3	13,5	13,4	13,2	3,2		
Mo	-	-	-	262,11	248	248	-	255,41	253,38	2,68	248	7
Sn	2,24	2,35	-	2,15	-	-	-	1,96	2,18	7,58		
Sb	0,337	-	-	-	-	-	-	0,298	0,318	8,766		
Cs	1,11	1,08	1,14	1,14	1,15	1,18	1,15	1,13	1,13	2,59	<i>1,10</i>	<i>9,09</i>
Ba 135	-	-	677	673	687	701	698	681	686	2	683	4
Ba 137	683	686	-	-	723	729	736	673	705	4	683	4
La	24,9	25,3	25,3	25,2	24,9	25,9	25,8	25,0	25,3	1,5	25,0	4,0
Ce	52,4	53,9	52,3	52,5	52,3	53,2	52,8	52,7	52,8	1,0	53,0	3,8
Pr	6,71	6,89	6,84	6,80	6,80	7,06	7,01	6,88	6,87	1,66	<i>6,80</i>	<i>4,41</i>
Nd	28,0	28,7	28,4	27,9	28,2	29,3	29,5	28,4	28,6	2,1	28,0	7,1
Sm	6,44	6,53	6,48	6,29	6,64	6,88	6,77	6,61	6,58	2,85	<i>6,70</i>	<i>4,48</i>
Eu	1,91	1,98	1,89	1,87	1,93	2,01	1,97	1,95	1,94	2,51	2,00	5,00
Gd	6,81	6,94	6,88	6,82	6,87	6,93	6,89	6,88	6,88	0,67	6,80	4,41
Tb	1,06	1,07	1,07	1,06	1,07	1,10	1,07	1,07	1,07	1,01	<i>1,07</i>	<i>3,74</i>
Dy	6,24	6,39	6,28	6,23	6,32	6,71	6,46	6,37	6,38	2,46		
Ho	1,28	1,30	1,30	1,29	1,30	1,25	1,32	1,31	1,29	1,76	<i>1,33</i>	<i>4,51</i>
Er	3,52	3,51	3,58	3,54	3,52	3,45	3,58	3,53	3,53	1,15		
Yb	3,35	3,38	3,38	3,31	3,37	3,40	3,45	3,38	3,38	1,21	3,50	5,71
Lu	0,511	0,513	0,516	0,512	0,516	0,509	0,529	0,516	0,515	1,178	<i>0,510</i>	<i>3,922</i>
Hf	4,81	4,92	4,91	4,81	4,84	4,81	4,86	4,85	4,85	0,94	<i>4,80</i>	<i>4,17</i>
Ta	0,798	0,785	0,824	0,784	0,792	0,761	0,779	0,782	0,788	2,294		
W	0,259	0,374	-	-	-	-	-	0,497	0,376	31,560		
Tl	0,313	0,301	0,310	-	-	-	-	0,293	0,304	2,986		
Pb	10,8	10,9	11,0	10,3	-	-	10,4	10,9	10,7	2,7	<i>11,0</i>	<i>18,2</i>
Th	5,71	5,83	5,71	5,73	5,89	5,90	5,87	5,84	5,81	1,40	5,90	

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
U	1,62	1,68	1,68	1,69	1,68	1,67	1,69	1,70	1,68	1,40	1,69	11,24
BE-N												
Li	12,4	12,6	13,0	13,1	12,8	12,8	13,1	12,8	12,8	2,1	13,0	3,4
Be	2,21	2,19	2,24	2,23	1,84	-	-	1,89	2,10	8,80	1,9	0,78
B	7,29	6,06	-	-	4,75	4,77	-	6,81	5,94	19,51		
Sc	27,7	22,5	22,5	22,5	22,5	22,4	22,4	22,7	23,1	7,9	22,0	4,1
V	232	233	231	230	229	237	234	235	233	1	235	33
Cr 52	359	360	-	-	351	358	359	357	357	1	360	49
Cr 53	-	-	356	358	360	359	358	358	358	0	360	49
Co	60,5	61,0	57,4	60,3	57,9	57,8	60,4	60,1	59,4	2,5	60,0	7,8
Ni	253	252	248	251	254	253	251	247	251	1	267	26
Cu	72,9	74,4	73,1	74,8	79,2	76,1	74,9	73,5	74,9	2,7	72,0	10,9
Zn	119	120	120	119	-	-	123	123	121	2	120	50
Ga	17,4	17,4	17,6	17,5	17,5	17,6	17,6	17,8	17,5	0,7	17,0	6,2
Rb	49,7	48,3	48,6	48,5	52,5	52,2	46,1	49,8	49,5	4,3	47,0	8,8
Sr	1379	1375	1373	1374	1375	1378	1371	1370	1374	0	1370	100
Y	30,4	30,0	30,1	29,9	30,1	30,3	30,1	29,6	30,1	0,8	30,0	5,0
Zr	277	281	277	263	275	279	259	285	275	3	260	38,13
Nb	105	119	121	123	122	122	122	121	119	5	105	24,01
Mo	-	-	-	2,79	2,30	2,34	-	2,45	2,47	9,02	2,80	2,80
Sn	2,00	1,85	-	1,94	-	-	-	1,81	1,90	4,59	2,00	0,39
Sb	0,262	-	-	-	-	-	-	0,330	0,296	16,368	0,260	0,080
Cs	0,742	0,751	0,763	0,747	0,758	0,729	0,697	0,760	0,743	2,922	0,740	0,330
Ba 135	-	-	1029	1031	1030	1020	1018	1037	1028	1	1025	125
Ba 137	1030	1049	-	-	1028	1005	996	1035	1024	2	1025	125
La	81,8	80,3	81,6	81,7	82,2	81,6	80,9	82,4	81,6	0,8	82,0	3,0
Ce	151	151	143	139	139	136	131	153	143	6	152	24,08
Pr	17,6	17,5	17,5	17,5	17,6	17,4	17,4	17,4	17,5	0,4	17,5	3,4
Nd	66,8	66,5	66,6	66,8	66,5	65,3	66,3	66,4	66,4	0,7	67,0	2,6

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Sm	12,2	12,1	12,1	12,0	12,2	12,2	12,1	12,2	12,1	0,7	12,2	0,6
Eu	3,62	3,69	3,59	3,60	3,60	3,60	3,58	3,63	3,61	0,96	3,60	0,52
Gd	10,8	11,0	11,0	11,1	11,0	10,3	10,4	10,9	10,8	2,6	9,70	1,40
Tb	1,35	1,37	1,37	1,38	1,37	1,30	1,31	1,35	1,35	2,10	1,30	0,28
Dy	6,46	6,44	6,41	6,45	6,47	6,40	6,36	6,49	6,43	0,64	6,40	0,20
Ho	1,10	1,09	1,10	1,10	1,09	1,08	1,09	1,10	1,09	0,59	1,10	0,22
Er	2,62	2,62	2,64	2,61	2,61	2,56	2,54	2,61	2,60	1,28	2,50	0,24
Yb	1,86	1,85	1,88	1,83	1,91	1,82	1,83	1,85	1,85	1,66	1,80	0,68
Lu	0,254	0,261	0,260	0,258	0,261	0,255	0,259	0,260	0,258	1,061	0,246	0,08
Hf	5,73	5,81	5,81	5,68	5,75	5,74	5,73	5,80	5,76	0,80	5,81	0,37
Ta	5,96	5,71	6,10	5,71	5,71	5,70	5,69	5,71	5,79	2,69	5,70	0,88
W	16,0	24,1	-	-	-	-	-	31,2	23,8	32,1	29,0	10,7
Tl	0,037	0,039	0,037	-	-	-	-	0,037	0,038	2,346	0,040	
Pb	4,15	4,08	4,87	4,08	-	-	4,07	4,18	4,24	7,35	4,00	5,38
Th	10,5	10,5	10,5	10,5	11,0	10,9	10,5	11,0	10,7	2,2	10,4	2,0
U	2,47	2,50	2,55	2,62	2,57	2,52	2,44	2,54	2,53	2,23	2,40	0,49
BHVO-2												
Li	4,57	4,62	4,61	4,73	4,69	4,70	4,58	4,56	4,63	1,43	4,60	
Be	1,23	1,22	1,22	1,24	1,07	-	-	1,07	1,17	6,97	1,22	
B	2,75	2,59	-	-	2,22	2,13	-	2,59	2,46	10,93	2,70	
Sc	32,8	31,1	31,1	31,0	30,8	31,0	31,0	31,6	31,3	2,1	30,8	
V	312	313	313	312	301	311	310	314	311	1	313	
Cr 52	288	287	-	-	294	286	286	287	288	1	288	
Cr 53	-	-	286	288	287	288	288	288	288	1	288	
Co	44,3	44,4	44,3	44,2	44,5	44,3	44,2	44,4	44,3	0,2	44,0	
Ni	114	114	113	114	113	113	114	114	113	1	112	
Cu	132	133	131	134	131	132	132	132	132	1	131	
Zn	101	101	102	103	-	-	103	105	102	1	108	
Ga	20,8	20,9	21,1	21,0	20,9	21,0	20,9	21,0	21,0	0,4	21,7	4,1

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Rb	9,51	9,41	9,31	9,40	9,78	9,55	9,35	9,38	9,46	1,59	9,76	10,25
Sr	393,3	394,0	389,0	389,7	388	386	387,2	395,0	390,2	0,9	388	6
Y	27,0	26,8	26,7	26,8	26,7	26,7	26,7	26,8	26,8	0,4	27,0	
Zr	178	180	181	180	174	179	175	180	178	1	180	
Nb	17,9	19,6	19,8	19,8	19,8	19,8	19,8	19,6	19,5	3,3	19,8	
Mo	-	-	-	4,34	4,48	4,52	-	4,04	4,34	4,94	4,00	
Sn	1,90	1,77	-	1,76	-	-	-	1,68	1,78	5,07	1,72	
Sb	0,144	-	-	-	-	-	-	0,137	0,140	3,146	0,160	
Cs	0,099	0,095	0,098	0,099	0,097	0,101	0,10	0,10	0,10	2,05	0,097	
Ba 135	-	-	132	133	132	133	131	132	132	0	129	10
Ba 137	134	135	-	-	134	137	137	131	135	2	129	10
La	15,3	15,3	15,3	15,4	15,3	15,5	15,3	15,2	15,3	0,7	15,0	6,7
Ce	38,0	38,0	37,2	37,7	37,6	37,4	37,0	37,2	37,5	1,0	36,8	
Pr	5,38	5,36	5,33	5,37	5,38	5,45	5,42	5,36	5,38	0,70	5,29	
Nd	24,4	24,3	24,3	24,2	24,4	24,6	24,7	24,3	24,4	0,7	24,2	
Sm	6,08	6,01	6,02	5,93	6,13	6,26	6,15	6,08	6,08	1,67	5,92	
Eu	2,00	2,00	1,94	1,94	1,97	2,03	2,01	2,00	1,99	1,68	1,94	
Gd	6,34	6,26	6,27	6,37	6,27	6,18	6,27	6,31	6,28	0,91	6,30	3,17
Tb	0,952	0,957	0,951	0,955	0,953	0,937	0,947	0,949	0,950	0,639	0,950	
Dy	5,32	5,32	5,22	5,26	5,29	5,30	5,33	5,31	5,29	0,74	5,34	
Ho	0,992	0,991	0,987	0,992	1,00	1,01	0,998	1,001	0,995	0,624	0,984	
Er	2,49	2,46	2,49	2,47	2,49	2,52	2,49	2,48	2,49	0,69	2,46	
Yb	2,03	2,00	2,02	1,98	2,04	2,02	2,00	2,00	2,01	1,07	2,02	9,90
Lu	0,286	0,290	0,286	0,289	0,286	0,294	0,291	0,287	0,288	1,014	0,296	
Hf	4,41	4,48	4,45	4,38	4,39	4,48	4,43	4,41	4,43	0,86	4,45	
Ta	1,21	1,18	1,24	1,17	1,18	1,20	1,24	1,17	1,20	2,37	1,19	
W	0,202	0,231	-	-	-	-	-	0,240	0,225	8,803	0,230	
Tl	0,027	0,025	0,026	-	-	-	-	0,026	0,026	2,839	0,026	
Pb	1,48	1,68	1,76	1,86	-	-	1,58	1,61	1,66	8,04	1,66	
Th	1,20	1,19	1,18	1,20	1,21	1,24	1,20	1,18	1,20	1,49	1,19	25,21
U	0,412	0,413	0,416	0,423	0,419	0,415	0,411	0,407	0,414	1,190	0,412	

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
BIR-1												
Li	3,22	3,26	3,30	3,25	3,24	3,25	3,36	3,23	3,26	1,37	3,31	
Be	0,102	0,110	0,112	0,107	0,171	-	-	0,178	0,130	26,627	0,106	
B	0,269	0,471	-	-	2,27	2,29	-	0,422	1,144	90,816	<i>0,330</i>	
Sc	42,2	43,8	43,4	42,7	42,9	42,9	44,0	43,8	43,2	1,5	44,0	2,3
V	321	325	324	316	304	320	324	323	320	2	323	
Cr 52	387	398	-	-	380	402	401	391	393	2	407	
Cr 53	-	-	409	395	405	404	401	391	401	2	407	
Co	52,7	52,7	52,5	51,5	52,9	52,8	52,9	51,9	52,5	1,0	53,0	
Ni	166	165	165	164	169	168	166	163	166	1	166	
Cu	125	125	123	125	128	125	126	123	125	1	126	3
Zn	69,9	69,2	69,9	70,4	-	-	70,2	69,5	69,8	0,6	71,0	12,7
Ga	15,3	15,4	15,4	15,3	15,3	15,3	15,3	15,2	15,3	0,4	15,3	
Rb	0,220	0,299	0,254	0,266	0,283	0,242	0,349	-	0,273	15,438	0,230	
Sr	115	112	113	115	117	123	117	109	115	4	111	2
Y	16,2	16,1	16,2	16,0	16,2	16,2	16,1	16,1	16,2	0,4	16,0	6,3
Zr	15,2	15,4	15,6	15,3	17,6	15,4	17,2	15,5	15,9	5,9	15,0	
Nb	1,38	0,59	0,58	0,60	0,64	0,643	0,65	0,61	0,71	37,78	<i>0,600</i>	
Mo	-	-	-	0,032	0,213	0,200	-	0,077	0,130	69,106	0,056	
Sn	0,784	0,811	-	0,745	-	-	-	0,748	0,772	4,096	0,800	
Sb	0,657	-	-	-	-	-	-	0,500	0,578	19,250	<i>0,560</i>	
Cs	0,007	0,006	0,005	0,005	0,005	0,007	0,012	0,007	0,007	33,976	0,004	
Ba 135	-	-	6,75	7,20	5,34	4,09	3,78	6,62	5,63	25,81	6,63	
Ba 137	3,82	2,89	-	-	-	0,838	-	7,56	3,78	74,50	6,63	
La	0,428	0,433	0,360	0,361	0,600	0,264	0,289	0,593	0,416	30,250	0,556	
Ce	1,40	1,31	1,93	1,89	1,91	1,90	1,94	1,67	1,75	14,69	1,90	
Pr	0,397	0,370	0,370	0,381	0,401	0,318	0,312	0,348	0,362	9,235	0,390	
Nd	2,37	2,24	2,28	2,37	2,44	2,17	2,13	2,36	2,29	4,79	2,40	
Sm	1,10	1,08	1,08	1,09	1,09	1,08	1,05	1,06	1,08	1,64	<i>1,11</i>	

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Eu	0,527	0,523	0,502	0,504	0,513	0,515	0,510	0,522	0,515	1,768	0,522	
Gd	1,87	1,85	1,87	1,88	1,77	1,80	1,88	1,88	1,85	2,17	1,98	20,20
Tb	0,365	0,366	0,366	0,364	0,362	0,363	0,364	0,361	0,364	0,509	0,360	
Dy	2,64	2,62	2,60	2,58	2,58	2,59	2,59	2,56	2,60	0,93	2,62	
Ho	0,586	0,582	0,586	0,583	0,586	0,616	0,582	0,583	0,588	1,939	0,587	
Er	1,68	1,64	1,68	1,65	1,67	1,77	1,67	1,66	1,68	2,29	1,71	
Yb	1,70	1,68	1,70	1,65	1,71	1,71	1,67	1,66	1,69	1,41	1,72	5,81
Lu	0,260	0,261	0,261	0,258	0,259	0,263	0,265	0,260	0,261	0,893	0,26	
Hf	0,592	0,602	0,590	0,591	0,627	0,605	0,626	0,599	0,604	2,450	0,596	13,423
Ta	0,050	0,061	0,054	0,065	0,065	0,06	0,096	0,083	0,067	23,113	0,052	
W	0,074	0,043	-	-	-	-	-	0,039	0,052	36,423	0,07	
Tl	0,004	0,004	0,004	-	-	-	-	0,005	0,004	21,189	0,005	
Pb	3,42	3,24	3,15	3,08	-	-	3,53	3,01	3,24	6,22	3,09	
Th	0,052	0,039	0,044	0,049	0,011	0,010	0,061	-0,015	0,031	83,951	0,031	
U	0,015	0,006	0,008	0,007	0,006	0,011	0,014	-0,016	0,006	155,107	0,008	
DNC-1												
Li	4,98	5,00	5,01	5,02	5,03	5,01	5,02	5,17	5,03	1,15	5,10	5,69
Be	0,219	0,219	0,214	0,220	0,259	-	-	0,267	0,233	10,046	0,224	
B	0,940	0,672	-	-	-	0,267	-	2,443	1,080	87,902	<i>0,900</i>	
Sc	33,2	31,3	31,1	30,6	31,1	31,1	31,0	31,6	31,4	2,6	31,0	3,2
V	157	154	154	162	154	170	165	151	158	4	148	6
Cr 52	286	283	-	-	299	292	285	287	289	2	285	
Cr 53	-	-	288	286	293	293	286	285	289	1	285	
Co	56,8	57,0	56,6	56,3	56,9	57,0	56,9	56,9	56,8	0,4	57,0	3,9
Ni	251	251	252	251	250	250	252	252	251	1	251	
Cu	97,0	100,6	95,7	97,9	94,1	95,1	94,0	101,8	97,0	3,0	96,0	
Zn	64,8	64,0	63,7	63,4	-	-	63,9	64,5	64,0	0,8	64,0	
Ga	13,6	13,7	13,7	13,7	13,6	13,6	13,7	13,9	13,7	0,6	14,0	
Rb	3,68	3,74	3,73	3,72	3,99	3,91	3,66	3,40	3,73	4,69	3,65	

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Sr	146,9	146,9	145,5	143,8	154	156	142,3	146,2	147,6	3,2	145	1
Y	18,1	18,0	17,9	18,1	18,1	18,0	18,0	18,2	18,1	0,5	18,0	4,4
Zr	37,7	38,1	38,3	37,9	39,3	37,96	39,3	37,2	38,2	2,0	38,0	2,6
Nb	2,24	1,63	1,68	1,65	1,70	1,69	1,60	1,64	1,73	12,14	1,66	
Mo	-	-	-	0,127	0,188	0,175	-	0,142	0,158	17,987	0,121	
Sn	1,34	1,27	-	2,60	-	-	-	1,62	1,70	35,99	1,33	
Sb	0,919	-	-	-	-	-	-	0,777	0,848	11,849	0,960	3,125
Cs	0,206	0,215	0,211	0,210	0,212	0,209	0,211	0,207	0,210	1,360	0,210	
Ba 135	-	-	104	104	102	101	103	103	103	1	103	
Ba 137	104	106	-	-	103	104	105	103	104	1	103	
La	3,58	3,60	3,49	3,58	3,65	3,37	3,41	3,70	3,55	3,25	3,56	8,43
Ce	7,86	7,87	8,12	8,37	8,11	7,97	8,15	7,99	8,05	2,07	8,30	
Pr	1,12	1,10	1,09	1,13	1,11	1,04	1,06	1,10	1,09	2,80	1,12	
Nd	4,87	4,86	4,81	5,01	4,93	4,70	4,77	4,99	4,87	2,18	4,98	
Sm	1,40	1,38	1,38	1,44	1,42	1,41	1,39	1,42	1,40	1,43	1,43	
Eu	0,593	0,605	0,568	0,576	0,587	0,583	0,585	0,601	0,587	2,072	0,570	
Gd	2,08	2,10	2,07	2,12	2,01	2,01	2,08	2,12	2,08	2,09	2,11	
Tb	0,387	0,395	0,389	0,394	0,39	0,392	0,393	0,392	0,391	0,725	0,400	
Dy	2,79	2,81	2,73	2,77	2,75	2,80	2,78	2,78	2,78	0,91	2,76	
Ho	0,631	0,636	0,629	0,644	0,637	0,634	0,639	0,642	0,637	0,801	<i>0,620</i>	
Er	1,87	1,86	1,87	1,88	1,88	1,90	1,88	1,88	1,88	0,61	1,87	
Yb	1,97	1,96	1,97	1,93	1,98	1,98	1,97	1,95	1,96	0,85	1,98	
Lu	0,310	0,314	0,309	0,309	0,31	0,313	0,316	0,309	0,311	0,891	0,314	
Hf	1,01	1,02	1,00	0,99	1,03	1,01	1,03	0,99	1,01	1,56	0,991	
Ta	0,098	0,112	0,108	0,111	0,115	0,107	0,103	0,061	0,102	17,081	0,098	
W	0,094	0,055	-	-	-	-	-	0,051	0,067	35,818	0,090	
Tl	0,027	0,027	0,026	-	-	-	-	0,028	0,027	2,851	0,026	
Pb	6,14	5,78	6,23	6,09	-	-	5,74	6,14	6,02	3,45	<i>6,30</i>	
Th	0,257	0,243	0,246	0,251	0,230	0,226	0,258	0,201	0,239	8,053	0,240	
U	0,059	0,053	0,053	0,054	0,052	0,057	0,058	0,031	0,052	17,059	0,050	

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
MAR												
Li	5,37	5,53	5,72	5,80	5,61	5,58	5,54	5,56	5,59	2,32	5,6	
Be	0,481	0,399	0,411	0,409	0,408	-	-	0,415	0,420	7,201	0,403	
B	3,46	2,96	-	-	2,37	2,07	-	2,67	2,71	19,78		
Sc	39,6	39,8	39,7	39,3	39,3	39,3	39,5	40,2	39,6	0,8	39,3	
V	261	266	267	264	264	264	265	269	265	1	261	
Cr 52	319	322	-	-	324	321	321	323	322	1	320	
Cr 53	-	-	324	322	321	321	320	322	322	1	320	
Co	53,7	54,7	54,4	54,5	54,3	54,3	54,0	54,7	54,3	0,6	54,12	
Ni	150,1	151,6	150,6	151,6	150	150	149,1	152,2	150,6	0,7	150,9	
Cu	67,7	68,6	67,6	69,7	94,2	69,8	69,5	69,7	72,1	12,4	69,98	
Zn	79,6	77,2	77,6	79,2	-	-	77,6	79,3	78,4	1,4	78,4	
Ga	15,6	15,7	16,0	15,9	15,8	15,7	15,8	15,9	15,8	0,9	15,56	
Rb	0,872	0,930	0,892	0,957	1,04	0,949	0,818	0,398	0,857	23,008	0,9	
Sr	95,4	93,9	95,5	98,6	96,4	99,4	96,5	91,9	96,0	2,5	92	
Y	31,9	32,0	32,0	32,4	32,0	32,0	31,7	32,1	32,0	0,6	31,9	
Zr	76,8	78,7	79,1	79,7	77,8	78,5	77,5	78,7	78,4	1,2	78	
Nb	2,17	1,52	1,51	1,56	1,52	1,52	1,48	1,59	1,61	14,13	1,534	
Mo	-	-	-	0,214	0,260	0,242	-	0,228	0,236	8,390	0,19	
Sn	0,770	0,726	-	0,760	-	-	-	0,815	0,768	4,819	0,77	
Sb	0,028	-	-	-	-	-	-	0,051	0,040	42,122	0,02	
Cs	0,026	0,025	0,025	0,028	0,025	0,027	0,033	0,026	0,027	9,530	0,03	
Ba 135	-	-	6,25	6,78	6,36	3,51	2,93	5,90	5,29	30,98	6,6	
Ba 137	3,40	2,41	-	-	0,275	0,342	-	7,08	2,70	103,41	6,6	
La	1,97	1,99	1,92	1,96	2,13	1,80	1,74	2,15	1,96	7,27	2,023	
Ce	6,72	6,80	7,14	7,28	7,15	7,00	6,96	6,96	7,00	2,65	6,94	
Pr	1,31	1,32	1,31	1,34	1,33	1,26	1,25	1,31	1,31	2,55	1,31	
Nd	7,37	7,37	7,32	7,41	7,48	7,22	7,28	7,51	7,37	1,32	7,6	
Sm	2,77	2,81	2,78	2,75	2,84	2,82	2,79	2,85	2,80	1,28	2,715	
Eu	1,02	1,04	1,00	1,00	1,02	1,02	1,02	1,05	1,02	1,68	1,069	

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Gd	4,03	3,99	3,99	4,03	3,92	3,84	4,00	4,07	3,98	1,85	4,105	
Tb	0,759	0,756	0,760	0,763	0,759	0,732	0,758	0,771	0,757	1,494	0,76	
Dy	5,11	5,14	5,12	5,15	5,14	5,03	5,17	5,22	5,14	1,05	5,113	
Ho	1,12	1,14	1,13	1,14	1,13	1,13	1,14	1,15	1,14	0,76	1,14	
Er	3,21	3,17	3,23	3,24	3,19	3,22	3,23	3,22	3,21	0,72	3,266	
Yb	3,18	3,18	3,22	3,18	3,25	3,23	3,22	3,21	3,21	0,81	3,203	
Lu	0,487	0,492	0,493	0,496	0,490	0,494	0,502	0,493	0,493	0,897	0,494	
Hf	2,01	2,08	2,08	2,08	2,08	2,06	2,06	2,06	2,07	1,20	2,08	
Ta	0,204	0,211	0,206	0,214	0,211	0,225	0,192	0,209	0,209	4,577	0,2	
W	-	39,910	-	-	-	-	-	53,255	46,582	20,258		
Tl	0,017	0,018	0,017	-	-	-	-	0,019	0,018	5,126	0,019	
Pb	0,449	0,158	0,273	0,298	-	-	0,303	0,301	0,297	31,271	0,31	
Th	0,115	0,100	0,102	0,107	0,073	0,083	0,103	0,042	0,090	26,336	0,0962	
U	0,076	0,063	0,068	0,065	0,063	0,065	0,067	0,043	0,064	14,506	0,075	
W-2												
Li	9,44	9,54	9,39	9,52	9,62	9,62	9,16	9,44	9,47	1,59	9,30	
Be	0,733	0,747	0,740	0,741	0,692	-	-	0,708	0,727	3,025	0,740	
B	12,8	12,0	-	-	12,1	12,1	-	12,0	12,2	2,7	12,0	
Sc	35,4	35,3	35,0	35,1	34,7	34,9	34,8	36,0	35,2	1,1	35,0	
V	268	261	263	262	263	259	260	268	263	1	262	
Cr 52	95,3	94,5	-	-	93,0	101	97,9	91,0	95,5	3,8	93,0	
Cr 53	-	-	90,7	90,7	90,6	91,0	90,3	90,8	90,7	0,2	93,0	
Co	44,5	43,7	44,0	43,8	43,9	44,1	43,7	44,0	43,9	0,6	44,0	
Ni	69,3	67,9	68,4	68,6	68,8	68,9	68,5	69,1	68,7	0,6	70,0	3,6
Cu	107	107	106	109	106	109	109	113	108	2	103	
Zn	76,1	78,2	75,9	76,2	-	-	75,0	76,2	76,3	1,4	77,0	
Ga	17,5	17,3	17,5	17,5	17,4	17,4	17,5	17,5	17,4	0,5	17,5	
Rb	20,5	20,3	20,3	20,3	20,5	20,6	20,5	20,7	20,4	0,7	20,0	
Sr	198	194	197	195	195	191	195	196	195	1	197	

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Y	22,5	22,2	22,4	22,2	22,1	22,0	22,4	22,2	22,2	0,7	22,2	
Zr	95,8	92,7	91,2	91,7	92,6	93,5	92,3	92,1	92,7	1,5	93,5	
Nb	7,74	7,86	7,98	7,84	7,79	7,78	8,14	7,76	7,86	1,75	7,90	
Mo	-	-	-	0,47	0,503	0,492	-	0,44	0,47	6,23	0,440	
Sn	1,87	1,70	-	1,75	-	-	-	1,77	1,77	3,90	1,70	
Sb	0,974	-	-	-	-	-	-	0,903	0,938	5,337	0,810	
Cs	0,896	0,876	0,897	0,889	0,898	0,900	0,902	0,881	0,892	1,038	0,990	
Ba 135	-	-	171	169	171	172	175	168	171	1	172	
Ba 137	176	175	-	-	176	178	184	167	176	3	172	
La	10,7	10,4	10,6	10,5	10,6	10,7	10,8	10,4	10,6	1,3	10,7	5,6
Ce	23,5	23,1	23,3	23,1	23,2	23,3	23,5	22,8	23,2	1,0	23,4	6,4
Pr	3,05	2,99	3,05	2,99	3,01	3,05	3,07	3,02	3,03	1,02	3,02	
Nd	13,0	12,8	13,1	12,9	12,8	13,1	13,2	12,9	13,0	1,1	12,9	
Sm	3,32	3,22	3,26	3,20	3,30	3,35	3,33	3,27	3,28	1,59	3,24	
Eu	1,09	1,08	1,05	1,05	1,07	1,10	1,09	1,09	1,08	1,59	1,10	
Gd	3,81	3,76	3,85	3,82	3,74	3,77	3,82	3,81	3,80	0,94	3,73	
Tb	0,628	0,624	0,628	0,623	0,621	0,633	0,626	0,616	0,625	0,843	0,624	
Dy	3,96	3,87	3,85	3,81	3,82	3,97	3,90	3,83	3,88	1,63	3,83	
Ho	0,810	0,797	0,802	0,796	0,796	0,770	0,802	0,797	0,796	1,480	0,801	
Er	2,22	2,16	2,21	2,18	2,17	2,12	2,20	2,18	2,18	1,50	2,17	
Yb	2,12	2,08	2,09	2,05	2,05	2,09	2,07	2,04	2,07	1,24	2,05	
Lu	0,319	0,315	0,310	0,314	0,312	0,310	0,316	0,316	0,314	1,006	0,314	
Hf	2,54	2,41	2,35	2,33	2,41	2,40	2,39	2,36	2,40	2,69	2,48	
Ta	0,495	0,485	0,491	0,477	0,482	0,468	0,515	0,426	0,480	5,423	0,500	
W	0,222	0,229	-	-	-	-	-	0,339	0,263	25,018	0,300	
Tl	0,114	0,110	0,113	-	-	-	-	0,107	0,111	2,740	0,113	
Pb	8,41	7,87	8,47	7,75	-	-	8,23	8,74	8,25	4,59	7,80	
Th	2,16	2,14	2,12	2,11	2,20	2,15	2,15	2,13	2,15	1,22	2,10	
U	0,505	0,509	0,496	0,494	0,507	0,493	0,491	0,482	0,497	1,868	0,490	
STM-1												

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Li					39,0	38,6	36,4	37,7	37,9	3,0	32,0	
Be					9,62	-	-	9,62	9,62	0,05	9,60	6,25
B					8,17	7,99	-	6,45	7,54	12,54	6,40	
Sc					0,829	0,937	0,794	0,757	0,829	9,355	0,610	
V					4,48	-	4,58	0,20	3,09	80,89	8,70	
Cr 52					3,42	1,89	2,29	3,12	2,68	26,51	4,30	
Cr 53					4,57	4,47	4,12	3,31	4,12	13,83	4,30	
Co					0,863	0,886	1,011	0,605	0,841	20,254	0,900	
Ni					2,57	2,56	2,61	2,08	2,45	10,23	3,00	
Cu					4,57	3,68	3,02	2,89	3,54	21,70	4,60	
Zn					-	-	219	231	225	4	235	9
Ga					35,0	34,9	34,9	35,3	35,0	0,5	35,0	14,3
Rb					118	117	103	116	114	6	118	5
Sr					684	681	633	701	675	4	700	4
Y					46,4	46,1	38,6	46,5	44,4	8,7	46,0	10,9
Zr					1211	1210	1211	1403	1259	8	1210	10
Nb					262	252	258	296	267	7	270	4
Mo					4,78	4,77	-	5,14	4,89	4,29	5,20	
Sn					-	-	-	6,89	6,89		6,80	
Sb					-	-	-	1,69	1,69		1,70	11,76
Cs					1,54	1,52	1,52	1,53	1,53	0,73	1,50	6,67
Ba 135					586	583	592	588	587	1	560	11
Ba 137					617	611	635	580	611	4	560	11
La					132	138	113	150	133	12	150	4
Ce					233	221	200	259	228	11	260	7
Pr					25,7	25,9	22,2	25,5	24,8	7,0	19,0	
Nd					79,3	79,7	69,3	79,2	76,9	6,6	79,0	8,9
Sm					12,4	12,4	10,7	12,5	12,0	7,3	13,0	7,7
Eu					3,28	3,33	2,89	3,37	3,22	6,88	3,60	8,33

TABLE B.2 – Suite

Élément	CAP01T	CAP02T	CAP03T	CAP04T	CAP05T 120711	CAP05T 210711	CAP06T	CAP07T	moyenne	% RSD	Valeur certifiée	% RSD
Gd					11,0	10,1	8,9	10,8	10,2	9,4	9,50	8,42
Tb					1,51	1,45	1,28	1,51	1,44	7,57	1,60	12,50
Dy					8,07	8,16	7,07	7,99	7,82	6,45	8,10	6,17
Ho					1,52	1,50	1,36	1,53	1,47	5,29	1,90	
Er					4,25	4,18	3,78	4,24	4,11	5,40	4,20	9,52
Yb					4,35	4,34	3,81	4,41	4,23	6,58	4,40	9,09
Lu					0,652	0,642	0,588	0,646	0,632	4,668	0,600	
Hf					28,0	28,0	28,0	27,5	27,9	0,9	28,0	7,1
Ta					17,9	17,4	18,0	17,2	17,6	2,2	19,0	6,3
W					-	-	-	3,59	3,59		3,60	
Tl					-	-	-	0,263	0,263		0,260	
Pb					-	-	16,7	18,0	17,4	5,4	18,0	10,0
Th					30,8	30,0	25,8	30,8	29,3	8,2	31,0	9,7
U					8,86	8,59	7,69	9,05	8,55	7,05	9,10	1,10

Annexe C

Tableaux des critères géographiques et pétrographiques des échantillons

TABLE C.1 – Synthèse des caractéristiques géographiques (projection UTM WGS84 - zone 39S), type de produits (coulée de lave, intrusion, projection ou roche détritique) et natures (d'après la classification de Le Bas et al. (1986)) des échantillons. Ci-dessous, tous les échantillons de la mission 2009 sont reportés ainsi que seuls les échantillons de mission 2010 qui ont été analysés. Echantillons 2009 = POS09-XXX ; 2010 = POS10-XXX. « *italique* » = non analysés. « Zone » = zones d'échantillonnage (fig. 3.8).

# Ech	Longitude UTM	Latitude UTM	Altitude m	Zone	Mise en place	Phase	Nature roche	Porph. / Aph.
POS09-001	563 745,85	4 857 070,22	339	Baie Marin	coulée	5	basalte	Porphyrique
POS09-002	563 456,70	4 856 820,99	289	Baie Marin	coulée	4	basalte	Porphyrique
<i>POS09-003</i>	<i>563 417,25</i>	<i>4 857 456,12</i>	<i>269</i>	<i>Baie Marin</i>	<i>sédimentaire</i>	<i>3</i>	-	-
POS09-004	564 310,52	4 857 479,29	251	Baie Marin	projections	5	trachybasalte	Aphyrique
POS09-005	565 350,81	4 858 051,16	101	Baie Marin	coulée	3	basalte	Porphyrique
POS09-006	565 520,30	4 858 264,37	50	Baie Marin	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-007	565 284,71	4 858 394,50	20	Baie Marin	coulée	2	basanite	Aphyrique
POS09-008	564 906,28	4 858 402,58	46	Baie Marin	coulée	2	basalte	Aphyrique
POS09-009	565 001,98	4 858 706,61	141	Baie Marin	coulée	3	trachybasalte	Porphyrique
<i>POS09-010</i>	<i>564 983,58</i>	<i>4 858 720,85</i>	<i>153</i>	<i>Baie Marin</i>	<i>sédimentaire</i>	<i>3</i>	-	-
POS09-011	564 870,28	4 858 908,05	167	Baie Marin	coulée	4	basalte	Porphyrique
POS09-012	564 341,34	4 859 255,19	201	Baie Marin	intrusion	4	microbasalte	Porphyrique
<i>POS09-013</i>	<i>553 101,44</i>	<i>4 864 909,43</i>	<i>136</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
POS09-014	553 101,44	4 864 909,43	136	Pointe Basse	coulée	1	microbasalte	Aphyrique
<i>POS09-015</i>	<i>553 122,88</i>	<i>4 864 885,97</i>	<i>120</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-016</i>	<i>553 132,02</i>	<i>4 864 814,64</i>	<i>118</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-017</i>	<i>553 132,02</i>	<i>4 864 814,64</i>	<i>118</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-018</i>	<i>553 132,02</i>	<i>4 864 814,64</i>	<i>118</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-019</i>	<i>553 132,02</i>	<i>4 864 814,64</i>	<i>118</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-020</i>	<i>553 129,20</i>	<i>4 864 684,48</i>	<i>127</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-021</i>	<i>552 578,10</i>	<i>4 863 983,28</i>	<i>192</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-022</i>	<i>552 578,10</i>	<i>4 863 983,28</i>	<i>192</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>brèche</i>	<i>1</i>	-	-
<i>POS09-023</i>	<i>552 578,10</i>	<i>4 863 983,28</i>	<i>192</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-024</i>	<i>552 578,10</i>	<i>4 863 983,28</i>	<i>192</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-025</i>	<i>554 629,37</i>	<i>4 864 718,17</i>	<i>112</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>coulée</i>	<i>5</i>	-	<i>Porphyrique</i>
POS09-026	554 437,99	4 864 309,98	179	Pointe Basse	intrusion	5	basanite	Porphyrique
POS09-027	554 335,09	4 864 043,31	158	Pointe Basse	intrusion	2	trachybasalte	Aphyrique
<i>POS09-028</i>	<i>554 466,82</i>	<i>4 863 934,66</i>	<i>190</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>5</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-029</i>	<i>554 610,75</i>	<i>4 863 789,01</i>	<i>211</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>coulée</i>	<i>5</i>	-	<i>Porphyrique</i>

TABLE C.1 – Suite

# Ech	Longitude UTM	Latitude UTM	Altitude m	Zone	Mise en place	Phase	Nature roche	Porph. / Aph.
POS09-030	555 133,51	4 864 420,63	250	Pointe Basse	intrusion	2	basanite	Aphyrique
POS09-031	555 080,99	4 864 480,75	194	Pointe Basse	intrusion	2	trachybasalte	Porphyrique
<i>POS09-032</i>	<i>555 080,99</i>	<i>4 864 480,75</i>	<i>194</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-033</i>	<i>555 080,99</i>	<i>4 864 480,75</i>	<i>194</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-034</i>	<i>555 080,99</i>	<i>4 864 480,75</i>	<i>194</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
POS09-035	555 012,87	4 864 531,12	194	Pointe Basse	intrusion	2	basanite	Porphyrique
<i>POS09-036</i>	<i>555 012,87</i>	<i>4 864 531,12</i>	<i>194</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-037</i>	<i>554 990,79</i>	<i>4 864 487,83</i>	<i>178</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>coulée</i>	<i>5</i>	-	<i>Porphyrique</i>
POS09-038	556 551,14	4 866 052,55	273	Pointe Basse	coulée	3	picrobasalte	Porphyrique
<i>POS09-039</i>	<i>556 551,14</i>	<i>4 866 052,55</i>	<i>273</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>coulée</i>	<i>3</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-040</i>	<i>555 252,69</i>	<i>4 865 542,15</i>	<i>131</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-041</i>	<i>555 252,69</i>	<i>4 865 542,15</i>	<i>131</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>coulée</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
POS09-042	554 722,44	4 865 779,87	37	Pointe Basse	coulée	5	tephri-phonolite	Porphyrique
<i>POS09-043</i>	<i>555 043,48</i>	<i>4 865 047,59</i>	<i>200</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-044</i>	<i>555 043,48</i>	<i>4 865 047,59</i>	<i>200</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-045</i>	<i>555 043,48</i>	<i>4 865 047,59</i>	<i>200</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>brèche</i>	<i>2</i>	-	-
<i>POS09-046</i>	<i>555 043,48</i>	<i>4 865 047,59</i>	<i>200</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
POS09-047	555 043,48	4 865 047,59	200	Pointe Basse	intrusion	2	basanite	Porphyrique
POS09-048	555 043,48	4 865 047,59	200	Pointe Basse	intrusion	2	basanite	Porphyrique
<i>POS09-049</i>	<i>555 116,24</i>	<i>4 864 964,33</i>	<i>223</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
POS09-050	555 123,43	4 864 960,37	221	Pointe Basse	intrusion	2	basalte	Aphyrique
<i>POS09-051</i>	<i>555 258,83</i>	<i>4 864 792,37</i>	<i>334</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-052</i>			<i>203</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-053</i>	<i>554 834,34</i>	<i>4 864 782,00</i>	<i>132</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
POS09-054	554 906,79	4 864 991,69	136	Pointe Basse	intrusion	2	basanite	Aphyrique
<i>POS09-055</i>	<i>554 906,79</i>	<i>4 864 991,69</i>	<i>136</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
<i>POS09-056</i>	<i>554 906,79</i>	<i>4 864 991,69</i>	<i>136</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Porphyrique</i>
<i>POS09-057</i>	<i>554 906,79</i>	<i>4 864 991,69</i>	<i>136</i>	<i>Pointe Basse</i>	<i>intrusion</i>	<i>2</i>	-	<i>Aphyrique</i>
POS09-058	565 803,05	4 859 557,80	96	Baie Marin	coulée	3	basalte	Porphyrique
POS09-059	565 803,05	4 859 557,80	96	Baie Marin	coulée	3	basalte	Aphyrique
POS09-060	565 003,97	4 860 241,65	123	Baie Marin	intrusion	3	trachyte	Porphyrique
POS09-061	563 157,75	4 854 896,58	191	Baie US	coulée	3	basalte	Porphyrique

TABLE C.1 – Suite

# Ech	Longitude UTM	Latitude UTM	Altitude m	Zone	Mise en place	Phase	Nature roche	Porph. / Aph.
POS09-062	560 937,39	4 862 680,39	256	Baie US	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-063	560 838,09	4 862 621,58	259	Baie US	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-064	560 814,93	4 862 566,02	242	Baie US	coulée	3	basanite	Porphyrique
POS09-065	560 940,40	4 862 562,42	203	Baie US	coulée	3	basanite	Porphyrique
POS09-066	560 930,50	4 862 513,32	182	Baie US	coulée	3	basanite	Porphyrique
POS09-067	560 930,50	4 862 513,32	182	Baie US	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-068	561 000,80	4 862 459,34	171	Baie US	intrusion	3	trachyandésite basaltique	Porphyrique
POS09-069	560 992,85	4 862 439,36	154	Baie US	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-070	560 897,83	4 862 346,24	123	Baie US	coulée	3	basanite	Porphyrique
POS09-071	563 564,53	4 861 234,07	100	Baie US	coulée	2	microbasalte	Porphyrique
POS09-072	563 559,02	4 861 190,59	85	Baie US	coulée	2	trachybasalte	Porphyrique
POS09-073	563 338,06	4 861 042,53	121	Baie US	coulée	2	microbasalte	Porphyrique
POS09-074	562 192,48	4 862 260,93	10	Baie US	coulée	5	basanite	Porphyrique
POS09-075	562 327,31	4 862 299,78	3	Baie US	intrusion	5	basanite	Porphyrique
POS09-076	562 932,98	4 860 647,27	145	Baie US	coulée	3	basanite	Porphyrique
POS09-077	562 861,87	4 860 605,37	158	Baie US	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-078	562 864,61	4 860 628,03	164	Baie US	coulée	3	basalte	Aphyrique
POS09-079	562 666,90	4 860 632,11	176	Baie US	coulée	4	basanite	Porphyrique
POS09-080	559 576,29	4 861 501,63	150	Baie US	coulée	3	trachyandésite	Porphyrique
POS09-081	559 181,01	4 861 570,31	100	Baie US	intrusion	3	trachybasalte	Porphyrique
POS09-082	561 735,54	4 862 323,15	3	Baie US	coulée	5	trachybasalte	Aphyrique
POS09-083	558 521,29	4 857 278,49	868	La Pérouse	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-084	558 606,67	4 857 291,51	850	La Pérouse	intrusion	3	basanite	Porphyrique
POS09-085	558 720,29	4 857 036,80	747	La Pérouse	coulée	3	basanite	Porphyrique
POS09-086	558 720,40	4 856 984,56	727	La Pérouse	coulée	3	basalte	Porphyrique
POS09-087	558 674,84	4 856 871,02	668	La Pérouse	coulée	3	basalte	Porphyrique
POS09-088	558 600,21	4 856 683,35	561	La Pérouse	coulée	3	basalte	Porphyrique
POS09-089	556 022,47	4 856 610,01	281	La Pérouse	intrusion	2	-	Aphyrique
POS09-090	556 125,94	4 856 651,31	301	La Pérouse	coulée	2	microbasalte	Porphyrique
POS09-091	555 844,95	4 856 622,06	186	La Pérouse	intrusion	2	basanite	Porphyrique
POS09-092	555 912,09	4 855 000,68	280	La Pérouse	intrusion	3	trachyte	Porphyrique
POS09-093	556 169,86	4 855 026,66	305	La Pérouse	coulée	3	basanite	Porphyrique

TABLE C.1 – Suite

# Ech	Longitude UTM	Latitude UTM	Altitude m	Zone	Mise en place	Phase	Nature roche	Porph. / Aph.
POS09-094	555 641,79	4 855 455,45	81	La Pérouse	coulée	3	basanite	Porphyrique
POS09-095	555 695,65	4 855 493,14	111	La Pérouse	intrusion	2	-	Aphyrique
POS09-096	556 357,14	4 855 071,78	401	La Pérouse	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-097	556 378,01	4 855 073,03	422	La Pérouse	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-098	556 404,88	4 855 041,74	445	La Pérouse	coulée	3	basanite	Aphyrique
POS09-099	556 428,35	4 855 005,02	451	La Pérouse	coulée	3	basalte	Porphyrique
POS09-100	556 452,66	4 854 991,33	469	La Pérouse	coulée	3	basanite	Porphyrique
POS09-101	556 490,48	4 854 959,96	489	La Pérouse	coulée	3	microbasalte	Porphyrique
POS09-102	556 541,30	4 854 945,61	520	La Pérouse	coulée	3	basanite	Aphyrique
POS09-103	556 587,93	4 854 899,72	537	La Pérouse	coulée	3	basalte	Porphyrique
POS09-104	556 619,81	4 854 828,75	566	La Pérouse	coulée	3	trachybasalte	Aphyrique
POS09-105				La Pérouse	intrusion	5	basanite	Porphyrique
POS10-012	555 674,76	4 863 854,22	592	Pointe Basse	projections	5	basalte	Porphyrique
POS10-013	555 662,76	4 863 452,99	590	Pointe Basse	projections	5	trachybasalte	Porphyrique
POS10-039	550 049,69	4 862 861,20	131	Pointe Basse	coulée	5	tephri-phonolite	Porphyrique
POS10-056	558 182,68	4 864 858,48	219	Petit Caporal	coulée	5	basanite	Porphyrique
POS10-059	554 274,84	4 856 793,44	382	La Pérouse	coulée	5	trachyandésite	Porphyrique
POS10-063	555 641,79	4 855 455,45	81	La Pérouse	coulée	5	trachybasalte	Porphyrique
POS10-069A	554 309,36	4 857 388,25	480	La Pérouse	projections	5	trachyte	Porphyrique
POS10-069B	554 309,36	4 857 388,25	480	La Pérouse	projections	5	tephrite	Porphyrique
POS10-075	554 254,87	4 856 233,61	347	La Pérouse	coulée	5	basanite	Porphyrique
POS10-077	554 925,24	4 858 517,66	294	La Pérouse	intrusion	5	phono-tephrite	Porphyrique
POS10-081	554 733,16	4 858 037,95	281	La Pérouse	coulée	5	basanite	Porphyrique

TABLE C.2 – Synthèse des caractéristiques pétrographiques des échantillons décrits dans la table C.1 et analysés en roche totale. Pour la minéralogie : « X » = minéraux présents en phénocristaux et en microcristaux dans la mésostase, « x » = minéraux présents en microphénocristaux et/ou en microcristaux dans la mésostase, « + » = minéraux présents uniquement en microcristaux dans la mésostase. Ol = olivine, Cpx = clinopyroxène, Pl = plagioclase, Ox = oxydes Fe-Ti et chromites, Amp = amphibole. %Ctx = pourcentage de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes. « fd. alc. » = feldspaths alcalins.

# Ech	Phase	Nature roche	%Ctx	Texture	Minéralogie			Ox	Amp	Verre	Altération	Vésicularité
					Ol	Cpx	Pl					
POS09-001	5	basalte	5	porphyrique	x	X	x	+	-	-	faible	moyenne
POS09-002	4	basalte	43	porphyrique	X	X	x	+	-	-	faible	-
POS09-004	5	trachybasalte	<1	microlithique	+	x	x	+	-	+	faible	moyenne
POS09-005	3	basalte	33	porphyrique	X	X	x	+	-	-	moyenne	-
POS09-006	3	picrobasalte	23	porphyrique	x	X	x	+	-	+	moyenne (matrice)	faible
POS09-007	2	basanite	<1	trachytique	-	x	x	x	-	-	moyenne (calcite)	faible
POS09-008	2	basalte	<1	trachytique	-	+	x	x	-	+	faible	-
POS09-009	3	trachybasalte	14	porphyrique	X	x	X	X	-	-	faible	-
POS09-011	4	basalte	26	porphyrique	X	X	+	x	-	-	faible	-
POS09-012	4	picrobasalte	50	porphyrique	X	X	+	+	-	-	faible	-
POS09-014	1	picrobasalte	<1	microlithique	-	x	x	+	-	+	faible	-
POS09-026	5	basanite	20	porphyrique	X	X	x	+	x	-	faible	-
POS09-027	2	trachybasalte	<1	insertale	X	x	x	x	-	+	moyenne	-
POS09-030	2	basanite	<1	microlithique	x	x	x (+fd. alc.)	x	x	-	moyenne	-
POS09-031	2	trachybasalte	8	insertale	x	x	x	+	x	+	forte (calcite)	-
POS09-035	2	basanite	20	gloméroporphyrique	-	X	X	+	-	-	faible (caelite)	-
POS09-038	3	picrobasalte	36	porphyrique	X	X	x	+	-	+	faible (calcite)	faible
POS09-042	5	tephri-phonolite	3	trachytique	+	x	x	x	x	-	faible	faible
POS09-047	2	basanite	8	microlithique	X	X	x	x	-	-	forte	-
POS09-048	2	basanite	14	porphyrique	X	X	+	+	x	+	forte (calcite)	-
POS09-050	2	basalte	<1	sub-ophitique	-	+	x	+	-	+	forte (calcite)	forte
POS09-054	2	basanite	<1	microlithique	-	x	x	+	-	+	forte (calcite)	-
POS09-058	3	basalte	20	porphyrique	X	X	x	+	-	-	faible	-
POS09-059	3	basalte	<1	trachytique	+	+	x	x	-	+	faible	forte
POS09-060	3	trachyte	4	microlithique	x	x	X (+fd. alc.)	x	x	-	faible	-
POS09-061	3	basalte	12	gloméroporphyrique	X	X	X	+	-	-	faible	-
POS09-062	3	picrobasalte	20	porphyrique	X	X	x	+	-	-	faible	-
POS09-063	3	picrobasalte	30	porphyrique	X	X	X	+	-	-	faible	-
POS09-064	3	basanite	26	gloméroporphyrique	X	X	x	x	-	+	faible	forte

TABLE C.2 – Suite

# Ech	Phase	Nature roche	% Ctx	Texture	Minéralogie						Altération	Vésicularité
					OI	Cpx	Pl/Fd. Alc.	Ox	Amp	Verre		
POS09-065	3	basanite	23	gloméroporphyrrique	X	X	X	x	-	-	faible	faible
POS09-066	3	basanite	35	porphyrique	x	X	+	+	-	-	moyenne	moyenne
POS09-067	3	picrobasalte	39	porphyrique	X	X	X	x	-	-	moyenne	faible
POS09-068	3	trachyandésite basaltique	6	porphyrique	-	x	x	x	x	-	moyenne (calcite)	-
POS09-069	3	picrobasalte	33	porphyrique	X	X	X	x	-	-	moyenne	-
POS09-070	3	basanite	3	microlithique	X	X	x	x	-	-	moyenne	-
POS09-071	2	picrobasalte	28	porphyrique	X	X	X	+	-	-	moyenne	-
POS09-072	2	trachybasalte	13	gloméroporphyrrique	X	X	X	x	x	-	faible	faible
POS09-073	2	picrobasalte	31	porphyrique	X	X	x	x	-	+	forte	-
POS09-074	5	basanite	28	porphyrique	X	X	x	+	x	-	faible	-
POS09-075	5	basanite	30	porphyrique	X	X	x	x	-	+	moyenne	moyenne
POS09-076	3	basanite	28	porphyrique	X	X	X	x	-	-	moyenne	-
POS09-077	3	picrobasalte	25	porphyrique	X	X	X	x	-	-	moyenne	-
POS09-078	3	basalte	<1	microlithique	-	x	x	+	-	+	moyenne	-
POS09-079	4	basanite	21	gloméroporphyrrique	X	X	x	x	-	-	faible	-
POS09-080	3	trachyandésite	9	microlithique	x	x	x (+fd. alc.)	x	x	-	faible	faible
POS09-081	3	trachybasalte	7	trachytique	-	x	x	x	x	-	faible	-
POS09-082	5	trachybasalte	<1	(gloméro)porphyrique	x	X	x	x	x	-	faible	-
POS09-083	3	picrobasalte	23	porphyrique	X	X	+	+	-	-	faible	moyenne
POS09-084	3	basanite	6	porphyrique	X	x	x	+	-	+	faible	-
POS09-085	3	basanite	23	porphyrique	X	X	x	+	-	-	faible	moyenne
POS09-086	3	basalte	40	porphyrique	X	X	x	+	-	-	faible	-
POS09-087	3	basalte	10	porphyrique	X	X	x	+	-	+	faible	faible
POS09-088	3	basalte	26	porphyrique	X	X	+	+	-	-	faible	-
POS09-090	2	picrobasalte	15	porphyrique	X	X	+	x	-	-	moyenne (calcite)	-
POS09-091	2	basanite	3	intersertale	X	X	X	x	-	-	forte (calcite)	-
POS09-092	3	trachyte	3	microlithique	-	x	X (+fd. alc.)	x	x	-	moyenne	-
POS09-093	3	basanite	13	porphyrique	X	X	x	x	-	-	faible	-
POS09-094	3	basanite	8	porphyrique	X	X	+	+	-	-	faible	-
POS09-096	3	picrobasalte	23	porphyrique	X	X	+	X	-	+	forte (calcite)	-
POS09-097	3	picrobasalte	31	porphyrique	X	X	+	x	-	+	moyenne	-
POS09-098	3	basanite	<1	intersertale	x	x	x	x	-	+	forte (calcite)	faible

TABLE C.2 – Suite

# Ech	Phase	Nature roche	%Ctx	Texture	Minéralogie						Altération	Vésicularité
					OI	Cpx	Pl/Fd. Alc.	Ox	Amp	Verre		
POS09-099	3	basalte	8	porphyrique	X	X	+	x	-	-	moyenne	-
POS09-100	3	basanite	16	porphyrique	X	X	x	+	-	+	moyenne	-
POS09-101	3	picrobasalte	38	porphyrique	X	X	x	x	-	-	moyenne	faible
POS09-102	3	basanite	<1	trachytique	x	x	x	x	-	-	moyenne	faible
POS09-103	3	basalte	15	porphyrique	X	X	x	x	X	-	moyenne	-
POS09-104	3	trachybasalte	<1	trachytique	-	x	+	+	-	-	moyenne	-
POS09-105	5	basanite	18	porphyrique	X	X	x	+	-	+	moyenne	-
POS10-012	5	basalte	28	porphyrique	X	X	x	+	-	+	faible	forte
POS10-013	5	trachybasalte	26	porphyrique	X	X	x	x	-	+	faible	forte
POS10-039	5	tephri-phonolite	6	trachytique	-	x	X	x	X	-	moyenne	forte
POS10-056	5	basanite	13	porphyrique	-	X	X	X	X	-	forte (calcite)	-
POS10-059	5	trachyandésite	23	gloméroporphyrique	-	X	X	X	X	+	moyenne	-
POS10-063	5	trachybasalte	9	porphyrique	X	X	x	X	-	-	faible	-
POS10-069A	5	trachyte	5	trachytique	-	x	X (+fd alc.)	x	+	-	moyenne	forte
POS10-069B	5	tephrite	13	porphyrique	x	X	+	+	+	-	faible	moyenne
POS10-075	5	basanite	28	porphyrique	X	X	+	x	-	+	faible	-

Annexe D

Minéralogie : Cartes de répartition des analyses microsonde des phases minérales de roches porphyriques

FIGURE D.1 – Photographies des lames minces où la localisation des analyses microsonde effectuées sur les phases minérales sont reportées. a) POS09-002 ; b) POS09-011.

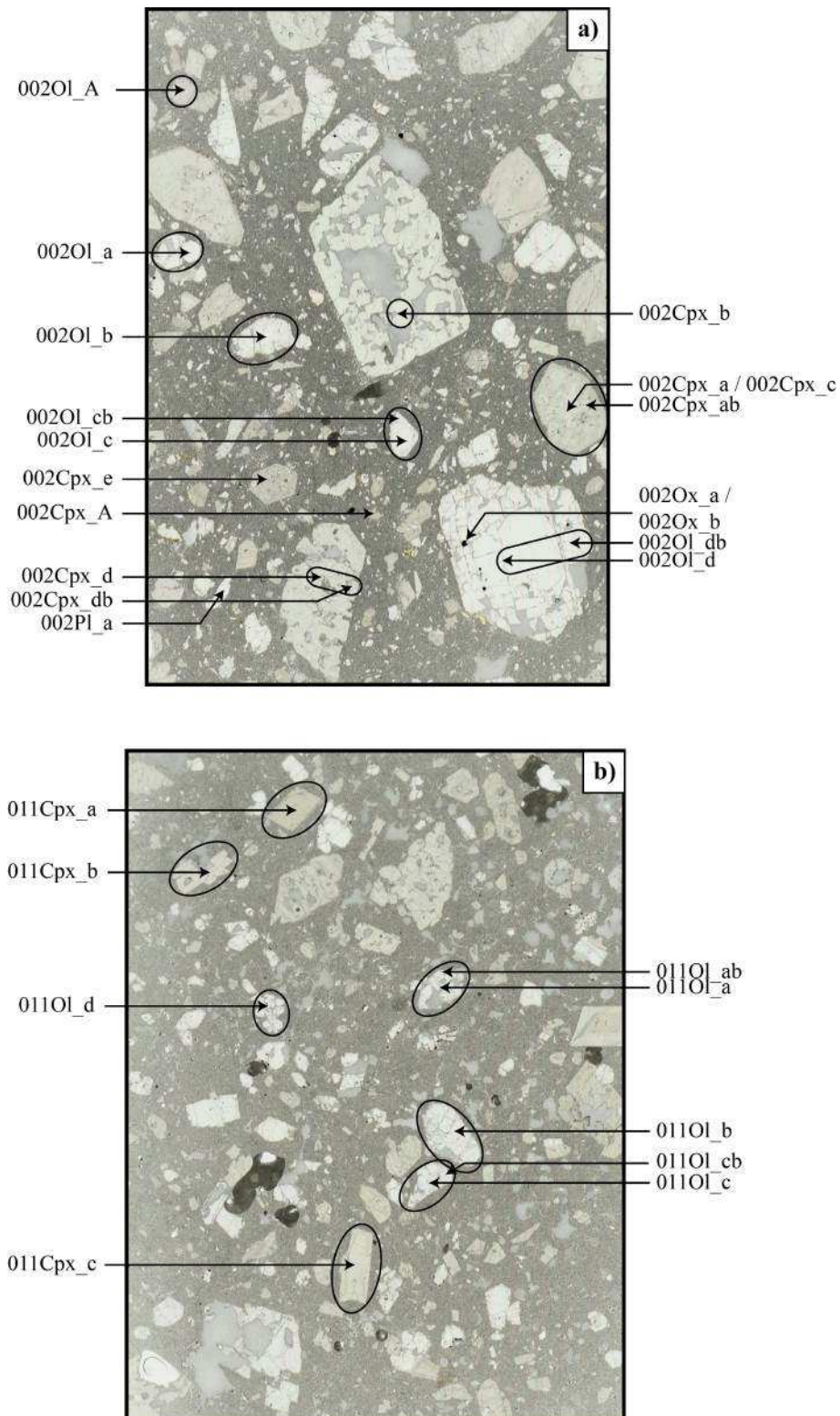


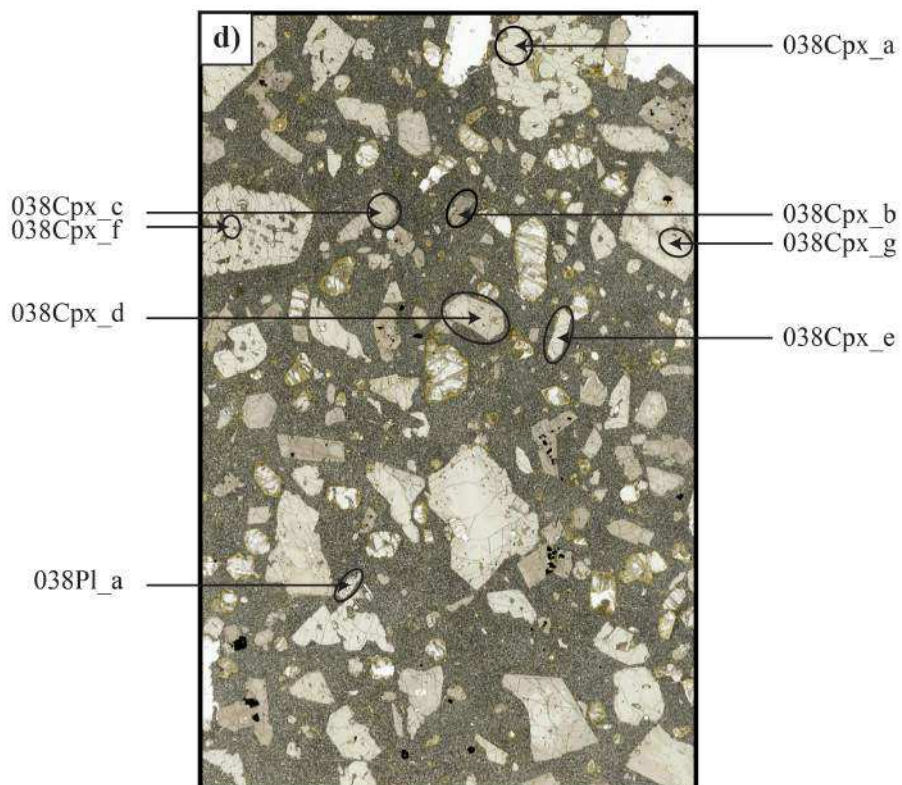
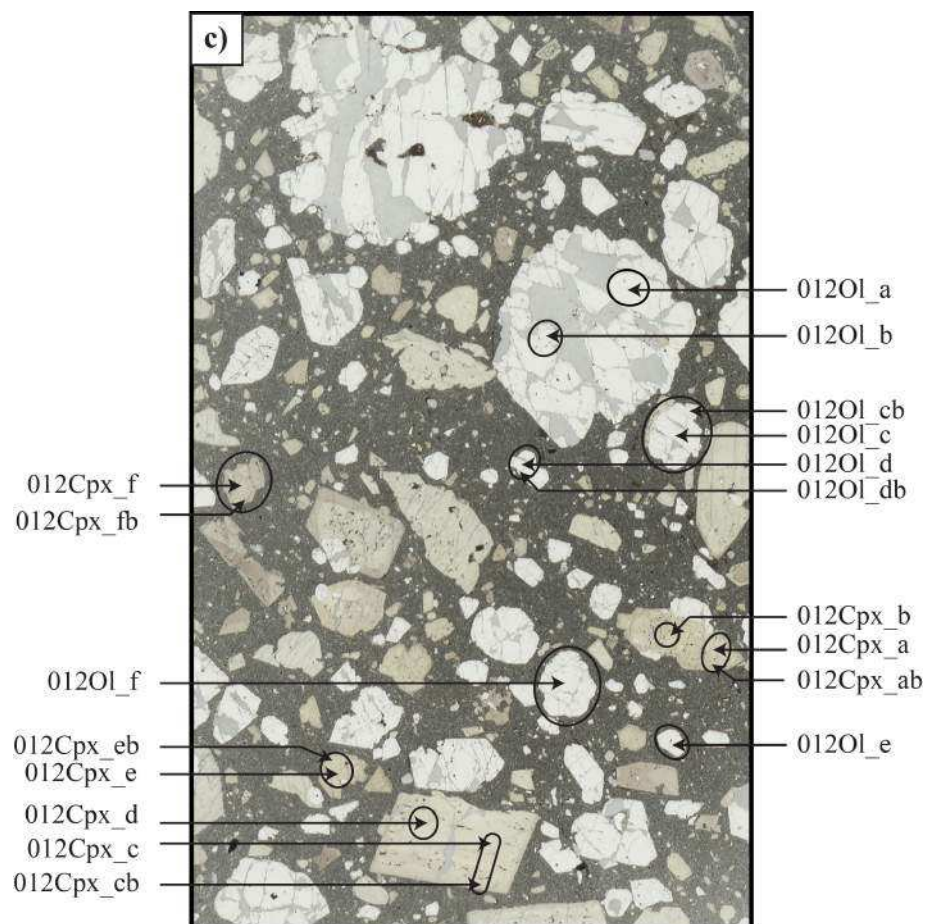
FIGURE D.2 – c) POS09-012 ; d) POS09-038.

FIGURE D.3 – e) POS09-039 ; f) POS09-063.

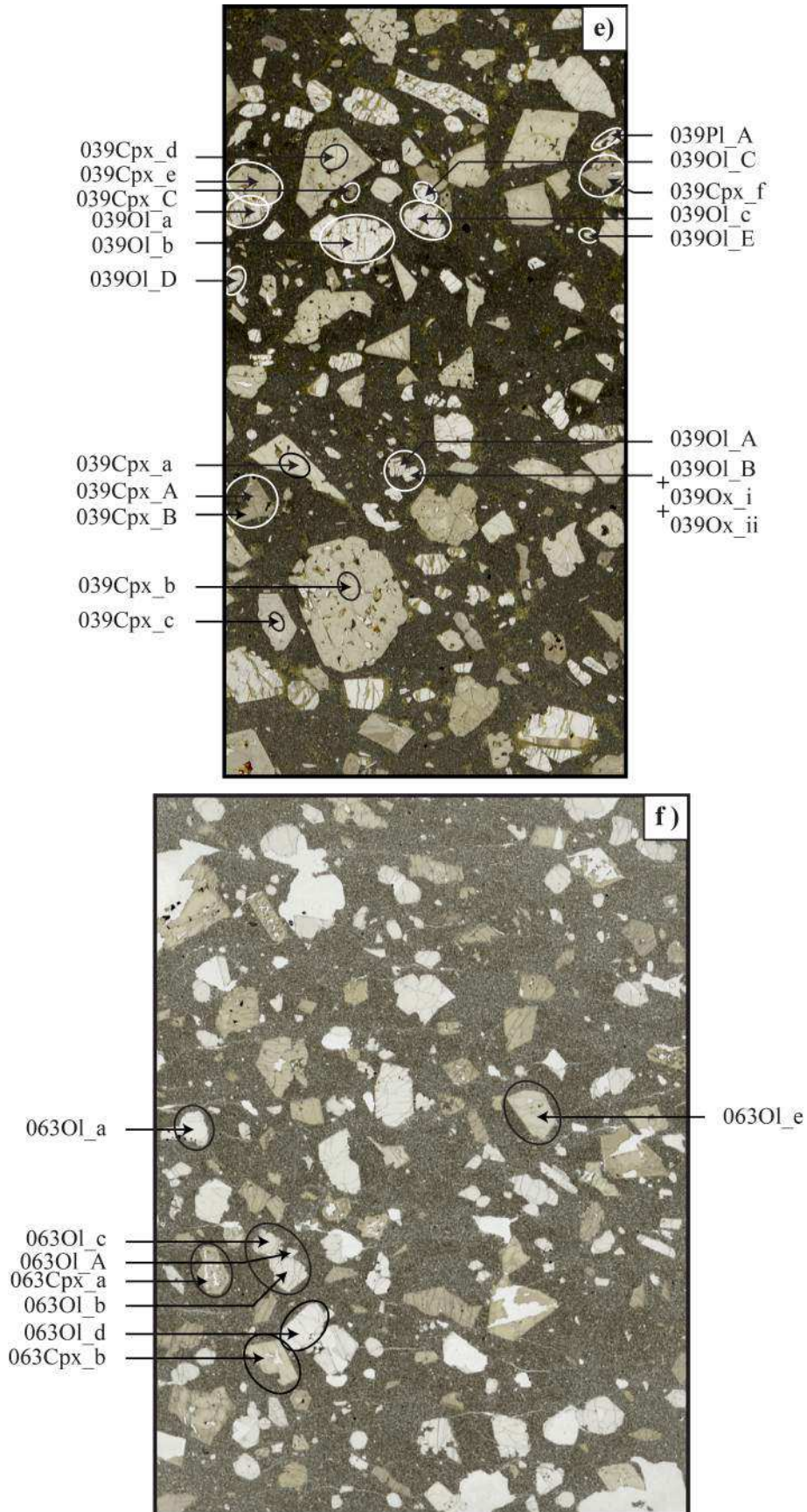


FIGURE D.4 – g) POS09-067 ; h) POS09-080.

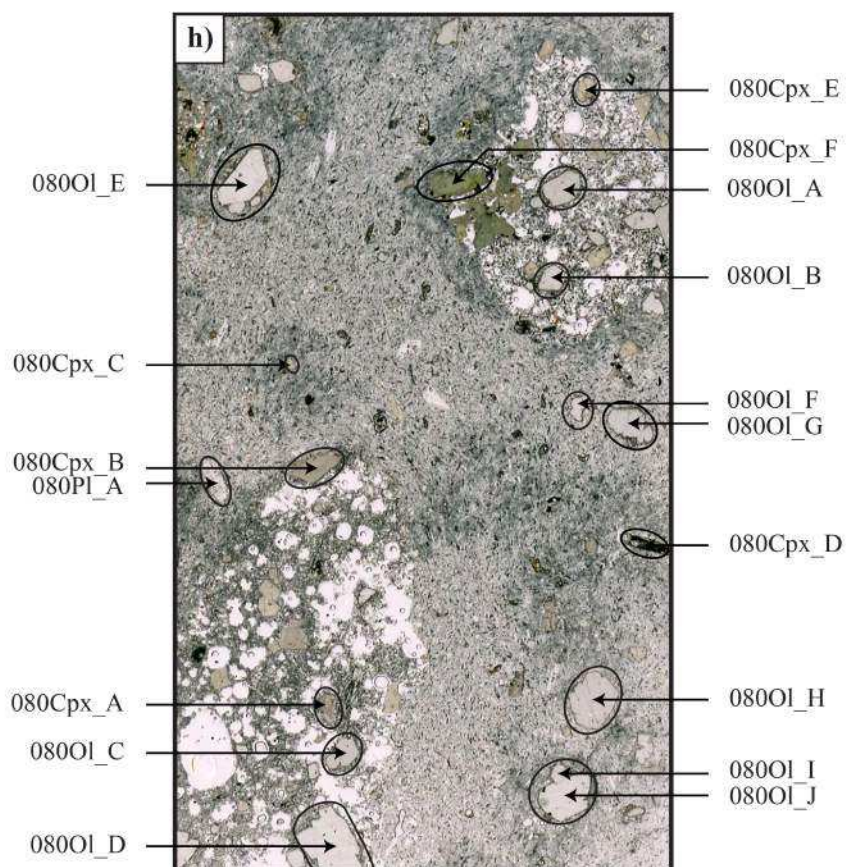
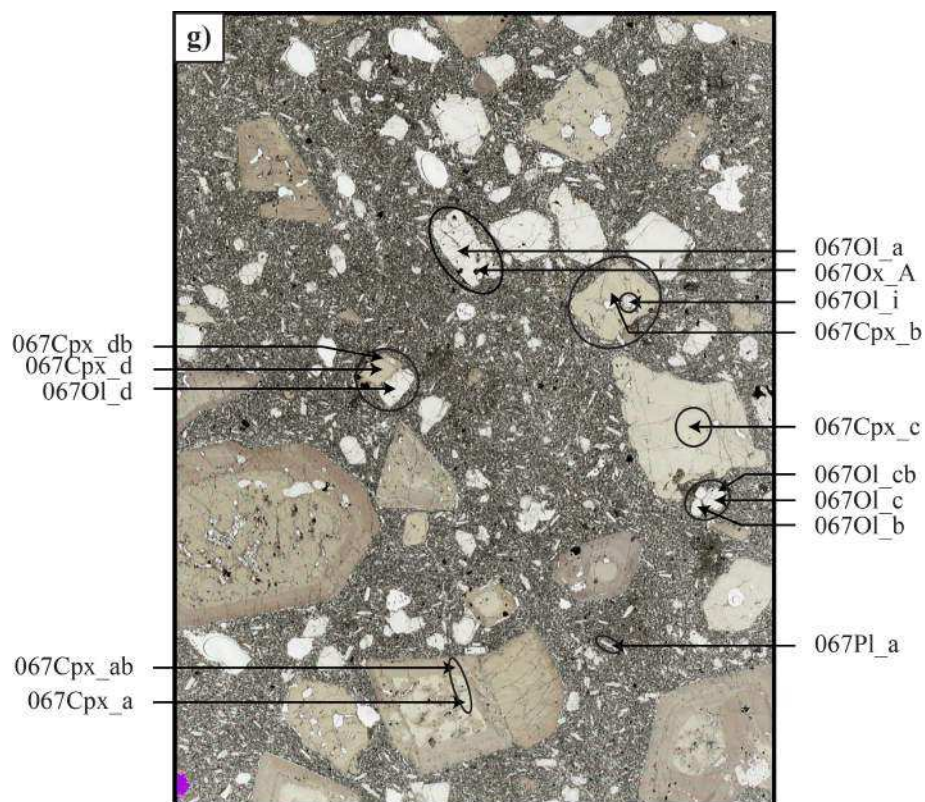


FIGURE D.5 – i) POS09-085 ; j) POS09-086.

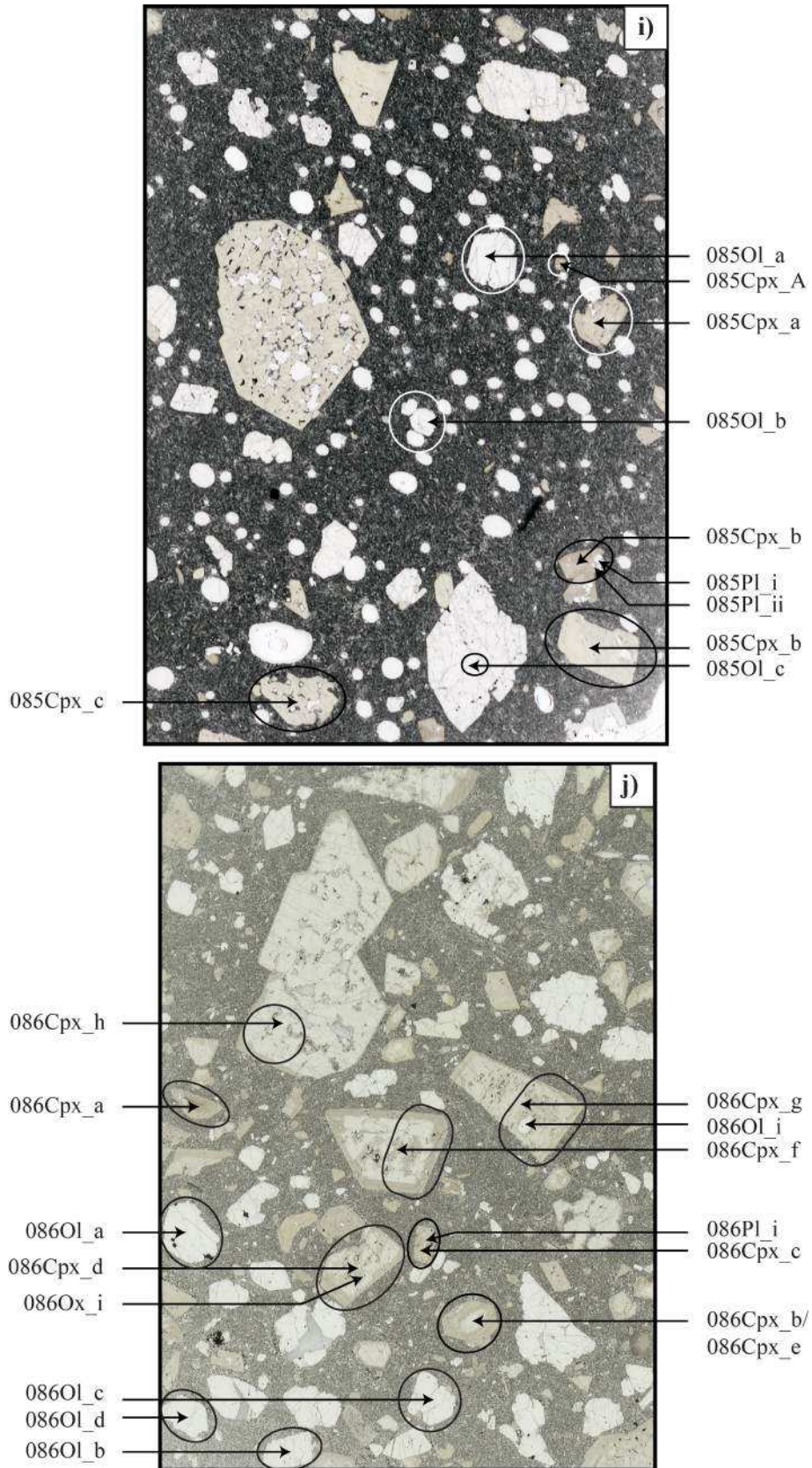


FIGURE D.6 – k) POS09-088; l) POS09-097.

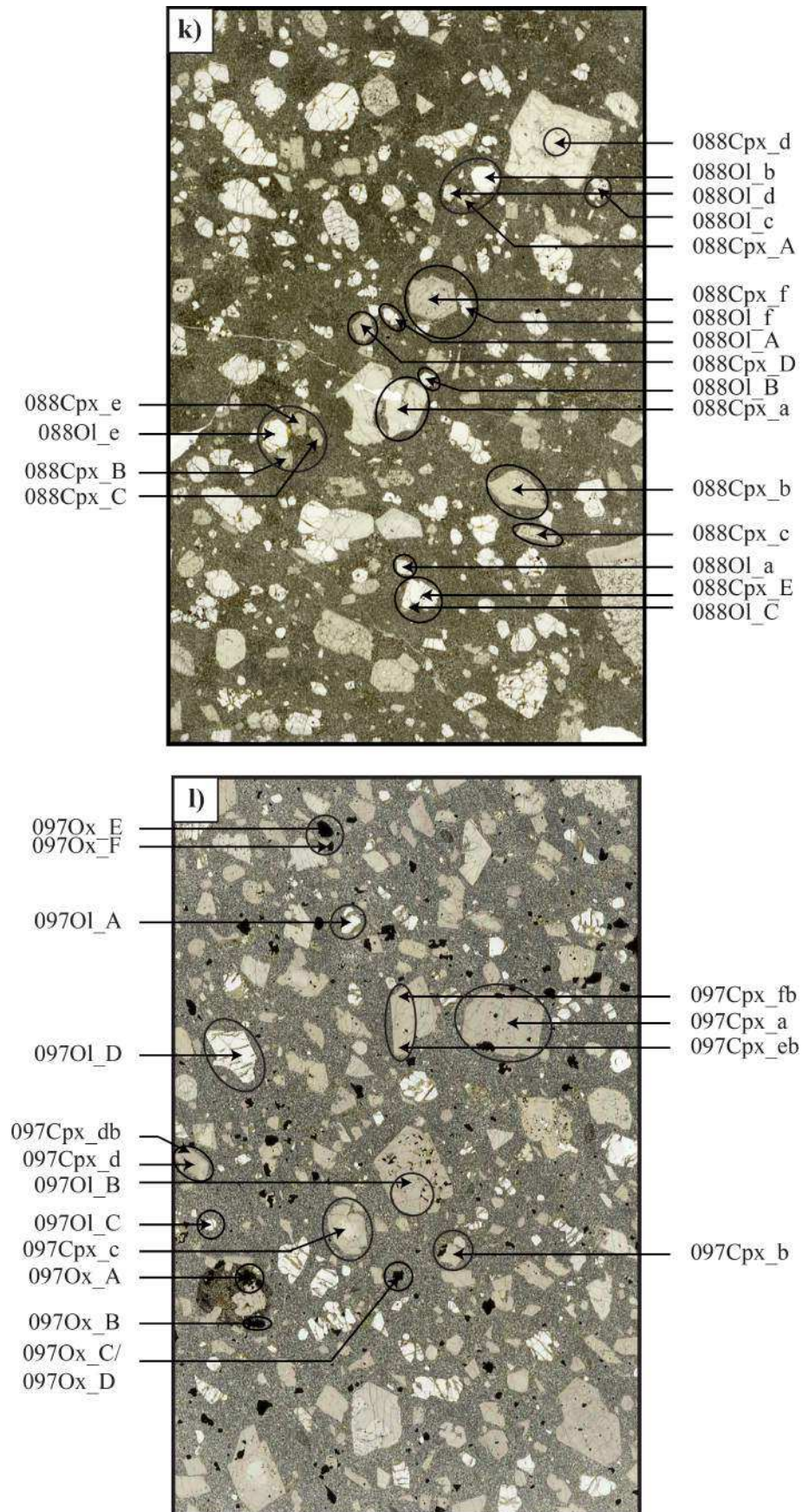
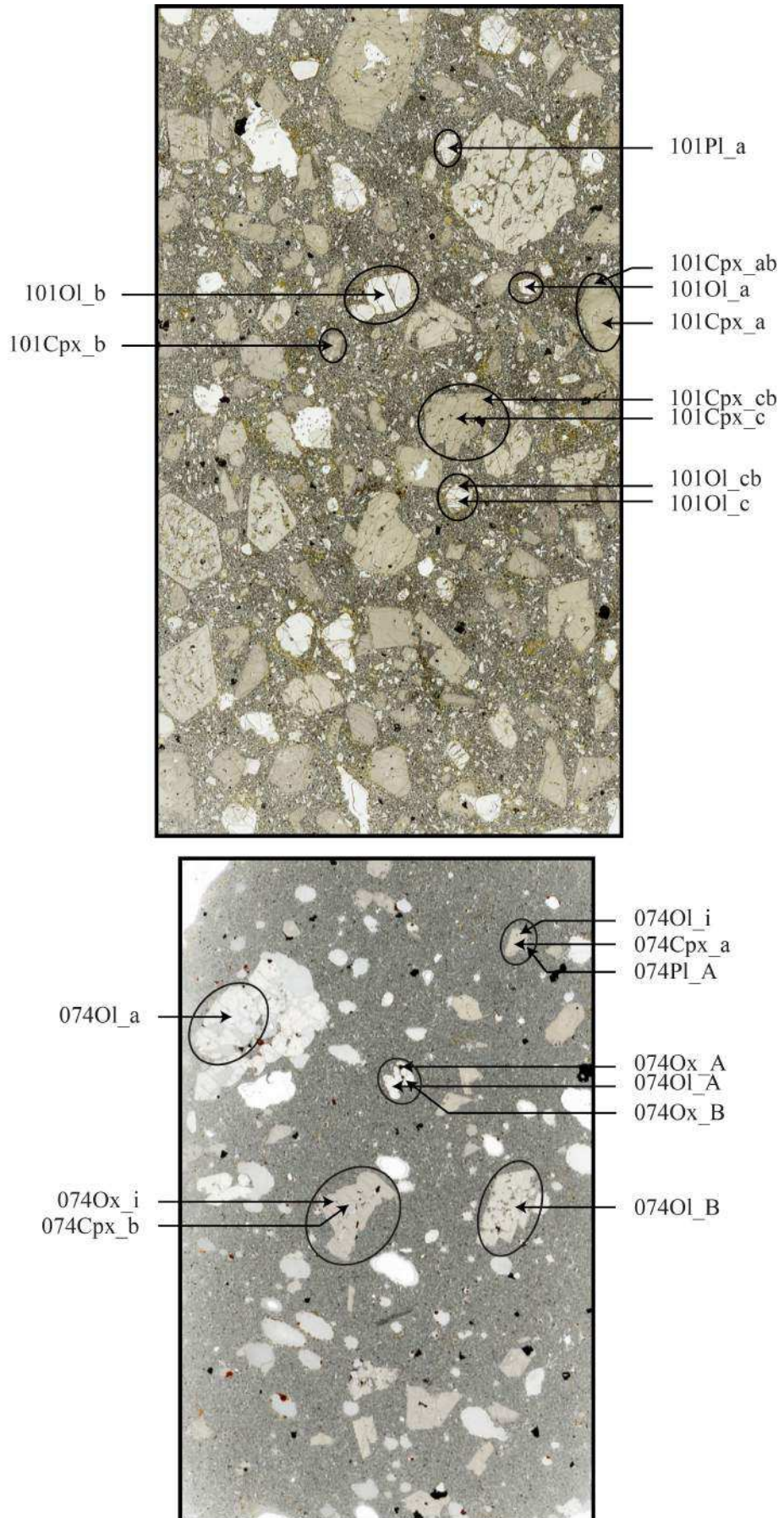


FIGURE D.7 – m) POS09-101 ; n) POS10-074.



Annexe E

Minéralogie : Tableaux de données en éléments majeurs des phases minérales de roches porphyriques

La nomenclature employée pour toutes les phases minérales est la suivante :

- cœurs de phénocristaux = [n° éch]minéral_[a,b,c, etc]
- cœurs de microphénocristaux = [n° éch]minéral_[A,B,C, etc]
- cœurs de phases en inclusion = [n° éch]minéral_[i, ii, iii, etc]
- bords de phénocristaux = [n° éch]minéral_[ab, bb, cb, etc]

TABLE E.1 – Compositions chimiques (en %) des clinopyroxènes des laves de notre étude. Nb = nombre d'analyses effectuées pour chaque minéral ; Mg#_liq = Mg# du liquide en équilibre avec le clinopyroxène, selon un $Kd_{Fe-Mg}^{cpx-liq} = 0,26$; Mg#_RT = Mg# de la roche totale de l'échantillon analysé ; Mg#_matrice = Mg# de la matrice de l'échantillon analysé.

Echantillon	Cpx #	Nb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mg# Cpx	Mg# Liq	Mg#RT	Mg#matrice	En	Fs	Wo
POS09-002	002Cpx_a	4	50,87	1,14	3,57	5,29	0,10	16,01	23,07	0,27	0,43	100,75	84,37	58,39	75,33	49,57	44,8	8,3	46,9
POS09-002	002Cpx_b	1	53,07	0,47	1,87	3,44	0,06	17,72	22,84	0,25	0,85	100,57	90,18	70,48	75,33	49,57	48,1	5,2	46,7
POS09-002	002Cpx_c	1	49,95	1,20	4,09	5,60	0,10	15,17	22,59	0,2741	0,43	99,41	82,84	55,67	75,33	49,57	44,1	9,1	46,7
POS09-002	002Cpx_d	4	51,68	0,74	2,09	3,81	0,08	16,62	23,04	0,23	0,54	98,85	88,60	66,88	75,33	49,57	46,6	6,0	47,4
POS09-002	002Cpx_e	1	52,49	0,71	2,15	3,75	0,09	16,66	22,66	0,22	0,51	99,24	88,80	67,33	75,33	49,57	47,1	5,9	47,0
POS09-011	011Cpx_a	3	47,62	2,26	6,46	6,94	0,10	13,59	22,98	0,36	0,19	100,49	77,71	47,55	66,60	55,90	41,4	11,9	46,7
POS09-011	011Cpx_b	3	49,08	1,78	5,01	5,79	0,08	14,71	23,35	0,28	0,33	100,41	81,91	54,07	66,60	55,90	43,2	9,5	47,3
POS09-011	011Cpx_c	4	50,51	1,39	3,90	5,02	0,08	15,71	23,43	0,26	0,32	100,61	84,80	59,19	66,60	55,90	44,6	8,0	47,4
POS09-012	012Cpx_a	1	50,07	1,44	4,33	5,24	0,08	15,02	23,23	0,2774	0,78	100,49	83,64	57,07	72,21	53,17	44,1	8,6	47,2
POS09-012	012Cpx_b	3	49,13	1,76	5,14	5,61	0,11	14,59	23,19	0,33	0,62	100,47	82,25	54,65	72,21	53,17	43,5	9,4	47,1
POS09-012	012Cpx_c	1	50,50	1,11	3,74	5,27	0,07	15,53	23,19	0,3022	0,61	100,33	84,01	57,73	72,21	53,17	44,4	8,4	47,2
POS09-012	012Cpx_d	4	50,17	1,36	4,10	5,58	0,09	15,16	23,34	0,25	0,21	100,27	82,89	55,75	72,21	53,17	43,6	9,0	47,4
POS09-012	012Cpx_e	4	48,64	1,89	5,65	6,15	0,07	14,23	23,19	0,32	0,34	100,48	80,49	51,75	72,21	53,17	42,6	10,3	47,1
POS09-012	012Cpx_f	1	49,10	1,70	4,70	6,06	0,10	14,54	23,24	0,2937	0,58	100,30	81,06	52,67	72,21	53,17	42,7	10,0	47,3
POS09-038	038Cpx_a	4	51,36	1,01	3,19	4,50	0,07	15,97	22,62	0,28	0,51	99,52	86,34	62,16	70,14	56,36	46,0	7,3	46,8
POS09-038	038Cpx_b	4	44,27	3,79	8,55	7,97	0,11	11,75	22,43	0,41	0,01	99,30	72,44	40,60	70,14	56,36	39,0	14,8	46,1
POS09-038	038Cpx_c	4	46,98	2,28	6,58	6,49	0,10	13,32	22,65	0,34	0,32	99,04	78,54	48,76	70,14	56,36	41,8	11,4	46,7
POS09-038	038Cpx_d	4	48,33	1,78	5,47	5,94	0,11	14,12	22,63	0,35	0,29	99,01	80,90	52,41	70,14	56,36	43,1	10,2	46,8
POS09-038	038Cpx_e	4	51,07	1,05	3,11	4,23	0,07	15,70	23,25	0,28	0,67	99,43	86,88	63,25	70,14	56,36	45,6	6,9	47,6
POS09-038	038Cpx_f	4	50,24	1,37	4,06	4,79	0,08	14,98	23,22	0,28	0,37	99,38	84,79	59,18	70,14	56,36	44,5	8,0	47,5
POS09-038	038Cpx_g	4	50,71	1,11	3,43	4,41	0,10	15,59	22,67	0,31	0,70	99,02	86,32	62,13	70,14	56,36	45,8	7,3	47,0
POS09-039	039Cpx_a	4	50,84	0,89	3,11	4,27	0,07	15,81	22,84	0,31	0,91	99,06	86,84	63,18	-	-	45,9	7,0	47,1
POS09-039	039Cpx_b	4	50,65	1,14	3,63	4,71	0,08	15,39	22,96	0,27	0,41	99,24	85,35	60,23	-	-	45,0	7,7	47,3
POS09-039	039Cpx_c	4	47,66	2,11	6,19	6,27	0,09	13,54	22,77	0,33	0,34	99,29	79,37	50,00	-	-	42,2	11,0	46,9
POS09-039	039Cpx_d	4	50,90	1,07	3,91	4,62	0,09	15,32	22,48	0,31	0,76	99,45	85,52	60,55	-	-	45,6	7,7	46,6
POS09-039	039Cpx_e	4	45,09	3,39	7,99	7,67	0,14	11,93	22,41	0,39	0,02	99,02	73,49	41,89	-	-	39,4	14,2	46,3
POS09-039	039Cpx_f	4	50,86	1,09	3,40	4,66	0,09	15,42	22,82	0,30	0,52	99,16	85,50	60,52	-	-	45,2	7,7	47,1
POS09-063	063Cpx_a	4	47,75	2,00	6,18	6,35	0,08	13,28	22,67	0,30	0,45	99,07	78,85	49,22	67,27	50,63	41,9	11,2	46,9
POS09-063	063Cpx_b	4	49,71	1,30	4,60	5,28	0,09	14,56	22,29	0,33	0,39	98,54	83,10	56,12	67,27	50,63	44,4	9,0	46,6
POS09-067	067Cpx_a	1	50,28	1,29	3,99	5,02	0,08	15,26	23,32	0,357	0,54	100,14	84,42	58,48	67,56	47,01	44,4	8,2	47,4
POS09-067	067Cpx_b	4	48,88	1,82	5,56	5,93	0,08	14,41	23,28	0,33	0,33	100,61	81,24	52,97	67,56	47,01	42,9	9,9	47,1
POS09-067	067Cpx_c	4	50,24	1,22	4,33	5,12	0,07	15,27	23,07	0,35	0,50	100,16	84,16	58,00	67,56	47,01	44,6	8,4	47,0
POS09-067	067Cpx_d	4	48,41	2,06	6,23	6,50	0,10	13,99	22,91	0,37	0,21	100,76	79,32	49,94	67,56	47,01	42,4	11,1	46,6
POS09-085	085Cpx_a	4	49,64	1,46	4,42	5,46	0,08	14,64	23,05	0,27	0,33	99,36	82,71	55,43	61,89	-	43,5	9,1	47,4
POS09-085	085Cpx_b	4	44,97	3,23	8,59	8,08	0,12	11,85	22,32	0,39	0,04	99,60	72,34	40,47	61,89	-	39,1	15,0	45,9
POS09-085	085Cpx_c	4	51,22	0,96	3,13	4,29	0,09	15,52	23,15	0,26	0,75	99,38	86,57	62,62	61,89	-	45,4	7,1	47,5
POS09-085	085Cpx_d	4	51,56	0,96	2,85	4,21	0,07	15,78	23,08	0,25	0,64	99,39	86,99	63,49	61,89	-	45,7	6,8	47,4
POS09-086	086Cpx_a	4	43,97	3,85	7,80	8,75	0,17	11,55	21,79	0,51	0,01	98,40	70,16	37,94	69,10	50,92	38,2	16,3	45,5
POS09-086	086Cpx_b	4	51,35	0,69	2,88	4,27	0,10	16,00	21,98	0,31	0,81	98,39	86,99	63,48	69,10	50,92	46,7	7,0	46,3
POS09-086	086Cpx_c	4	49,05	1,88	4,15	7,32	0,15	13,78	22,01	0,44	0,01	98,79	77,05	46,60	69,10	50,92	41,4	12,3	46,3
POS09-086	086Cpx_d	4	50,12	1,18	3,78	5,04	0,10	15,02	22,49	0,30	0,36	98,38	84,16	58,02	69,10	50,92	44,7	8,4	46,9

TABLE E.1 – Suite

Echantillon	Cpx #	Nb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mg# Cpx	Mg# Liq	Mg#RT	Mg#matrice	En	Fs	Wo
POS09-086	086Cpx_e	1	52,57	0,52	2,00	3,39	0,09	16,63	22,49	0,232	0,94	98,87	89,74	69,46	69,10	50,92	47,7	5,4	46,9
POS09-086	086Cpx_f	4	51,38	0,73	3,02	4,54	0,08	15,99	22,22	0,28	0,54	98,79	86,26	62,00	69,10	50,92	46,1	7,4	46,5
POS09-086	086Cpx_g	4	49,27	1,37	4,78	5,84	0,09	14,52	22,16	0,32	0,24	98,59	81,59	53,54	69,10	50,92	43,7	9,9	46,4
POS09-086	086Cpx_h	4	51,65	0,82	2,86	4,50	0,09	15,87	22,46	0,34	0,36	98,94	86,28	62,04	69,10	50,92	45,9	7,3	46,8
POS09-088	088Cpx_a	4	51,84	0,71	2,56	3,70	0,07	16,33	22,77	0,27	0,99	99,25	88,71	67,15	68,44	58,56	47,0	6,0	47,0
POS09-088	088Cpx_b	3	48,23	1,70	5,04	5,76	0,12	14,22	22,66	0,30	0,40	98,43	81,50	53,38	68,44	58,56	43,2	9,8	47,0
POS09-088	088Cpx_c	3	49,55	1,39	4,60	5,43	0,09	14,71	22,71	0,29	0,69	99,46	82,85	55,67	68,44	58,56	44,0	9,1	46,9
POS09-088	088Cpx_d	4	51,51	0,78	2,72	4,37	0,08	16,06	22,77	0,23	0,49	99,03	86,75	63,00	68,44	58,56	45,9	7,0	47,1
POS09-088	088Cpx_e	4	48,98	1,56	5,42	5,86	0,10	14,44	22,66	0,27	0,19	99,48	81,46	53,33	68,44	58,56	43,4	9,9	46,7
POS09-088	088Cpx_f	4	49,87	1,35	4,49	5,24	0,08	14,52	22,91	0,28	0,50	99,24	83,15	56,20	68,44	58,56	43,9	8,9	47,3
POS09-097	097Cpx_a	3	44,80	3,50	8,50	7,54	0,12	12,49	22,83	0,41	0,02	100,22	74,69	43,42	62,04	50,72	40,1	13,6	46,3
POS09-097	097Cpx_b	4	45,03	3,47	8,23	7,17	0,09	12,77	22,79	0,43	0,05	100,04	76,05	45,22	62,04	50,72	40,9	12,9	46,2
POS09-097	097Cpx_c	4	46,12	2,76	7,45	7,19	0,09	13,08	22,78	0,43	0,09	100,00	76,44	45,76	62,04	50,72	41,0	12,6	46,4
POS09-097	097Cpx_d	4	47,46	2,55	6,05	7,66	0,17	13,45	22,47	0,47	0,01	100,30	75,79	44,87	62,04	50,72	40,8	13,0	46,1
POS09-101	101Cpx_a	4	47,15	2,29	6,69	6,96	0,09	13,61	23,13	0,37	0,26	100,56	77,69	47,52	65,24	49,15	41,3	11,9	46,8
POS09-101	101Cpx_b	4	49,56	2,11	4,33	7,40	0,17	14,23	22,74	0,41	0,00	100,96	77,42	47,13	65,24	49,15 41,4	12,1	46,6	
POS09-101	101Cpx_c	4	46,76	2,52	7,24	7,37	0,14	13,18	23,10	0,38	0,12	100,81	76,12	45,32	65,24	49,15	40,6	12,7	46,7
POS10-074	074Cpx_a	4	46,50	2,93	7,21	6,88	0,11	12,64	22,50	0,50	0,06	99,34	76,61	45,99	-	-	41,1	12,5	46,4
POS10-074	074Cpx_b	4	45,99	2,75	7,17	7,12	0,11	12,75	22,61	0,46	0,05	99,00	76,15	45,36	-	-	40,7	12,7	46,6
POS09-002	002Cpx_A	4	51,03	0,81	2,80	4,66	0,08	16,11	22,66	0,26	0,37	98,78	86,05	61,60	75,33	49,57	45,6	7,39	47,0
POS09-039	039Cpx_A	2	48,66	2,18	4,21	7,82	0,18	13,11	22,29	0,40	0,01	98,88	74,93	43,73	-	-	39,9	13,3	46,8
POS09-039	039Cpx_B	2	46,02	3,52	7,08	8,03	0,17	11,53	22,33	0,47	0,02	99,16	71,91	39,96	-	-	38,5	15,0	46,5
POS09-039	039Cpx_C	4	50,48	1,25	3,57	4,66	0,07	15,23	23,19	0,25	0,37	99,08	85,35	60,24	-	-	44,7	7,7	47,6
POS09-080	080Cpx_A	4	44,26	3,77	8,96	8,80	0,16	10,99	22,28	0,75	0,03	100,00	69,00	36,66	61,49	-	37,6	16,9	45,6
POS09-080	080Cpx_B	3	46,51	2,54	7,55	7,29	0,11	12,81	22,44	0,54	0,21	100,00	75,81	44,90	61,49	-	41,0	13,1	45,9
POS09-080	080Cpx_C	4	48,71	1,88	5,72	5,96	0,11	14,25	22,85	0,38	0,15	100,00	81,00	52,56	61,49	-	43,2	10,1	46,7
POS09-080	080Cpx_D	2	48,83	2,09	5,87	7,57	0,13	13,21	21,68	0,48	0,13	100,00	75,67	44,71	61,49	-	41,3	13,3	45,4
POS09-080	080Cpx_E	4	47,84	2,11	6,35	6,44	0,09	13,65	22,91	0,46	0,15	100,00	79,08	49,57	61,49	-	42,1	11,1	46,8
POS09-080	080Cpx_F	3	50,70	0,62	2,63	10,61	0,89	11,30	22,12	1,11	0,02	100,00	65,50	33,04	61,49	-	34,9	18,4	46,7
POS09-085	085Cpx_A	2	46,57	2,47	6,97	7,45	0,13	12,85	22,41	0,39	0,15	99,39	75,47	44,44	61,89	-	40,5	13,2	46,3
POS09-088	088Cpx_A	4	48,54	1,60	5,12	5,70	0,10	14,16	22,57	0,31	0,53	98,63	81,59	53,53	68,44	58,56	43,3	9,8	46,9
POS09-088	088Cpx_B	3	46,92	2,23	6,52	6,29	0,10	13,30	22,60	0,32	0,39	98,67	79,03	49,50	68,44	58,56	42,0	11,2	46,8
POS09-088	088Cpx_C	4	49,53	1,49	4,52	5,94	0,11	14,33	22,69	0,29	0,25	99,16	81,14	52,81	68,44	58,56	43,0	10,0	47,0
POS09-088	088Cpx_D	3	49,04	1,59	4,98	5,72	0,07	14,26	22,82	0,30	0,25	99,04	81,63	53,60	68,44	58,56	43,2	9,7	47,1
POS09-088	088Cpx_E	4	47,80	1,92	5,93	6,34	0,10	13,67	22,54	0,30	0,40	98,99	79,35	49,98	68,44	58,56	42,3	11,0	46,7
POS09-097	097Cpx_A	3	47,59	2,13	6,08	7,70	0,15	13,73	22,24	0,51	0,02	100,16	76,07	45,25	62,04	50,72	41,3	13,0	45,7
POS09-002	002Cpx_db	2	49,62	1,45	4,56	5,90	0,11	15,37	23,03	0,26	0,34	100,64	82,28	54,69	75,33	49,57	43,8	9,4	46,8
POS09-011	011Cpx_cb	1	49,53	1,83	4,99	5,86	0,08	14,78	23,34	0,2523	0,25	100,91	81,80	53,89	66,60	55,90	43,2	9,6	47,2
POS09-012	012Cpx_ab	1	46,66	2,58	6,31	6,55	0,12	13,28	23,12	0,3121	0,32	99,26	78,33	48,45	72,21	53,17	41,2	11,4	47,4
POS09-012	012Cpx_cb	1	51,21	1,09	3,64	5,26	0,10	15,77	23,15	0,2782	0,42	100,91	84,23	58,14	72,21	53,17	44,7	8,4	47,0
POS09-012	012Cpx_eb	2	46,69	2,76	6,71	6,61	0,10	13,33	22,94	0,38	0,12	99,65	78,24	48,32	72,21	53,17	41,5	11,6	46,9
POS09-012	012Cpx_fb	1	45,96	2,82	7,14	6,99	0,12	12,94	22,81	0,3584	0,17	99,32	76,74	46,17	72,21	53,17	40,8	12,4	46,8

TABLE E.1 – Suite

Echantillon	Cpx #	Nb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	Mg# Cpx	Mg# Liq	Mg#RT	Mg#matrice	En	Fs	Wo
POS09-067	067Cpx_ab	1	44,92	3,71	8,24	8,10	0,12	11,79	22,56	0,4589	0,04	99,95	72,18	40,29	67,56	47,01	38,8	15,0	46,2
POS09-067	067Cpx_db	3	46,52	3,21	7,39	7,76	0,13	12,47	22,66	0,46	0,08	100,68	74,13	42,69	67,56	47,01	39,9	13,9	46,2
POS09-097	097Cpx_eb	2	45,02	3,34	8,40	7,26	0,10	12,75	22,83	0,41	0,04	100,14	75,80	44,88	62,04	50,72	40,7	13,0	46,3
POS09-097	097Cpx_db	3	43,45	4,03	9,58	8,12	0,13	11,80	22,83	0,43	0,12	100,49	72,14	40,24	62,04	50,72	39,0	15,0	46,0
POS09-097	097Cpx_fb	24	45,14	3,40	8,34	7,16	0,11	12,77	22,77	0,45	0,06	100,19	76,07	45,24	62,04	50,72	41,0	12,9	46,2
POS09-101	101Cpx_ab	1	47,17	2,29	7,03	7,12	0,09	13,53	23,04	0,3767	0,31	100,95	77,19	46,81	65,24	49,15	41,3	12,2	46,5
POS09-101	101Cpx_cb	1	47,05	2,45	7,11	7,16	0,09	13,50	23,00	0,3622	0,26	100,99	77,07	46,63	65,24	49,15	41,3	12,3	46,5

TABLE E.2 – Compositions chimiques (en %) des olivines analysées dans les laves étudiées. Les abréviations des en-têtes sont identiques à celles figurant dans la table E.1.

Echantillon	OI #	Nb	SiO ₂	MgO	MnO	FeOt	CaO	NiO	Total	Mg# OI (ou Fo)	Mg# Liq	Mg#RT	Mg#matrice
POS09-002	002OI_a	3	39,06	41,49	0,31	20,40	0,35	0,15	101,76	78,38	52,10	75,33	49,57
POS09-002	002OI_b	4	39,53	44,25	0,26	17,74	0,36	0,17	102,31	81,64	57,15	75,33	49,57
POS09-002	002OI_c	5	39,53	44,25	0,26	17,74	0,36	0,17	102,32	81,64	57,15	75,33	49,57
POS09-002	002OI_d	4	40,50	47,40	0,23	13,44	0,41	0,20	102,19	86,27	65,34	75,33	49,57
POS09-011	011OI_a	3	39,55	43,97	0,27	17,50	0,39	0,17	101,85	81,75	57,34	66,60	55,90
POS09-011	011OI_b	4	39,72	44,51	0,25	16,74	0,40	0,19	101,82	82,57	58,71	66,60	55,90
POS09-011	011OI_c	4	39,74	44,96	0,24	16,45	0,37	0,16	101,93	82,97	59,37	66,60	55,90
POS09-011	011OI_d	3	40,72	48,87	0,15	11,12	0,25	0,29	101,42	88,68	70,14	66,60	55,90
POS09-012	012OI_a	4	39,51	43,04	0,28	18,28	0,41	0,17	101,68	80,76	55,74	72,21	53,17
POS09-012	012OI_b	4	39,35	42,07	0,28	19,38	0,40	0,18	101,67	79,46	53,72	72,21	53,17
POS09-012	012OI_c	4	39,49	42,97	0,29	18,42	0,39	0,18	101,74	80,62	55,51	72,21	53,17
POS09-012	012OI_d	4	39,38	42,77	0,26	18,50	0,39	0,19	101,49	80,47	55,29	72,21	53,17
POS09-012	012OI_e	4	39,03	40,49	0,32	21,06	0,40	0,13	101,44	77,41	50,69	72,21	53,17
POS09-012	012OI_f	4	39,78	44,40	0,25	16,30	0,41	0,18	101,31	82,92	59,29	72,21	53,17
POS09-039	039OI_a	4	39,19	40,29	0,33	19,11	0,39	0,15	99,48	78,98	53,00	-	-
POS09-039	039OI_b	4	40,11	44,56	0,21	13,72	0,36	0,19	99,16	85,27	63,46	-	-
POS09-039	039OI_c	4	40,36	44,51	0,22	13,88	0,39	0,20	99,55	85,11	63,17	-	-
POS09-063	063OI_a	4	40,05	43,89	0,20	14,21	0,34	0,21	98,89	84,63	62,29	67,27	50,63
POS09-063	063OI_b	4	38,96	39,74	0,29	20,12	0,30	0,13	99,54	77,88	51,37	67,27	50,63
POS09-063	063OI_c	4	38,80	39,83	0,27	20,13	0,33	0,21	99,57	77,91	51,41	67,27	50,63
POS09-063	063OI_d	4	39,88	43,46	0,22	14,96	0,35	0,21	99,09	83,81	60,84	67,27	50,63
POS09-063	063OI_e	4	39,73	42,94	0,23	15,42	0,32	0,21	98,85	83,24	59,83	67,27	50,63
POS09-067	067OI_a	3	38,93	40,37	0,32	21,35	0,33	0,15	101,45	77,12	50,27	67,56	47,01
POS09-067	067OI_b	4	40,15	45,53	0,24	15,31	0,36	0,20	101,79	84,13	61,39	67,56	47,01
POS09-067	067OI_c	4	40,14	45,35	0,22	15,03	0,36	0,18	101,28	84,32	61,74	67,56	47,01
POS09-067	067OI_d	4	39,47	42,60	0,26	19,18	0,38	0,16	102,05	79,84	54,29	67,56	47,01
POS09-085	085OI_a	4	40,11	44,04	0,23	14,37	0,42	0,20	99,38	84,53	62,10	61,89	-
POS09-085	085OI_b	4	40,17	44,74	0,21	13,33	0,39	0,20	99,04	85,68	64,23	61,89	-
POS09-085	085OI_c	4	40,12	44,49	0,22	13,55	0,42	0,20	98,99	85,41	63,72	61,89	-
POS09-086	086OI_a	4	40,30	44,08	0,22	13,61	0,38	0,19	98,79	85,24	63,40	69,10	50,92
POS09-086	086OI_b	3	38,69	39,34	0,33	19,71	0,35	0,18	98,59	78,06	51,63	69,10	50,92

TABLE E.2 – Suite

Echantillon	OI #	Nb	SiO ₂	MgO	MnO	FeOt	CaO	NiO	Total	Mg# OI (ou Fo)	Mg# Liq	Mg#RT	Mg#matrice
POS09-086	086OI_c	4	38,71	38,77	0,33	20,74	0,37	0,16	99,07	76,92	49,99	69,10	50,92
POS09-086	086OI_d	4	39,66	43,07	0,22	15,03	0,35	0,20	98,54	83,63	60,51	69,10	50,92
POS09-088	088OI_a	4	39,86	42,99	0,27	15,66	0,39	0,17	99,35	83,03	59,48	68,44	58,56
POS09-088	088OI_b	4	39,73	43,65	0,27	15,19	0,40	0,20	99,44	83,67	60,58	68,44	58,56
POS09-088	088OI_c	4	39,42	42,18	0,27	16,77	0,36	0,20	99,20	81,77	57,36	68,44	58,56
POS09-088	088OI_d	4	39,49	43,30	0,24	15,55	0,26	0,31	99,15	83,23	59,83	68,44	58,56
POS09-088	088OI_e	4	39,90	44,45	0,21	13,92	0,40	0,19	99,07	85,06	63,07	68,44	58,56
POS09-088	088OI_f	4	39,75	44,84	0,22	13,52	0,35	0,23	98,91	85,53	63,94	68,44	58,56
POS09-101	101OI_a	4	40,03	45,95	0,23	15,20	0,38	0,17	101,95	84,35	61,79	65,24	49,15
POS09-101	101OI_b	4	39,90	45,07	0,25	16,34	0,34	0,16	102,07	83,10	59,59	65,24	49,15
POS09-101	101OI_c	4	38,95	41,45	0,29	21,36	0,33	0,13	102,51	77,57	50,92	65,24	49,15
POS10-074	074OI_a	4	38,93	40,93	0,33	19,00	0,32	0,13	99,66	79,34	53,53	-	-
POS09-002	002OI_A	4	38,74	40,28	0,32	20,18	0,33	0,16	100,01	78,06	51,63	75,33	49,57
POS09-039	039OI_A	4	40,14	44,51	0,22	13,67	0,38	0,20	99,12	85,30	63,52	-	-
POS09-039	039OI_B	4	40,26	45,63	0,18	12,75	0,36	0,22	99,40	86,45	65,67	-	-
POS09-039	039OI_C	4	38,95	40,41	0,32	19,43	0,37	0,17	99,65	78,75	52,65	-	-
POS09-039	039OI_D	4	39,99	44,11	0,22	14,41	0,41	0,20	99,34	84,52	62,08	-	-
POS09-039	039OI_E	4	40,23	44,64	0,22	13,88	0,32	0,22	99,51	85,15	63,24	-	-
POS09-063	063OI_A	4	40,24	44,65	0,20	13,30	0,38	0,22	99,00	85,68	64,23	67,27	50,63
POS09-080	080OI_A	2	38,60	41,62	0,29	19,03	0,30	0,16	100,00	79,59	53,91	61,49	-
POS09-080	080OI_B	3	38,26	48,05	0,19	12,93	0,35	0,23	100,00	86,89	66,53	61,49	-
POS09-080	080OI_C	2	39,37	41,07	0,46	18,66	0,38	0,06	100,00	79,69	54,07	61,49	-
POS09-080	080OI_D	7	40,49	45,92	0,16	12,82	0,30	0,31	100,00	86,46	65,71	61,49	-
POS09-080	080OI_E	3	39,19	44,69	0,20	15,29	0,42	0,20	100,00	83,90	60,98	61,49	-
POS09-080	080OI_F	4	39,84	43,62	0,22	15,85	0,27	0,20	100,00	83,06	59,53	61,49	-
POS09-080	080OI_G	2	37,59	45,95	0,29	15,63	0,33	0,20	100,00	83,97	61,11	61,49	-
POS09-080	080OI_H	4	38,00	45,54	0,21	15,81	0,26	0,19	100,00	83,70	60,64	61,49	-
POS09-080	080OI_I	3	41,40	42,76	0,24	15,13	0,28	0,20	100,00	83,44	60,18	61,49	-
POS09-080	080OI_J	3	39,43	44,50	0,20	15,41	0,25	0,21	100,00	83,73	60,70	61,49	-
POS09-085	085OI_A	4	39,54	42,12	0,27	16,94	0,41	0,15	99,44	81,59	57,08	61,89	-
POS09-088	088OI_A	4	39,95	44,15	0,22	14,26	0,39	0,19	99,16	84,66	62,35	68,44	58,56

TABLE E.2 – Suite

Echantillon	OI #	Nb	SiO ₂	MgO	MnO	FeOt	CaO	NiO	Total	Mg# OI (ou Fo)	Mg# Liq	Mg#RT	Mg#matrice
POS09-088	088OI_B	6	39,30	42,14	0,27	17,06	0,39	0,21	99,37	81,49	56,91	68,44	58,56
POS09-088	088OI_C	4	39,23	43,14	0,24	15,94	0,41	0,20	99,16	82,83	59,14	68,44	58,56
POS09-097	097OI_A	4	39,78	44,21	0,26	17,32	0,36	0,17	102,10	81,98	57,72	62,04	50,72
POS09-097	097OI_B	5	39,90	44,79	0,24	16,47	0,33	0,18	101,91	82,90	59,25	62,04	50,72
POS09-097	097OI_C	4	40,55	47,10	0,20	13,47	0,36	0,20	101,88	86,18	65,16	62,04	50,72
POS09-097	097OI_D	4	39,64	44,35	0,24	17,06	0,33	0,17	101,80	82,25	58,16	62,04	50,72
POS10-074	074OI_A	4	38,88	40,07	0,26	20,05	0,33	0,09	99,70	78,08	51,66	-	-
POS10-074	074OI_B	4	38,74	40,41	0,27	19,55	0,33	0,12	99,42	78,65	52,50	-	-
POS09-067	067OI_i	3	39,87	43,31	0,24	17,52	0,36	0,17	101,47	81,51	56,94	67,56	47,01
POS09-086	086OI_i	4	38,33	38,77	0,33	20,94	0,30	0,15	98,83	76,75	49,75	69,10	50,92
POS10-074	074OI_i	3	38,73	40,62	0,34	19,50	0,32	0,14	99,64	78,78	52,70	-	-
POS09-002	002OI_cb	2	37,31	34,61	0,60	28,66	0,38	0,08	101,79	68,28	39,23	75,33	49,57
POS09-002	002OI_db	2	39,76	44,24	0,26	17,44	0,38	0,19	102,27	81,89	57,57	75,33	49,57
POS09-011	011OI_ab	1	39,45	43,94	0,25	17,51	0,39	0,18	101,81	81,73	57,30	66,60	55,90
POS09-012	012OI_cb	2	39,60	43,02	0,28	18,27	0,42	0,15	101,73	80,76	55,74	72,21	53,17
POS09-012	012OI_db	2	39,42	42,73	0,29	18,75	0,39	0,17	101,74	80,24	54,92	72,21	53,17
POS09-067	067OI_cb	1	39,11	40,46	0,29	21,02	0,42	0,16	101,47	77,43	50,72	67,56	47,01
POS09-101	101OI_cb	1	38,67	41,52	0,27	21,14	0,33	0,16	102,09	77,79	51,23	65,24	49,15

TABLE E.3 – Compositions chimiques (en %) des plagioclases dans les laves étudiées.

Echantillon	Pl #	Nb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	An	Ab	Or
POS09-002	002Pl_a	1	47,24	0,08	33,61	0,71	0,01	0,02	17,12	1,86	0,09	100,72	83,1	16,4	0,5
POS09-101	101Pl_a	3	47,39	0,07	33,65	0,66	0,00	0,00	16,73	2,09	0,08	100,67	81,2	18,3	0,4
POS09-067	067Pl_a	2	49,98	0,14	32,11	0,75	0,01	0,05	14,89	2,85	0,15	100,93	73,6	25,5	0,9
POS10-074	074Pl_a	3	46,92	0,10	33,37	0,50	0,01	0,07	16,11	2,15	0,12	99,33	80,0	19,3	0,7
POS09-038	038Pl_a	3	45,77	0,08	33,92	0,58	0,01	0,05	17,30	1,49	0,09	99,28	86,0	13,4	0,6
POS09-086	086Pl_i	3	47,10	0,10	32,99	0,63	0,00	0,08	16,08	2,15	0,12	99,24	80,0	19,3	0,7
POS09-085	085Pl_i	2	46,31	0,06	34,18	0,58	0,01	0,07	17,39	1,58	0,09	100,28	85,4	14,0	0,5
POS09-085	085Pl_ii	2	45,71	0,07	34,38	0,69	0,02	0,09	17,80	1,32	0,08	100,15	87,7	11,8	0,5
POS09-039	039Pl_A	3	46,03	0,08	34,45	0,55	0,02	0,08	17,42	1,44	0,11	100,18	86,4	12,9	0,6
POS09-080	080Pl_A	2	56,13	0,06	27,80	0,47	0,02	0,00	9,47	5,26	0,34	99,56	48,8	49,1	2,1

TABLE E.4 – Compositions chimiques (en %) des minéraux opaques dans les laves étudiées. Cr# = Cr/(Cr+al) en compositions « atoms per formula unit » (ou apfu), et Mg# = Mg/(Mg+Fe) en compositions apfu de chaque minéral.

Echantillon	Ox #	Phase minérale	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	NiO	Total	Cr#	Mg#
POS09-002	002Ox_a	chromite	2,18	14,76	31,10	0,00	10,87	38,74	0,1676	97,81	0,64	0,41
POS09-002	002Ox_b	chromite	2,17	14,71	31,23	0,00	11,38	38,84	0,1094	98,43	0,64	0,43
POS09-067	067Ox_A	titanomagetite	18,81	7,73	64,46	0,42	5,10	1,66	0,1594	98,19	0,13	0,22
POS09-097	097Ox_A	titanomagetite	16,60	7,84	67,20	0,33	5,89	0,21	0,0459	98,07	0,02	0,25
POS09-097	097Ox_B	titanomagetite	17,29	7,79	66,99	0,34	6,27	0,21	0,0713	98,88	0,02	0,27
POS09-097	097Ox_C	titanomagetite	16,41	8,72	66,34	0,42	6,01	0,13	0,085	98,03	0,01	0,26
POS09-097	097Ox_D	titanomagetite	16,54	8,97	66,74	0,46	5,98	0,10	0,0695	98,78	0,01	0,26
POS09-097	097Ox_E	titanomagetite	14,66	8,48	66,32	0,36	7,41	0,75	0,1747	97,98	0,06	0,32
POS09-097	097Ox_F	titanomagetite	14,69	8,53	66,25	0,32	7,59	0,72	0,0915	98,09	0,05	0,33
POS10-074	074Ox_A	titanomagetite	15,55	7,63	66,18	0,48	6,18	1,11	0,0542	97,13	0,09	0,27
POS10-074	074Ox_B	titanomagetite	16,11	7,53	66,89	0,51	5,72	1,02	0,0852	97,79	0,08	0,25
POS09-039	039Ox_i	chromite	3,22	14,53	30,22	0,00	11,98	38,01	0,159	98,11	0,64	0,45
POS09-039	039Ox_ii	chromite	3,18	14,43	30,53	0,00	12,00	40,46	0,1975	100,78	0,65	0,44
POS09-086	086Ox_i	titanomagetite	12,81	8,43	71,05	0,79	1,58	0,21	0,05	94,87	0,02	0,07
POS10-074	074Ox_i	titanomagetite	14,88	7,26	66,22	0,34	7,12	0,71	0,0881	96,53	0,06	0,31

Annexe F

Géochimie : Tableaux de données en éléments majeurs et en éléments en traces des roches

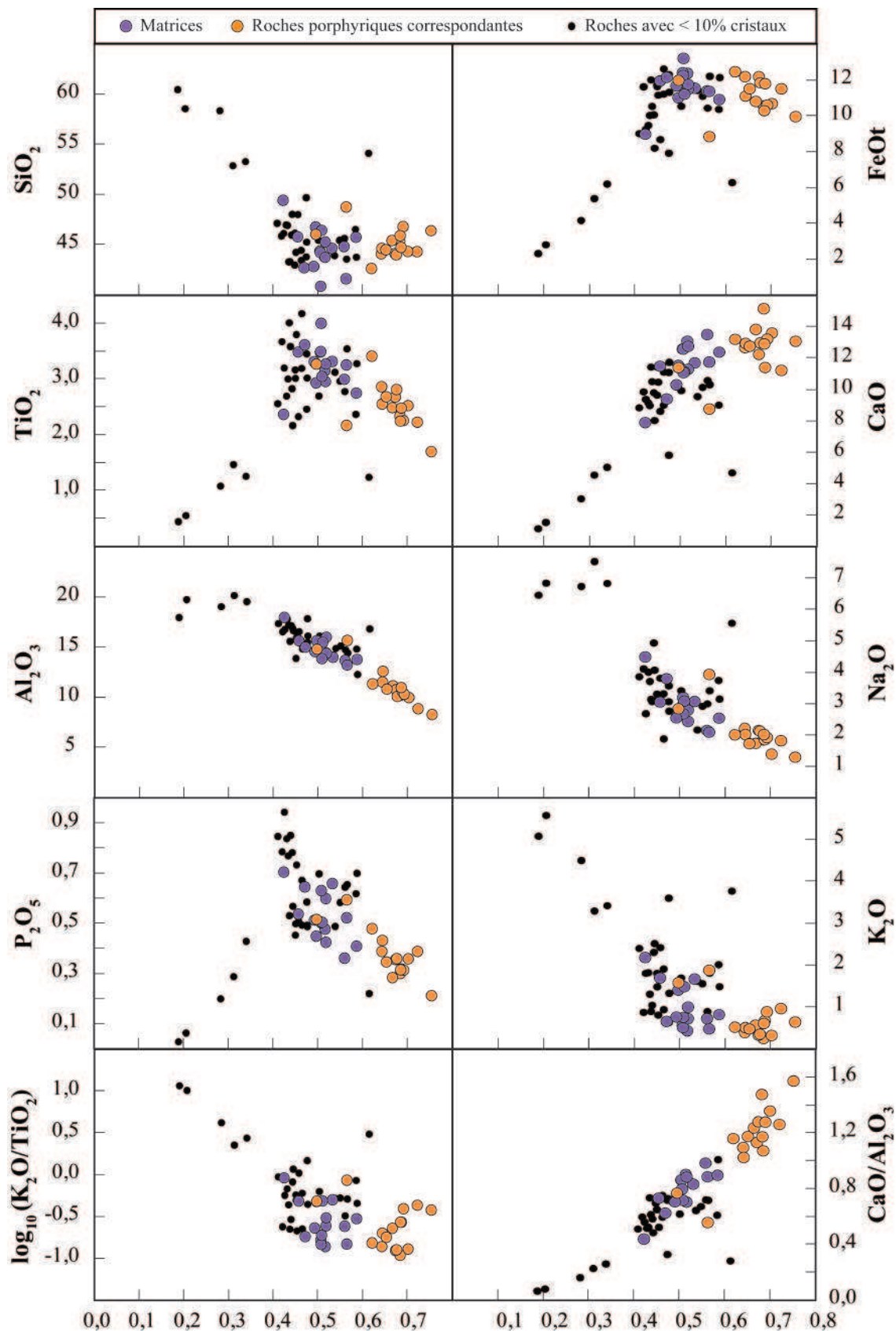


FIGURE F.1 – Diagrammes de variations en Mg# en fonction des compositions en éléments majeurs des roches les plus porphyriques (>20 % de phénocristaux, ronds oranges) et des matrices correspondantes (ronds violets). Les roches ayant <10 % de phénocristaux (i.e. roches aphyriques, verre, roches peu porphyriques) sont reportées à titre de comparaison.

TABLE F.1 – Compositions en éléments majeurs (en % poids d'oxyde) des matrices, roches aphyriques et porphyriques. Les roches porphyriques sont classées en fonction de leur abondance minérale (% phénocristaux). PF = Perte au Feu. Alcalins = Na₂O+K₂O.

Echantillon	Texture	% Ctx	Phase	Type	Nature	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Alcalins	Mg#	Fe/Mn	CaO/Al ₂ O ₃
POS09-002M	Porphyrique	-	4	coulée	basalte	46,75	2,94	15,74	11,03	0,18	6,08	11,60	2,63	1,41	0,45	-0,16	4,04	0,50	62,33	0,74
POS09-005M	Porphyrique	-	3	coulée	basanite	43,77	3,16	14,56	12,39	0,19	7,40	13,14	2,90	0,44	0,48	-0,04	3,34	0,52	65,27	0,90
POS09-009M	Porphyrique	-	3	coulée	trachybasalte	49,42	2,37	18,07	9,00	0,21	3,70	7,96	4,51	2,19	0,71	0,56	6,71	0,42	43,68	0,44
POS09-011M	Porphyrique	-	4	coulée	picrobasalte	44,82	3,00	13,77	11,42	0,18	8,12	13,56	2,17	0,73	0,36	0,22	2,91	0,56	65,13	0,99
POS09-012M	Porphyrique	-	4	intrusion	basanite	44,64	3,32	14,09	11,57	0,17	7,37	11,76	3,09	1,68	0,66	-0,28	4,77	0,53	68,21	0,83
POS09-038M	Porphyrique	-	3	coulée	picrobasalte	41,61	3,26	13,31	11,39	0,17	8,25	11,81	2,12	0,49	0,52	1,28	2,60	0,56	67,65	0,89
POS09-061M	Porphyrique	-	3	coulée	basalte	45,79	3,49	15,75	11,97	0,19	5,62	11,55	3,08	1,70	0,54	-0,61	4,78	0,46	63,62	0,73
POS09-062M	Porphyrique	-	3	coulée	basanite	44,36	3,49	14,64	12,42	0,19	7,12	12,64	2,96	0,58	0,51	-0,07	3,54	0,51	66,96	0,86
POS09-063M	Porphyrique	-	3	coulée	basanite	44,23	3,50	14,61	12,28	0,18	7,06	12,64	3,22	0,52	0,50	-0,18	3,74	0,51	66,76	0,86
POS09-067M	Porphyrique	-	3	coulée	basanite	42,70	3,62	15,10	12,17	0,18	6,06	10,46	3,82	0,67	0,65	-0,26	4,49	0,47	69,24	0,63
POS09-077M	Porphyrique	-	3	coulée	basanite	43,74	2,96	16,10	11,50	0,20	6,90	11,36	2,82	0,73	0,60	0,35	3,55	0,52	58,93	0,71
POS09-083M	Porphyrique	-	3	coulée	basalte	45,27	3,28	14,48	11,77	0,18	7,08	12,82	2,46	1,01	0,43	-0,20	3,47	0,52	66,92	0,89
POS09-086M	Porphyrique	-	3	coulée	basalte	46,44	3,05	15,59	11,23	0,18	6,54	11,19	3,11	1,49	0,51	-0,37	4,60	0,51	63,90	0,72
POS09-088M	Porphyrique	-	3	coulée	basalte	45,74	2,76	13,86	10,93	0,17	8,67	12,44	2,56	0,83	0,41	0,48	3,39	0,59	62,54	0,90
POS09-097M	Porphyrique	-	3	coulée	basanite	40,86	4,00	13,35	13,23	0,20	7,64	11,14	2,70	0,76	0,63	0,60	3,46	0,51	67,26	0,80
POS09-101M	Porphyrique	-	3	coulée	basanite	42,83	3,32	14,66	11,70	0,18	6,34	10,36	2,57	0,77	0,51	0,66	3,34	0,49	65,28	0,71
0-10% Cristaux																				
POS09-004	Aphyrique	<1	5	projections	trachybasalte	45,40	2,69	16,17	10,53	0,20	5,98	9,97	3,42	1,69	0,70	0,63	5,11	0,50	52,86	0,62
POS09-007	Aphyrique	<1	2	coulée	basanite	43,24	4,01	15,64	12,01	0,19	5,22	11,47	3,15	0,89	0,53	1,14	4,04	0,44	62,30	0,73
POS09-008	Aphyrique	<1	2	coulée	basalte	45,82	3,67	16,59	11,62	0,21	4,73	9,88	4,12	0,87	0,78	0,47	4,99	0,42	55,84	0,60
POS09-014	Aphyrique	<1	1	coulée	picrobasalte	43,39	4,17	14,87	12,62	0,15	6,15	11,15	1,89	0,94	0,67	2,11	2,82	0,46	86,90	0,75
POS09-027	Aphyrique	<1	2	intrusion	trachybasalte	47,96	2,33	16,59	8,67	0,20	4,10	8,65	3,82	2,42	0,51	2,74	6,24	0,46	43,52	0,52
POS09-030	Aphyrique	<1	2	intrusion	basanite	47,09	2,56	17,41	9,01	0,21	3,53	8,87	3,87	2,40	0,85	2,71	6,27	0,41	43,75	0,51
POS09-050	Aphyrique	<1	2	intrusion	basalte	46,08	3,20	16,83	9,24	0,16	3,84	9,40	2,69	1,81	0,94	3,12	4,50	0,43	57,31	0,56
POS09-054	Aphyrique	<1	2	intrusion	basanite	44,39	3,19	15,21	11,21	0,17	5,46	9,03	3,33	1,91	0,49	3,14	5,23	0,46	65,96	0,59
POS09-059	Aphyrique	<1	3	coulée	basalte	46,11	3,01	15,96	11,64	0,20	5,35	11,46	3,13	1,48	0,50	-0,36	4,61	0,45	59,36	0,72
POS09-078	Aphyrique	<1	3	coulée	basalte	45,21	3,02	16,18	11,31	0,19	5,78	11,77	2,77	1,33	0,49	-0,86	4,10	0,48	61,03	0,73
POS09-082	Aphyrique	<1	5	coulée	trachybasalte	45,92	2,83	16,92	10,06	0,21	4,49	9,83	4,95	2,31	0,78	-0,09	7,25	0,44	47,62	0,58
POS09-098	Aphyrique	<1	3	coulée	basanite	44,19	3,80	16,19	11,15	0,18	5,17	10,50	3,19	0,81	0,73	1,62	3,99	0,45	60,42	0,65
POS09-102	Aphyrique	<1	3	coulée	basanite	43,27	3,58	17,21	10,52	0,19	4,63	10,53	3,08	1,04	0,85	1,78	4,12	0,44	54,02	0,61
POS09-104	Aphyrique	<1	3	coulée	trachybasalte	46,87	3,00	17,26	10,02	0,19	4,31	9,01	3,72	1,31	0,77	1,24	5,03	0,43	51,89	0,52
POS09-042	Porphyrique	3	5	coulée	tephri-phonolite	53,23	1,26	19,61	6,20	0,18	1,79	5,08	6,84	3,42	0,43	-0,19	10,26	0,34	34,92	0,26
POS09-070	Porphyrique	3	3	coulée	basanite	43,74	3,45	15,54	12,29	0,20	6,26	11,12	3,08	0,63	0,49	1,16	3,70	0,48	62,92	0,72
POS09-091	Porphyrique	3	2	intrusion	basanite	43,87	3,12	14,92	11,42	0,20	7,48	9,58	2,17	1,62	0,49	2,41	3,79	0,54	55,73	0,64
POS09-092	Porphyrique	3	3	intrusion	trachyte	60,40	0,44	18,01	2,31	0,16	0,30	1,16	6,47	5,08	0,03	0,69	11,55	0,19	14,79	0,06
POS09-060	Porphyrique	4	3	intrusion	trachyte	58,29	1,08	19,11	4,16	0,22	0,92	3,07	6,75	4,50	0,20	0,22	11,25	0,28	19,10	0,16
POS09-001	Porphyrique	5	5	coulée	basalte	45,39	2,96	15,17	11,09	0,18	7,60	10,17	2,92	1,56	0,58	0,22	4,48	0,55	59,94	0,67
POS10-069A	Porphyrique	5	5	projections	phonolite	58,50	0,55	15,81	2,81	0,16	0,41	1,56	6,85	5,58	0,06	2,10	12,43	0,21	17,58	0,08
POS10-039	Porphyrique	6	5	coulée	tephri-phonolite	52,82	1,47	20,22	5,38	0,17	1,37	4,58	7,54	3,29	0,29	0,91	10,84	0,31	31,21	0,23
POS09-084	Porphyrique	6	3	intrusion	basanite	43,71	3,28	12,32	12,13	0,19	9,70	12,40	3,16	1,49	0,70	-0,60	4,64	0,59	62,83	1,01
POS09-068	Porphyrique	6	3	intrusion	trachyandésite basaltique	49,64	2,46	17,90	7,91	0,16	4,03	5,84	3,58	3,60	0,58	2,00	7,18	0,48	49,69	0,33
POS09-081	Porphyrique	7	3	intrusion	trachybasalte	46,92	2,69	17,86	9,47	0,21	4,02	9,18	4,01	1,82	0,84	1,45	5,84	0,43	44,17	0,51
POS09-031	Porphyrique	8	2	intrusion	trachybasalte	47,98	2,17	16,70	8,19	0,19	3,68	8,06	4,08	2,51	0,57	4,43	6,59	0,44	42,49	0,48

TABLE F.1 – Suite

Echantillon	Texture	% Ctx	Phase	Type	Nature	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Alcalins	Mg#	Fe/Mn	CaO/Al ₂ O ₃	
0-10% Cristaux																					
POS09-094	Porphyrique	8	3	coulée	basanite	43,52	3,54	14,47	12,20	0,19	8,92	10,34	3,42	1,81	0,65	-0,67	5,23	0,57	62,86	0,72	
POS09-047	Porphyrique	8	2	intrusion	basanite	42,92	3,16	13,93	11,72	0,18	5,38	9,67	3,32	1,80	0,45	4,89	5,12	0,45	65,39	0,69	
POS09-099	Porphyrique	8	3	coulée	basalte	45,57	2,78	14,78	10,43	0,19	7,48	10,61	3,01	0,89	0,64	1,34	3,90	0,56	54,15	0,72	
POS09-080	Porphyrique	9	3	intrusion	trachyandésite	54,06	1,24	16,89	6,28	0,18	5,62	4,72	5,58	3,77	0,22	0,25	9,35	0,61	35,13	0,28	
POS10-063	Porphyrique	9	5	coulée	trachybasalte	46,48	2,37	14,87	10,36	0,21	8,21	9,04	3,75	2,01	0,62	1,54	5,76	0,59	48,56	0,61	
10-20% Cristaux																					
POS09-087	Porphyrique	10	3	coulée	basalte	45,62	2,37	12,79	10,82	0,18	9,83	12,46	2,21	1,14	0,36	0,48	3,35	0,62	60,35	0,97	
POS09-061	Porphyrique	12	3	coulée	basalte	46,04	3,27	14,89	12,00	0,19	6,63	11,46	2,86	1,59	0,52	-0,61	4,45	0,50	63,39	0,77	
POS10-077	Porphyrique	12	5	coulée	phono-tephrite	49,47	2,45	17,57	8,46	0,19	3,39	7,83	4,88	3,33	0,50	1,04	8,21	0,42	44,03	0,45	
POS09-072	Porphyrique	13	2	coulée	trachybasalte	49,46	2,35	17,15	8,92	0,19	4,67	8,14	4,19	2,47	0,67	0,26	6,66	0,48	47,68	0,47	
POS09-093	Porphyrique	13	3	coulée	basanite	43,46	3,72	15,00	11,79	0,18	5,46	11,59	3,61	0,67	0,59	1,14	4,28	0,48	63,97	0,77	
POS10-056	Porphyrique	13	5	coulée	basanite	44,51	2,72	13,70	9,41	0,20	4,65	8,10	4,66	1,17	0,58	10,98	5,83	0,47	46,34	0,59	
POS10-069B	Porphyrique	13	5	projections	basanite	45,99	3,14	16,05	10,53	0,20	5,54	7,59	4,12	2,44	0,62	0,50	6,56	0,48	52,30	0,60	
POS09-009	Porphyrique	14	3	coulée	trachybasalte	48,76	2,18	15,78	8,86	0,19	6,43	8,82	3,95	1,89	0,60	0,56	5,84	0,56	45,83	0,56	
POS09-048	Porphyrique	14	2	intrusion	basanite	41,89	3,30	13,60	11,32	0,20	6,88	12,43	1,99	1,79	0,78	3,63	3,79	0,52	56,19	0,91	
POS10-081	Porphyrique	14	5	coulée	basanite	44,27	3,15	14,74	10,85	0,19	7,82	10,61	3,53	2,04	0,56	0,30	5,57	0,56	56,00	0,71	
POS09-090	Porphyrique	15	2	coulée	picobasalte	42,47	3,40	12,98	11,89	0,19	9,98	11,71	2,38	0,49	0,64	1,91	2,86	0,60	62,70	0,90	
POS09-103	Porphyrique	15	3	coulée	basalte	46,16	2,92	15,88	10,37	0,17	6,01	9,80	2,91	1,97	0,55	0,63	4,88	0,51	59,47	0,62	
POS09-100	Porphyrique	16	3	coulée	basanite	45,21	2,87	13,93	10,78	0,18	8,77	11,27	2,38	1,07	0,55	1,12	3,45	0,59	58,93	0,81	
POS09-105	Porphyrique	18	5	intrusion	basanite	44,61	3,20	15,40	11,04	0,20	6,99	10,57	3,81	1,97	0,60	0,78	5,77	0,53	56,38	0,69	
20-30% Cristaux																					
POS09-062	Porphyrique	20	3	coulée	picobasalte	44,09	2,87	11,62	12,21	0,18	12,30	12,73	2,24	0,40	0,39	-0,07	2,64	0,64	67,73	1,10	
POS09-026	Porphyrique	20	5	intrusion	basanite	47,67	2,36	15,54	9,67	0,19	7,77	8,60	4,29	2,46	0,54	-0,19	6,74	0,59	50,40	0,55	
POS09-035	Porphyrique	20	2	intrusion	basanite	43,99	2,70	14,18	10,86	0,18	8,45	10,30	2,89	1,65	0,39	2,75	4,54	0,58	61,82	0,73	
POS09-058	Porphyrique	20	3	coulée	basalte	45,90	2,35	12,28	11,03	0,18	11,73	11,81	2,39	1,11	0,39	-0,36	3,49	0,65	60,26	0,96	
POS09-079	Porphyrique	21	4	coulée	basanite	44,33	3,20	14,88	11,88	0,20	7,97	11,67	3,09	0,69	0,68	0,45	3,78	0,54	59,24	0,78	
POS09-083	Porphyrique	23	3	coulée	picobasalte	44,74	2,49	10,69	11,82	0,18	14,51	11,46	1,88	0,68	0,32	-0,20	2,56	0,69	65,44	1,07	
POS09-006	Porphyrique	23	3	coulée	picobasalte	43,63	3,17	13,67	12,06	0,18	8,66	13,26	2,26	0,52	0,48	0,43	2,78	0,56	66,20	0,97	
POS09-065	Porphyrique	23	3	coulée	basanite	44,22	3,63	14,00	12,42	0,18	8,23	11,12	3,59	0,81	0,57	-0,14	4,40	0,54	68,43	0,79	
POS09-085	Porphyrique	23	3	coulée	basanite	44,91	2,74	12,33	11,73	0,18	10,68	11,80	2,48	1,26	0,38	-0,57	3,74	0,62	63,81	0,96	
POS09-096	Porphyrique	23	3	coulée	picobasalte	44,45	3,01	11,16	11,49	0,17	12,76	12,57	2,03	0,47	0,51	0,70	2,50	0,66	66,13	1,13	
POS10-059	Porphyrique	23	5	coulée	trachyandésite	54,35	1,41	19,13	5,60	0,19	4,61	5,22	5,66	3,71	0,36	-2,60	9,37	0,34	30,11	0,27	
POS09-077	Porphyrique	25	3	coulée	picobasalte	44,64	2,56	12,68	11,12	0,19	11,26	13,01	2,04	0,52	0,43	0,35	2,56	0,64	58,23	1,03	
POS09-011	Porphyrique	26	4	coulée	basalte	45,41	2,49	11,23	10,83	0,17	12,11	13,89	1,76	0,57	0,29	0,22	2,33	0,67	64,30	1,24	
POS09-064	Porphyrique	26	3	coulée	basanite	44,13	2,82	10,26	12,26	0,17	14,69	11,74	2,06	1,13	0,42	-0,42	3,20	0,68	70,48	1,14	
POS10-013	Porphyrique	26	5	projections	trachybasalte	46,96	2,58	14,24	10,32	0,19	8,29	9,35	3,56	2,06	0,57	1,22	5,63	0,59	53,60	0,66	
POS09-088	Porphyrique	26	3	coulée	basalte	45,90	2,25	11,05	10,31	0,17	12,54	12,97	2,04	0,62	0,32	0,48	2,66	0,68	61,15	1,17	
POS09-071	Porphyrique	28	2	coulée	picobasalte	45,01	2,56	13,05	11,32	0,19	11,54	12,02	2,19	0,68	0,38	0,30	2,87	0,65	61,14	0,92	
POS09-074	Porphyrique	28	5	coulée	basanite	43,04	3,30	12,37	12,83	0,20	10,16	11,88	3,22	1,21	0,66	-0,44	4,42	0,59	63,57	0,96	
POS09-076	Porphyrique	28	3	coulée	basanite	45,12	2,61	14,16	10,88	0,19	8,82	12,22	2,45	1,19	0,50	0,21	3,64	0,59	57,91	0,86	
POS10-012	Porphyrique	28	5	projections	basalte	45,37	2,57	12,63	10,73	0,19	11,57	9,50	2,98	1,46	0,54	1,02	4,44	0,66	57,72	0,75	
POS10-075	Porphyrique	28	5	coulée	basanite	42,18	3,84	13,25	12,80	0,18	8,02	11,12	2,86	1,94	0,61	1,25	4,79	0,53	69,47	0,84	

TABLE F.1 – Suite

Echantillon	Texture	%Ctx	Phase	Type	Nature	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Alcalins	Mg#	Fe/Mn	CaO/Al ₂ O ₃
>30% Cristaux																				
POS09-063	Porphyrique	30	3	coulée	microbasalte	44,11	2,68	10,85	12,20	0,18	14,07	12,30	2,17	0,34	0,36	-0,18	2,51	0,67	67,33	1,13
POS09-075	Porphyrique	30	5	intrusion	basanite	42,46	3,22	12,28	12,78	0,20	10,27	11,89	3,27	1,57	0,72	-0,70	4,84	0,59	63,20	0,97
POS09-097	Porphyrique	31	3	coulée	microbasalte	42,62	3,42	11,43	12,49	0,18	11,45	13,26	2,04	0,53	0,48	0,60	2,56	0,62	68,88	1,16
POS09-073	Porphyrique	31	2	coulée	microbasalte	44,22	2,80	12,94	11,65	0,19	11,34	12,37	2,23	0,44	0,42	0,18	2,67	0,63	62,61	0,96
POS09-005	Porphyrique	33	3	coulée	basalte	45,36	2,34	10,30	10,57	0,16	12,80	15,21	1,87	0,26	0,30	-0,04	2,13	0,68	65,02	1,48
POS09-069	Porphyrique	33	3	coulée	microbasalte	43,06	2,96	10,35	11,41	0,17	12,95	13,45	1,77	0,40	0,32	1,85	2,17	0,67	65,94	1,30
POS09-066	Porphyrique	35	3	coulée	basanite	43,95	3,66	14,02	12,39	0,18	8,31	11,15	3,64	0,82	0,58	-0,25	4,46	0,54	67,38	0,79
POS09-038	Porphyrique	36	3	coulée	microbasalte	44,32	2,53	10,05	10,70	0,17	14,10	13,66	1,42	0,33	0,36	1,28	1,75	0,70	64,39	1,36
POS09-101	Porphyrique	38	3	coulée	microbasalte	44,50	2,69	10,90	11,54	0,18	12,15	12,82	1,75	0,49	0,35	0,66	2,24	0,65	63,74	1,18
POS09-067	Porphyrique	39	3	coulée	microbasalte	43,99	2,82	10,17	11,87	0,17	13,87	13,03	2,15	0,36	0,36	-0,26	2,51	0,68	70,13	1,28
POS09-086	Porphyrique	40	3	coulée	basalte	46,79	2,26	10,39	10,62	0,17	13,32	13,28	1,95	0,89	0,32	-0,37	2,84	0,69	62,73	1,28
POS09-002	Porphyrique	43	4	coulée	basalte	46,40	1,71	8,35	9,98	0,16	17,09	13,14	1,32	0,65	0,21	-0,16	1,97	0,75	60,56	1,57
POS09-012	Porphyrique	50	4	intrusion	microbasalte	44,31	2,23	8,94	11,53	0,18	16,81	11,28	1,84	0,97	0,39	-0,28	2,82	0,72	65,74	1,26

TABLE F.2 – Suite

Phase Type	3 coulée	3 coulée	3 coulée	5 projections	2 coulée	1 coulée	2 intrusion	2 intrusion	2 intrusion	3 coulée	3 coulée	5 coulée	3 coulée
Li	4,87	4,39	4,92	10,8	8,40	10,6	8,57	7,06	14,4	7,51	6,75	11,1	8,09
Sc	33,0	24,9	23,2	24,4	15,1	22,6	15,5	10,6	23,4	24,7	25,1	14,1	17,4
V	322	385	320	231	320	356	196	198	323	337	338	246	322
Cr	389	199	246	115	3,07	37,8	63,7	39,6	26,5	43,6	54,1	41,3	18,7
Co	47,6	55,0	45,5	36,0	36,4	45,2	27,3	27,6	40,5	41,9	41,5	30,5	37,4
Ni	142	111	103	68,0	14,4	58,6	31,0	29,0	43,6	51,8	60,3	32,2	33,7
Zn	94,5	123	110	122	124	124	106	118	108	109	107	126	129
Ga	18,7	22,1	20,3	22,2	23,1	22,8	21,6	23,0	20,7	21,5	21,4	24,7	23,9
Cs	0,384	0,577	2,67	1,09	0,824	0,093	1,19	1,74	4,00	0,520	0,873	1,34	0,851
Ba	331	494	427	678	546	632	618	692	442	406	411	761	534
Rb	27,2	38,6	17,4	53,1	70,2	16,0	76,3	77,9	51,0	38,6	55,1	77,5	53,9
Th	4,43	7,69	5,84	11,9	8,66	6,07	11,1	11,3	5,72	5,46	5,68	12,8	8,72
U	1,12	1,90	1,59	2,89	2,14	1,54	2,84	2,70	1,45	1,32	1,41	3,43	2,09
Nb	47,7	70,1	59,4	90,5	85,7	62,9	95,9	102	55,8	56,8	56,7	118	86,1
Ta	2,71	3,98	3,56	6,06	4,73	3,58	5,29	5,61	3,15	3,24	3,16	6,44	4,77
La	35,5	57,6	43,8	78,0	63,1	47,7	68,4	79,4	42,0	42,4	41,4	83,6	62,2
Ce	72,2	104	82,4	152	130	100	130	155	88,1	84,4	84,6	153	129
Pr	9,03	14,6	11,3	17,7	15,7	12,6	14,8	17,7	10,9	10,7	10,5	19,2	15,8
Pb	3,03	4,01	3,46	6,89	4,87	4,68	6,77	6,74	3,60	3,82	3,96	6,79	4,36
Nd	35,5	57,7	45,4	66,1	61,1	51,0	53,8	65,5	43,0	42,5	41,3	71,1	61,6
Sr	569	840	653	1003	870	973	765	1101	603	621	687	1126	911
Sm	7,18	11,1	9,09	11,7	11,8	10,4	9,62	11,6	8,74	8,59	8,36	12,4	11,9
Zr	235	268	279	474	400	328	429	426	287	272	273	458	424
Hf	5,47	6,70	6,81	9,79	8,20	7,38	8,51	8,25	6,38	6,23	5,98	9,24	8,74
Eu	2,18	3,22	2,69	3,41	3,43	3,17	2,79	3,36	2,63	2,59	2,51	3,64	3,45
Gd	7,00	9,37	8,00	9,93	10,3	9,21	8,36	9,80	8,05	8,03	7,67	11,0	10,3
Tb	1,01	1,30	1,14	1,41	1,43	1,27	1,18	1,35	1,15	1,17	1,09	1,50	1,42
Dy	5,35	6,74	6,07	7,17	7,45	6,39	6,21	6,80	6,11	6,29	5,81	7,41	7,17
Ho	1,00	1,20	1,12	1,32	1,36	1,12	1,16	1,25	1,13	1,17	1,09	1,33	1,29
Er	2,53	2,89	2,73	3,43	3,40	2,66	3,02	3,13	2,84	3,00	2,73	3,31	3,17
Y	27,4	32,4	30,1	37,4	36,6	29,9	32,0	34,2	30,6	32,1	29,4	37,1	34,8
Yb	2,07	2,21	2,18	2,91	2,73	1,95	2,62	2,58	2,32	2,53	2,26	2,53	2,47
Lu	0,306	0,315	0,314	0,428	0,396	0,270	0,390	0,373	0,340	0,368	0,330	0,361	0,353
0 - 10% Cristaux													
Echantillon	POS09-102	POS09-104	POS09-042	POS09-091	POS09-092	POS09-060	POS09-001	POS10-069A	POS09-068	POS09-084	POS10-039	POS09-094	POS09-099
Texture	Aphyrique	Aphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique
%Ctx	<1	<1	3	3	3	4	5	5	6	6	6	8	8
Phase	3	3	5	2	3	3	5	5	3	3	5	3	3
Type	coulée	coulée	coulée	intrusion	intrusion	intrusion	coulée	projections	intrusion	intrusion	coulée	coulée	coulée
Li	8,88	7,91	17,5	11,4	17,3	17,2	1,25	15,8	11,5	7,67	17,6	7,62	8,25
Sc	12,1	13,0	3,05	27,4	0,51	1,39	25,1	0,769	8,90	28,5	1,97	27,0	23,1
V	289	209	102	336	10,3	30,2	466	29,4	183	302	100	292	257

TABLE F.2 – Suite

Cr	2,89	15,3	14	30	0,706	0,80	211	2,91	10,4	351	6,09	178	217
Co	32,2	27,9	12,2	44,4	0,577	1,76	47,4	2,11	20,0	52,8	8,17	52,8	41,6
Ni	8,55	10,6	10,2	63	0,104	0,259	128	2,14	10,5	158	4,43	141	100
Zn	118	118	112	103			131	84,1	105		110	119	118
Ga	22,6	22,0	26,6	20,9	25,5	24,4	21,6	24,5	23,8	21,6	27,5	20,9	21,4
Cs	1,26	0,978	2,52	0,424	2,34	2,39	0,825	2,00	0,633	0,784	2,60	0,790	1,23
Ba	644	574	927	390	1303	1083	541	1206	692	517	996	494	521
Rb	86,7	39,1	130	40,0	166	138	41,4	153	99,1	45,7	78,4	51,3	46,3
Th	10,9	8,69	22,6	6,01	22,3	22,8	9,38	24,9	17,7	8,97	23,7	8,40	8,94
U	2,72	2,07	6,10	1,55	5,35	5,59	2,46	6,52	5,23	2,24	6,43	2,24	2,40
Nb	94,8	86,4	132	64,9	156	170	79,3	134	116	80,2	154	81,1	81,8
Ta	5,42	4,69	7,41	3,94	8,58	10,0	4,62	5,99	6,65	4,60	9,61	5,01	4,96
La	73,6	64,6	93,9	46,9	118,1	110,6	62,5	79,7	87,6	62,7	93,0	61,2	65,0
Ce	136	130	155	90,7	180	185	124	114	162	118	163	117	124
Pr	18,5	15,6	17,7	11,6	21,2	22,4	14,7	10,9	17,7	15,7	19,3	15,1	15,8
Pb	3,97	5,05	13,7	3,83	10,4	9,82	3,57	13,1	8,83	3,89	13,4	4,12	5,72
Nd	70,8	59,9	58,2	45,9	63,1	73,5	56,5	30,0	62,4	60,5	64,9	57,8	61,1
Sr	1006	833	1054	563	296	672	780	294	840	813	1153	812	831
Sm	13,3	11,5	9,10	8,99	8,65	11,7	10,2	3,84	10,5	11,4	10,3	10,8	11,2
Zr	394	419	585	290	812	768	392	778	499	351	638	368	403
Hf	9,00	8,35	10,9	6,79	16,9	15,5	8,34	13,9	9,53	8,61	12,2	8,35	8,81
Eu	3,79	3,34	2,63	2,63	2,24	3,23	3,11	1,12	3,00	3,24	2,97	3,10	3,18
Gd	11,1	10,0	7,19	8,33	6,62	9,10	9,27	3,09	8,67	9,37	7,78	9,52	9,70
Tb	1,56	1,42	1,03	1,18	1,02	1,39	1,26	0,483	1,19	1,28	1,12	1,31	1,33
Dy	7,95	7,30	5,30	6,11	5,57	7,54	6,45	2,80	5,97	6,28	5,71	6,58	6,68
Ho	1,38	1,35	0,965	1,14	1,11	1,41	1,19	0,597	1,11	1,06	1,03	1,20	1,22
Er	3,44	3,40	2,56	2,90	3,27	3,90	3,03	1,85	2,87	2,50	2,63	3,05	3,10
Y	38,6	37,3	28,1	30,8	35,1	41,9	32,9	18,8	31,2	28,9	29,4	32,9	33,6
Yb	2,77	2,84	2,30	2,35	3,47	3,79	2,50	2,27	2,50	1,77	2,24	2,46	2,46
Lu	0,391	0,408	0,337	0,338	0,540	0,567	0,366	0,374	0,366	0,240	0,321	0,359	0,358
	0 - 10% Cristaux		10 - 20% Cristaux										
Echantillon	POS09-080	POS10-063	POS09-087	POS09-061	POS10-077	POS09-072	POS09-093	POS10-056	POS10-069B	POS09-009	POS10-081	POS09-103	POS09-100
Texture	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique
%Ctx	9	9	10	12	12	13	13	13	13	14	14	15	16
Phase	5	5	3	3	5	2	3	5	5	3	5	3	3
Type	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	projections	coulée	coulée	coulée	coulée
Li	21,0	8,84	5,79	6,88	12,2	9,87	5,88	5,00	7,65	12,2	7,93	9,17	6,94
Sc	10,2	17,2	33,8	28,2	11,7	13,9	25,2	16,6	20,8	22,9	23,8	20,9	27,8
V	113	218	290	356	213	187	363	231	291	189	293	263	259
Cr	248	406	411	120	21,1	112	40,0	34,3	220	241	344	129	313
Co	27,0	43,9	52,9	46,6	23,5	27,7	43,9	28,6	43,1	31,1	42,3	38,8	47,2
Ni	146	186	165	88,6	16,2	51,6	44,6	30,8	114	90,6	111	66,3	136
Zn	99,2	117		107	113	108	113	94,4	111	105	108	110	
Ga	23,9	21,0	17,4	21,1	24,1	22,3	22,6	20,1	21,8	19,4	21,5	22,0	19,0

TABLE F.2 – Suite

Cs	2,79	1,14	0,389	0,463	1,45	0,966	0,670	0,051	0,841	1,29	0,794	0,772	1,19
Ba	716	778	330	410	825	635	495	267	636	572	602	527	446
Rb	141,0	67,2	36,5	39,1	97,1	71,6	26,9	29,8	60,4	76,0	57,6	52,9	40,3
Th	22,8	11,2	4,56	5,47	14,1	10,3	8,05	11,1	8,11	10,5	7,63	8,22	6,25
U	6,28	2,67	1,11	1,44	3,69	2,70	2,85	2,89	2,13	2,71	1,99	2,09	1,58
Nb	93,9	118	44,8	59,1	108	92,4	83,4	89,0	81,9	71,9	76,9	72,8	63,0
Ta	3,48	7,73	2,51	3,47	5,49	5,17	4,94	5,71	4,70	4,65	4,94	4,23	3,60
La	70,6	80,6	32,7	43,9	76,6	70,2	58,1	63,3	59,5	60,3	56,9	55,6	47,7
Ce	99,5	143	66,0	92,6	142	122	107	110	106	115	101	110	96,0
Pr	9,53	18,6	8,26	11,6	15,6	15,3	14,1	14,5	14,6	13,3	14,1	13,2	12,2
Pb	12,2	6,07	2,54	3,37	8,48	6,57	4,04	3,26	4,76	6,37	4,45	5,07	2,75
Nd	30,3	67,8	32,8	46,4	55,9	55,9	54,3	53,9	56,1	50,1	54,8	50,9	47,7
Sr	414	946	469	636	811	751	813	469	800	679	771	744	680
Sm	4,93	11,7	6,76	9,06	9,90	9,79	10,0	9,45	10,5	9,26	10,4	9,48	9,37
Zr	575	384	215	299	541	383	308	320	325	380	315	369	301
Hf	11,1	8,57	4,97	6,87	9,85	8,05	7,45	7,45	7,55	7,64	7,46	7,91	7,02
Eu	1,46	3,32	2,01	2,77	2,88	2,86	2,94	2,64	3,07	2,70	3,03	2,89	2,72
Gd	4,38	9,27	6,21	8,43	8,49	8,96	9,00	7,56	8,78	8,22	8,66	8,56	8,06
Tb	0,630	1,31	0,922	1,19	1,18	1,26	1,22	1,05	1,23	1,19	1,22	1,20	1,16
Dy	3,36	6,77	5,00	6,21	6,01	6,49	6,10	5,47	6,38	6,37	6,34	6,14	6,02
Ho	0,649	1,24	0,930	1,14	1,11	1,22	1,10	0,989	1,15	1,21	1,14	1,12	1,11
Er	1,83	3,11	2,38	2,88	2,84	3,18	2,74	2,50	2,82	3,20	2,78	2,82	2,77
Y	19,7	34,2	25,5	31,1	31,4	34,6	30,1	26,5	31,5	34,5	30,9	30,8	29,6
Yb	1,92	2,58	2,01	2,34	2,46	2,69	2,07	2,10	2,20	2,81	2,17	2,31	2,20
Lu	0,308	0,371	0,288	0,336	0,357	0,403	0,303	0,299	0,312	0,415	0,309	0,335	0,314
20 - 30% Cristaux													
Echantillon	POS09-105	POS09-026	POS09-035	POS09-058	POS09-062	POS09-079	POS09-006	POS09-065	POS09-083	POS09-096	POS10-059	POS09-077	POS09-011
Texture	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique
%Ctx	18	20	20	20	20	21	23	23	23	23	23	25	26
Phase	5	5	2	3	3	4	3	3	3	3	5	3	4
Type	intrusion	intrusion	intrusion	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée
Li	7,73	10,4	7,06	6,17	5,57	7,43	5,87	6,77	5,13	5,91	14,4	6,61	4,95
Sc	21,3	21,4	29,3	32,0	38,2	26,9	37,1	24,8	36,8	36,7	3,48	37,2	49,0
V	301	214	309	297	312	311	369	347	288	289	102	295	309
Cr	233	354	220	463	480	261	248	215	735	566	4,26	506	699
Co	41,7	39,8	47,9	57,0	64,5	48,1	54,0	52,6	71,7	60,1	9,72	53,8	59,4
Ni	98	155	121	214	235	121	118	138	341	230	4,31	188	225
Zn	111	107	96,1	109	102	111	103	121	97,8	97,3	106	95,1	86,1
Ga	22,1	21,4	18,8	19,0	17,0	19,7	19,7	22,1	15,7	17,6	25,6	16,7	15,6
Cs	0,867	1,22	0,667	0,542	0,444	1,21	0,644	0,624	0,556	0,454	2,36	2,78	0,937
Ba	596	628	411	394	325	554	341	459	236	303	861	348	267
Rb	57,9	76,6	44,6	33,6	34,1	88,3	35,0	43,2	25,9	21,6	97,2	27,0	17,4
Th	8,03	12,2	5,24	5,58	4,53	7,23	4,82	6,67	3,87	4,34	20,0	4,99	3,29
U	2,15	3,13	1,30	1,44	1,07	1,74	1,19	1,68	0,855	1,15	5,69	1,25	0,776

TABLE F.2 – Suite

Nb	81,7	81,3	57,2	56,6	46,1	64,2	48,5	67,9	40,1	46,5	143	50,0	35,5
Ta	5,12	5,41	3,41	3,31	2,70	4,35	2,85	3,97	2,39	2,88	8,34	3,05	2,10
La	60,3	70,4	38,9	43,5	35,2	54,2	37,4	49,4	29,6	35,9	85,8	37,8	27,1
Ce	114	130	74,8	90,2	72,4	108	78,5	102	62,9	75,3	162	74,9	56,2
Pr	14,7	14,8	9,05	11,3	9,11	13,2	10,1	12,8	7,88	9,83	18,2	9,40	7,07
Pb	5,01	7,17	3,84	3,32	2,62	4,08	3,08	3,50	2,14	2,41	11,5	3,32	1,94
Nd	56,3	54,2	35,3	45,2	37,3	51,8	41,0	51,1	31,7	39,9	62,8	37,0	28,7
Sr	821	810	576	649	516	791	600	685	493	527	893	613	398
Sm	10,5	9,60	7,01	8,97	7,49	9,84	8,46	9,98	6,45	8,13	10,2	7,35	6,10
Zr	359	420	234	280	234	298	254	331	203	239	664	230	189
Hf	7,89	8,40	5,47	6,55	5,75	6,66	6,19	7,62	4,95	5,86	13,5	5,46	4,71
Eu	3,06	2,82	2,10	2,73	2,31	2,91	2,57	3,01	1,99	2,38	2,93	2,17	1,89
Gd	9,40	8,07	6,72	6,44	7,01	8,57	7,87	8,99	6,05	7,48	8,05	6,93	5,88
Tb	1,30	1,14	0,963	1,13	0,982	1,21	1,12	1,23	0,865	1,03	1,17	0,975	0,856
Dy	6,50	5,83	5,11	5,71	5,01	6,19	5,83	6,10	4,48	5,23	6,18	5,10	4,53
Ho	1,17	1,05	0,968	1,02	0,888	1,12	1,06	1,07	0,809	0,932	1,16	0,943	0,831
Er	2,94	2,70	2,53	2,48	2,18	2,82	2,63	2,58	2,01	2,28	3,08	2,41	2,07
Y	32,2	29,8	26,8	27,4	23,8	30,7	28,6	28,9	22,0	25,2	33,3	25,7	22,4
Yb	2,28	2,22	2,14	1,89	1,68	2,24	2,09	1,93	1,60	1,73	2,79	1,96	1,67
Lu	0,325	0,319	0,316	0,269	0,245	0,318	0,305	0,274	0,236	0,243	0,419	0,282	0,248
	20 - 30% Cristaux						> 30% Cristaux						
Echantillon	POS09-064	POS09-088	POS10-013	POS09-071	POS09-074	POS09-076	POS10-012	POS10-075	POS09-063	POS09-075	POS09-073	POS09-097	POS09-005
Texture	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique
%Ctx	26	26	26	28	28	28	28	28	30	30	31	31	33
Phase	3	3	5	2	5	3	5	3	3	5	2	3	3
Type	coulée	coulée	projections	coulée	coulée	coulée	projections	coulée	coulée	intrusion	coulée	coulée	coulée
Li	4,88	4,91	8,69	5,75	6,12	6,48	5,52	7,73	5,38	7,69	6,84	5,67	4,23
Sc	36,9	41,9	21,9	33,0	32,1	32,6	24,9	25,3	39,7	26,2	34,0	36,8	54,4
V	282	284	237	297	296	293	247	326	300	283	325	357	311
Cr	644	783	438	546	462	328	657	170	544	374	450	428	785
Co	72,3	56,0	44,7	56,9	57,1	46,7	55,2	53,2	69,6	55,7	57,6	61,5	60,0
Ni	328	263	158	238	213	121	254	94,1	288	177	220	192	206
Zn		82,9	107	93,9	110	96,6	103	125	101		100	105	78,6
Ga	17,0	15,3	20,2	17,5	19,0	18,7	18,8	22,4	16,3	21,6	17,7	18,8	14,7
Cs	0,413	0,369	0,893	1,30	0,560	0,770	0,778	0,676	0,467	0,729	1,41	0,441	0,430
Ba	303	259	519	286	391	415	495	488	282	527	317	324	221
Rb	31,6	24,6	58,9	21,0	33,7	43,5	44,4	47,4	34,0	44,6	41,7	29,7	27,3
Th	4,67	3,48	9,28	4,02	5,59	5,94	7,49	7,79	4,17	8,21	4,45	5,39	2,79
U	1,18	0,843	2,32	1,05	1,45	1,45	1,91	2,07	0,98	2,06	1,12	1,38	0,677
Nb	46,9	32,4	79,6	41,4	57,4	56,6	68,0	74,6	42,4	78,1	45,3	49,9	28,4
Ta	2,70	2,16	4,51	2,53	3,32	3,30	4,12	4,35	2,47	4,46	2,79	2,93	1,69
La	35,1	27,3	58,6	32,6	43,3	43,2	51,7	57,0	31,7	59,2	34,7	42,3	23,0
Ce	72,9	58,4	113	66,2	90,2	85,6	90,1	104	66,9	115	70,9	85,1	51,0
Pr	9,23	7,21	13,2	8,46	11,2	10,6	12,2	14,9	8,42	15,3	9,04	11,1	6,58

TABLE F.2 – Suite

Pb	2,08	2,28	5,36	2,86	3,30	3,73	4,00	4,10	2,43	4,40	3,00	3,05	1,84
Nd	37,2	29,2	49,7	33,8	45,9	41,6	47,0	59,2	34,0	60,2	36,4	44,7	27,2
Sr	504	457	688	529	646	667	662	792	475	827	578	617	395
Sm	7,63	6,12	9,38	6,83	8,94	8,11	8,84	11,5	7,07	11,7	7,40	8,98	5,96
Zr	238	191	391	210	280	256	294	331	218	337	220	231	167
Hf	5,81	4,58	7,73	5,02	6,55	5,89	7,00	8,48	5,39	8,43	5,35	5,86	4,34
Eu	2,24	1,86	2,70	2,04	2,75	2,50	2,60	3,34	2,12	3,35	2,19	2,60	1,81
Gd	6,73	5,79	8,19	6,48	9,96	7,49	7,57	9,54	6,53	9,60	6,94	8,21	5,65
Tb	0,944	0,840	1,14	0,920	1,14	1,07	1,07	1,30	0,916	1,34	0,982	1,13	0,818
Dy	4,75	4,53	5,81	4,84	5,72	5,57	5,56	6,44	4,70	6,47	5,13	5,68	4,28
Ho	0,815	0,838	1,06	0,900	1,01	1,02	1,00	1,09	0,837	1,09	0,951	1,01	0,781
Er	1,93	2,12	2,65	2,30	2,47	2,59	2,47	2,51	2,03	2,53	2,42	2,47	1,94
Y	21,9	22,9	29,0	24,6	27,5	28,0	27,5	29,3	22,4	29,5	25,7	27,1	20,9
Yb	1,37	1,74	2,17	1,88	1,88	2,14	1,95	1,75	1,56	1,73	1,97	1,86	1,54
Lu	0,190	0,251	0,316	0,271	0,271	0,314	0,292	0,242	0,229	0,231	0,281	0,256	0,226
> 30% Cristaux													
Echantillon	POS09-069	POS09-038	POS09-101	POS09-067	POS09-086	POS09-002	POS09-012						
Texture	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique						
%Ctx	33	36	38	39	40	43	50						
Phase	3	3	3	3	3	4	4						
Type	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	coulée	intrusion						
Li	4,40	4,93	5,80	5,51	5,19	4,46	5,38						
Sc	52,1	47,6	41,2	41,4	46,2	49,3	38,1						
V	348	298	298	302	268	222	228						
Cr	474	771	582	597	825	1029	940						
Co	61,8	60,7	60,8	66,8	60,7	66,7	74,7						
Ni	203	268	218	268	261	360	410						
Zn	85,2	83,7	94,2	98,9	86,3	73,7	-						
Ga	15,8	15,1	16,2	16,3	15,2	11,3	14,6						
Cs	0,412	0,795	1,68	0,446	0,378	0,126	0,412						
Ba	284	259	257	261	245	164	248						
Rb	22,7	18,1	11,2	26,4	24,5	14,6	24,6						
Th	4,03	3,74	3,77	3,99	3,72	2,46	4,18						
U	1,00	0,907	1,08	0,965	0,864	0,548	1,13						
Nb	42,2	37,5	38,9	41,1	37,4	25,8	44,3						
Ta	2,68	2,32	2,39	2,43	2,22	1,58	2,56						
La	30,8	29,4	29,4	31,0	28,2	20,8	34,2						
Ce	64,7	61,8	61,8	66,8	59,9	41,4	70,8						
Pr	8,34	8,02	8,00	8,49	7,36	5,29	8,82						
Pb	2,16	2,37	2,47	1,87	2,30	1,66	2,18						
Nd	33,4	32,4	32,7	34,6	29,4	20,7	34,9						
Sr	413	418	455	434	412	269	597						
Sm	6,81	6,69	6,89	7,25	6,18	4,36	6,84						
Zr	205	212	225	225	193	135	216						

TABLE F.2 – Suite

Hf	5,30	5,12	5,50	5,87	4,69	3,31	5,03
Eu	2,00	1,96	2,03	2,17	1,89	1,31	2,02
Gd	6,32	6,26	6,59	6,62	5,87	4,29	6,34
Tb	0,870	0,880	0,934	0,921	0,854	0,621	0,874
Dy	4,43	4,50	4,86	4,55	4,47	3,32	4,34
Ho	0,793	0,820	0,885	0,788	0,822	0,618	0,765
Er	1,95	2,02	2,20	1,86	2,05	1,56	1,84
Y	21,3	21,9	23,9	20,9	22,2	16,8	20,5
Yb	1,52	1,59	1,72	1,34	1,65	1,30	1,37
Lu	0,215	0,222	0,241	0,191	0,242	0,184	0,200

Bibliographie

- Albarède, F. (1992). How Deep Do Common Basaltic Magmas Form and Differentiate? Journal of Geophysical Research *97*(B7), 10 997–11 009.
- Arth, J. G., F. Barker, Z. E. Peterman, and I. Friedman (1978). Geochemistry of the Gabbro-Diorite-Tonalite-Trondhjemite Suite of southwest Finland and its Implications for the Origin of Tonalitic and Trondhjemitic Magmas. Journal of Petrology *19*(2), 289–316.
- Baker, M. B., M. M. Hirschmann, M. S. Ghiorso, and E. M. Stolper (1995). Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. Nature *375*(6529), 308–311.
- Baker, M. B. and E. M. Stolper (1994). Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. Geochimica et Cosmochimica Acta *58*(13), 2811–2827.
- Bellair, P. (1963). Niveaux marins anciens des îles Crozet et Kerguelen. Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences *256*(12), 2643–2645.
- Ben Othman, D., W. M. White, and J. Patchett (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. Earth and Planetary Science Letters *94*(1-2), 1–21.
- Bender, J., F. Hodges, and A. Bence (1978). Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area : experimental study from 0 to 15 kbars. Earth and Planetary Science Letters *41*(3), 277–302.
- Berndt, J., J. Koepke, and F. Holtz (2005). An Experimental Investigation of the Influence of Water and Oxygen Fugacity on Differentiation of MORB at 200 MPa. Journal of Petrology *46*(1), 135–167.
- Berthois, L. (1953). Contribution to the lithological study of the Azores archipelago. Comunicaoes dos Serviços Geológicos de Portugal *24*, 29–198.
- Bézos, A. (2003). Etude des éléments lithophiles et fortement sidérophiles (Pd, Pt, Ru et Ir) dans les basaltes des dorsales océaniques. Ph. D. thesis, Université de Paris 7 Denis Diderot, France.
- Bézos, A. (2011). personal communication.
- Bézos, A., S. Escrig, C. H. Langmuir, P. J. Michael, and P. D. Asimow (2009). Origins of chemical diversity of back-arc basin basalts : A segment-scale study of the Eastern Lau Spreading Center. Journal of Geophysical Research *114*(B6), B06212.
- Birck, J. L. (1986). Precision K-Rb-Sr isotopic analysis : Application to Rb-Sr chronology. Chemical Geology *56*(1-2), 73–83.

- Boudon, G. and J. Nougier (1982). Preliminary volcanological study of the western group of the Crozet archipelago (TAAF), austral Indian Ocean. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences série II 295(10), 895–900.
- Campbell, I. and R. Griffith (1990). Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. Earth and Planetary Science Letters 99, 79–93.
- Camps, P., B. Henry, M. Prévot, and L. Faynot (2001). Geomagnetic paleosecular variation recorded in Plio-Pleistocene volcanic rocks from Possession Island (Crozet Archipelago, southern Indian Ocean). Journal of Geophysical Research 106(B2), 1961–1971.
- Canil, D. (2002). Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments : Archean to present. Earth and Planetary Science Letters 195(1-2), 75–90.
- Canil, D. (2004). Mildly incompatible elements in peridotites and the origins of mantle lithosphere. Lithos 77(1-4), 375–393.
- Canil, D. and Y. Fedortchouk (2000). Clinopyroxene-liquid partitioning for vanadium and the oxygen fugacity during formation of cratonic and oceanic mantle lithosphere. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 105(B11), 26003–26016.
- Canat, M., D. Sauter, A. Bézous, C. Meyzen, E. Humler, and M. Le Rigoleur (2008). Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. Geochemistry Geophysics Geosystems 9.
- Cantagrel, J., J. Lameyre, and J. Nougier (1980). Volcanologie et géochronologie d'une île volcanique, île de l'Est (archipel de Crozet). In 26e Congrès International de Géologie, pp. 27.
- Cassinol, C. and P. Gillot (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating : experimental groundwork and applications, pp. 159–179. G.S. Odin (Editor), John Wiley and Sons.
- Cazenave, A., B. Lago, K. Dominh, and K. Lambec (1980). On the response of the ocean lithosphere to seamounts loads from GEOS 3 satellite altimeter observations. Geophysical Journal Royal Astronomical Society 631, 233–252.
- Charvis, P. and S. Operto (1999). Structure of the Cretaceous Kerguelen Volcanic Province (southern Indian Ocean) from wide-angle seismic data. Journal of Geodynamics 28(1), 51–71.
- Charvis, P., M. Recq, S. Operto, and D. BREFORT (1995). Deep-structure of the northern Kerguelen plateau and hotspot-related activity. Geophysical Journal International 122(3), 899–924.
- Chauvel, C., S. Bureau, and C. Poggi (2011). Comprehensive chemical and isotopic analyses of basalt and sediment reference materials. Geostandards and Geoanalytical Research 35(1), 125–143.
- Chauvel, C., A. W. Hofmann, and P. Vidal (1992). Himu-EM : The French Polynesian connection. Earth and Planetary Science Letters 110, 99–119.
- Chevallier, L. (1980). Carte géologique au 1 :50 000. Archipel de Crozet, Ile de la Possession. Comité National Français de Recherche Antarctique, 16.

- Chevallier, L. and J. Nougier (1981). Première étude volcano-structurale de l'île de la Possession, Iles Crozet (TAAF), Océan Indien Austral. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 363–368.
- Chevallier, L., J. Nougier, and J. Cantagrel (1983). Volcanology of Possession island, Crozet archipelago (TAAF). In Antarctic Earth Sciences, 4th international Symposium, Cambridge, pp. 652–658.
- Cohen, R. and R. O'Nions (1982). Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. Earth and Planetary Science Letters 61(1), 73–84.
- Coltorti, M., C. Bonadiman, R. W. Hinton, F. Siena, and B. G. J. Upton (1999). Carbonatite Metasomatism of the Oceanic Upper Mantle : Evidence from Clinopyroxenes and Glasses in Ultramafic Xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. Journal of Petrology 40(1), 133–165.
- Cotten, J., A. Le Dez, M. Bau, M. Caroff, R. Maury, P. Dulski, S. Fourcade, M. Bohn, and R. Brousse (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts : Evidence from French Polynesia. Chemical Geology 119(1-4), 115–138.
- Courtillot, V., A. Davaille, J. Besse, and J. Stock (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters 205, 295–308.
- Courtney, R. and M. Recq (1986). Anomalous heat flow near the Crozet Plateau and mantle convection. Earth and Planetary Science Letters 79(3-4), 373–384.
- Dalwood, R., A. B. Watts, C. Pierce, J. Collier, and P. Canales (1997). Constraints on the deep structure on intra-plate oceanic islands from gravity and seismic modelling. In EUG, Terra Abstracts, pp. 49.
- Dasgupta, R., M. M. Hirschmann, and N. Dellas (2005). The effect of bulk composition on the solidus of carbonated eclogite from partial melting experiments at 3 GPa. Contributions to Mineralogy and Petrology 149, 288–305.
- Dasgupta, R., M. M. Hirschmann, and N. D. Smith (2007). Partial Melting Experiments of Peridotite + CO₂ at 3 GPa and Genesis of Alkalic Ocean Island Basalts. Journal of Petrology 48(11), 2093–2124.
- Dasgupta, R., M. M. Hirschmann, and K. Stalker (2006). Immiscible Transition from Carbonate-rich to Silicate-rich Melts in the 3GPa Melting Interval of Eclogite + CO₂ and Genesis of Silica-undersaturated Ocean Island Lavas. Journal of Petrology 47(4), 647–671.
- Dasgupta, R., M. M. Hirschmann, and A. C. Withers (2004). Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions. Earth and Planetary Science Letters 227(1-2), 73–85.
- Dasgupta, R., M. Jackson, and C. Lee (2010). Major element chemistry of ocean island basalts-conditions of mantle melting and heterogeneity of mantle source. Earth and Planetary Science Letters 289(3-4), 377–392.
- Diraison, C. (1991). Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Téphrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique Central. Ph. D. thesis, Université de Bretagne Occidentale, France.

- Dixon, J. E., D. A. Clague, P. Wallace, and R. Poreda (1997). Volatiles in Alkalic Basalts from the North Arch Volcanic Field, Hawaii : Extensive Degassing of Deep Submarine-erupted Alkalic Series Lavas. Journal of Petrology 38(7), 911–939.
- Donnelly, K. E., S. L. Goldstein, C. H. Langmuir, and M. Spiegelman (2004). Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. Earth and Planetary Science Letters 226(3-4), 347–366.
- Doucet, S., D. Weis, J. S. Scoates, V. Debaille, and A. Giret (2004). Geochemical and Hf-Pb-Sr-Nd isotopic constraints on the origin of the Amsterdam-St. Paul (Indian Ocean) hotspot basalts. Earth and Planetary Science Letters 218(1-2), 179–195.
- Drummond, M. S. and M. J. Defant (1990). A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 95(B13), 21503–21521.
- Duncan, R. (1991). Age distribution of volcanism along aseismic ridges in the eastern Indian ocean. In Proceedings of the Ocean Drilling Program - Scientific results, Volume 121, pp. 507–517. College Station, TX (Ocean Drilling Program) - J. Weissel, J. Pierce, E. Taylor, J. Alt (eds).
- Dupré, B. and C. Allègre (1993). Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. Nature 303, 142–146.
- Eggins, S., J. Woodhead, L. Kinsley, G. Mortimer, P. Sylvester, M. McCulloch, J. Hergt, and M. Handler (1997). A simple method for the precise determination of 40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardisation. Chemical Geology 134(4), 311–326.
- Eggins, S. M. (2003). Laser Ablation ICP-MS Analysis of Geological Materials Prepared as Lithium Borate Glasses. Geostandards Newsletter 27(2), 147–162.
- Eisele, J., M. Sharma, S. J. Galer, J. Blichert-Toft, C. W. Devey, and A. W. Hofmann (2002). The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. Earth and Planetary Science Letters 196(3-4), 197–212.
- Escrig, S., A. Bézos, S. L. Goldstein, C. H. Langmuir, and P. J. Michael (2009). Mantle source variations beneath the Eastern Lau Spreading Center and the nature of subduction components in the Lau basin-Tonga arc system. Geochemistry Geophysics Geosystems 10.
- Etoubleau, J., P. Cambon, H. Bougault, and J.-L. Joron (1999). Precise Quantitative Determination of Niobium at Low Level Concentrations in Geological Samples by WD-XRF. Geostandards Newsletter 23(2), 187–195.
- Fairbridge, R. (1961). Eustatic changes in sea level. Physics and Chemistry of the Earth 4, 99–185.
- Falloon, T. J., L. V. Danyushevsky, and D. H. Green (2001). Peridotite Melting at 1 GPa : Reversal Experiments on Partial Melt Compositions Produced by Peridotite-Basalt Sandwich Experiments. Journal of Petrology 42(12), 2363–2390.
- Falloon, T. J., D. H. Green, L. V. Danyushevsky, and U. H. Faul (1999). Peridotite Melting at 1.0 and 1.5 GPa : an Experimental Evaluation of Techniques using Diamond Aggregates and Mineral Mixes for Determination of Near-solidus Melts. Journal of Petrology 40(9), 1343–1375.

- Farnetani, C., B. Legras, and P. Tackley (2002). Mixing and deformations in mantle plumes. Earth and Planetary Science Letters 196(1-2), 1–15.
- Feig, S., J. Koepke, and J. Snow (2006). Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria : an experimental study under oxidizing conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology 152, 611–638.
- Feigenson, M., L. L. Bolge, M. J. Carr, and C. T. Herzberg (2003). REE inverse modeling of HSDP2 basalts : Evidence for multiple sources in the Hawaiian plume. Geochemistry Geophysics Geosystems 4(8706), 25 pp.
- Fujii, T. and I. Kushiro (1977). Density, viscosity and compressibility of basaltic liquid at high pressures. In Year Book, Volume 76, pp. 419–424. Carnegie Institution, Washington.
- Gaffney, A., B. K. Nelson, and J. Blichert-Toft (2005). Melting in the Hawaiian plume at 1-2 Ma as recorded at Maui Nui : The role of eclogite, peridotite, and source mixing. Geochemistry Geophysics Geosystems 6, 30 pp.
- Gale, A., S. Escrig, E. J. Gier, C. H. Langmuir, and S. L. Goldstein (2011). Enriched basalts at segment centers : The Lucky Strike (37°17'N) and Menez Gwen (37°50'N) segments of the Mid-Atlantic Ridge. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12(6), 26 pp.
- Galer, S. and R. O’Nions (1985). Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection. Nature 316, 778–782.
- Garbe-Schönberg, C. (1993). Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS. Geostandards Newsletter 17(1), 81–97.
- García de Madinabeitia, S., M. S. Lorda, and J. G. Ibarra (2008). Simultaneous determination of major to ultratrace elements in geological samples by fusion-dissolution and inductively coupled plasma mass spectrometry techniques. Analytica Chimica Acta 625(2), 117–130.
- Garner, E., T. Murphy, J. Gramlich, P. Paulsen, and I. Barnes (1975). Absolute isotopic abundance ratios and atomic weight of a reference sample of Potassium. Journal of Research of the National Bureau of Standards Section A-Physics and Chemistry 79(6), 713–725.
- Gee, L. and R. Sack (1988). Experimental Petrology of Melilite Nephelinites. Journal of Petrology 29(2), 1233–1255.
- Gerbode, C. and R. Dasgupta (2010). Carbonate-fluxed Melting of MORB-like Pyroxenite at 2.9 GPa and Genesis of HIMU Ocean Island Basalts. Journal of Petrology 51(10), 2067–2088.
- Gillot, P.-Y. and Y. Cornette (1986). The Cassinoli technique for Potassium-Argon dating, precision and accuracy : Examples from the Late Pleistocene to Recent volcanics from southern Italy. Chemical Geology 59(0), 205–222.
- Gillot, P.-Y., A. Hildenbrand, J.-C. Lefèvre, and C. Albore-Livadie (2006). The K/Ar dating method : principle, analytical techniques, and application to Holocene volcanic eruptions in southern Italy. Acta Vulcanologica 18, 55–66.

- Gillot, P.-Y. and P. Nativel (1982). K-Ar Chronology Of The Ultimate Activity Of Piton Des Neiges Volcano, Réunion. Journal of Volcanology and Geothermal Research **13**, 131–146.
- Giret, A. (1987). Géologie des Terres australes françaises. Bulletin CNFRA **58**, 17–41.
- Giret, A., S. Tourpin, S. Marc, O. Verdier, and J. Cottin (2002). Penguins Island, Crozet archipelago, volcanic evidence for a heterogeneous mantle in the southern Indian Ocean. Comptes Rendus Géosciences de l'Académie des Sciences de Paris **334**(7), 481–488.
- Giret, A., D. Weis, X. Zhou, J.-Y. Cottin, and S. Tourpin (2003). Géologie des îles Crozet. Géologues **137**, 15–237.
- Goslin, J. and M. Diament (1987). Mechanical and thermal isostatic response of the Del Cano Rise and Crozet Bank (southern Indian Ocean) from altimetry data. Earth and Planetary Science Letters **84**(2-3), 285–294.
- Goslin, J. and P. Patriat (1984). Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridges in the Indian Ocean. Tectonophysics **101**(3-4), 221–244.
- Goslin, J., M. Recq, and R. Schlich (1981). Structure profonde du plateau de Madagascar : Relations avec le plateau de Crozet. Tectonophysics **76**(1-2), 75–97.
- Green, D. (1969). The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle. Tectonophysics **7**(5-6), 409–422.
- Green, D. and A. Ringwood (1967a). The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. Earth and Planetary Science Letters **3**, 151–160.
- Green, D. H. and T. J. Falloon (1998). Pyrolite : A Ringwood concept and its current expression. In The Earth's Mantle : Composition, Structure, and Evolution, pp. 311–378. Jackson, I., Cambridge University Press.
- Green, D. H. and A. E. Ringwood (1967b). The genesis of basaltic magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology **15**, 103–190.
- Gudmundsson, A. and S. L. Philipp (2006). How local stress fields prevent volcanic eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research **158**(3-4), 257–268.
- Gunn, B., E. Abranson, N. Watkins, and J. Nougier (1972). Petrology and geochemistry of îles crozet : a summary. In Antarctic Geology and Geophysics, Volume 84, pp. 825–829. R.J. Adie, Universitets Forlaget, Oslo.
- Gunn, B., R. Coy-Yll, N. Watkins, C. Abranson, and J. Nougier (1970). Geochemistry of an Oceanite-ankaramite-basalt suite from East island, Crozet archipelago. Contributions to Mineralogy and Petrology **28**, 319–339.
- Haase, K. M. (1996). The relationship between the age of the lithosphere and the composition of oceanic magmas : Constraints on partial melting, mantle sources and the thermal structure of the plates. Earth and Planetary Science Letters **144**(1-2), 75–92.

- Hack, P. J., R. L. Nielsen, and A. Johnston (1994). Experimentally determined rare-earth element and Y partitioning behavior between clinopyroxene and basaltic liquids at pressures up to 20 kbar. Chemical Geology 117(1-4), 89–105.
- Hamilton, D. L., C. W. Burnham, and E. F. Osborn (1964). The Solubility of Water and Effects of Oxygen Fugacity and Water Content on Crystallization in Mafic Magmas. Journal of Petrology 5(1), 21–39.
- Hammouda, T. (2003). High-pressure melting of carbonated eclogite and experimental constraints on carbon recycling and storage in the mantle. Earth and Planetary Science Letters 214(1-2), 357–368.
- Harris, R. N. and M. K. McNutt (2007). Heat flow on hot spot swells : Evidence for fluid flow. Journal of Geophysical Research 112(B3), B03407.
- Harrison, T. and E. Watson (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis : Equilibrium and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta 48(7), 1467–1477.
- Hart, S. (1988). Heterogeneous mantle domains : signatures, genesis and mixing chronologies. Earth and Planetary Science Letters 90(3), 273–296.
- Hart, S. and E. H. Hauri (1992). Mantle plumes and entrainment : Isotopic evidence. Science 256, 517–520.
- Hart, S. R. (1984). A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. Nature 309, 273–296.
- Hauri, E. H. (1996). Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. Nature 382, 415–419.
- Hauri, E. H. and S. R. Hart (1993). ReOs isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. Earth and Planetary Science Letters 114(2-3), 353–371.
- Hedge, C., N. Watkins, R. Hildreth, and W. Doering (1973). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in basalts from islands in the Indian Ocean. Earth and Planetary Science Letters 21(1), 29–34.
- Herzberg, C. and M. J. O'Hara (2002). Plume-Associated Ultramafic Magmas of Phanerozoic Age. Journal of Petrology 43(10), 1857–1883.
- Hirose, K. (1997). Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO₂ in alkali-basalt magma generation. Geophysical Research Letters 24(22), 2837–2840.
- Hirose, K. and I. Kushiro (1993). Partial melting of dry peridotites at high pressures : Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. Earth and Planetary Science Letters 114(4), 477–489.
- Hirschmann, M. (2000). Mantle solidus : Experimental constraints and the effects of peridotite composition. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 1(10).
- Hirschmann, M., T. Kogiso, M. Baker, and E. Stolper (2003). Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. Geology 31(6), 481–484.
- Hofmann, A., K. Jochum, M. Seufert, and W. White (1986). Nb and Pb in oceanic basalts : new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters 79(1-2), 33–45.

- Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 90(3), 297–314.
- Hofmann, A. W. and M. D. Feigenson (1983). Case studies on the origin of basalt. Contributions to Mineralogy and Petrology 84, 382–389.
- Hofmann, A. W. and W. M. White (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 57(2), 421–436.
- Holloway, J. R. and C. W. Burnham (1972). Melting Relations of Basalt with Equilibrium Water Pressure Less Than Total Pressure. Journal of Petrology 13(1), 1–29.
- Huang, S. and F. A. Frey (2005). Recycled oceanic crust in the Hawaiian Plume : evidence from temporal geochemical variations within the Koolau Shield. Contributions to Mineralogy and Petrology 149, 556–575. 10.1007/s00410-005-0664-9.
- Humayun, M., L. Qin, and M. D. Norman (2004). Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii. Science 306, 91–94.
- Humphreys, E. R. and Y. Niu (2009). On the composition of ocean island basalts (OIB) : The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. Lithos 112(1-2), 118–136.
- Institut Géographique National (1977). Carte de reconnaissance des îlots des Apôtres (Archipel de Crozet) - Echelle : 1/100.000. collections «Essai». Paris, France.
- Ito, K. and G. C. Kennedy (1967). Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbar. American Journal of Science 265, 519–538.
- Jackson, M. G. and R. Dasgupta (2008). Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters 276(1-2), 175–186.
- Janin, M. (2010). Le plateau Amsterdam - St Paul : caractérisation du point chaud éponyme et évolution de son interaction avec la dorsale Sud-est indienne. Ph. D. thesis, Université de Bretagne Occidentale - Brest, Université Européenne de Bretagne, France.
- Janin, M., C. Hémond, M. Maia, N. P., E. Ponzevera, and K. T. M. Johnson (2012). Amsterdam-St. Paul plateau : a complex hotspot/DUPAL-flavored MORB interaction. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 13(Q09016), 1–26.
- Jochum, K., H. Seufert, and M. Thirlwall (1990). High-sensitivity Nb analysis by spark-source mass spectrometry (SSMS) and calibration of XRF Nb and Zr. Chemical Geology 81(1-2), 1–16.
- Johnson, K., H. Dick, and N. Shimizu (1990). Melting in the oceanic upper mantle : An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 95(B3), 2661–2678.
- Juteau, T. and R. Maury (1997). Géologie de la croûte océanique - Pétrologie et dynamique endogènes. Masson (eds), Paris. 367 pp.

- Kawabata, H., T. Hanyu, Q. Chang, J.-I. Kimura, A. R. L. Nichols, and Y. Tatsumi (2011). The Petrology and Geochemistry of St. Helena Alkali Basalts : Evaluation of the Oceanic Crust-recycling Model for HIMU OIB. Journal of Petrology 52(4), 791–838.
- Kawamoto, T. and J. Holloway (1997). Melting temperature and partial melt chemistry of H₂O-saturated mantle peridotite to 11 GPa. Science 276(5310), 240–244.
- Kellog, L., B. Hager, and R. Van der Hilst (1999). Compositional stratification in the deep mantle. Science 283, 1881–1884.
- Keshav, S., G. H. Gudfinnsson, G. Sen, and Y. Fei (2004). High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts. Earth and Planetary Science Letters 223(3-4), 365–379.
- Kinzler, R. J. (1997). Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition : Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. Journal of Geophysical Research 102(B1), 853–874.
- Klein, E. M. and C. H. Langmuir (1987). Global Correlations of Ocean Ridge Basalt Chemistry with Axial Depth and Crustal Thickness. Journal of Geophysical Research 92(B8), 8089–8115.
- Kogarko, L., G. Kurat, and T. Ntaflos (2001). Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil. Contributions to Mineralogy and Petrology 140, 577–587.
- Kogiso, T., K. Hirose, and E. Takahashi (1998). Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt : application to the genesis of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters 162(1-4), 45–61.
- Kogiso, T. and M. Hirschmann (2001). Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. Contributions to Mineralogy and Petrology 142, 347–360.
- Kogiso, T. and M. Hirschmann (2006). Partial melting experiments of bimineraleclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters 249(3-4), 188–199.
- Kogiso, T., M. M. Hirschmann, and D. J. Frost (2003). High-pressure partial melting of garnet pyroxenite : possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters 216(4), 603–617.
- Krishna, K. S., L. Michael, R. Bhattacharyya, and T. J. Majumdar (2009). Geoid and gravity anomaly data of conjugate regions of Bay of Bengal and Enderby Basin : New constraints on breakup and early spreading history between India and Antarctica. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 114(B3), 21 pp.
- Kushiro, I. (1968). Compositions of Magmas Formed by Partial Zone Melting of the Earth's Upper Mantle. Journal of Geophysical Research 73(2), 619–634.
- Kushiro, I. (1974). On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis ; regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene, and silica minerals. American Journal of Science 275, 411–431.

- Kushiro, I. (1996). Partial melting of fertile mantle peridotite at high pressures : an experimental study using aggregates of diamond. In Earth Processes : Reading the Isotopic Code, Volume 95 of Geophysical Monograph, pp. 109–122. S. R. Hart and A. Basu.
- Lacroix, A. (1940). Les laves des volcans inactifs des archipels marion et crozet. In Mémoires du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, Volume 14, pp. 47–62.
- Lameyre, J. and J. Nougier (1977). Geology of the ile de l'est, crozet archipelago (t.a.a.f.). In SCAR/IUGS Symposium of Madison, pp. 1–9.
- Lameyre, J. and J. Nougier (1982). Geology of the ile de l'est, crozet archipelago (t.a.a.f.). In Antarctic Geoscience, pp. 767–770. Craddock C., University of Wisconsin Press.
- Langmuir, C. (1994). Major element heterogeneity in the mantle : Constraints from a general model for basalt petrology. Mineralogical Magazine 58, 510–513.
- Langmuir, C. H. and G. Hanson (1981). Calculating mineral-melt equilibria with stoichiometry, mass balance, and single component distribution coefficients. In Thermodynamics of Minerals and Melts, pp. 247–271. R. C. Newton, A. Navrotsky and B. J. Wood (eds).
- Langmuir, C. H., E. M. Klein, and T. Plank (1992). Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts : Constraints on melt generation beneath ocean ridges. In Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges, Volume 71 of Geophysical Monograph, pp. 183–280. J. P. Morgan and D. K. Blackman and J. M. Sinton.
- Laporte, D., M. Toplis, M. Seyler, and J.-L. Devidal (2004). A new experimental technique for extracting liquids from peridotite at very low degrees of melting : application to partial melting of depleted peridotite. Contributions to Mineralogy and Petrology 146, 463–484.
- Laughton, A. S., D. H. Matthews, and R. L. Fisher (1970). The structure of the Indian Ocean, Volume 4, pp. 1543–1586. Maxwell A. E., Wiley, J. and Sons (eds).
- Laul, J. C., H. Wakita, and D. L. Showalter (1972). Bulk, rare earth, and other trace elements in apollo 14 and 15 and luna 16 samples. In Proceedings in Lunar Science Conference, Volume 3, pp. 1181–1200.
- Launeau, P. and P. Robin (1996). Fabric analysis using the intercept method. Tectonophysics 267(1-4), 91–119.
- Le Bas, M. J., R. W. Le Maitre, A. Streckeisen, and B. Zanettin (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. Journal of Petrology 27(3), 745–750.
- Le Dez, A., R. Maury, P. Vidal, H. Bellon, J. Cotten, and R. Brousse (1996). Geology and geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas : temporal trends in a large polynesian shield volcano. Bulletins de la Société Géologique de France 167, 197–209.
- Le Roex, A., L. Chevallier, W. Verwoerd, and R. Barends (2012). Petrology and geochemistry of Marion and Prince Edward Islands, Southern Ocean : Magma chamber processes and source region characteristics. Journal of Volcanology and Geothermal Research 223-224(0), 11–28.

- Le Roy, I. (1994). Evolution des volcans en système de point chaud : île de Tahiti, Archipel de la Société (Polynésie française). Ph. D. thesis, Université Paris Sud XI, Orsay, France. 233 pp.
- Lee, C., W. P. Leeman, D. Canil, and Z.-X. A. Li (2005). Similar V/Sc Systematics in MORB and Arc Basalts : Implications for the Oxygen Fugacities of their Mantle Source Regions. Journal of Petrology 46(11), 2313–2336.
- Lee, C., P. Luffi, T. Plank, H. Dalton, and W. Leeman (2009). Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. Earth and Planetary Science Letters 279(1-2), 20–33.
- Li, X., R. Kind, K. Priestley, S. V. Sobolev, F. Tilmann, X. Yuan, and M. Weber (2000). Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves. Nature 405(6789), 938–941.
- Mahoney, J., C. Nicollet, and C. Dupuy. Madagascar basalts : tracking oceanic and continental sources. Earth and Planetary Science Letters 104(2-4), 350–363.
- Manhès, G., J. F. Minster, and C. J. Allègre (1978). Comparative Uranium-Thorium-Lead and Rubidium-Strontium study of Saint-Severin amphoterite-Consequences for early Solar-system chronology. Earth and Planetary Science Letters 39(1), 14–24.
- McDonough, W. and S. Sun (1995). The composition of the Earth. Chemical Geology 120(3-4), 223–253.
- McKenzie, D. and R. O’Nions (1983). Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves. Nature 301, 229–231.
- McKenzie, D. and J. G. Sclater (1971). Evolution of Indian Ocean since late Cretaceous. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 24(5), 437–461.
- Michael, P. J. and R. L. Chase (1987). The influence of primary magma composition, H₂O and pressure on mid-ocean ridge basalt differentiation. Contributions to Mineralogy and Petrology 96, 245–263.
- Milner, S. C. and A. P. le Roex (1996). Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, north-western Namibia : constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. Earth and Planetary Science Letters 141(1-4), 277–291.
- Minster, J. F. and C. J. Allègre (1978). Systematic use of trace elements in igneous processes. Contributions to Mineralogy and Petrology 68, 37–52.
- Montelli, R., G. Nolet, F. A. Dahlen, and G. Masters (2006). A catalogue of deep mantle plumes : New results from finite-frequency tomography. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7(11), 69 pp.
- Moreira, M. and C. Allègre (1998). Helium-Neon systematics and the structure of the mantle. Chemical Geology 147, 53–59.
- Morgan, W. (1971). Convection plumes in the lower mantle. Nature 230, 203–213.
- Morgan, W. (1972). Plate motions and deep convection. Geological Society of America Memories 132, 7–22.

- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. Mineralogy and Petrology 39, 55–76. 10.1007/BF01226262.
- Mukhopadhyay, S., J. C. Lassiter, K. A. Farley, and S. W. Bogue (2003). Geochemistry of Kauai shield-stage lavas : Implications for the chemical evolution of the Hawaiian plume. Geochemistry Geophysics Geosystems 4, 31 pp. 10.1029/2002GC000342.
- Münker, C. (1998). Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand : source constraints and application of refined ICPMS techniques. Chemical Geology 144(1-2), 23–45.
- Müntener, O., P. Kelemen, and T. Grove (2001). The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites : an experimental study. Contributions to Mineralogy and Petrology 141, 643–658.
- Nekvasil, H., A. Dondolini, J. Horn, J. Filiberto, H. Long, and D. H. Lindsley (2004). The Origin and Evolution of Silica-saturated Alkalic Suites : an Experimental Study. Journal of Petrology 45(4), 693–721.
- Neumann, E., E. Wulff-Pedersen, N. J. Pearson, and E. A. Spencer (2002). Mantle Xenoliths from Tenerife (Canary Islands) : Evidence for Reactions between Mantle Peridotites and Silicic Carbonatite Melts inducing Ca Metasomatism. Journal of Petrology 43(5), 825–857.
- Nielsen, R., W. Gallahan, and F. Newberger (1992). Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. Contributions to Mineralogy and Petrology 110(4), 488–499.
- Nier, A. (1952). Mass and relative abundance of isotopes. Annual Review of Nuclear Science 1, 137–156.
- Niu, Y., K. D. Collerson, R. Batiza, J. I. Wendt, and M. Regelous (1999). Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes : The East Pacific Rise at 11°20'N. Journal of Geophysical Research 104(B4), 7067–7087.
- Niu, Y. and M. O'Hara (2003). Origin of ocean island basalts : A new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. Journal of Geophysical Research 108(2209), 19 pp.
- Niu, Y. and M. J. O'Hara (2008). Global Correlations of Ocean Ridge Basalt Chemistry with Axial Depth : a New Perspective. Journal of Petrology 49(4), 633–664.
- Norman, M., M. Garcia, and A. Pietruszka (2005). Trace-element distribution coefficients for pyroxenes, plagioclase and olivine in evolved tholeiites from the 1955 eruption of Kilauea Volcano, Hawai'i, and petrogenesis of differentiated rift-zone lavas. American Mineralogist 90, 888–899.
- Norman, M. D., M. O. Garcia, V. S. Kamenetsky, and R. L. Nielsen (2002). Olivine-hosted melt inclusions in Hawaiian picrites : equilibration, melting, and plume source characteristics. Chemical Geology 183(1-4), 143–168.
- Nougier, J. and J. Thomson (1987). Iles crozet. In Volcanoes of the Antarctic Plate and southern Oceans, Volume 48, pp. 423–428. Antarctic Research Series.

- Odin, G. (1982). Interlaboratory standards for dating purposes. In Numerical dating in stratigraphy, pp. 123–150. Odin (Editor).
- Ogg, J. (2012). The geomagnetic polarity time scale. In The geologic Time Scale 2012, Chapter 5, pp. 85–128. Gradstein, F. and Ogg, J. and Schmitz, M. and Ogg, G.
- Ooms, M., B. Van De Vijver, S. Temmerman, and L. Beyens (2011). A Holocene palaeoenvironmental study of a sediment core from Ile de la Possession, Iles Crozet, sub-Antarctica. Antarctic Science 23(5), 431–441.
- Parman, S. and T. Grove (2004). Harzburgite melting with and without H₂O : Experimental data and predictive modeling . Journal of Petrology 109(B02201), 20 pp.
- Pertermann, M. and M. M. Hirschmann (2002). Trace-element partitioning between vacancy-rich eclogitic clinopyroxene and silicate melt. American Mineralogist 87, 1365–1376.
- Pertermann, M. and M. M. Hirschmann (2003). Anhydrous Partial Melting Experiments on MORB-like Eclogite : Phase Relations, Phase Compositions and Mineral-Melt Partitioning of Major Elements at 2-3GPa. Journal of Petrology 44(12), 2173–2201.
- Philippi, E. (1908). Geologische beobachtungen auf der possession-insel (crozet gruppe). In Annales de Géographie : Régions Antarctiques, Volume 2, Chapter 4, pp. 315–323.
- Piccoli, P. M. and P. A. Candela (2002). Apatite in Igneous Systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 48(1), 255–292.
- Pickering-Witter, J. and A. D. Johnston (2000). The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology 140, 190–211.
- Plank, T. and C. H. Langmuir (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology 145(3-4), 325–394.
- Presnall, D. C., G. H. Gudfinnsson, and M. J. Walter (2002). Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. Geochimica et Cosmochimica Acta 66(12), 2073–2090.
- Prytulak, J. and T. Elliott (2007). TiO₂ enrichment in ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters 263(3-4), 388–403.
- Putirka, K. (1999). Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. Contributions to Mineralogy and Petrology 135, 151–163.
- Putirka, K. (2008a). Excess temperatures at ocean islands : Implications for mantle layering and convection. Geology 36(4), 283–286.
- Putirka, K. (2008b). Thermometers and barometers for volcanic systems. In Minerals, Inclusions and volcanic processes, Volume 69 of Reviews in Mineralogy and Geochemistry, pp. 61–120. K. Putirka and F.J. Tepley.
- Putirka, K., M. Johnson, R. Kinzler, J. Longhi, and D. Walker (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. Contributions to Mineralogy and Petrology 123, 92–108.

- Putirka, K. D. (2005). Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts : Evidence for thermally driven mantle plumes. Geochemistry Geophysics Geosystems 6(5), 14 pp.
- Putirka, K. D., M. Perfit, F. Ryerson, and M. G. Jackson (2007). Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. Chemical Geology 241(3-4), 177–206.
- Qin, L. and M. Humayun (2008). The Fe/Mn ratio in MORB and OIB determined by ICP-MS. Geochimica et Cosmochimica Acta 72(6), 1660–1677.
- Quidelleur, X., P.-Y. Gillot, V. Soler, and J.-C. Lefèvre (2001). K/Ar dating extended into the last millennium : Application to the youngest effusive episode of the Teide Volcano (Spain). Geophysical Research Letters 28(16), 3067–3070.
- Rapp, R. P., E. Watson, and C. F. Miller (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. Precambrian Research 51(1-4), 1–25.
- Recq, M., J. Goslin, P. Charvis, and S. Operto (1998). Small-scale crustal variability within an intraplate structure : the Crozet Bank (southern Indian Ocean). Geophysical Journal International 134(1), 145–156.
- Rehkamper, M. (1994). A new low-level HPLC technique for quantitative determination of niobium in rocks. Chemical Geology 113(1-2), 61–69.
- Rehkamper, M. and A. Hofmann (1997). Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. Earth and Planetary Science Letters 147(1-4), 93–106.
- Reinisch, P. (1908). Gesteine von der possession-insel (crozet gruppe). In Annales de Géographie : Régions Antarctiques, Volume 2, Chapter 4, pp. 325–333.
- Richard, P., N. Shimizu, and C. Allègre (1976). $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer : an application to oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters 31(2), 269–278.
- Robinson, J., B. Wood, and J. Blundy (1998). The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1.5 GPa. Earth and Planetary Science Letters 155(1-2), 97–111.
- Roeder, P. and R. Emslie (1970). Olivine-liquid equilibrium. Contributions to Mineralogy and Petrology 29, 275–289.
- Saal, A., S. Hart, N. Shimizu, E. Hauri, and G. Layne (1998). Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia. Science 282, 1481–1484.
- Salters, V. and W. White (1998). Hf isotope constraints on mantle evolution. Chemical Geology 145, 447–460.
- Salters, V. J. and J. Longhi (1999). Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges. Earth and Planetary Science Letters 166(1-2), 15–30.
- Salters, V. J. M., J. E. Longhi, and M. Bizimis (2002). Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3.4 GPa. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3(7), 1–23.

- Salters, V. J. M. and A. Stracke (2004). Composition of the depleted mantle. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 5(5).
- Sauter, D., M. Cannat, C. Meyzen, A. Bezos, P. Patriat, E. Humler, and E. Debayle (2009). Propagation of a melting anomaly along the ultraslow Southwest Indian Ridge between 46 degrees E and 52 degrees 20'E : interaction with the Crozet hotspot ? Geophysical Journal International 179, 687–699.
- Schilling, J. G., M. Zajac, R. Evans, T. Johnston, W. White, J. D. Devine, and R. Kingsley (1983). Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29 degrees N to 73 degrees N. American Journal of Science 283, 510–586.
- Schlich, R. (1975). Structure et âge des bassins de crozet, de madagascar et des mascareignes. In Structure et âge de l'Océan Indien occidental, Volume 6, Chapter 3, pp. 35–63. Mémoire Hors-Série de la Société Géologique de France.
- Schultz, R. A., D. Mège, and H. Diot (2008). Emplacement conditions of igneous dikes in Ethiopian Traps. Journal of Volcanology and Geothermal Research 178(4), 683–692.
- Schwab, B. E. and A. D. Johnston (2001). Melting Systematics of Modally Variable, Compositionally Intermediate Peridotites and the Effects of Mineral Fertility. Journal of Petrology 42(10), 1789–1811.
- Ségoufin, J., M. Munsch, P. Bouysse, and V. Mendel (2004). Carte structurale de l'Océan Indien (1/20 000 000)-Feuille 1 : Physiographie, Feuille 2 : Carte structurale. (CCGM, Paris ed.).
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica Acta 34(2), 237–243.
- Shorttle, O. and J. MacLennan (2011). Compositional trends of Icelandic basalts : Implications for short-length scale lithological heterogeneity in mantle plumes. Geochemistry Geophysics Geosystems 12(11).
- Sisson, T. W. and T. L. Grove (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 113, 143–166.
- Sleep, N. (1990). Hotspots and mantle plumes : some phenomenology. Journal of Geophysical Research 95, 6715–6736.
- Sobolev, A. V., A. W. Hofmann, D. V. Kuzmin, G. M. Yaxley, N. T. Arndt, S.-L. Chung, L. V. Danyushevsky, T. Elliott, F. A. Frey, M. O. Garcia, A. A. Gurenko, V. S. Kamenetsky, A. C. Kerr, N. A. Krivolutsкая, V. V. Matvienkov, I. K. Nikogosian, A. Rocholl, I. A. Sigurdsson, N. M. Sushchevskaya, and M. Teklay (2007). The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. Science 316, 412–416.
- Spandler, C., G. Yaxley, D. H. Green, and A. Rosenthal (2008). Phase Relations and Melting of Anhydrous K-bearing Eclogite from 1200 to 1600°C and 3 to 5 GPa. Journal of Petrology 49(4), 771–795.
- Steiger, R. and E. Jager (1977). Subcommittee on geochronology : convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36, 359–362.
- Stein, C. and S. Stein (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. Nature 359, 123–129.

- Stracke, A., M. Bizimis, and V. J. M. Salters (2003). Recycling oceanic crust : Quantitative constraints. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4(3), 33 pp.
- Stracke, A., A. W. Hofmann, and S. R. Hart (2005). FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 6(5), 20pp.
- Strelow, F. W. E. (1978). Distribution coefficients and anion-exchange behavior of some elements in hydrobromic nitric acid mixtures. Analytical Chemistry 50(9), 1359–1361.
- Su, Y. (2002). PETDB : development and application of a database for global geochemical variation. Ph. D. thesis, Lamont Doherty Earth Observatory at Columbia University, United States of America.
- Takahashi, E. (1986). Melting of a Dry Peridotite KLB-1 up to 14 GPa : Implications on the Origin of Peridotitic Upper Mantle. Journal of Geophysical Research 91(B9), 9367–9382.
- Takahashi, E. and I. Kushiro (1983). Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. American Mineralogist 68, 859–879.
- Takahashi, E., T. Shimazaki, Y. Tsuzaki, and H. Yoshida (1993). Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 342, 105–120.
- Tenner, T., M. Hirschmann, and M. Humayun (2012). The effect of H₂O on partial melting of garnet peridotite at 3.5 GPa. Geochemistry Geophysics Geosystems 13(3), 28 pp.
- Thirlwall, M. (1997). Pb isotopic and elemental evidence for OIB derivation from young HIMU mantle. Chemical Geology 139(1-4), 51–74.
- Todt, W., R. A. Cliff, A. Hanser, and A. W. Hofmann (1996). Evaluation of a ²⁰²Pb-²⁰⁵Pb double spike for high-precision lead isotope analysis. In Earth Processes : Reading the Isotopic Code, Volume 95 of Geophysical Monograph, pp. 429–437. S. R. Hart and A. Basu.
- Toplis, M. J. (2005). The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid : criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 149, 22–39.
- Tsuruta, K. and E. Takahashi (1998). Melting study of an alkali basalt JB-1 up to 12.5 GPa : behavior of potassium in the deep mantle. Physics of the Earth and Planetary Interiors 107(1-3), 119–130.
- Turcotte, D. and E. Oxburg (1978). Intraplate volcanism. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 288, 561–579.
- Tyrrell, G. (1937). The petrology of possession island. In B.A.N.Z.A.R.E. Reports, Volume 2 of serie A, Chapter 4, pp. 57–68. Antarctic Research Expeditions.
- Van der Putten, N., J. Hébrard, C. Verbruggen, B. Van de Vijver, J. Disnar, S. Spassov, J. de Beaulieu, M. D. Dapper, D. Keravis, J. Hus, N. Thouveny, and Y. Frenot (2008). An integrated palaeoenvironmental investigation of a 6200 year old peat sequence from Ile de la Possession, Iles Crozet, sub-Antarctica. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 270(1-2), 179–195.

- Verwoerd, W., L. Chevallier, and J. Thomson (1990). Volcanoes of the antarctic plate and southern oceans. 48, 397–404.
- Villiger, S., P. Ulmer, O. Müntener, and A. B. Thompson (2004). The Liquid Line of Descent of Anhydrous, Mantle-Derived, Tholeiitic Liquids by Fractional and Equilibrium Crystallization-an Experimental Study at 1.0 GPa. Journal of Petrology 45(12), 2369–2388.
- Wagner, T. P. and T. L. Grove (1998). Melt/harzburgite reaction in the petrogenesis of tholeiitic magma from Kilauea volcano, Hawaii. Contributions to Mineralogy and Petrology 131, 1–12.
- Walter, M. J. (1998). Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere. Journal of Petrology 39(1), 29–60.
- Wang, W. and E. Takahashi (1999). Subsolidus and melting experiments of a K-rich basaltic composition to 27 GPa ; implication for the behavior of potassium in the mantle. American Mineralogist 84, 357–361.
- Wasylenki, L. E., M. B. Baker, A. J. R. Kent, and E. M. Stöpler (2003). Near-solidus Melting of the Shallow Upper Mantle : Partial Melting Experiments on Depleted Peridotite. Journal of Petrology 44(7), 1163–1191.
- Watkins, N., A. Hajash, and C. Abranson (1972). Geomagnetic secular variation during the Brunhes epoch in the Indian and Atlantic Ocean regions. Geophysical Journal of Research Astronomy 28, 1–25.
- Watson, E. B. (1979). Apatite saturation in basic to intermediate magmas. Geophysical Research Letters 6(12), 937–940.
- Weaver, B. (1991). The origin of oceanic island basalt end-member compositions : Trace element and isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters 104, 381–397.
- Weis, D., B. Kieffer, C. Maerschalk, J. Barling, J. De Jong, G. A. Williams, D. Hanano, W. Pretorius, N. Mattielli, J. S. Scoates, A. Goolaerts, R. M. Friedman, and J. B. Mahoney (2006). High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS. Geochemistry Geophysics Geosystems 7(8).
- Whitaker, M. L., H. Nekvasil, D. H. Lindsley, and N. J. DiFrancesco (2007). The Role of Pressure in Producing Compositional Diversity in Intraplate Basaltic Magmas. Journal of Petrology 48(2), 365–393.
- White, R. and D. McKenzie (1989). Magmatism at Rift Zones-The generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research 94(B6), 7685–7729.
- White, W. (1985). Sources of oceanic basalts : Radiogenic isotopic evidence. Geology 13, 115–118.
- White, W. M., F. Albarède, and P. Télouk (2000). High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. Chemical Geology 167(3-4), 257–270.
- White, W. M. and J. Patchett (1984). Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs : implications for magma origins and crust-mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters 67(2), 167–185.

- Willbold, M. and A. Stracke (2006). Trace element composition of mantle end-members : Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. Geochemistry Geophysics Geosystems 7(Q04004), 30 pp.
- Wittig, N., D. G. Pearson, S. Duggen, J. A. Baker, and K. Hoernle (2010). Tracing the metasomatic and magmatic evolution of continental mantle roots with Sr, Nd, Hf and Pb isotopes : A case study of Middle Atlas (Morocco) peridotite xenoliths. Geochimica et Cosmochimica Acta 74(4), 1417–1435.
- Workman, R. K., S. Hart, M. Jackson, M. Regelous, K. A. Farley, J. Blusztajn, M. Kurz, and H. Staudigel (2004). Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member : Evidence from the Samoan Volcanic Chain. Geochemistry Geophysics Geosystems 5(Q04008), 44 pp.
- Workman, R. K. and S. R. Hart (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth and Planetary Science Letters 231(1-2), 53–72.
- Wyllie, P. (1988). Magma genesis, plate tectonics and chemical differentiation of the Earth. Reviews of Geophysics 26, 370–404.
- Yasuda, A., T. Fujii, and K. Kurita (1994). Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa : Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle. Journal of Geophysical Research 99, 9401–9414.
- Yaxley, G. and G. Brey (2004). Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa : implications for petrogenesis of carbonatites. Contributions to Mineralogy and Petrology 146, 606–619.
- Yaxley, G. and D. Green (1998). Reactions between eclogite and peridotite : mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 78, 243–255.
- Yaxley, G. and A. Sobolev (2007). High-pressure partial melting of gabbro and its role in the Hawaiian magma source. Contributions to Mineralogy and Petrology 154, 371–383.
- Zack, T., S. Foley, and G. Jenner (1997). A consistent partition coefficient set for clinopyroxene, amphibole and garnet from laser ablation microprobe analysis of garnet pyroxenites from Kakanui, New Zealand. Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen 172, 23–41.
- Zhou, X. (1996). Ile de l'Est (Crozet archipelago, Southwestern Indian Ocean) : Petrogenesis of the plutonic complexess. Ph. D. thesis, Université Libre de Bruxelles, Belgique. 214pp.
- Zindler, A. and S. Hart (1986). Chemical geodynamics. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 14, 493–571.
- Zindler, A., E. Jagoutz, and S. Goldstein (1982). Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle : a new perspective. Nature 298, 519–523.

Pétrogenèse des laves de l'île de la Possession (archipel de Crozet) et implications pour les hétérogénéités lithologiques sources de points chauds

Cette étude présente le premier jeu de données complet en éléments majeurs, traces et en isotopes Sr-Nd-Pb sur les laves du point chaud de Crozet (île de la Possession). La pétrologie et les variations en éléments majeurs de ces laves révèlent une suite magmatique alcaline saturée en silice. Les compositions chimiques des magmas primaires sont estimées à partir d'une sélection de laves peu affectées par les processus d'accumulation et de mélanges magmatiques et corrigées des effets de la cristallisation fractionnée. Deux estimations extrêmes de magmas primaires sont proposées. La première possède une composition chimique comparable à celles de liquides de fusion partielle expérimentaux d'une lherzolite à grenat. La seconde estimation est similaire aux liquides de fusion expérimentaux issus d'une éclogite carbonatée. La correction de cristallisation fractionnée est donc une étape critique pour relier la composition en éléments majeurs des laves de points chauds à la présence d'hétérogénéités lithologiques dans leur source. A l'opposé, les éléments traces terres rares sont moins sensibles à ces incertitudes de correction, et leur inversion révèle dans les deux cas une source péridotitique enrichie en éléments incompatibles par rapport aux chondrites ($La_N/Sm_N=3$). Les compositions isotopiques Sr-Nd-Pb ne montrent aucune corrélation avec les éléments majeurs ou terres rares et révèlent une source homogène et enrichie par rapport au réservoir chondritique ($\epsilon_{Nd}=+4,3$). Les isotopes du Pb indiquent la présence de 2 composants mantelliques, l'un peu radiogénique de type EM-1 ou DUPAL et l'autre plus radiogénique. Leur mélange confère aux laves de Crozet une composition isotopique semblable au type EM-2.

Mots-clés : point chaud, Crozet, hétérogénéité mantellique, magma primaire, géochimie, pétrologie, cristallisation fractionnée, fusion partielle.

Petrogenetic processes of île de la Possession lavas (Crozet archipelago) and implications for lithological heterogeneities in hotspots sources

We present a new and comprehensive data set of major and trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes for Crozet hotspot lavas (Possession island). Major element variations and petrological characteristics define an alkali silica-saturated magmatic suite. I estimate two extreme compositions of primary melts on the basis of selected fractionation-corrected lava compositions unaffected by accumulation and magma mixing processes. The first estimation display a major element composition approaching those of experimental partial melts of a garnet-lherzolite, whereas the second is characterized by a composition resembling to experimental partial melts of a carbonated eclogite. These contrasted results reveal that the fractionation correction is a critical step to interpret major element contents in terms of lithological source heterogeneities in oceanic island lavas. The REE systematic appears to be less sensitive to uncertainties in fractionation corrections compared to major elements. The REE inversion of estimated primary melts reveals in both cases a peridotitic source enriched in incompatible elements relative to chondrites ($La_N/Sm_N=3$). The Sr-Nd-Pb isotopic compositions do not display any correlation with major elements nor REE contents or ratios and reveal a homogeneous source with moderate time-integrated enrichment relative to the chondritic reservoir ($\epsilon_{Nd}=+4,3$). The Pb isotope systematic indicates the presence of 2 mantle components in the Crozet mantle source, one relatively unradiogenic compatible with an EM-1 or DUPAL signature, and the other one relatively radiogenic. The mixing of both components gives rise to an isotopic signature akin to EM-2 type.

Key-words : hotspot, Crozet, mantle heterogeneity, primary melt, geochemistry, petrology, fractional crystallization, partial melting.