

Évolution géodynamique du Massif du Deseado (Patagonie) : apport d'une nouvelle approche multi-thermochronologique basse température

Alexis Derycke

▶ **To cite this version:**

Alexis Derycke. Évolution géodynamique du Massif du Deseado (Patagonie) : apport d'une nouvelle approche multi-thermochronologique basse température. Tectonique. Université Paris-Saclay, 2021. Français. NNT : 2021UPASJ007 . tel-03357660

HAL Id: tel-03357660
https://theses.hal.science/tel-03357660

Submitted on 28 Sep 2021

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.

université PARIS-SACLAY

Évolution géodynamique du Massif du Deseado (Patagonie) : apport d'une nouvelle approche multi-thermochronologique basse température

Geodynamic evolution of the Deseado Massif (Patagonia): contribution of a new low-temperature multi-thermochronological approach

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n°579 : sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Spécialité de doctorat: terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère

Unité de recherche : Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France.

Référent : Faculté des sciences d'Orsay

Thèse présentée et soutenue à Paris-Saclay, le 25/05/2021, par

Alexis DERYCKE

Composition du Jury

Jocelyn BARBARAND Professeur, Université Paris-Saclay	Président
Laurence AUDIN Directrice de Recherche, IRD-ISTERRE	Rapportrice & Examinatrice
Kerry GALLAGHER Professeur, Université de Rennes 1	Rapporteur & Examinateur
Philippe MÜNCH Professeur, Université de Montpellier	Examinateur
Raphael PIK Directeur de Recherche, CNRS-CRPG	Examinateur

Direction de la thèse

Cécile GAUTHERON Professeure, Université Paris-Saclay	Directrice de thèse
Massimiliano ZATTIN Professeur, Université de Padou	Co-Encadrant de thèse

Thèse de doctorat

NNT : 2021UPASJ007

Fluctuat nec mergitur
« battu par les flots, mais ne sombre pas »

À toutes les personnes qui ont rendu ce travail possible
Et surtout à ma famille

Toi qui es amené à lire ce manuscrit (ou, je te le souhaite, une partie uniquement) arrêtes toi un instant dans ton élan et prends le temps de lire ces quelques lignes qui suivent ; car, vois-tu, si la réalisation d'un travail de thèse (et en particulier de celui-ci) est avant tout le celui d'une seule personne, et bien il n'aurait jamais été possible sans le concours de ceux qui l'entourent.

Remerciement :

Voilà une chose bien curieuse que les remerciements d'une thèse, car en effet les premiers mots que l'on est amené à lire, et bien sont finalement les derniers couchés sur le papier (enfin sur le clavier).

Mes premiers remerciements vont à la personne sans qui rien n'aurait été possible, ma directrice de thèse **Cécile Gautheron**. *Cécile, je t'ai un jour demandé au détour d'un couloir si tu aurais un stage de Master 2 à me proposer, ta réponse fut positive et c'est finalement là que tout a commencé. Six mois plus tard, tu m'as offert non pas seulement la possibilité de réaliser une thèse, mais également celle de participer activement sa construction et son évolution. Cette main tendue est à l'origine de l'épopée que fut cette thèse, ainsi que du nombre incroyable d'expériences que j'ai vécu au cours de ces 3(,5) ans ; si on m'avait dit en entrant à la Fac que j'obtiendrai une thèse, qui plus est en travaillant sur la Patagonie, je ne l'aurai jamais cru, donc pour tout cela et pour bien d'autres choses MERCI. Ces quelques années passées sous ton mentorat ne furent pas forcément un long fleuve tranquille, et les roches savent que mon caractère est loin d'être innocent de ça, mais je sais que finalement je ressors grandi de cette expérience et j'espère qu'il en est de même pour toi. Enfin merci, merci pour ces longues discussions de sciences, et autres, à cerveaux ouverts et portes enfoncées.*

Ces remerciements vont de pair avec ceux adressés en la personne de **Max**, *ou plutôt Pr Massiliano Zattin, mon co-encadrant dans ce travail. Max, I know you regret that we didn't spend much time together, and that I finally didn't come to Padova (damn Covid), I would like to tell you that I regret this too. But I would like to let you know that the few times we met, from the hot Patagonian pampa to the beautiful restaurant of Quito and passing by the (splendid) city of Padova, our discussions were really air breathing to me, THANKS YOU!*

Je tiens ensuite à remercier les personnes qui ont accepté d'évaluer mon travail de thèse, ainsi que, par la même occasion, à m'excuser auprès d'eux pour leur avoir infligé la lecture d'un si long manuscrit. Merci aux rapporteurs **Laurence Audin** *et* **Kerry Gallagher** *pour les compliments et commentaires constructifs sur les aspects méthodologiques, géodynamiques et les implications futures de ma thèse ; et bien sûr merci encore à Kerry pour m'offrir l'opportunité de continuer ma recherche au sein du laboratoire de Géoscience Rennes. Merci aux rapporteurs* **Philippe Münch**, **Raphaël Pik** *et* **Jocelyn Barbarand** *pour leurs compliments et les discussions qui ont eu lieu durant la soutenance, et après. Un remerciement supplémentaire à* **Jocelyn**, *aussi directeur de l'équipe RBR au sein du laboratoire GEOPS, merci à toi pour ces discussions honnêtes et passionnantes sur la recherche, ses implications et son (mon ?) avenir.*

Je souhaite aussi remercier **Hermann Zeyen**, *invité lors de cette soutenance, et fondation sur laquelle la partie modélisation thermique fut construite. Un grand merci, déjà pour la correction complète du manuscrit avant second dépôt, mais surtout pour tout l'apport que tu as fait à cette thèse, sans cela une grande partie de mon travail serait restée de surface (au propre comme au figuré).*

Il me tient à cœur de remercier ici les quelques personnes qui ont accepté le sacerdoce qu'a été la relecture de ce manuscrit (et croyez-moi, il en avait besoin !). Dans l'ordre des chapitres, merci à **Oriane Parizot** *(Intro.),* **Annie Lebreton** *(Chap. 1),* **Philipe Bardou** *(Chap. 2),* **Quentin Derycke** *(Chap. 3 et 4),* **Oriane Parizot** *(Chap. 5),* **Margaux Brandon** *et* **Hugo Derycke** *(Chap. 6).*

Ce travail fut réalisé au sein d'un groupe construit autour de deux thèses (dont celle-ci) et ce sont les membres de celui-ci que je m'apprête à remercier. Outre bien évidemment mes deux directeurs de thèse, cette petite équipe comprend (du plus ancien au plus jeune, désolé il faut bien classer mes amis) : **Marcelo Marquez**, *muchas gracias Marcelo without you the Deseado Massif would remain misunderstood and unaccessible.* **Stephano Mazzoli**, *you teach me a new way to see the tectonics and you made me laugh out loud on the field, thanks you! (Cheers from Vincent Casseur).* **César Witt**, *que dire si ce n'est merci pour être toi ! Pour ta*

personnalité et pour ta détente sur le terrain (et merci de m'en avoir transmise un peu). Et enfin la docteure **Marie (Catherine) Genge** (aka Sophie Marteau), bravo à toi d'avoir fini la première ! et merci de m'avoir accompagné dans cette aventure, je suis encore impressionné par ta (super)activité ! Merci à vous tous pour ces moments !! and thanks you for improving my English skill!

Durant ma thèse j'ai eu l'occasion de croiser de nombreux chercheurs, mais quelques-uns méritent des remerciements particuliers pour m'avoir ouvert la porte de l'île d'Elbe, alors lorsque toutes semblaient se fermer. **Guilio Viola**, thanks you for all your kindness, you open me your field and you teach me all about Elba without even knowing me since more than few hours. I hope I will have the opportunity to return you this favor! **Rahn Meinert**, merci de m'avoir offert l'opportunité de travailler sur les apatites (étonnantes, disons-le) du Monte Capanne et des autres plutons de l'île d'Elbe. Et enfin **Pierre Valla**, merci pour ton enthousiasme sur ce projet et ta générosité avec mon intégration (impromptue) à Thermonet2021.

Cette thèse a bien été réalisée quelque part, et ce lui qui m'a accueilli au cours de ces 3(,5) années n'est autre que le très fameux laboratoire GEOPS de l'université Paris Sud, puis Saclay. Je vais tâcher de remercier toutes les personnes avec qui j'ai eu l'occasion d'y partager des moments (en n'espérant oublier personne…). Je vais débuter par la non surnommée « team hélium » : **Rosella Pinna-Jamme** tu es le soleil de ce laboratoire, la joie de vivre et la gentillesse incarnée ! le souvenir de tes oranges de Sicile et des Noëls de GEOPS / GEOPS on Top m'accompagneront toujours, en un mot comme en cent MERCI ! **Silvana Bressan-Riffel**, ton passage à GEOPS ne fut pas aussi long que prévu, mais les quelques mois de ton passage t'ont suffi à me transmettre ta passion et tes connaissances des oxydes, obrigado ! Pr **Philipe Sarda**, que dire… merci, merci pour ces discussions à bâton rompu sur la physique, les incertitudes (bref les équations diverses et variées) et merci de m'avoir transmis ton savoir analytique si précieux.

À la suite de cette team restreinte se trouve la grande équipe (et ses repas gastronomiques) : RBR. **Bertrand Saint Bezar**, finalement si j'ai un jour mis le pied dans la recherche, c'est grâce à toi, et si j'y ai pris goût, c'est

aussi grâce à toi, donc un grand merci ! avec l'espoir de pouvoir un jour retravailler avec toi. **Yves Missenard**, si Bertrand m'a mis le pied à la recherche, et bien c'est toi qui me l'as mis à la géologie ! Que ce soit lors d'une sombre après-midi de porte ouverte, ou lors du stage de Saint-Martin, tu m'as fait découvrir ma passion et donc merci ! Pr **Jean-Luc Morel**, tous les étudiants (moi y compris) t'ont un jour entendu dire cette fameuse phrase « […] un collègue, et néanmoins ami […] », je n'aurai jamais pensé devenir le premier… alors le second ! Merci pour cette vision globale et pluriméthodologique de la géologie que tu m'as transmise. **Thomas Blaise**, que ce soit au travers de discussions variées ou de voix d'escalade j'ai apprécié le temps que nous avons pu passer, en espérant avoir l'occasion de nous recroiser aux détours d'un des piliers du viaduc ! **Frédéric Haurine**, depuis notre rencontre lors de mon Master 2 ta (bonne ?) humeur et ton honnêteté furent des compagnons fort agréables et merci pour ça ! **Claire Boukari**, il est des personnes fondamentalement gentilles, prêtes à tendre une main à tous et tu en fais partie ! Merci d'être restée fidèle à toi-même et pour tes cadeaux !

Mais vous vous en doutez, un laboratoire ce n'est pas qu'une équipe ! Merci à **Sophie Sépulcre** pour son incroyable management de moniteur ! Merci à **Antoine Séjourné** pour l'organisation des drolatiques journées de la sciences (qui l'eu cru qu'un jour j'expliquerai un caillou à des minos hauts comme 3 pommes !). Merci à **Sylvain Bouley** pour son enthousiasme et ses succulents plats ! Merci à **Aurélie Noret** pour ses entractes joyeux dans le quotidien du laboratoire. Merci à **Gaël Monvoisin** pour ses formations sécurités et sa sollicitude. Merci à **Giuseppe Siani** et **Julien Gargani** pour leurs conseils. Merci à **Serge Miska, Olivier Dufoure, Julius Nouet** pour leur présence et sympathie.

Un laboratoire c'est d'ailleurs aussi une direction, merci à **Christophe Colin** et **Jocelyn Barbarand** d'avoir écouté nos revendications et, lorsque cela était possible, agir en conséquence.

Un travail de thèse ne serait se réaliser sans un grand nombre de personnes souvent cachées, mais toujours indispensables. **Valérie Godard**, sans toi mes cailloux ne m'auraient jamais révélé leurs apatites, mais surtout sans toi je n'aurai probablement aucune photo du jour de ma

soutenance alors MERCI ! **Claude Lanoé**, merci pour toute l'aide que tu nous as apporté sur les machines. **Évelyne Crinon**, merci pour ton aide dans Ma recherche cartographique et biblio. **Jean-Pascal Juniot**, merci d'avoir rendu mon bureau habitable. **Jérôme Naudin**, merci pour ton aide en informatique.

Et que serait un travail de thèse sans tout son aspect paperasserie ! **Chantal Rock**, merci à toi pour ton aide et ta bienveillance lors de mon arrivée, j'espère que tu te plais dans le chaud Sud ! Mylène Viard, merci pour ton aide et ton enthousiasme malgré ton arrivée dans ce monde de fou ! **Georgette Raboux**, qu'aurai-je fait sans toi ? Probablement je ne serai jamais arrivé sur mes différents terrains ! merci pour ton incroyable capacité à nous sortir de la m****. **Mauricette Dufour**, merci pour tes sourires et ta gentillesse, bonne retraite ! **Catherine Thiery**, merci pour ton soutien indéfectible aux doctorants et étudiants dans ce monde de dingue ! **Chris Weigel**, merci de m'avoir accompagné depuis mon premier jour de L2, jusque dans mes cours de moniteurs en dernières années !

Il est maintenant temps de s'atteler à ce qui fait le roc d'un doctorant, le socle qui le fait tenir ou la branche à laquelle se retenir, j'ai nommé ces compagnons (d'in?)fortune : les doctorants et post doctorants ! Là encore il faut choisir, cela se fera donc du plus ancien au plus récent.

Merci donc à la génération des « vieux », je vous ai peu croisé, mais vous nous avez directement intégré et merci à vous pour ça **Ludovic Laforge**, **Simon Andrieu**, **QDD** ou Quentin Dubois Dauphin (aka Barbe Douce), **Fanny Catani**, **Claire Forger** et **Alina Meresescu**.

Merci subséquemment au rare, mais néanmoins fort sympathique, post-doc que j'ai eu l'occasion de rencontrer, **Thomas François** merci pour m'avoir introduit à un point de vue plus grande échelle de la thermochronologie et pour ne nous avoir rien caché de ce qu'est vraiment la vie de postdoc. **Caro(line) Sanchez**, merci de m'avoir introduit de force au monde fabuleux des piafs ! pour ces soirées maffois fortes agréables et pour ces discussions aussi diverses que sérieuses (ou pas !). **Max(imilien) Mathian**, aventurier de l'extrême parmi les grands, merci pour ta bonne humeur et ta légèreté.

Vient ensuite la génération précédant la nôtre, ceux qui pour ainsi dire nous ont vu grandir ; j'ai nommé **Maxime Virole** (du régiment Virole), merci à toi pour ton acharnement et ta rigueur qui m'ont inspiré. Viens ensuite **Floriane Ahadi** (aka Floum)… depuis mon M2 jusque ma 2A tu m'auras appris tout ce que tu savais sur la ligne, sur l'hélium et sur le reste ! Sans toi il est probable que je n'aurai pas su tirer mon épingle du jeu, merci pour tout. **Maxence Duhamel** (dont l'on terrât les surnoms), notre première rencontre se fit durant ma L2 autour d'une branche de réglisse et d'un bol de chartreuse… je t'ai redécouvert 3 ans plus tard en thèse, maître des costumes et toujours prêt à quelques envolées lyriques ! Merci d'avoir été toi-même avec nous, dans l'espoir d'avoir trouvé une amitié durable. **Stéphane Mustafa Al Reda** (dit Mustefane, maitre des Mustafetes), il m'a fallu un peu de temps pour découvrir derrière ton sérieux et ton flegme, une personne pleine de malice et de bonté, merci pour ces discussions et moments de franche rigolade ! Merci **John-Lee Dubos** d'avoir partagé à de nombreuses reprises mon état d'esprit et ma passion pour l'escalade ! Sans oublier bien sûr le 509 et ses génies ! Merci **Axel Bouqueti** de m'avoir initié il y a fort longtemps à ce sport formidable qu'est la slackline, dans l'espoir de te recroiser un jour sur des pistes de ski. Merci **Ines Belgacem** pour ta motivation à organiser des évènements et à ne rien lâcher !

Un monumental merci à ceux qui ont vécu cette épreuve qu'est la thèse avec et en même temps que moi ! **Maher Abdelrazek** (oui, oui je l'ai bien écrit), tu es, il faut bien le dire, le plus vieux d'entre nous ; je ne sais pas si tu satisfais à l'adage qui dit « avec l'âge vient la sagesse », mais une chose est sûr c'est que tu m'auras appris et pour ça je te remercie (et pour les grosses soirées aussi !). **Hadrien Thomas** (dit « les bons tuyaux »), on s'est rencontré quelque part sur les bancs du L2 et il me semble que depuis je ne t'ai jamais entendu dire « non » ; tu es d'une incroyable bonté (et d'une incroyable force aussi) donc merci à toi pour le nombre incalculable de coups de main et de moments de déconnage passés ensemble. **Margaux Brandon** (au nombre incalculable de surnoms), cela fait ~8 ans que l'on se connait, ou plutôt que l'on a appris à se connaitre ! De stage de terrain aux vacances, en passant par l'AGUPS et le M2, en finissant par le (ou plutôt les) bureau partagé au cours de ces 3 dernières

années. Pour côtoyer autant de temps une personne et toujours l'apprécier (ou supporter ses défauts), je pense avoir trouvé une amitié. Merci d'avoir encaissé mes moments de craquage et les avoirs partagé à l'occasion, merci pour nos tentatives et réussites de microrévolution, merci pour tous ces moments (et merci d'avoir été la première à me tendre la main au retour du M1). **Élodie Lesage**, si l'on ne s'est croisé que lors des incartades 509-504 et l'inverse, ces moments furent toujours un plaisir ! merci pour ton franc-parler et ton honnêteté (et pour ton ppt de soutenance, qui m'a beaucoup inspiré). **Yutian Ke**, thanks for your happiness and for introducing us to the China culture, I will never forget this warm hotpot.

Avant de passer aux générations les plus jeunes, quelques mots et pensés à ceux avec qui j'ai partagé mon bureau du RDC. **Xinquan Zhou**, I never was a good communication guy, but I would like you to know that the few discussions we had were really a pleasure to me, and your conscientiousness empress me a lot, thanks for sharing this office. **Solène Pourtout**, aaahh Solène, merci d'avoir apporté cette petite fraicheur dans le bureau la dernière année ! j'espère avoir pu te donner quelques clés de la thèse malgré mon pessimisme de 3A, bon courage à toi !

Un grand merci et bon courage pour la fin à ceux qu'y nous ont suivis et accompagné lors de nos dernières années de thèse. Il nous a fallu un peu de temps pour tous s'apprécier, mais je suis heureux de vous avoir rencontré, merci à **Lara Hughes-Allen** avec qui j'ai eu le plaisir de grimper et améliorer mon anglais, à **Maxime Leblanc** qui a eu la sympathie de me servir de cobaye, à **Lou** (ou Louise) **Lenoir** qui m'a fait découvrir les rillettes-café (si si, je vous assure c'est bon), à **Quentin Deloume** qui nous a ramené un peu de son Sud ensoleillé, à **Claire Ansart** que j'ai failli estropier, à **Trixi** (ou Beatrice) **Heller** qui m'a initié au « tissue aérien », à **Océane Dawoj** qui m'a apporter un peu de fraicheur dans ce monde de recherche. Des remerciements aussi à la nouvelle garde : merci **Kevin Moreau** de prendre le relais à notre râlage permanent et notre déconnage ; tu passeras d'ailleurs aussi les remerciements à **Mara**, à qui je souhaite le meilleur. Merci et bon courage à **Virgile Malarewicz**, tu en as fait du chemin depuis ma tentative de meurtre par orage en haut d'une montagne.

Une pensé pour toi **Sylvain Luby**, ta personnalité fut un plaisir à découvrir, en espérant que tu as fini par trouver un vélo (sans bâtons dans les roues cette fois) avec lequel tu puisses avancer. Une pensée aussi pour tous mes camarades d'études qui ont rêvé de faire une thèse, mais dont la dure sélection en a décidé autrement, je pense à vous **Manon** et **Francis** ! Et aux autres aussi qui eux y sont arrivés **Dada**, **Clémentine** et **Léo** !

Mes remerciements suivants (je vous assure on n'est pas loin de la fin) vont à mes amis, c'est vous qui m'avez permis de passer des soirées loin de tout ça et pour cela un grand merci à vous ! **Dorian Gallardo**... on se connait depuis le collège, on se fréquente depuis le lycée, et pour ainsi dire on est ami depuis la fac ! Plus que la plupart des gens, tu m'a vue grandir, évoluer et me transformer ; plus que peu de gens, tu as vu à quel point cette thèse m'a affecté... Merci pour ces soirées McDo de discussions à ne plus en finir, merci pour ces moments de décompression complète, en un mot : merci d'avoir été là et désolé que la réciproque n'ai peut-être pas toujours été vrai. J'en profite pour remercier aussi tes deux acolytes que j'ai maintenant le plaisir de connaître, merci **KeKe** et **JuJu**. **Aurélie** et **Benjamin** merci à vous pour ces longues soirées de jeux de société autour de bières, j'espère avoir l'occasion de les continuer encore longtemps ! Des remerciements aussi à la **famille Parizot** au complet, ça fait que peu de temps que je vous ai découvert, mais vous m'avez déjà beaucoup faire rire, merci (dans l'ordre des rencontres) à **Marin**, **Odile**, **Thierry**, **Alain** et **Val** !

Il est maintenant temps de passer à ceux sans qui rien n'aurait été ne serait-ce qu'envisageable, car si cette thèse c'est la mienne, et bien c'est aussi la leur, je parle bien évidement de **ma famille**. Voyez-vous je suis fondamentalement persuadé que pour arriver jusqu'à cette thèse, et pour pouvoir la terminer, il m'a fallu une force de caractère, une curiosité et un acharnement particulier et chevillé au corps. Et tout ceci je le dois uniquement à l'éducation et le soutient que j'ai reçu de mes parents, **Maman**... **Papa**... merci à vous de m'avoir fait tel que je suis et pour tout ce que vous avez fait. Je tiens aussi à remercier **mes grands-parents**, qui par certains aspects ont aussi éveillé ma curiosité dans mes très jeunes années. Merci à mes deux frères, **Hugo** et **Quentin**, pour m'avoir soutenu tout au long de ces années et avoir sur me garder les pieds sur terre.

Les remerciements auraient pu s'arrêter là s'il n'était pas arrivé un événement inattendu au cours de ma 3e année, l'année 2020. La plupart d'entre vous songent certainement à ce bordel que fut la Covid-19 et le confinement qui s'en suivit, mais ils se fourvoient ! L'événement dont je parle c'est de ton entrée dans ma vie **Oriane Parizot**. Déjà durant le confinement tu n'étais certes pas là, mais tu n'étais toutefois jamais loin ; ensuite dans la tempête que fut la rédaction de ma thèse (de 8-9 mois tout de même) tu as été le phare qui me donnait espoir, la lueur dans mes nuits. Je n'oubliais jamais que grâce à toi, et par de nombreux aspects, je n'ai pas eu à connaitre le fait de soutenir une thèse seule. Merci d'être toi, de m'avoir écouté raconter ma vie, me plaindre et de, malgré tout ça et le reste, m'accepter. Je pourrai continuer, mais la pudeur me consigne de m'arrêter, donc je ne le dirai qu'une dernière fois, sans toi je ne compte le nombre de fois où je serai devenu fou au cours de cette dernière année.

Et bien, je vais maintenant conclure par une série de remerciements plus léger. Merci à Tigri (qui sait comment ça s'écrit), le chat de notre famille qui fut là pour me réconforter lors des déboires de ma première année. Merci à mon ordinateur portable, qui a réussi le miracle de ne pas cracher une fois au cours de ma thèse, et ce malgré de nombreuses tortures. Merci à ma chaise et mon bureau, qui m'ont supporté, ainsi que mon bazar, au cours de ces années. Merci à ma tuture de m'avoir bravement conduit jusqu'au labo et aux quatre coins des Alpes pour le travail. Merci aux deux magnifiques et providentielles Toyota Hilux qui m'ont permis de réaliser mon terrain dans le Massif du Deseado ; merci aussi aux deux tremblantes, mais courageuses, Chevrolet Classic qui nous ont accompagné lors de notre 1er terrain. Merci à la ligne Quad d'avoir bien voulu ne pas (trop) casser lors de ma thèse.

Si la vie s'avère bien être une tartine de merde à se bouffer tous les matins au petit déjeuner, je ne regrette pas de l'avoir dévoré ces trois dernières années grâce à vous tous ! Encore Mille Merci et que vos tartines soit légère !

Alexis Derycke, le 30/08/2021

Préambule :

La géologie, dans sa définition la plus simple, correspond à l'étude des constituants de la Terre, visant à comprendre leurs natures, leurs distributions, leurs histoires et leurs genèses. Cette définition, si elle est simpliste, rend honneur à la multiplicité des disciplines associées aux géosciences, et met en évidence le fait que la géologie se caractérise plus par un objectif, que par une discipline ou un outil spécifique. Ainsi, c'est dans le cadre de cette définition de la géologie que s'inclut le travail réalisé au cours de cette thèse visant à comprendre et reconstruire l'histoire et l'évolution d'une zone jusqu'ici peu investiguée : le Massif du Deseado (Argentine).

Le Massif du Deseado, se trouve dans la partie argentine de la Patagonie et est situé dans l'avant-pays entre la chaîne andine et l'océan Atlantique Sud. Ce Massif a principalement été étudié par des géologues régionaux suivant des approches variées (sédimentologique, paléomagnétisme, géochronologie…) et a connu un épisode de notoriété scientifique international. Ce dernier correspond à la découverte dans les années 1990-2000 de la grande province ignée acide, ou Silicic Large Igneous Province (SLIP) de Chon Aike, dont le Massif du Deseado est le plus important représentant. La mise en place de la SLIP (entre ~190 et ~150 Ma) correspondrait à un des plus grands événements volcaniques enregistrés sur Terre, devant les provinces du Deccan (Inde), de Parana-Etendeka (Brésil) et de Yellowstone (USA). Néanmoins, malgré cette attention ponctuelle, le Massif du Deseado est resté peu étudié et son histoire n'est que partiellement connue. Ainsi, les connaissances actuelles le définissent comme une zone relativement stable au cours des derniers 200 Ma, le Massif du Deseado n'aurait pas ou peu connu d'évolution depuis la mise en place de la SLIP Chon Aike. Cette reconstruction, sans le citer directement, associerait le Massif du Deseado à une zone cratonique, c.-à-d. à un bloc crustal stable au cours des dernières centaines de millions d'années.

L'objectif de cette thèse est donc de chercher à reconstruire l'évolution du Massif du Deseado au cours des dernières centaines de millions d'années, par l'étude quantitative de ses mouvements, ou de son absence de mouvement vertical (c.-à-d. exhumation et enfouissement). En adéquation de cet aspect purement régional, cette étude comporte et s'inclut dans une thématique scientifique plus large : celle de l'étude des mécanismes à l'origine des mouvements verticaux de faible amplitude des zones considérées comme stables et cratoniques. En effet, le Massif du Deseado se trouve actuellement à environ 1000 km de toutes bordures de plaques et a été le témoin de grands événements géodynamiques, tels que la SLIP Chon Aike ou encore la fragmentation du Gondwana lors de l'ouverture de l'océan Atlantique

Sud. Il représente donc un objet géologique rare pour reconstituer la cinématique de ces événements et comprendre leurs influences à très grande échelle sur les zones stables environnantes.

i. Stratégie de la thèse

Pour tâcher de répondre à la problématique de cette thèse, le choix de la méthode s'est porté sur l'utilisation combinée de thermochronomètres basse température, avec les traces de fission et l'(U-Th)/He sur apatite, et l'(U-Th)/He sur oxyde de fer et de manganèse. Ces trois méthodes, adjointes à l'inversion de données, permettent de reconstituer l'histoire thermique d'une roche durant son passage entre ~150°C et ~20°C. Cette gamme de température correspond en moyenne à celle des 5 à 7 premiers kilomètres de la croûte continentale, ce qui permet en conséquence de déterminer la temporalité du passage des roches dans cette gamme de profondeur (appelée sub-surface dans ce manuscrit). Toutefois, afin de réaliser ce type d'interprétation, il est nécessaire en amont de caractériser les potentielles perturbations thermiques ayant pu affecter ces profondeurs ; or, la SLIP Chon Aike (ainsi que d'autres événements) ont pu affecter significativement l'histoire thermique du Massif du Deseado. Ainsi, le travail de cette thèse comprend aussi celui de modélisations thermiques 1D pour pouvoir estimer l'impact de ces événements, et effectuer une transition certaine depuis des histoires thermiques, vers des histoires verticales (profondeur).

D'autre part, l'utilisation de la thermochronologie basse température et de l'inversion de données dans le cadre de zone cratonique (mouvements de faibles amplitudes sur de longues durées) se caractérise par un aspect particulier : celui de pousser l'utilisation des modèles de thermochronomètre à leurs limites. Plus particulièrement, l'interprétation des âges (U-Th)/He sur apatite est souvent complexe et ne peut être réalisée avec les modèles de diffusion classiquement utilisés ; raison pour laquelle un des derniers modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite a été calibré au cours de cette thèse afin de pouvoir établir des histoires thermiques fiables.

Pour finir, le travail de cette thèse a été réalisé au sein du laboratoire GEOPS (C. Gautheron, Université Paris Saclay, France) et en co-encadrement avec l'Université de Padoue (M. Zattin, Italie) ; mais il fait aussi parti d'un projet de plus grande envergure visant à caractériser la dynamique d'une partie de l'avant-pays Patagonien, dont le Massif du Deseado constitue l'extrémité sud. Ce projet inclut le travail de thèse de Marie Genge effectué entre l'Université de Padoue (M. Zattin, Italie) et l'Université de Lille 1 (C. Witt, France), ainsi que la participation de l'Université de Naples (S. Mazzoli, Italie) et de SEGEMAR (M. Marquez, Argentine).

ii. Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est constitué de six chapitres de tailles variées qui traitent chacun d'un aspect de la thèse et sont subdivisés en 2 ou 3 trois grandes parties introduites en chaque début de chapitre. Ce manuscrit est accompagné de plusieurs annexes, dont certaines numériques, contenant les résultats, articles et divers documents produits au cours de ce travail de thèse.

Cette thèse visant avant tout à reconstruire l'histoire géologique du Massif du Deseado, le premier chapitre présente le Massif du Deseado, sa position au sein de la Patagonie, les formations qui le compose et pour finir l'état actuel des connaissances sur son histoire.

Ensuite, ce travail de thèse reposant sur de multiples thermochronomètres et une utilisation poussée aux extrêmes de leurs modèles, le second chapitre de cette thèse présente en détail un état de l'art de la thermochronologie et de l'inversion de données permettant de poser les limites d'utilisation de cette approche. Dans ce chapitre, est introduit l'une des problématiques de cette thèse que fut la nécessité de calibrer un modèle de diffusion de l'hélium dans l'apatite, mais également l'approche, novatrice, utilisée pour l'inversion des données (U-Th)/He sur oxyde de fer et de manganèse.

Le troisième chapitre de cette thèse présente les deux missions de terrain réalisées au cours de ce travail, ainsi que la nature de chacun des affleurements échantillonnés. Sont ensuite présentés les protocoles analytiques développés et utilisés au cours de cette thèse, ainsi qu'un chantier mené à titre de développement pour évaluer l'utilisation de la méthode novatrice de l'(U-Th)/He sur oxydes de fer et manganèse.

Le quatrième chapitre de cette thèse répond à la problématique soulevée dans le chapitre 2 en présentant la méthode utilisée pour calibrer un modèle particulier de diffusion de l'hélium dans l'apatite.

Les résultats des analyses effectuées au cours de cette thèse, ainsi que des inversions de données et des modélisations thermiques sont présentés dans le cinquième chapitre de cette thèse.

Pour finir, le sixième et dernier chapitre réalise dans un premier temps une synthèse des inversions de données et la conversion température – profondeur des chemins déduits. Puis, dans un second temps, est reconstruit l'histoire géologique du Massif du Deseado à la lumière des résultats et apports de cette étude. Ce dernier chapitre se conclut avec la mise en perspective de la dynamique du Massif du Deseado (nouvellement reconstruite) par rapport à l'ensemble de la Patagonie durant l'événement Chon Aike et l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Se faisant, ce chapitre clôture ce travail de thèse avec une ouverture sur les potentielles implications et perspectives d'une telle dynamique.

Table des Matières du manuscrit :

Chapitre 1 : Contexte géologique du Massif du Deseado.....9

1.A) Généralités sur la zone d'étude.....17

1.B) Les formations géologiques du Massif du Deseado.....29

1.C) État de l'art sur l'origine et l'évolution du Massif du Deseado.....55

Chapitre 2 : État de l'art et utilisation de la thermochronologie.....129

2.A) Histoire et principes de la thermochronologie.....138

2.B) Caractérisation et utilisations des thermochronomètres de cette étude.....158

2.C) Principes et méthodes d'inversion de données thermochronologiques.....210

Chapitre 3 : Matériels et méthodes analytiques de cette étude.....245

3.A) Description du matériels analytiques de cette étude.....252

3.B) Méthodes de thermochronologie sur apatite.....294

3.C) Méthodes de thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse.....334

Chapitre 4 : Calibration du modèle Gerin – 2017 (diffusion de l'hélium dans l'apatite).....359

Chapitre 5 : Résultats et inversions des données acquises dans le Massif du Deseado.....395

5.A) Résultats des analyses sur apatites des échantillons.....403

5.B) Résultats des analyses sur oxydes de fer et de manganèse.....423

5.C) Inversion des données thermochronologiques AFT, AHe et OFe/MnHe.....444

5.D) Modélisations numériques (CAGES2D) des évolutions du profil géothermique du Massif du Deseado.....472

Chapitre 6 : Interprétation des chemins $t(T)$ et reconstruction de l'histoire géologique du Massif du Deseado.....499

6.A) Interprétation des chemins $t(T)$ en termes de chemins $t(prof)$ et dynamique verticale.....506

6.B) Reconstruction et discussion sur l'histoire géologique du Massif du Deseado...526

6.C) La dynamique du Massif du Deseado comparée à celles des zones environnantes : perspective sur la géodynamique de la Patagonie.....560





Illustration du Chapitre 1 : Contexte géologique du Massif du Deseado

Paysage typique du Rio Deseado et de la pampa *au lieudit* Tres Hermanas*, lieu de passage de Charles Darwin lors de sa remonté du Rio Deseado en avril 1832*
Crédit photo Alexis Derycke , Mission DES19

Chapitre 1 : Contexte géologique du Massif du Deseado

Introduction :

Le Massif du Deseado est un objet géologique singulier dans le paysage de la Patagonie argentine. Composé pour partie de collines et de falaises de faibles amplitudes, il se distingue clairement des steppes qui forment le paysage de la Patagonie Sud. Depuis longtemps, cette singularité morphologique a posé question aux naturalistes d'abord puis aux géologues quant à son origine et sa nature. Le Massif du Deseado, que l'on peut traduire en *Massif du Désir* en français, s'avère être difficile d'accès et hostile, il est donc resté longtemps un objet certes curieux, mais peu étudié. Il fallut attendre les années 1990' que la découverte, involontaire et inattendue, de ressources minières aurifères motive et subventionne des études visant à comprendre l'histoire géologique du Massif.

Durant la même période, les études visant à comprendre l'origine et la spécificité géologiques de la Patagonie battaient leur plein. Or, les recherches menées ces dix dernières années sur le Massif du Deseado ont conduit à définir ce dernier comme étant une pièce importante du puzzle permettant de reconstruire l'histoire de la Patagonie. L'évolution géologique du Massif, encore peu connue, est donc étroitement liée à celle de la Patagonie, et pour comprendre la seconde il est nécessaire de reconstruire la première.

Après une première partie introduisant sur la géographie de la Patagonie et du Massif du Deseado, la seconde partie de ce chapitre décrit les différentes formations et unités géologiques affleurant au sein du Massif du Deseado. Dans une dernière partie Est alors résumé l'état des connaissances actuelles sur l'histoire géologique du Massif du Deseado et de la Patagonie.

Pour ouvrir ce chapitre, voici les réflexions de Charles Darwin, premier scientifique à aborder le Massif du Deseado, lorsqu'il débarqua aux portes du Massif du Deseado lors de son périple à bord du vaisseau USS Beagle :

« *Il n'y avait pas d'arbre et, à l'exception du guanaco, qui se tenait au sommet de la colline, une sentinelle surveillant son troupeau, il n'y avait guère d'animal ou d'oiseau. Tout n'était que calme et désolation. Pourtant, en passant au-dessus de ces scènes, sans qu'un objet flamboyant ne soit à proximité, un sentiment de plaisir mal défini, mais fort est vivement ressenti. On se demandait combien d'âges la plaine avait ainsi vécu, et combien d'autres elle était ainsi condamnée à vivre* » traduit depuis *A naturalist's voyage round the world* by Charles Darwin, *December 23rd, 1832*.

Table des matières :

Introduction : 9

1.A) Généralités sur la zone d'étude 17

1.A - I. La Patagonie 17
1.A - I a) Géographie de la Patagonie 17
1.A - I b) Spécificité géologique de la Patagonie 19
1.A - I c) Découpage géographique de la Patagonie 21

1.A - II. Le Massif du Deseado 23
1.A - II a) Géographie du Massif du Deseado 23
1.A - II b) Spécificité géologique du Massif du Deseado et de ses environs 24
- **Le Massif du Deseado 24**
- **Les zones environnantes 25**

1.A - II c) La morphologie du Massif du Deseado 26
- **Le Massif du Deseado : partie Ouest 27**
- **Le Massif du Deseado : zone de transition centrale 27**
- **Le Massif du Deseado : partie Est 27**

1.B) Les formations géologiques du Massif du Deseado 29

1.B - I. Affleurements remarquables et cartes géologiques du Massif du Deseado . 29
1.B - I a) Les affleurements remarquables du Massif du Deseado 29
- **La partie Ouest du Massif : 29**
- **La partie Centrale du Massif : 30**
- **La partie Est du Massif : 31**

1.B - I b) Les mines et prospects du Massif du Deseado 32
- **Mines et prospect du Massif du Deseado 32**
- **Mine et prospect étudié dans le cadre de cette thèse 34**

1.B - I c) Cartes géologiques du Massif du Deseado 34
- **Les cartes aux 1:250 000e : 35**
- **La carte harmonisée de la région de Santa Cruz : 36**

1.B - II. Formations Néoprotérozoïque à Paléozoïque dans le Massif du Deseado .. 39
1.B - II a) Néoprotérozoïque à Dévonien : le Complexe Rio Deseado (CRD) 39
- **CRD, sous-unité Inférieure : 39**
- **CRD, sous-unité supérieure : 40**

1.B - II b) Le Permo-Trias : le groupement El Tranquilo 40

- **Sous-unité 1 : le groupement de Tres Cerros (Permien) 41**
- **Sous-unité 2 : la formation d'El Tranquilo (Trias) 41**

1.B - III. Formations Mésozoïques dans le Massif du Deseado 41

1.B - III a) Le Trias supérieur : la formation Roca Blanca 41

1.B - III b) Trias supérieur : unité intrusive de La Leona 42

1.B - III c) Jurassique inférieur à moyen : le Complexe Volcanique Bahia Laura (CVBL) 43

- **La vision historique du CVBL : un découpage lithologique 43**
- **Nouvelle vision : une série de remplissage de Caldera 45**

1.B - III d) Jurassique sup. à Crétacé inf. : la formation Bajo Grande 48

1.B - III e) Crétacé inf. à Crétacé sup. : les séries continentales de bassins 48

- **Le groupement Baqueró 48**
- **Le groupement Chubut 49**

1.B - IV. Formations Cénozoïques dans le Massif du Deseado 49

1.B - IV a) Les épanchements basaltiques 49

- **Sous-unité 1 : les basaltes Las Mercedes 49**
- **Sous-unité 2 : Les Basaltes Néogène à Quaternaire 50**

1.B - IV b) Les dépôts Tertiaires 50

- **Sous-unité 1 : la formation Salamanca 50**
- **Sous-unité 2 : la formation Rico Chico 50**
- **Sous-unité 3 : la formation Sarmiento 51**
- **Sous-unité 4 : la formation Patagoniano 51**
- **Sous-unité 5 : les terrasses Plio-Quaternaire 51**

1.B - V. Log synthétique des séries du Massif du Deseado 51

1.B - V a) Regroupements des unités du Massif du Deseado 51

- **Le socle (Paléozoïque-Mésozoïque) 51**
- **La couverture Crétacée 52**
- **La couverture Cénozoïque 52**

1.B - V b) Log synthétique du Massif du Deseado 53

1.C) État de l'art sur l'origine et l'évolution du Massif du Deseado 55

1.C - I. 1re période : accrétion du Gondwana (le socle) 55

1.C - I a) Protérozoïque : l'origine de la (des) terrane(s) Patagonienne(s) 56

- **Les données géologiques disponibles 56**
- **L'origine de la Patagonie 57**

1.C - I b) Paléozoïque : accrétion de la (des) terrane(s) Patagonienne(s) 58

- **Les données disponibles 58**

• Modèle d'accrétion tardive de multiples terranes : Pankhurst *et al.* (2006) 61
• Modèles d'accrétion précoce d'une seule terrane : théorie de Ramos et collaborateurs 63
• Modèle de ré-accrétion de deux blocs : Schilling *et al.* (2017) 66

1.C - I c) Le supercontinent Gondwana : la fin de la première période 67

1.C - II. 2sd période : dérive du Gondwana (le Complexe Volcanique Bahia Laura et la SLIP Chon Aike) 70

1.C - II a) Les débuts : découverte et composition de la SLIP Chon Aike 71

• Découverte de dépôts volcaniques jurassiques régionaux : de 1980 à 1985, Gust *et al.* (1985) 71
• Le paléo-champs de contrainte associé à la mise en place CVBL : Reimers *et al.* (1996) 71
• De dépôts volcaniques jurassiques à « Silicic Large Igneous Province » : Pankhurst *et al.* (1998) 72
• La migration du SLIP : Feraud *et al.* (1999), Pankhurst *et al.* (2000) 76
• Le contexte tectonique durant la SLIP Chon Aike : 77

1.C - II b) Le renouveau des études : caractérisation des événements reliés à la SLIP Chon Aike 77

• Premier impact de la SLIP Chon Aike dans le Deseado : Somoza *et al.* (2008) 78
• Des données géochimiques actualisées des dépôts de la SLIP Chon Aike en Patagonie 78
• Une phase compressive ante CVBL dans le Massif du Deseado : Navarrete *et al.* (2019a) 79
• La dynamique de la subduction (paléo-Pacifique) entre 240 et 150 Ma : Navarrete *et al.* (2019b) 81
• Le contexte tectonique syn Chon Aike : Fernández *et al.* (2020) 83
• Des données géochimiques actualisées des dépôts de la SLIP Chon Aike en Péninsule Antarctique : Bastias *et al.* (2021) 84

1.C - II c) L'établissement de modèles géodynamiques de l'origine de la SLIP Chon Aike 85

• Combinaison entre un flat-slab et un point chaud : Navarrete *et al.* (2019b) 85
• Déchirure du slab : Lovecchio *et al.* (2019) 86

1.C - II d) Résumé de la mise en place en surface du CVBL 87

1.C - II e) La fin de la SLIP Chon Aike 88

1.C - III. 3e période : fragmentation du Gondwana (la couverture Crétacé) 89

1.C - III a) L'évolution Crétacé du Massif du Deseado 89

• Caractérisation d'un événement compressif : 89
• Dépôt de la Couverture Crétacée 93

1.C - III b) L'enregistrement Crétacé dans les bassins environnants le Massif du Deseado 93

• Le bassin de San Jorge (bordure Nord du Massif du Deseado) 94
• Le bassin de San Julian (bordure Est) 96
• Le bassin Malvina et le haut topographique de Rio Chico (bordure Sud Est) 96
• Le bassin Austral (bordure SO du Massif du Deseado) 97

1.C - III c) L'ouverture de l'océan Atlantique Sud 99

• Généralité sur les mécanismes d'ouverture océanique 99
• Le modèle d'ouverture de l'Atlantique Sud : (Lovecchio *et al.*, 2020)..... 100

1.C - IV. 4e période : dérive du continent Sud-Américain (la couverture Cénozoïque) 104

1.C - IV a) La subduction des plaques Aluk — Farallon — Nazca..... 104

• Subduction de la ride Farallon-Aluk (70 à 40 Ma) 104
• Subduction de la plaque Farallon/Nazca (40 à 8 Ma) 106
• Subduction de la ride du Chili (17-15 Ma à l'actuel)..... 108

1.C - IV b) L'histoire Cénozoïque du Massif du Deseado 110

• Première phase d'épanchement basaltique (60-40 Ma)..... 110
• Dépôts Tertiair et seconde phase d'épanchements basaltiques (40-17 Ma)..... 110
• Dernière phase d'épanchement basaltique et soulèvement du Massif (17 Ma à l'actuel)..... 111

Bibliographie du Chapitre 1 : 119

Table des illustrations :

Figure 1.A - I–1 : vue satellite de la région Patagonienne et position de ses frontières géographiques 18

Figure 1.A - I–2 : cartes géologiques et géomorphologiques de l'Amérique du Sud 20

Figure 1.A - I–3 : schéma de la nomenclature d'une zone de subduction. 21

Figure 1.A - I–4 : carte topographique de la Patagonie « géologique » et délimitations des zones géographiques la composant. 22

Figure 1.A - II–1 : carte du découpage géographique de la Province de Santa Cruz, comprenant le Massif du Deseado. 23

Figure 1.A - II–2 : carte topographique du Sud du continent Sud-américain centré sur le Massif du Deseado (50-47°S) 25

Figure 1.A - II–3 : carte topographique du Massif du Deseado, accompagné d'un profil topographique orienté E-O 28

Figure 1.B - I–1 : lieudit de la partie Ouest et centrale du Massif du Deseado 30

Figure 1.B - I–2 : lieudit de la partie Est du Massif du Deseado 32

Figure 1.B - I–3 : cartes des principales mines, prospects et gisements d'or du Massif du Deseado 33

Figure 1.B - I–4 : regroupement des cartes géologiques aux 1:250 000e couvrant le Massif du Deseado 35

Figure 1.B - I–5 : carte géologique harmonisée de la Province de Santa Cruz, contenant le Massif du Deseado dans sa partie Nord. 36

Figure 1.B - I–6 : carte géologique simplifiée du Massif du Deseado 38

Figure 1.B - III–1 : position du paléo-bassin de Chubut, d'après Navarrete et al. (2016) 42

Figure 1.B - III–2 : explication de la suite lithologique constituant le Complexe Volcanique Bahia Laura, ainsi que son mécanisme de mise en place ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.B - V–1 : schéma synthétisant les séries visibles dans le Massif de Deseado, ainsi que leurs contextes de mise en place. Sont aussi inclue les regroupements réalisés dans cette étude. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.B - V–2 : schéma faisant correspondre les séries du Massif de Deseado avec l'échelle des temps géologiques ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - I–1 : cartes présentant les différentes visions de l'accrétion de la (des) terrane(s) Patagonienne(s) au Gondwana ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - I–2 : à gauche, bloc-diagramme de la subduction sous le bloc Sud Patagonie. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - I–3 : carte de la Patagonie, comprenant la position des roches protérozoïque et Paléozoïque et leurs regroupements selon deux ceintures (cf. corps de texte). **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - I–4 : carte et coupe schématique de l'accrétion des terranes Patagoniennes, vue selon le modèle de Pankhurst et al.(2006) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - I–5 : carte et coupe schématique de l'accrétion du bloc Patagonien, vue selon le modèle de Ramos en 2008. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - I–6 : modèle d'accrétion de la terrane Patagonienne au bloc Antarctique Est **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - I–7 : blocs-diagrammes et cartes paléogéographiques reconstituant l'accrétion de la Patagonie au Gondwana, selon le modèle de Schilling et al. (2017).**Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - I–8 : morphologie du la partie Patagonienne et Antarctique du Gondwana à la transition Paléo-Mésozoïque, d'après Elliot et al. (2013) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–1 : carte paléogéographique au Jurassique supérieur montrant la position des dépôts associés aux provinces magmatiques de Karoo, Ferrar et Chon Aike.**Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–2 : carte et rosas (orientation des plans) de l'ensemble des structures tectoniques observées au sein du Massif du Deseado. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–3 : cartes des principales datations des dépôts (volcaniques et plutoniques) de la SLIP Chon Aike, en Patagonie et Péninsule Antarctique ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–4 : cartes schématiques de la migration temporelle de la SLIP Chon Aike**Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–5 : coupe de la mise en place des dépôts dans le Massif du Deseado et le bassin San Julian par Homovc et Constantini (2001) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–6 : photos et coupes schématiques montrant l'existence d'une déformation affectant les dépôts de la formation Roca Blanca, avant la mise en place des dépôts de Complexe Volcanique Bahia Laura ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–7 : localisation des plutons d'arc se mettant en places entre la fin du Permien et la fin du Jurassique en Patagonie et Péninsules Antarctique. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–8 : carte et coupes lithosphériques montrant le développement d'un flat-slab sous-patagonien et attribuant la SLIP Chon Aike à un volcanisme d'arc uniquement..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–9 : cartes et coupes lithosphériques schématiques montrant le développement et retrait du slab plat sous-Patagonien entre le Permien et le Jurassique **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - II–10 : modèle de l'ouverture du bassin Malvina (Sud-Ouest du Massif du Deseado) induit par le roll-back d'un slab sous-patagonien, selon Lovecchio et al. (2019). Le tracé rouge sur les cartes représente le tracé de coupe théorique. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - III–1 : photographies de la discordance angulaire Bajo Grande, entre les dépôts de Bajo Grande et de la couverture Crétacé (Baqueró) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - III–2 : tableau récapitulatif des événements tectoniques aillant affecté le Massif du Deseado. D'après Giacosa et al. (2010) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - III–3 : carte topographique de la Patagonie « géologique » et délimitation des zones géographiques la composant. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - III–4 : structuration du bassin San Jorge, avec les coupes A et B orientées Nord-Sud permettant d'imager la transition avec le Massif du Deseado.... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - III–5 : profil sismique interprété du bassin Malvinas par Lovecchio et al. (2019) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - III–6 : cinématique de l'ouverture du bassin Rocas Verdes (Austral) selon Sickmann et al. (2019)..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - III–7 : schéma de rifting actif et passif (d'après Allen & Allen, 2005)**Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - III–8 : cartes et coupes schématiques résumant la cinématique d'ouverture de l'Atlantique Sud, selon le modèle de Lovecchio et al. (2020). ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - IV–1 : carte et coupes schématiques résumant le diachronisme, observé dans l'arrière-arc, des événements produit par la subduction de la ride Farallon-Alluk entre 60 et 40 Ma. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - IV–2 : carte schématique de la subduction de la ride Farallon-Aluk, selon Gianni et al (2019) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - IV–3 : figure récapitulative de Navarrete et al. (2020b), reliant la dynamique arrière-arc Sud Patagonienne des 30 dernières Ma, à la dynamique de la subduction de la plaque Farallon-Nazca durant la même période ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - IV–4 : carte de la paléo-position de la Chile Triple Junction (ride du Chili) et du volcanisme qui lui est associé. Guillaume et al. (2010). ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - IV–5 : analyses de terrain et numérique de soulèvement du Massif du Deseado (15 Ma à l'actuel) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - IV–6 : photos et profils topographiques du Massif Deseado, mettant en évidence les paléosurfaces observées par Bétard et al. (2014) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 1.C - IV–7 : synthèse de l'histoire du Massif du Deseado ..... **Erreur ! Signet non défini.**

1.A) Généralités sur la zone d'étude

Cette partie replace le Massif du Deseado dans le cadre géographique patagonien, puis présente le découpage géographique du Massif du Deseado et de ses environs, ainsi la structure et des nomenclatures régionales que sont décrites.

1.A - I. La Patagonie

La Patagonie désigne la région la plus australe du continent Sud-américain et comprend le Sud de l'Argentine et du Chili (Figure 1.A - I–1). Elle est caractérisée par un ensemble de conditions écologiques, climatiques et géologiques spécifiques ; et les écrits du géologue Victor Ramos, à l'origine de nombreuses études sur la Patagonie permettent de les décrire :

« […] La Patagonie, une des régions les moins peuplées d'Amérique du Sud, vaste terre semi-désertique dans une région froide à tempérée, a été l'inspiration de nombreuses hypothèses inhabituelles sur son origine géologique.

La région [*id.* La Patagonie] située au Sud du Rio Colorado […], a attiré prématurément l'attention d'éminents naturalistes tels que le Perito Francisco P. Moreno qui, dès le XIXe siècle, s'interrogeait sur la "nature exotique" de son paysage et de sa flore.

Il a souligné ses liens les plus étroits avec la Péninsule Antarctique, l'Australie et la Nouvelle-Zélande, et il s'est demandé pourquoi certains paysages et roches de la Patagonie étaient si différents du reste de l'Amérique du Sud et remarquablement similaires à ceux du continent Sud [*id.* Antarctique] (Moreno, 1882). […] » (Ramos, 2008)

1.A - I a) Géographie de la Patagonie

La Patagonie (Figure 1.A - I–1) est localisée aux environs de 38° de latitude Sud et se poursuit jusqu'aux Terres Australes, couvrant l'ensemble des terres situées entre les océans Pacifique et Atlantique. Cette zone inclut une partie du Chili et de l'Argentine et s'étend jusqu'à l'extrémité Sud des deux pays : la Terre de Feu. De plus, les îles des Falkland peuvent, ou non, être considérées comme faisant partie de la Patagonie.

Toutefois, si la Patagonie englobe certaines délimitations législatives, elle n'est, ni pour le Chili ni pour l'Argentine, une province légale ; elle est uniquement une région géographique définie par son environnement et sa nature spécifiques.

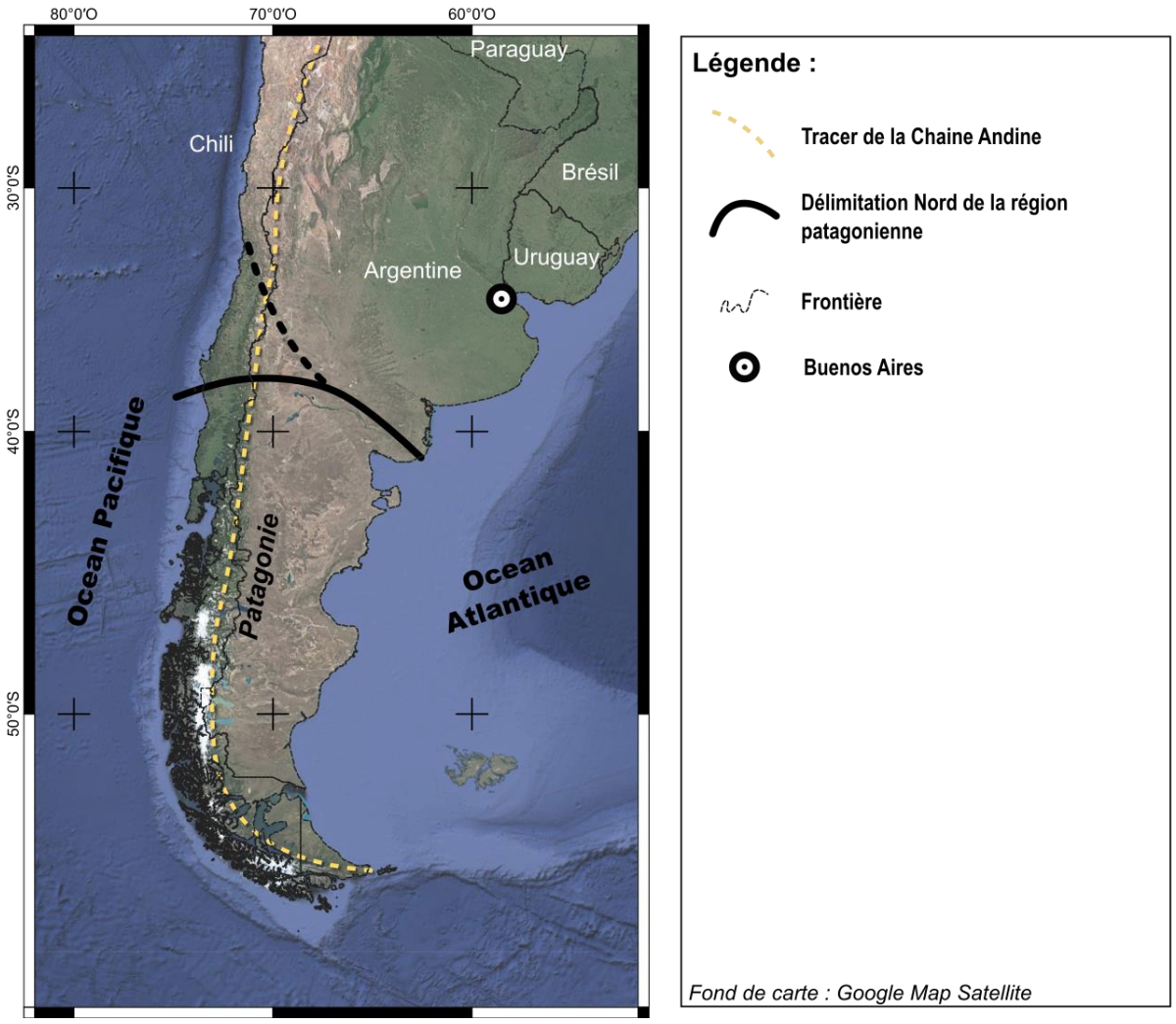


Figure 1.A - I–1 : vue satellite de la région Patagonienne et position de ses frontières géographiques

La Patagonie n'étant pas une région définie législativement, son origine et ses limites sont donc à relier aux conditions climatiques et aux environnements géologiques spécifiques que l'on peut y observer. Comme l'illustre la Figure 1.A - I–1, au Nord de la Patagonie il est observé une inversion particulièrement visible du couvert végétal par rapport à l'axe de la Chaîne andine, ou Cordelière andine. Cette différence du couvert végétal résulte de la combinaison entre la présence de la chaîne Andine, constituant une barrière topographique climatique est-Ouest, et le changement d'influence de vents.

La Patagonie est sous l'influence des vents d'Ouest, à la différence de la cordelière plus au Nord (influencée par des vents d'Est) ce qui explique qu'elle possède une dynamique climatique différente. Ainsi, en Patagonie, à l'Ouest de la chaîne Andine, la végétation est relativement luxuriante, a contrario de l'est de la chaîne qui s'avère relativement aride, car isolée des apports hydriques.

1.A - I b) Spécificité géologique de la Patagonie

Si une première définition de la région patagonienne tient en des caractéristiques climatiques et écologiques ; ceux-ci étant influencés par la barrière topographique que constitue la chaîne Andine, la géologie est donc, indirectement, liée à cette première définition. Mais, comme évoquée dans les propos de V. Ramos, la Patagonie est définie aussi et même principalement par sa nature géologique et géomorphologique significativement différente du reste de la Cordillère andine (p. ex. Ramos, 2009; Ramos, 2008) (Figure 1.A - I–2).

Il existe un grand nombre de marqueurs géologiques permettant de proposer une autre définition de la région patagonienne, axée sur ses caractéristiques géologiques particulières. Cette nature géologique singulière est à lier à son histoire géologique différente de la Patagonie, vis à vis du reste du continent Sud-Américain. La Figure 1.A - I–2 permet d'illustrer à grande échelle les spécificités qui différencient la Patagonie du reste de la Cordillère andine, avec par exemple :

- une topographie plus faible que le reste de la Cordillère andine
- un arrière-arc particulièrement tourmenté, avec une topographie élevée
- une plateforme continentale étendue

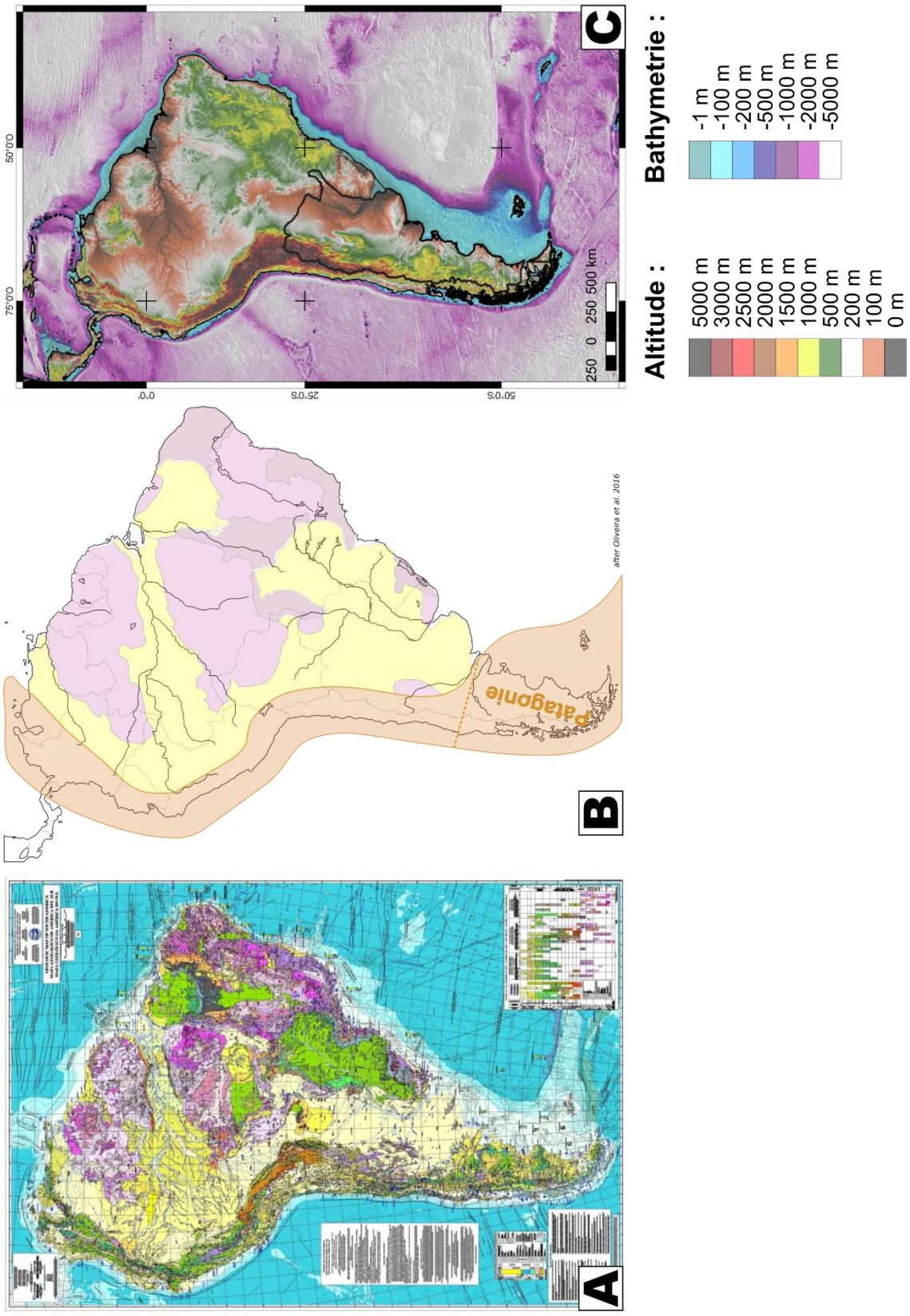


Figure 1.A - I–2 : cartes géologiques et géomorphologiques de l'Amérique du Sud
A *: carte géologique au 1 : 5 500 000e*
B *: carte des unités structurales, orange = chaîne Andine, jaune = bassins Méso-Cénozoïques, rose = cratons protérozoïque à Archéen*
C *: carte topographique*

À plus petite échelle, l'une des spécificités majeures de la Patagonie est la nature particulière de son arrière-arc (Figure 1.A - I–3). Celui-ci, localement appelé *Patagonian Broken Foreland*, est une zone relativement vaste pouvant s'étendre jusqu'à plus de 1000 km de la zone de subduction (Figure 1.A - I–3) dans laquelle il est observé des bassins sédimentaires et zones de socle montrant des marqueurs géologiques et topographiques inhabituels pour un arrière-arc. L'origine de cet arrière-arc particulier a été de nombreuses fois étudiée et il a été démontré qu'il résulte d'une histoire longue et complexe (Ramos *et al.*, 2020 et les références incluses).

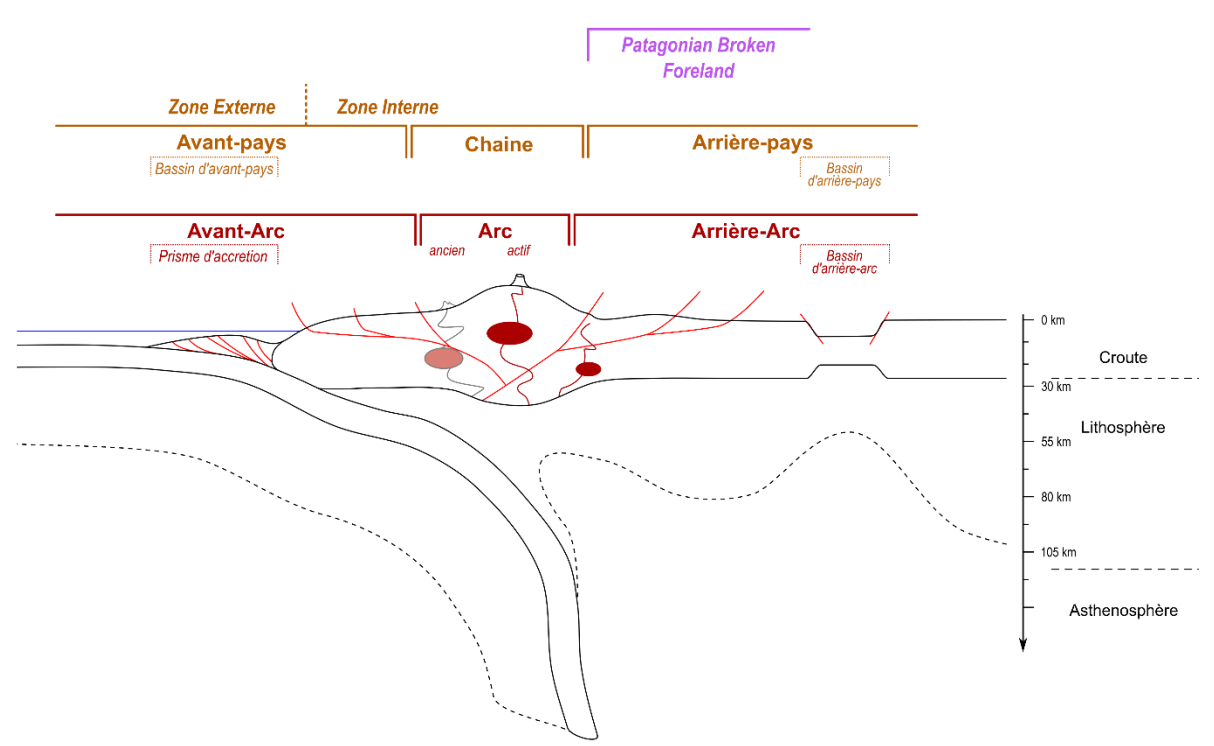


Figure 1.A - I–3 : schéma de la nomenclature d'une zone de subduction.

1.A - I c) Découpage géographique de la Patagonie

Si la Patagonie possède une homogénéité géologique qui permet sa définition, elle est découpée en plusieurs zones géologiques présentées dans la Figure 1.A - I–4 . Ainsi la Patagonie est communément divisée en une région Nord et une Sud (p. ex. Pankhurst *et al.*, 2006; Ramos, 2008) ; et on retrouve du Nord au Sud les unités géologiques suivantes :

- les massifs Nord-Patagonien, noté MNP (*North Patagonian Massif*)
- la chaîne de plissement-chevauchement de San Bernardo, noté SB (*fold and thrust Belt San Bernardo*)
- le bassin San Jorge, noté SJo (*San Jorge basin*)
- le bassin San Julian, noté SJu (*San Julian basin*)

- le Massif du Deseado, noté MD (*Deseado Massif*)
- le bassin Austral-Magallanes, noté A-M (*Austral-Magallanes basin*)

Et à l'Ouest et l'est, sont localisées respectivement la chaîne Andine et les îles Malouines (aussi nommées *Falkland*, ou *Malvina*) accompagnées du bassin Falkland ou Malvina.

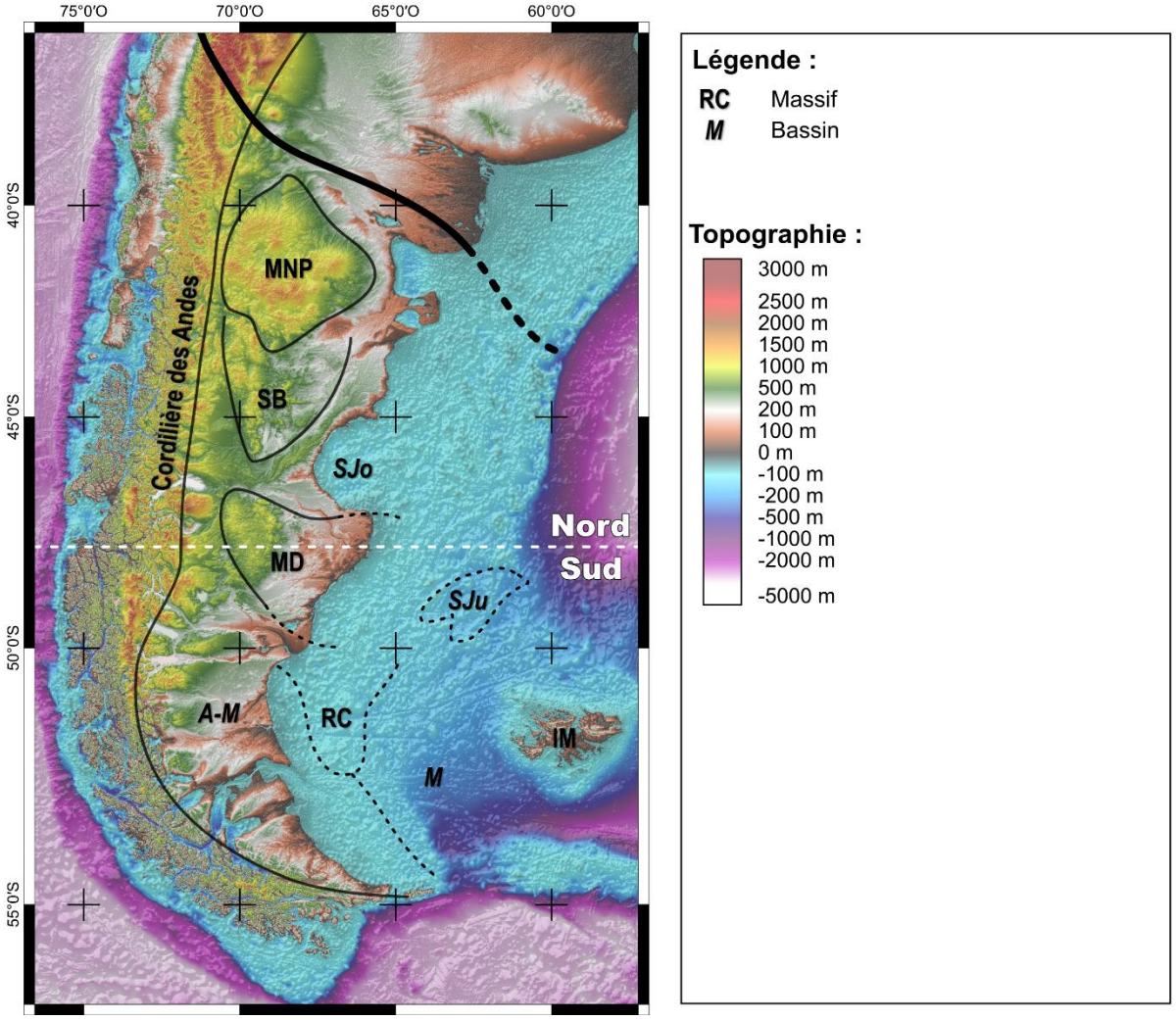


Figure 1.A - I–4 : carte topographique de la Patagonie « géologique » et délimitations des zones géographiques la composant.
MNP = Massif Nord Patagonien, SB = San Bernardo, SJo = San Jorge, MD, Massif du Deseado, SJu = San Julian, A-M = Austral-Magallanes, RC = Rio Chico high, M = Malvina (Malouines), IM = Iles Malvina (Malouines).

1.A - II. Le Massif du Deseado

1.A - II a) Géographie du Massif du Deseado

Le Massif du Deseado se localise dans la partie argentine de la Patagonie, plus spécifiquement dans la province de Santa Cruz qui, exception faite des Terres de Feu et d'Antarctique, est la province la plus au Sud de l'Argentine (Figure 1.A - II–1).

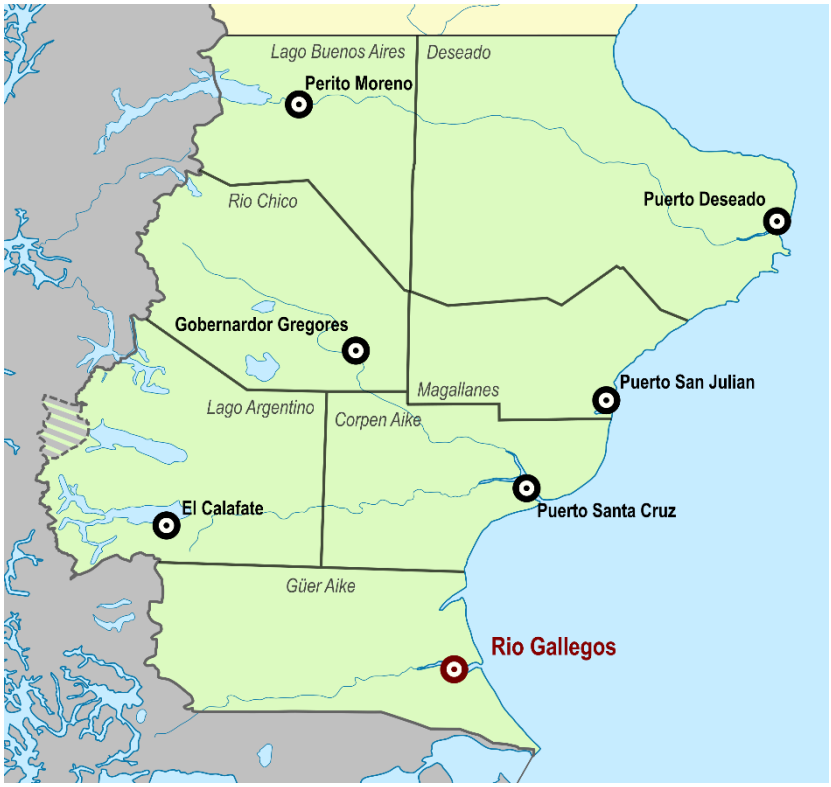


Figure 1.A - II–1 : carte du découpage géographique de la Province de Santa Cruz, comprenant le Massif du Deseado.

Une des spécificités de la province de Santa Cruz est l'exploitation de trois richesses géologiques :

- Les hydrocarbures fossiles pétrole-huile (présents dans les bassins entourant le Massif du Deseado)
- les métaux : or et argent (présents dans le Massif du Deseado)
- la pèche (permise par une grande extension du plateau continental)

La province de Santa Cruz est peu habitée du fait de sa position géographique (moins de 300 000 habitants pour ~250 000 km^2 au total), et le Massif du Deseado est pratiquement inhabité à l'exception de quelques fermiers et de concessions minières.

Du point de vue de la surface, le Massif du Deseado couvre une zone d'environ 75 000 km², avec une extension d'environ 250 par 350 km (Figure 1.A - II–2). Le Massif est traversé à l'est et contourné à l'Ouest par deux routes goudronnées, respectivement *Routa 3* et *Routa 40*. On trouve toutefois plusieurs pistes carrossables et tracées qui sillonnent le Massif, ainsi que la ville portuaire de Puerto Deseado à l'Est (Figure 1.A - II–1). L'absence de vie au sein du Massif du Deseado est directement liée aux conditions climatiques rudes qui y sévissent ; en effet, on y trouve un climat désertique donnant des paysages type *pampa* et *meseta* caractérisés par une végétation peu développée.

1.A - II b) Spécificité géologique du Massif du Deseado et de ses environs

- **Le Massif du Deseado**

D'un point de vue topographique, la région du Deseado n'apparait pas forcément comme un « Massif », aux vues de sa faible élévation (*cf.* paragraphe suivant) ; néanmoins un Massif est un « ensemble géologique qui se distingue morphologiquement, structuralement et pétrographiquement de son contexte » (Larousse).

Le Massif du Deseado est constitué principalement de roches majoritairement d'âge jurassique et de nature volcanique acide, le distinguant des bassins sédimentaires Méso-Cénozoïque périphériques. Cette différence de composition est l'une des spécificités principales qui conduise à définir la région du Deseado comme un « Massif ». Les dépôts jurassiques, présents partout dans le Massif du Deseado, servent ainsi en définir la taille et les limites de l'unité géologique du Massif du Deseado.

La Figure 1.A - II–2 illustre les délimitations géographiques connues du Massif : les bordures Nord, Ouest et Sud sont relativement bien contraintes, mais la terminaison est reste encore mal définie. En effet, à l'est s'étend un plateau continental offshore où les dépôts jurassiques volcaniques acides pourraient se prolonger, mais la non-disponibilité de données de surface rend le positionnement de la bordure difficile.

Les dépôts jurassiques volcaniques acides servent d'encaissant aux minéralisations en or du Massif et représente l'un des 5 plus grands gisements d'or au monde. L'exploitation est principalement réalisée par des mines type « open pit » (c.-à-d. à ciel ouvert). Néanmoins, le fait que l'or se trouve sous forme de trace dans des minéraux de quartz diminue fortement la teneur des gisements, entrainant une baisse de l'attractivité du Massif pour les compagnies minières.

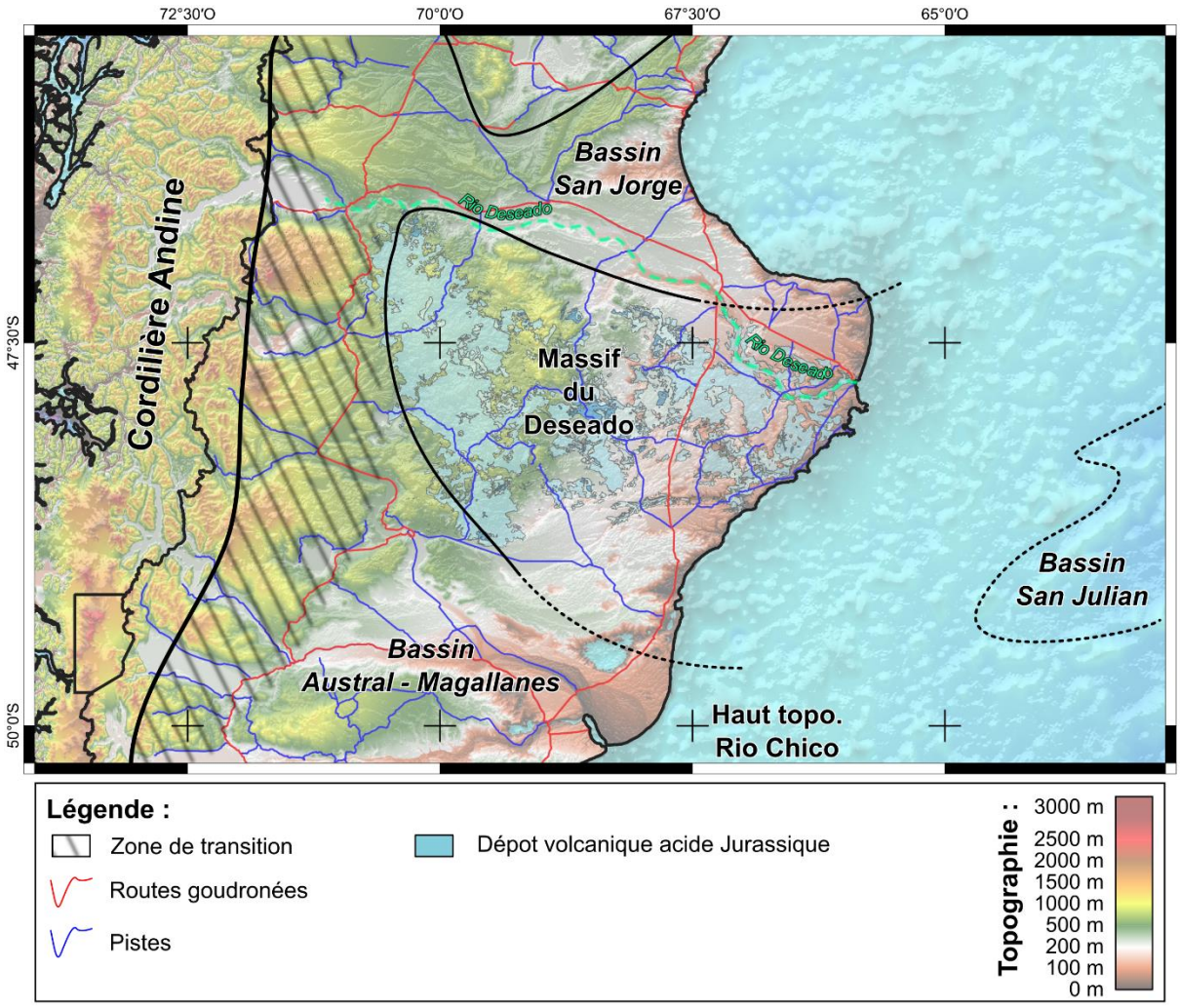


Figure 1.A - II–2 : carte topographique du Sud du continent Sud-américain centré sur le Massif du Deseado (50-47°S)

- **Les zones environnantes**

Ce qui fait de la région du Deseado un massif est sa spécificité comparée aux structures géologiques périphériques, soit le bassin San Jorge, le bassin San Julian, le bassin Malvinas, le bassin Austral (ou Magallanes) et la Cordillère Andine. Les détails de ces unités géologiques sont développés par la suite, mais leurs caractéristiques générales sont introduites ci-dessous :

i. Le bassin San Jorge

Le bassin San Jorge se localise au Nord du Massif et possède une orientation principalement est-Ouest (Figure 1.A - II–2). Il s'est initialisé durant le Jurassique et son activité s'est prolongée durant le Cénozoïque.

Ce bassin renferme des gisements d'hydrocarbures de petite taille dans les séries crétacées, majoritairement, ce qui classe le bassin San Jorge parmi l'un des bassins pétroliers le plus important d'Argentine (Notices géologiques, SEGEMAR).

ii. Le basin San Julian

Le bassin de San Julian se localise dans la continuité Est du Massif du Deseado, au niveau de la plateforme continentale (Figure 1.A - II–2).

Il existe peu de données disponibles sur le bassin San Julian, les explorations réalisées durant la fin des années 1990' ayant révélé qu'il ne contient pas de ressource en hydrocarbure (Homovc and Constantini, 2001).

iii. Le Rio Chico high et le bassin Malvinas

La bordure Sud-Est du massif est constituée par le *Rio Chico High*, traduire le « haut topographique Rio Chico », qui constitue la transition vers le bassin Malvina (Figure 1.A - II–2). Ce haut topographique correspond à une anomalie visible en sismique, où l'on constate l'absence de dépôt présumé Méso-Cénozoïque (p. ex. Lovecchio *et al.*, 2019).

Le bassin Malvina contient comme le bassin San Jorge des ressources en hydrocarbure dans les niveaux sédimentaires Crétacés et Cénozoïques (Notices géologiques, SEGEMAR).

iv. Le bassin Austral ou Magallanes

Le bassin Austral, aussi dénommé bassin Magallanes, est affilié au paléo-bassin de Rocas Verdes et forme la limite Sud-Ouest du Massif de Deseado (Figure 1.A - II–2).

Ce bassin possède des ressources gazières potentiellement exploitables dans les séries Crétacées et Cénozoïques (Notices géologiques, SEGEMAR).

v. La Cordillère Andine

Le Massif du Deseado est bordé à l'Ouest par la Cordillère Andine constituée de roches plutoniques d'arc, d'âge Crétacé principalement. La limite entre la chaîne Andine et le Massif du Deseado est caractérisée par une zone de transition morphologique et topographique (Figure 1.A - II–2), correspondant aux pieds de la chaîne et où sont trouvés plusieurs épanchements volcaniques récents affleurants (inférieur à 5 Ma).

1.A - II c) La morphologie du Massif du Deseado

L'ensemble morphologique que représente le Massif du Deseado est singulier et peut être découpé en deux grandes zones distinctes : les parties Ouest et est, et une zone de transition : la partie centrale.

Présenté dans la Figure 1.A - II–3, le découpage du Massif se fait selon sa topographie, l'altitude évoluant de 0 m jusqu'à plus de 1000 m d'altitude sur le transect E-O du Massif. Il est toutefois important de noter qu'il n'existe pas de différences significatives de composition, ni de nature,

dans les roches des différentes parties du Massif ; le découpage est donc purement morphologique.

- **Le Massif du Deseado : partie Ouest**

La partie Ouest du Massif du Deseado est constituée de collines variantes entre 700 et 1000 mètres d'altitude (avec des zones plus hautes à plus de 1200 m). Ce relief n'est toutefois pas marqué par des vallées bien définies, ce qui s'explique par l'absence de précipitation et donc un réseau hydrographique et une érosion quasiment absente.

De grandes surfaces planes, directement liées à l'emplacement de coulées volcaniques sont présentes à des altitudes diverses, aussi bien en « fond de vallée » et qu'en armement du haut des reliefs.

- **Le Massif du Deseado : zone de transition centrale**

La transition entre les parties Ouest et Est se fait progressivement. Celle-ci est marquée par un léger basculement des rares surfaces planes situées au niveau de la transition, ainsi que par la présence de falaises plus ou moins marquées dans le paysage.

La nature morphologique de cette zone de transition la rend singulière. En effet, si la délimitation Ouest-Est est particulièrement visible à l'échelle cartographique et en coupe (Figure 1.A - II–3), les structures (falaises et surfaces basculées) possèdent de grandes longueurs d'ondes. Ce phénomène rend relativement peu perceptible la zone de transition à l'échelle du terrain, il est même possible de transiter d'une partie à l'autre du Massif sans pouvoir poser de frontière claire.

- **Le Massif du Deseado : partie Est**

A contrario de la partie Ouest, la partie Est du Massif est une zone sans relief, possédant une faible altitude (entre 200 et 100 mètres) et avec une légère inclinaison vers l'est. La zone est incisée par de rares cours d'eau et, d'un point de vue morphologique, ne diffère en rien des bassins entourant le Massif du Deseado.

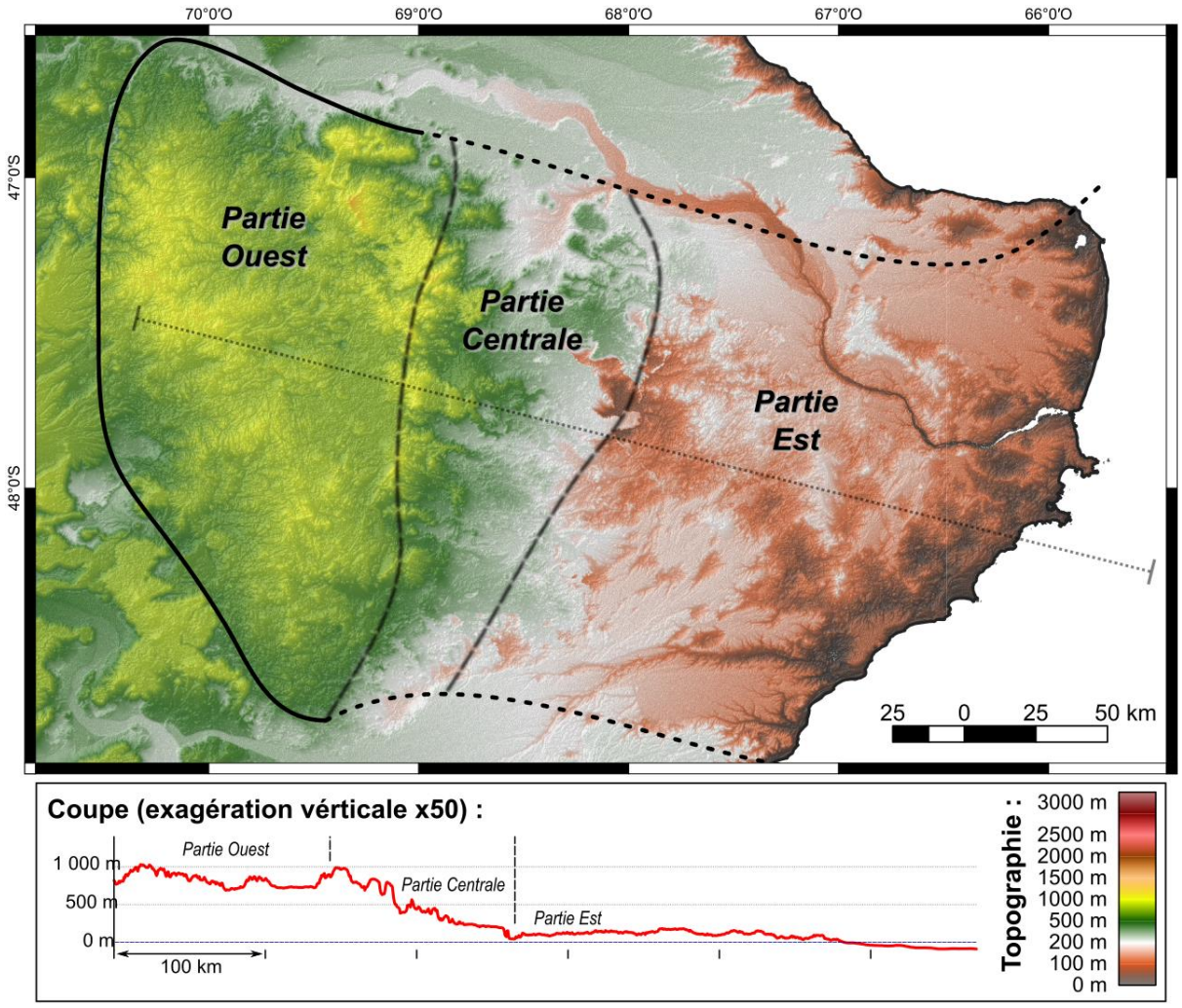


*Figure 1.A - II–3 : carte topographique du Massif du Deseado, accompagné d'un profil topographique orienté E-O Le découpage du Massif du Deseado en trois zones morphologiques (*cf. *corps de texte) est présenté sur la carte, ainsi que sur le tracé topographique.*

1.B) Les formations géologiques du Massif du Deseado

Le Massif du Deseado est un objet géologique d'une taille certaine, complexe et riche d'études de nature et d'approches différentes ; il n'est donc pas simple d'appréhender l'ensemble des lieux, des mines, des affleurements et autres détails locaux. Pour cette raison, dans un premier temps, cette partie s'attèle à présenter les différents noms et lieux utilisés de manière récurrente dans ce manuscrit.

Dans un second temps, est présenté, par ordre chronologique, l'ensemble des séries géologiques affleurant dans le Massif du Deseado.

Note : le log synthétique présenté à la fin de cette partie (Figure 1.B - V–1) peut être utilisé comme support à la lecture de cette partie.

1.B - I. Affleurements remarquables et cartes géologiques du Massif du Deseado

1.B - I a) Les affleurements remarquables du Massif du Deseado

Du fait de son climat particulier et de la nature des formations qui composent le Massif du Deseado , le paysage qui le caractérise, dit de *pampa*, est assimilable à un paysage de steppe ou de désert. Dans ce contexte il apparait donc logique que les affleurements soient rares et leur dénombrement peut se faire simplement. Dans les paragraphes qui suivent seuls seront cités les lieudits relatifs à cette étude, contenant toutefois une majorité des affleurements connue du Massif.

- **La partie Ouest du Massif :**

La partie Ouest du Massif (Figure 1.B - I–1), du fait de son inaccessibilité, est l'une des plus mal connues et seuls quelques rares affleurements sont référencés dans cette zone ; mais on peut supposer qu'il en y existe un plus grand nombre.

À l'extrême Nord-Ouest sont situés les lieudits *Cerro Negro* et *San Jose*, associés aux mines du même nom.

Plus au Sud, les lieudits de *La Modesta* (traduire « La Modestie/La Modeste ») et *La Josefina* se situent tous deux au sein de la mine La Josefina.

Enfin, à l'extrémité Centre-Est se situe le dernier affleurement, prénommé *La Bajada* (traduire « La Descente »).

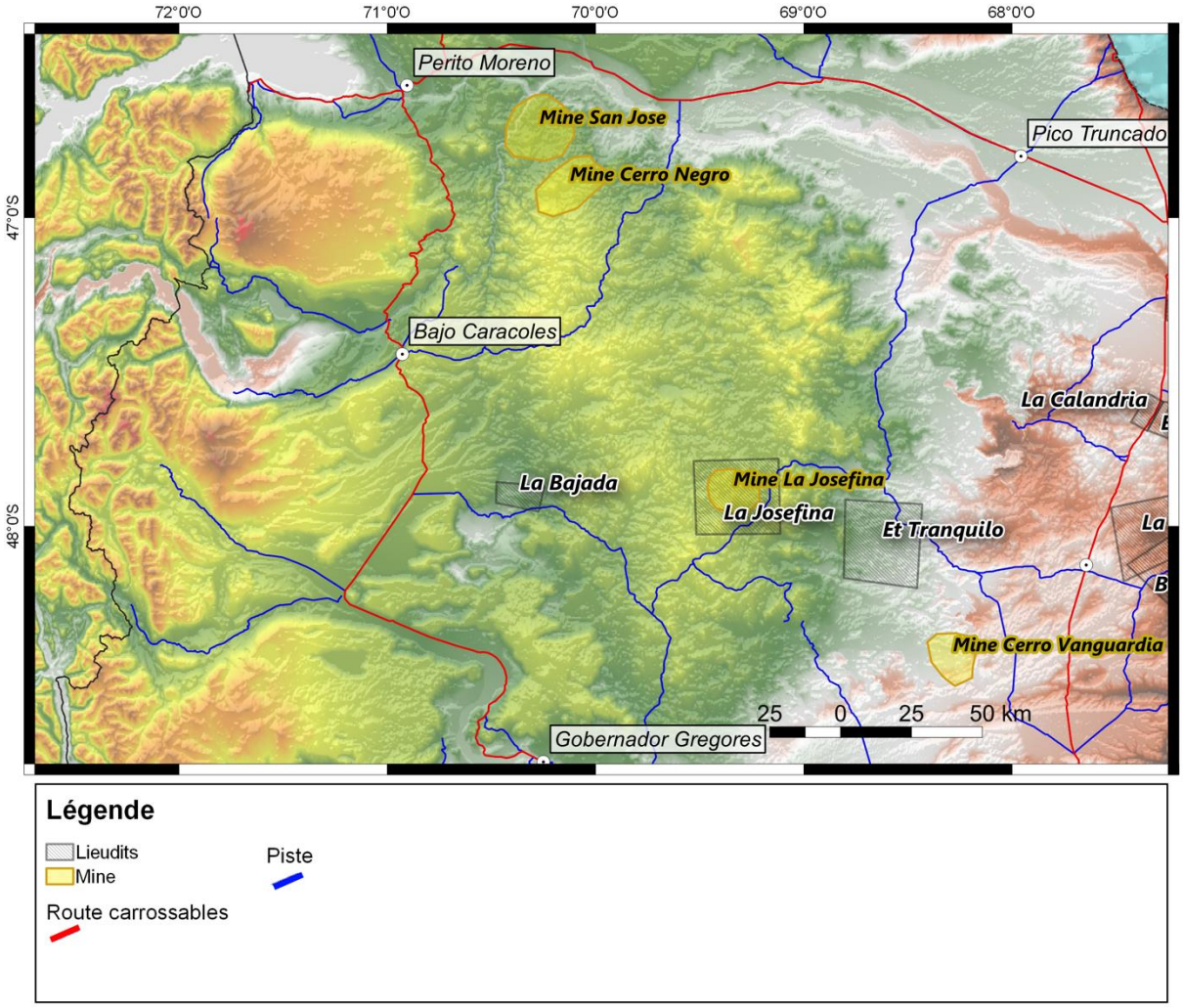


Figure 1.B - I–1 : lieudit de la partie Ouest et centrale du Massif du Deseado

- **La partie Centrale du Massif :**

Le paysage plus escarpé de cette partie du Massif rend les affleurements disponibles plus nombreux, mais relativement peu sont explicitement nommés et utilisés dans la littérature (Figure 1.B - I–1).

Cette partie du Massif contient néanmoins une des zones les plus étudiées du Massif du Deseado : le lieudit d'*El Tranquilo*, à traduire par Le Tranquille. Cette zone est notoirement associée à une antiforme de grande longueur d'onde mettant à l'affleurement des roches anciennes.

Pour finir, on trouve dans le Sud de cette partie la mine de Cerro Vanguardia, « *cerro* » signifiant « colline », représentant la plus grosse mine d'or du Massif encore en activité.

- **La partie Est du Massif :**

Dans cette partie, les affleurements remarquables sont principalement issus de la construction de routes et de mines. Seuls de rares affleurements sont d'origine naturelle due à la nature des formations (résistante à l'érosion) et à la présence de la rivière *Rio Deseado*.

L'affleurement le plus au Nord, lieudit *Cabo Blanco* traduisible en cap Blanc, correspond à un éperon rocheux faisant face à l'Atlantique (Figure 1.B - I–2). Les roches de cet affleurement ne sont pas caractérisées géologiquement, et leur origine est débattue (Ramos and Naipauer, 2014).

Ensuite, du Nord au Sud, on retrouve les lieudits *(Estancia) Tres Hermanas* puis *(Estancia) Dos Hermanos,* « *estancia* » signifiant « ferme ». À l'est de Dos Hermanos, une zone regroupe les lieudits : *El Sacrificio*, *El Laurel* et *(Estancia) la Calandria* ; qui conduit à l'utilisation dans la bibliographie des noms cités. Dans le cadre de cette étude, l'ensemble de ce regroupement sera référencé sous le nom de *Dos Hermanos*.

Toujours plus au Sud, une vaste zone existe où se situe la mine de *La Leona* (lire « la léona »), qui est à l'origine du nom donné à cette région, sous la dénomination *Mina La Leona*, ou *La Leona* dans la littérature. La zone au Sud de la mine est quant à elle surnommée *Bajo La Leona*.

Pour finir, dans la partie Sud du Massif se situe le lieudit, relativement inaccessible, de *Bahia Laura*. Il faut noter qu'un affleurement plus au Sud encore (hors du Massif du Deseado), porte la même dénomination, mais il n'a pas été impliqué dans cette étude.

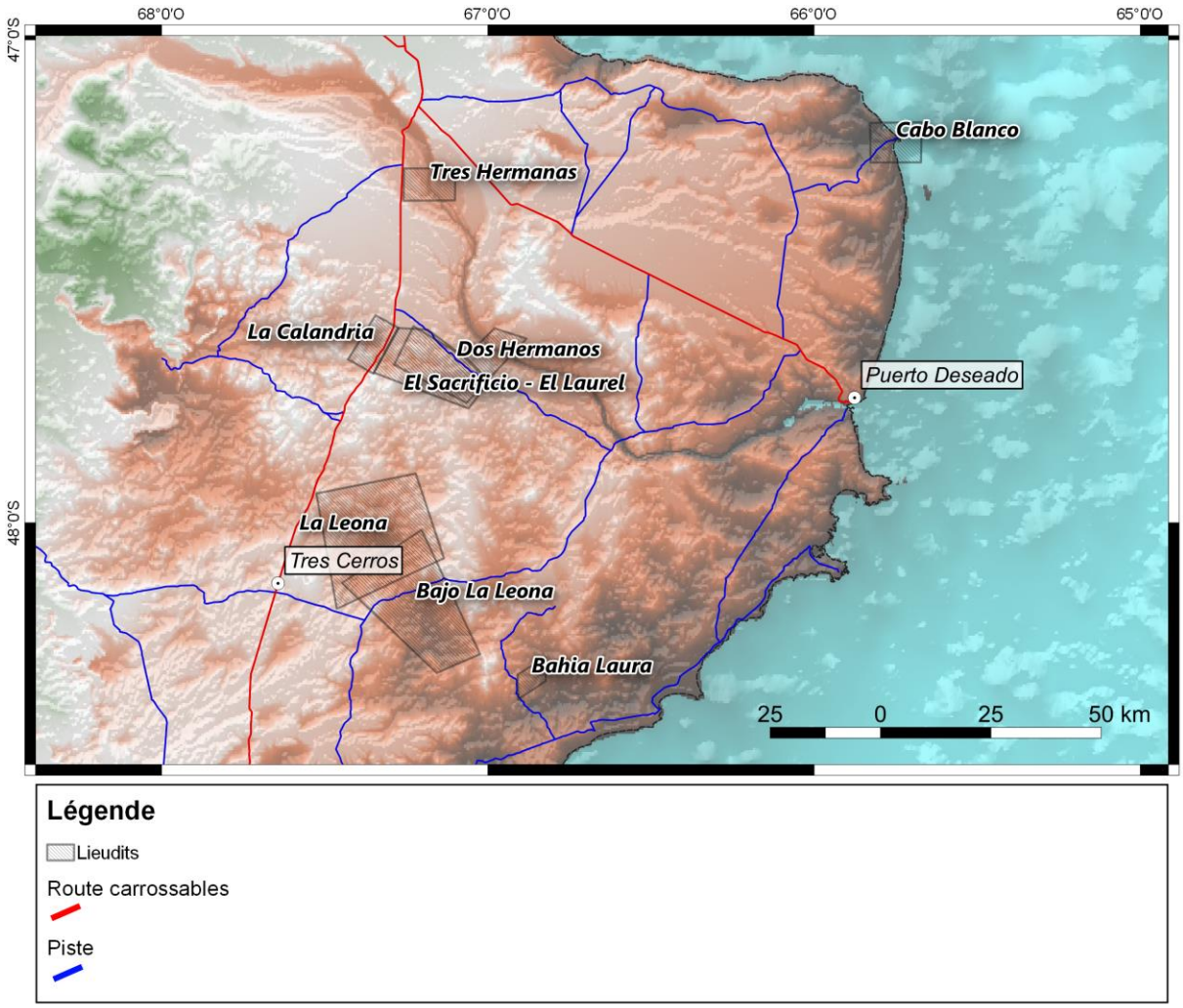


Figure 1.B - I–2 : lieudit de la partie Est du Massif du Deseado

1.B - I b) Les mines et prospects du Massif du Deseado

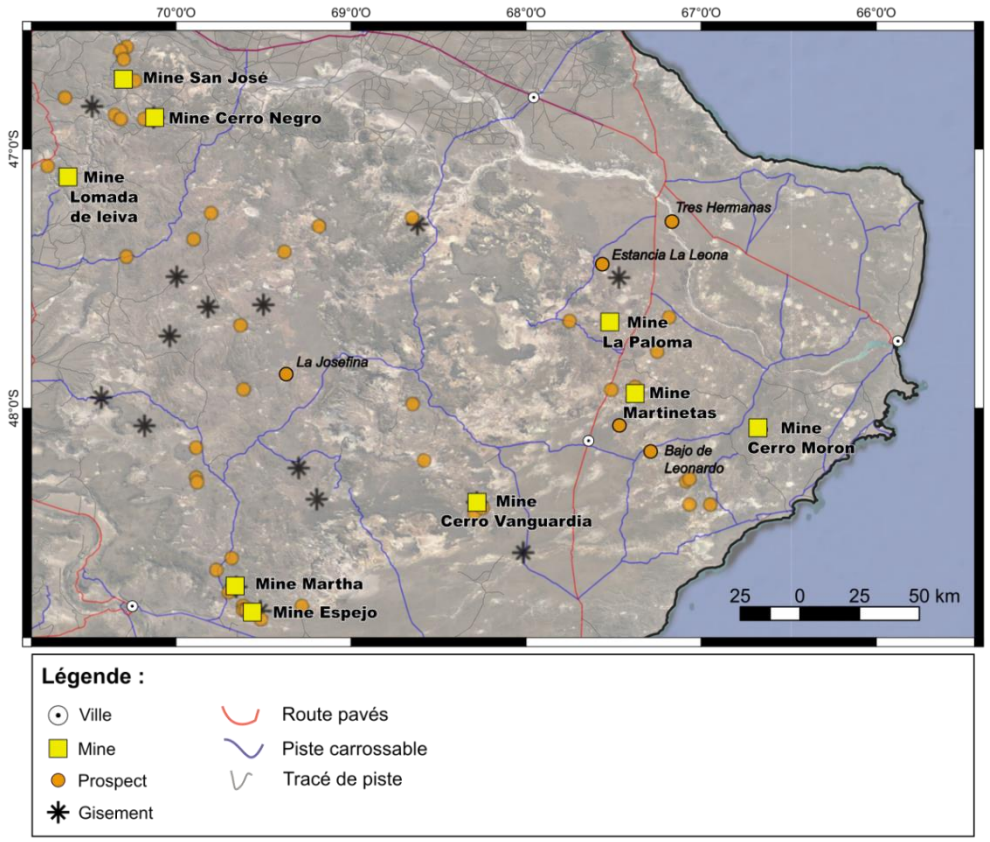
Le Massif du Deseado est considéré comme l'un des plus gros gisements d'or au monde, comme l'atteste la présence de nombreuses mines en activité et un très grand nombre de prospects (Figure 1.B - I–3). La découverte de la présence d'or dans le Massif du Deseado date du début des années 1990' par le SErvice GEologique et Minier d'ARgentine (SEGEMAR).

- **Mines et prospect du Massif du Deseado**

La carte ci-dessous présente la plupart des mines et prospects du Massif du Deseado, parmi les plus importants (par ordre de taille) il faut noter les suivantes :

- Mina Martha (aujourd'hui en déclin)
- Cerro Vanguardia (aujourd'hui la plus productive)
- Cerro Moro

- San José
- Cerro Negro



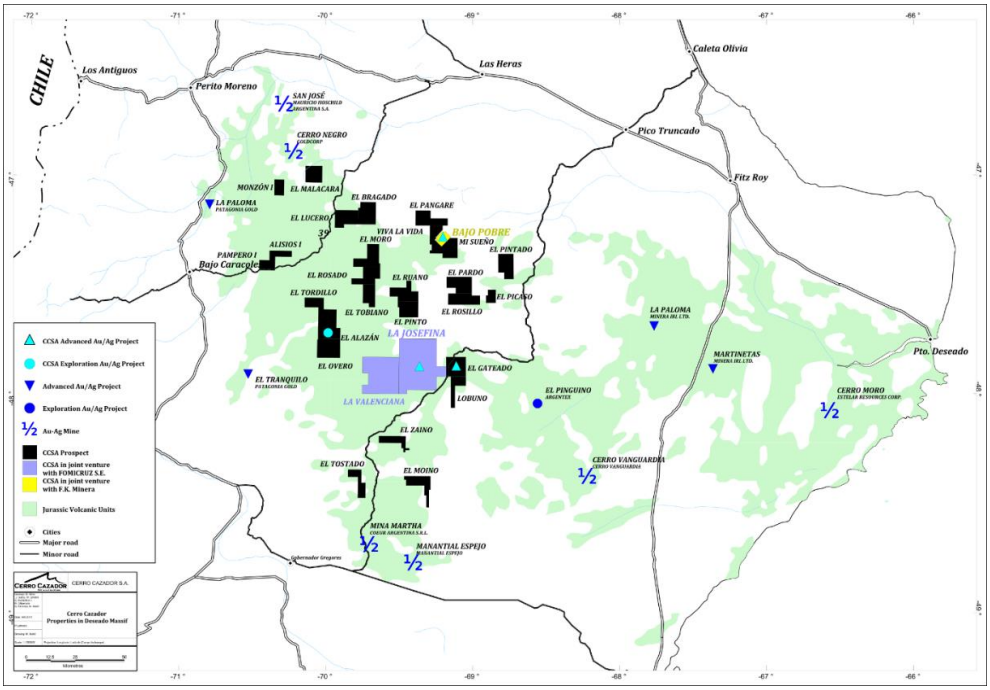


Figure 1.B - I–3 : cartes des principales mines, prospects et gisements d'or du Massif du Deseado
Carte A *: carte satellite et localisation des mines, prospects et gisements référencés*
Carte B *: carte routière des différents éléments exploités par les mines (communication personnelle, mine La Josefina)*

- **Mine et prospect étudié dans le cadre de cette thèse**

Plusieurs échantillons étudiés dans cette thèse proviennent d'un prospect et d'une mine en exploitation, respectivement du prospect La Josefina et de la mine Cerro Vanguardia.

i. La Josefina

Le prospect de la Josefina-La Valenciana se trouve au cœur du Massif du Deseado (Figure 1.B - I–3) , et appartient à la société Cerro Cazador S.A. et FOMICRUZ S.E. Il est constitué uniquement d'excavations à ciel ouvert et il y est recherché des minéralisations de quartz riche en or.

Un grand nombre de minéralisation de métaux variés ont précipité en association des minéralisations de quartz ; sont principalement situés des oxydes de fer (hématite et magnétite) et de la galène.

ii. Cerro Vanguardia

La mine de Cerro Vanguardia, appartenant au groupe AngloGoldAshanti, se situe au Sud du Massif Deseado (Figure 1.B - I–3), son exploitation est réalisée majoritairement à ciel ouvert, avec de rares galeries souterraines. L'or et l'argent exploités sont présents dans des minéralisations de quartz en concentration faible de traces. Des filons sont situés sous la forme de réseau de veines anastomosées étendues sur plusieurs kilomètres et dont les épaisseurs sont supérieures à la centaine de mètres. Des éléments des terres rares (REE) précipitent en association avec l'or et l'argent, mais les concentrations ne les rendent pas (encore) exploitables.

Un très grand nombre de minéralisations d'oxyde de fer et de manganèse (non exploitées) enrobent les minéralisations de quartz, ces oxydes constituent d'ailleurs la majorité des minéralisations affleurant dans la mine.

1.B - I c) Cartes géologiques du Massif du Deseado

Le Massif du Deseado couvre une zone très étendue, et possède des paysages désertiques offrant de rares affleurements. Ces deux paramètres, adjoints à la difficulté d'accès du Massif à proprement parlé et l'intérêt mesuré de la zone pour l'État Argentin, fait qu'il existe des cartes géologiques réalisées uniquement à l'échelle 1:250 000e (SEGEMAR).

Ces cartes sont issues d'un croisement entre des données de terrain, récolté depuis les années 1980', et une cartographie par photographie aérienne effectuée depuis les années 2000'. Les cartes peuvent donc être incomplètes, voire erronées, en particulier dans les zones très inaccessibles où les données de terrain manquent.

- **Les cartes aux 1:250 000e :**

La Figure 1.B - I–4 présente les cartes géologiques relatives au Massif du Deseado (Notice et carte géologique, SEGEMAR), géoréférencé dans le logiciel QGIS.

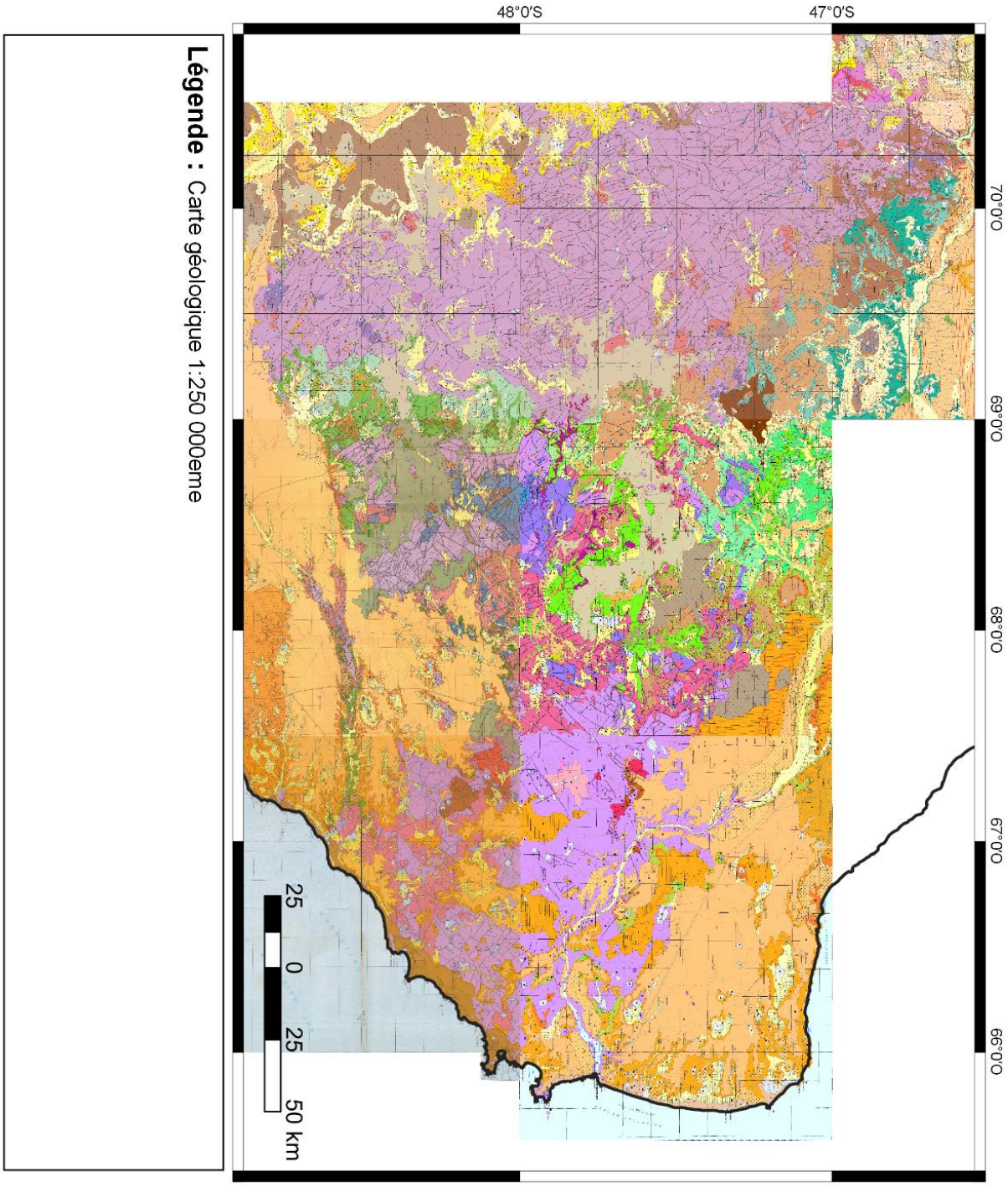


Figure 1.B - I–4 : regroupement des cartes géologiques aux 1:250 000e couvrant le Massif du Deseado
Note : la réalisation de ces cartes a effectué entre 1984 et 2003
Note 2 : les cartes sont accessibles gratuitement depuis le site de SEGEMAR (https://repositorio.segemar.gob.ar)

- **La carte harmonisée de la région de Santa Cruz :**

Il existe une harmonisation des cartes géologiques de la province de Santa Cruz, réalisées au 1:750 000e présentées dans la Figure 1.B - I–5.

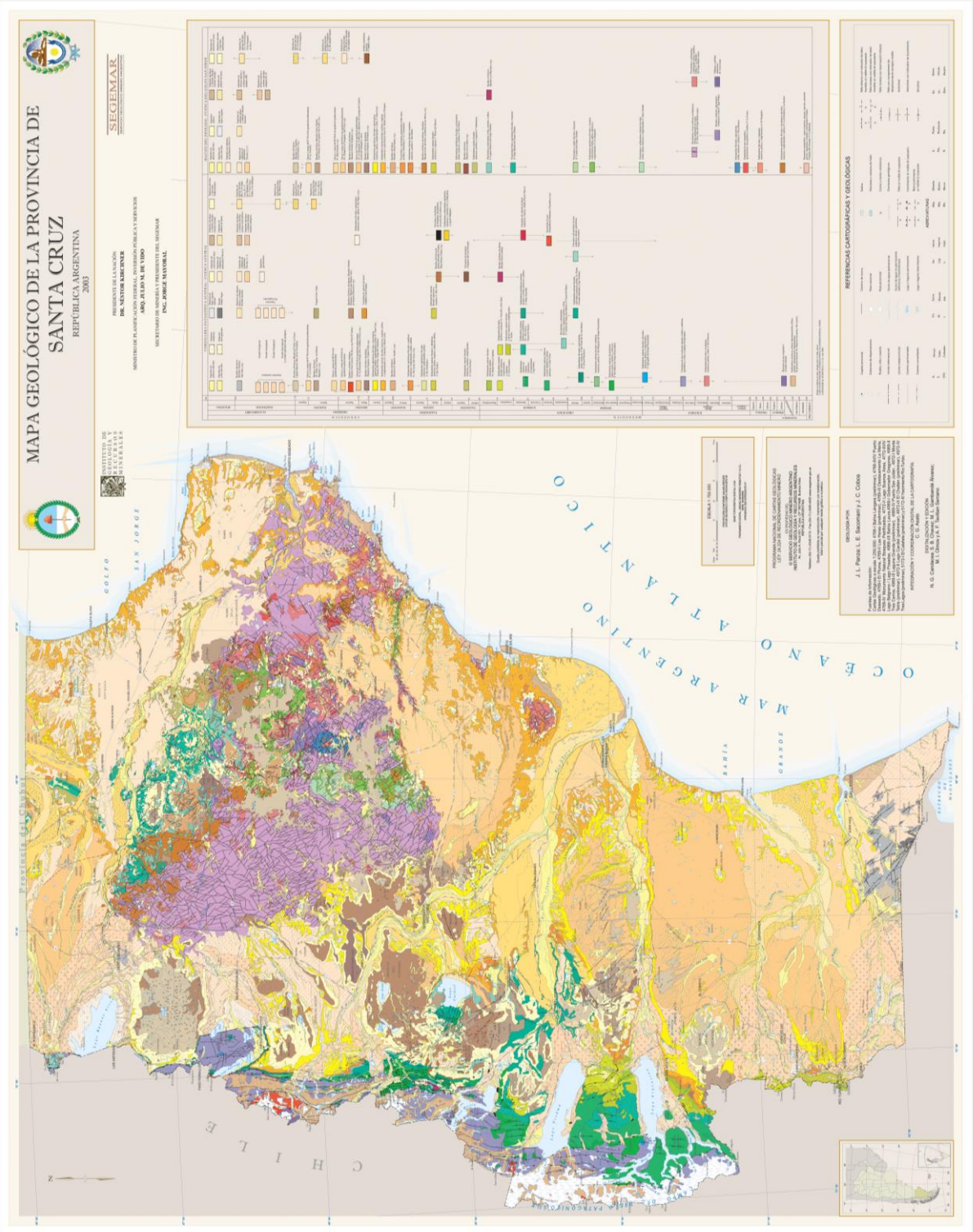


Figure 1.B - I–5 : carte géologique harmonisée de la Province de Santa Cruz, contenant le Massif du Deseado dans sa partie Nord.

Dans le but de souligner les formations pertinentes pour cette thèse, ainsi que pour simplifier la lecture, une carte modifiée du Massif du Deseado est présentée dans la Figure 1.B - I–6.

Cette carte prend en compte plusieurs données bibliographiques publiées après 2003 (date de mise à jour de la dernière carte), dont des cartographies locales et des données de datation des formations volcaniques et sédimentaires (données présentées plus loin dans ce Chapitre). En association de cette carte, un log synthétique des séries affleurant dans le Massif du Deseado est présenté à la fin de cette partie.

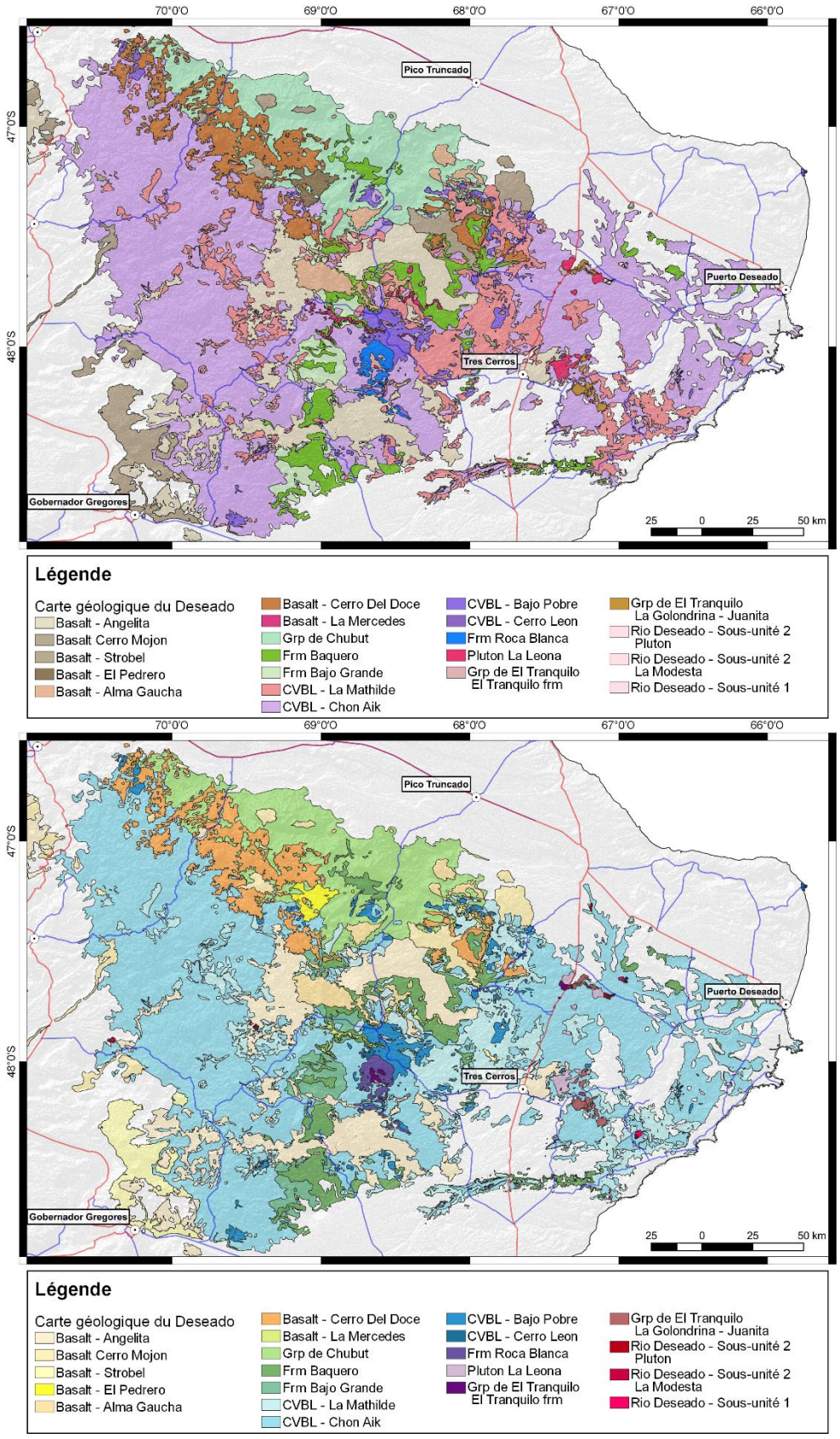


Figure 1.B - I–6 : carte géologique simplifiée du Massif du Deseado
Carte 1 : couleurs des unités utilisées par la SEGEMAR
Carte 2 : couleurs des unités définies par leurs âges
Cartes disponibles en grand format dans l'Annexe 2

1.B - II. Formations Néoprotérozoïque à Paléozoïque dans le Massif du Deseado

Les roches Néoprotérozoïques à Paléozoïques affleurant dans le Massif du Deseado sont rares, mais elles restent néanmoins relativement bien caractérisées. Dans la littérature, l'unité la plus ancienne est regroupée sous la terminologie de *Rio Deseado Complex* et englobe deux sous-unités relativement différentes en termes de lithologie (sous-unité inférieure et supérieure). Le *Rio Deseado Complex*, ou « Complexe Rio Deseado », est ensuite recouverte par des séries sédimentaires qui sont regroupées sous plusieurs appellations, ici le choix d'*El Tranquilo group* (terminologie la plus récente) sera utilisé et traduit par « groupement El Tranquilo ». Ce groupement se met supposément en place entre la fin du Paléozoïque et le début du Mésozoïque, la datation de ce groupement a été principalement réalisée par recoupement et palynologie (détaillé ci-après).

1.B - II a) Néoprotérozoïque à Dévonien : le Complexe Rio Deseado (CRD)

Le Complexe Rio Deseado (CRD) peut être divisé en deux sous-unités (non distinguées dans la littérature) traçant des histoires et cycles orogéniques distincts.

- **CRD, sous-unité Inférieure :**

La plus ancienne de ces sous-unités, intitulées sous unité inférieure ou CRD-Inf., contient les roches les plus anciennes du Massif. Elles sont de nature métamorphique, aussi bien ortho- que paradérivées (p. ex. Guido *et al.*, 2004; Vidal *et al.*, 2014; Pankhurst *et al.*, 2006; Pankhurst *et al.*, 2003).

Le métamorphisme varie de faible à fort grade, atteignant jusqu'au stade de migmatisation (Del Carmen Martínez, 2002; Guido *et al.*, 2004). Les roches paradérivées (schiste à mica-quartz-serpentinite, amphibolite, métaquartzite, marbre…) sont interprétées comme des roches métasédimentaires, probablement de nature marine. La relation entre les roches ortho et paradérivées est complexe, voire même impossible à caractériser aux vues de l'épisode métamorphique postérieur à leur emplacement.

Plusieurs datations ont été réalisées sur des roches du CRD-Inf., avec notamment des minéraux non affectés par le métamorphisme, qui ont indiqué des âges de plus de 1 Ga années (dans le cas d'U/Pb sur zircon sédimentaire, (Moreira *et al.*, 2013)). Il existe aussi des datations

thermochronologiques haute température (K/Ar sur roche totale), qui indiqueraient un métamorphique d'âge cambrien (~550 Ma, Vidal *et al.*, (2014)) (*cf.* Annexe 1).

- **CRD, sous-unité supérieure :**

Les roches de l'unité supérieure du Complexe Rio Deseado (CRD-Sup.) sont d'origine sédimentaire et plutonique et n'ont pas été affectées par l'épisode Cambrien de métamorphisme. Les roches de cette sous-unité (sédimentaire et plutonique) ne sont jamais retrouvées en association.

Les roches plutoniques intrudent les roches du CRD-Inf., en recoupement des foliations issues du premier stade de métamorphisme. Elles sont de nature plus ou moins différenciée, avec aussi bien des gabbros-diorites que des dacites. Ces roches sont reportées dans la littérature (p. ex. Guido *et al.*, 2004; Vidal *et al.*, 2014) sous plusieurs dénominations (en fonction du lieu de leur découverte) :

- les granites de *El Sacrificio*
- les tonalites de *El Laurel* et *Bahia Laura*
- les leucogranites de *Bajo La Lenoa*

Les (rares) séries sédimentaires du CRD-Sup. affleurent dans des zones bien distinctes des roches plutoniques. Elles sont toutes de nature silico-clastique, et sont regroupées dans la littérature sous la dénomination de formation *La Modesta* (p. ex. Moreira *et al.*, 2013).

Les roches plutoniques du CRD-Sup. sont d'âges silurien à dévonien (de 450 à 350 Ma). Pour les roches sédimentaires dont la datation des zircons détritiques indique les mêmes gammes d'âge, il est supposé un âge de dépôt plus tardif et un lien génétique entre l'érosion des plutons et la mise en place de la formation (Moreira *et al.*, 2013).

1.B - II b) Le Permo-Trias : le groupement El Tranquilo

À l'instar de l'unité précédente, les séries permo-triasiques sont souvent regroupées sous une seule unité, dans notre cas celle du groupement El Tranquilo. Il faut toutefois noter que les appellations *Golondrina sequence* et *Tres Cerros group* existent dans la littérature (p. ex. Jenchen 2018) ; et que dans certains cas ce groupement englobe aussi des séries plus jeunes, mais ce n'est pas le cas ici.

Les séries du groupement El Tranquilo sont nombreuses et toutes de nature détritique continentale. Elles peuvent toutefois être divisées en deux sous-unités principales, séparées par une discordance majeure.

- **Sous-unité 1 : le groupement de Tres Cerros (Permien)**

Cette sous-unité est caractérisée par des dépôts permiens de type fluvio-lacustre, englobant des dépôts grossiers à fins, reflétant un environnement de plaine alluviale. Ces dépôts sont divisés en deux formations : *La Golondrina* et *La Juanita*, correspondant à une évolution dans la série stratigraphique, d'un environnement de rivière vers celui de plaine d'inondation.

L'âge permien de dépôt de cette sous-unité a été obtenu par palynologie et ne permet pas d'affiner plus précisément l'âge (Archangelsky, 1966).

- **Sous-unité 2 : la formation d'El Tranquilo (Trias)**

La formation sédimentaire El Tranquilo est particulièrement bien caractérisée du fait de son abondance en fossile (p. ex. Jenchen, 2018). Elle est principalement composée de dépôts d'origine fluviatile (sable et conglomérat) à classes polygéniques d'origines volcanique, plutonique et métamorphique ainsi que des tufs indiquant une activité volcanique proche.

L'ensemble de ces roches indiquent un environnement de dépôts de type plaine alluviale, avec une influence prononcée du démantèlement de relief proche. Dans le détail la formation est décomposée en deux formations :

- La formation *Canadon Largo* de ~240 à ~230 Ma (Ladinien à Carnien)
- La formation *Laguna Colorado* de ~220 Ma à ~205 Ma (Norien à Rhétien)

1.B - III. Formations Mésozoïques dans le Massif du Deseado

Les formations Mésozoïques constituent la majeure partie des roches affleurant dans le Massif du Deseado et elles peuvent être regroupées en plusieurs grandes unités, associées à des contextes géologiques différents.

1.B - III a) Le Trias supérieur : la formation Roca Blanca

La formation Roca Blanca est composée d'une seule formation corrélable régionalement aux séries du bassin bien caractérisées de Chubut, plus au Nord de la Patagonie (Navarrete *et al.*, 2016, Figure 1.B - III–1). Néanmoins, dans le Massif du Deseado celle-ci n'affleure que dans le secteur d'El Tranquilo.

La formation Roca Blanca repose en discordance sur les dépôts du groupement d'El Tranquilo. Les roches qui lui sont associées sont, tout comme le groupement El Tranquilo, de nature détritique principalement alluviale. Il existe toutefois une différence significative avec un très

fort apport de matériaux volcaniques, certains niveaux sont majoritairement constitués de tufs volcaniques et de coulées de basalte (formation *El Piche*).

L'âge de cette formation est relativement peu contraint, d'après son positionnement stratigraphique et des données palynologiques (Archangelsky, 1966; Navarrete *et al.*, 2019a), elle est supposée s'être mise en place entre le Sinémurien (~200 à ~191 Ma) et le Pleisbachien (~191 à ~183 Ma).

Fig. 3 (Navarrete et al., 2016)

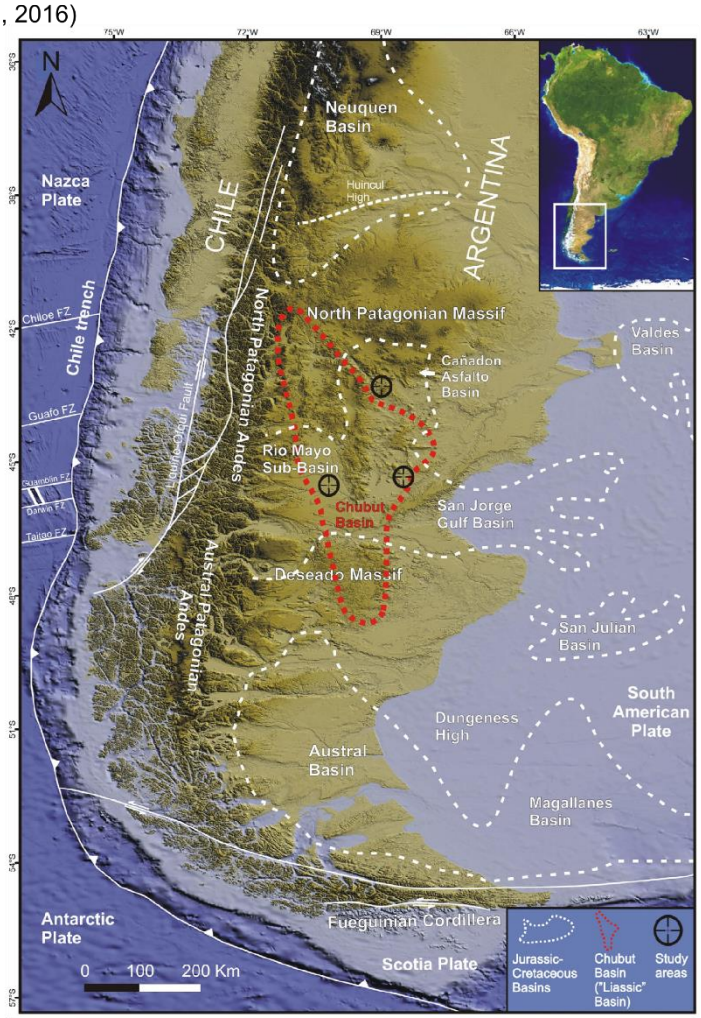


Figure 1.B - III–1 : position du paléo-bassin de Chubut, d'après Navarrete et al. *(2016)*

1.B - III b) Trias supérieur : unité intrusive de La Leona

L'unité intrusive de La Leona, dénommé *La Leona formation* dans la littérature, regroupe plusieurs plutons et dykes situés en plusieurs lieux du Massif, mais possédant des chimies similaires (p. ex. Rapela and Pankhurst, 1996; Guido *et al.*, 2002; Navarrete *et al.*, 2019b). Il existe un certain nombre de noms locaux, associés à des plutons précis :

- Pluton *Laguna Jorge* et *Laguna Gregorio*, au lieudit *Dos Hermanos*
- Pluton *La Calandria*, au lieudit *El Sacrificio — El Laurel — (Estancia) la Calandria*
- Pluton *La Leona*, au lieudit *Mina La Leona* et *Bajo La Leona*

Ces plutons sont caractérisés par une faible différenciation et de différentes natures, dont des gabbros, des leucogranites et des tonalites. Toutefois, l'ensemble de ces plutons possèdent une signature chimique commune, appelée signature adakitique (Navarrete *et al.*, 2019b). Les plutons et dykes affleurent quasi uniquement dans la partie Est du Massif du Deseado (Figure 1.B - I–6), et intrudent aussi bien des roches du Complexe Rio Deseado, que des roches du groupement El Tranquilo.

Les datations réalisées sur des plutons indiquent une période de mise en place entre ~210 Ma et ~200 Ma (Rapela and Pankhurst, 1996; Navarrete *et al.*, 2019b), avec la découverte récente d'un pluton estimé entre ~190 et ~180 Ma (Jovic, 2010). L'intrusion de l'unité de La Leona se ferait donc parallèlement aux dépôts des dernières formations du groupement d'El Tranquilo et aux dépôts de la formation Roca Blanca.

1.B - III c) Jurassique inférieur à moyen : le Complexe Volcanique Bahia Laura (CVBL)

Le Complexe Volcanique Bahia Laura (noté CVBL) est l'unité la plus présente dans le Massif du Deseado, et contient plus de 80 % des roches présentes à l'affleurement. Du fait de son extension et d'une attraction particulière (roche encaissante des minéralisations d'or), cette unité est la plus étudiée du Massif du Deseado (p. ex. Jovic, 2010; Ruiz, 2012; Sruoga *et al.*, 2008; Channing *et al.*, 2007; Guido *et al.*, 2006; Pankhurst *et al.*, 2000; Moreira and Fernández, 2015; Moreira *et al.*, 2009). Mais, malgré le grand nombre d'études, la compréhension de sa mise en place ne fait pas encore consensus et son origine est encore à l'étude.

Cette unité sera présentée selon son découpage historique en trois unités, avant d'être ensuite présentée suivant une vision actualisée récemment (Navarrete *et al.*, 2020a; Navarrete *et al.*, 2020c), mais pas encore généralisée à l'ensemble des dépôts du CVBL.

- **La vision historique du CVBL : un découpage lithologique**

La division historique du Complexe Volcanique Bahia Laura, proposée par les notices géologiques, s'appuie sur une approche lithologique, sans interprétation spécifique quant à la mise en place de cette unité. Historiquement le Complexe Volcanique Bashia Laura est donc divisé en trois sous-unités, selon le type de dépôts retrouvés :

- la formation *Bajo Pobre*, nommée aussi *Bajociana*, supposée être la plus ancienne des formations
- la formation *Chon Aike* (trouvée également sous l'intitulé *Chon Aik*)
- la formation *La Mathilde*, supposée être la plus jeune des formations.

L'ensemble de ces sous-unités est constitué de roches volcaniques, volcano-clastiques et détritiques, avec des abondances qui varient en fonction des sous-unités. On note aussi une composition chimique bimodale, basique et acide, en fonction des sous-unités. De nombreuses datations ont été réalisées sur ces trois sous-unités et indiquent une période de mise en place entre ~190 Ma et ~150 Ma.

Une quatrième sous-unité, la formation *Cerro Leon*, est associée au CVBL sans être systématiquement incluse dans celui-ci. La formation Cerro Leon possède une chimie similaire aux autres unités, mais avec des roches plus cristallisées et pratiquement plutoniques.

Pour finir, il est observé la présence de *sinter* au sein du CVBL, mais principalement dans la partie Ouest du Massif du Deseado (Figure 1.A - II–3). Les sinters sont des roches sédimentaires, principalement composées de silice, qui précipitent dans des environnements d'eaux hydrothermales, généralement en bordure de sources thermales et de geysers (p. ex. Channing *et al.*, 2007; Moreira and Fernández, 2015; Fueyo *et al.*, 2019). Les sinters observés dans le Massif présentent une alternance de bande de silice et d'oxyde de fer (hématite principalement), liés à des processus microbiens de précipitation.

i. La formation Bajo Pobre

La formation Bajo Pobre est la moins représentée parmi les trois sous-unités, probablement due à la méthode de cartographie par photographie aérienne utilisée pour le Massif du Deseado. Elle est composée majoritairement de laves basaltiques et andésitiques, ainsi que de tufs et de rares dépôts détritiques remobilisant, ou non, les dépôts volcaniques.

Cette formation est supposée comme étant la première du CVBL, mais si cette observation est vraie dans le cas d'études locales (p. ex. Dietrich *et al.*, 2012; Ruiz, 2012), il n'existe pas de données à l'échelle du Massif du Deseado pour le confirmer.

ii. La formation Chon Aike

La formation Chon Aike est la principale du CVBL, celle-ci est principalement composée de laves (rhyolitique à dacitique) et d'ignimbrites. Ces dépôts se mettent en place sous forme de plateaux, de coulées et de (rares) dykes et peuvent s'arranger pour former des structures de dômes.

L'épaisseur des dépôts de la formation Chon Aike est inconnue, mais les cartes et coupes associées suggèrent des empilements de plusieurs centaines de mètres de dépôts successifs (Notices géologiques, SEGEMAR). Du fait de sa représentation majoritaire dans le CVBL, la majeure partie des datations du CVBL a été réalisée sur les roches de la formation Chon Aike (Feraud *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000).

Pour finir, cette formation donne son nom à (ou porte son nom en référence à) la Grande Province Igné Siliceuse, ou *Silicic Large Igneous Province* (SLIP), Chon Aike. Cette province regroupe des dépôts volcaniques acides présents en Patagonie et en Péninsule Antarctique (Pankhurst *et al.*, 2000).

iii. La formation La Matilde

La formation La Matilde est observée principalement dans la partie Est du Massif, mais cette restriction géographique peut être due à la méthodologie de cartographie. La formation affleure sur l'ensemble du Massif du Deseado mais sur des épaisseurs relativement restreintes (inférieures à la dizaine de mètres).

Cette formation est composée de roches volcano-clastiques comprenant des tufs, des niveaux à cendres, des ignimbrites plus ou moins indurées et des roches volcaniques remaniées. Elle est associée latéralement à la formation Chon Aike, mais des auteurs des cartes géologiques proposent qu'elle soit plus tardive dans la séquence stratigraphique (Notices géologiques, SEGEMAR).

iv. La formation Cerro Leon

La formation Cerro Leon est observée uniquement dans les secteurs d'El Tranquilo et de Bajo La Leona. La formation est composée de roches sub-volcaniques à plutoniques, se mettant en place sous la forme de filons et de corps laccolitiques de types basaltique et andésitique. A l'heure actuelle, il n'existe que deux datations pour cette formation, la plaçant entre ~180 et ~160 Ma (Guido *et al.*, 2002; Jovic, 2010).

On retrouve la formation Cerro Leon en intrusion dans la formation de Roca Blanca et les autres formations du CVBL (Bajo Pobre et Chon Aike)

- **Nouvelle vision : une série de remplissage de Caldera**

Depuis les années 1980', les géologues régionaux ont bâti un modèle de mise en place du CVBL en se basant sur de nombreuses observations de terrain (communications personnelles avec M. Marquez). En 2020, Navarrete et collaborateurs publient pour la première fois cette nouvelle classification des dépôts du Complexe Volcanique Bahia Laura (Navarrete *et al.*, 2020a;

Navarrete *et al.*, 2020c). Cette classification se base sur la dynamique de mise en place du CVBL, et découpe celui-ci en une séquence type, se reproduisant dans le temps.

Cette séquence, détaillée dans la Figure 1.B - III–2, peut être résumée relativement plus simplement ; celle-ci inclut des alternances de brèches volcano-clastiques, de niveaux d'ignimbrites, de niveaux de re-sédimentations et de laves rhyolitiques. L'ensemble de cette séquence étant intrudée par des dykes, cette série correspond à un cycle de construction et d' effondrement d'une caldera.

Le CVBL est alors dans son ensemble constitué de l'empilement de plusieurs séquences, suivant des cycles de construction-effondrement de caldera. Une correspondance partielle entre le modèle plus ancien et le travail de Navarrete et collaborateur définirait que :

- la formation Bajo Pobre correspond à un cycle ante-calderas avec des magmas de chimie basique
- la formation Chon Aike correspond à la production de laves et d'ignimbrites, mise en place durant l'effondrement de la caldera
- la formation La Matilde correspond à la production de niveaux volcano-clastiques et d'ignimbritiques plus fins, mis en place à la fin de vie de la caldera
- la formation Cerro Leon correspond à des magmas n'ayant pas atteint la surface durant le « cycle » Bajo Pobre

Navarrete *et al.* (2020a) proposent que les calderas soient localisées par de grands accidents crustaux, orientés NNO-SSE, permettant la remontée de fluides volcaniques en attente dans des chambres magmatiques.

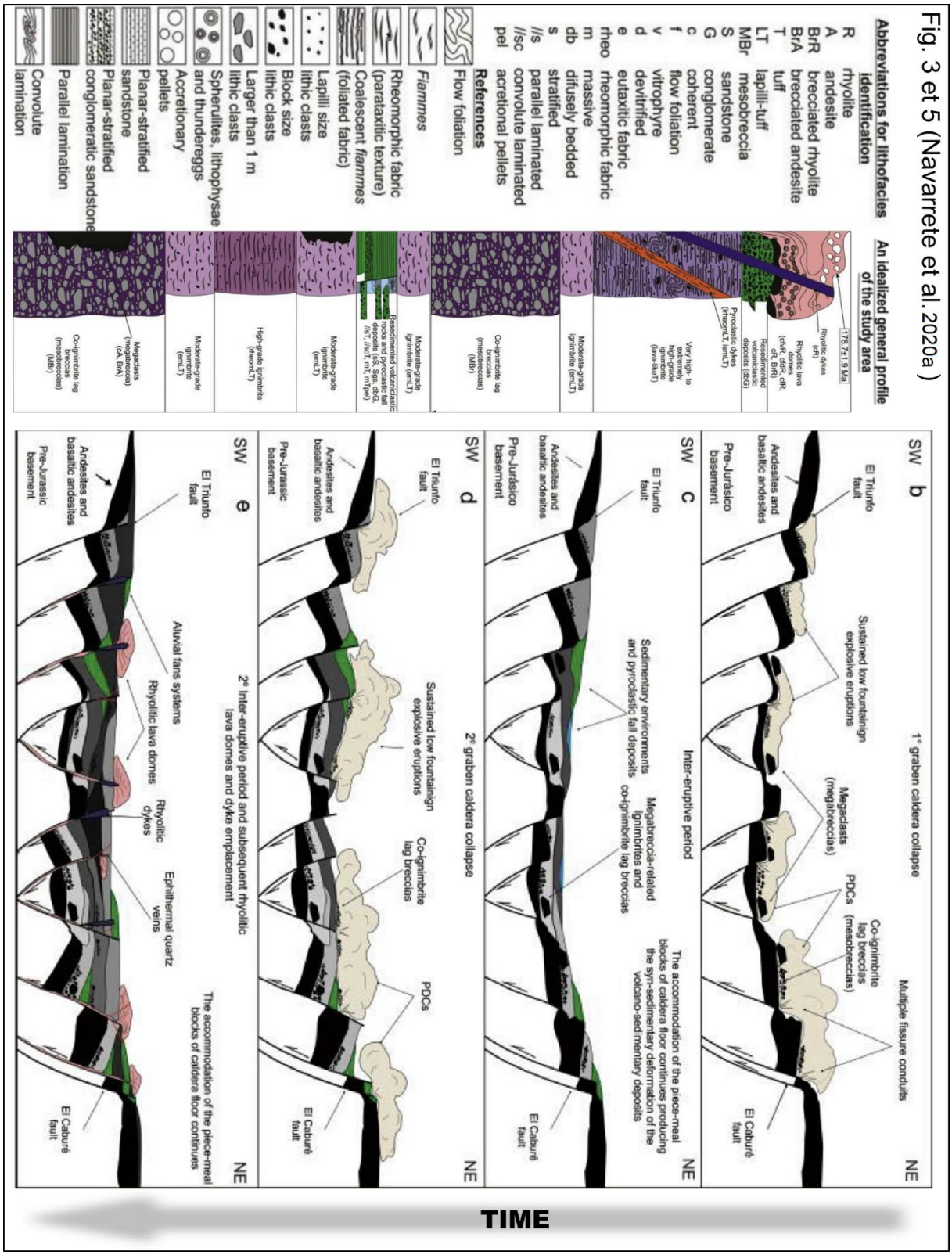


Figure 1.B - III–2 : explication de la suite lithologique constituant le Complexe Volcanique Bahia Laura, ainsi que son mécanisme de mise en place
Modifié d'après Navarrete et al. *(2020a)*

1.B - III d) Jurassique sup. à Crétacé inf. : la formation Bajo Grande

Cette période correspond à la transition depuis les dépôts volcaniques et volcano-clastiques du CVBL vers ceux détritiques de la formation *Bajo Grande* (traduire « la Grande Base »). Dans ces derniers, la part volcanique des apports reste présente mais en moindre abondance.

Cette formation affleure uniquement dans la partie Centrale du Massif et est peu étudiée. Elle est principalement composée de dépôts détritiques conglomératiques à gréseux, évoluant vers des dépôts lacustres et des niveaux de paléosols. Cette séquence se retrouve sous la forme de de cônes alluviaux et est interprétée comme étant produite par le démantèlement du Complexe Volcanique Bahia Laura. Il n'existe aucune datation de cette formation.

1.B - III e) Crétacé inf. à Crétacé sup. : les séries continentales de bassins

Les dépôts Crétacés du Massif du Deseado sont constitués de séries sédimentaires continentales très variables, verticalement et spatialement. Cette particularité a rendu la corrélation des séries et leur datation complexes. Toutefois, de récentes études (p. ex. Césari *et al.*, 2011; Passalia, 2016; Allard *et al.*, 2020) ont permis d'individualiser deux sous-unités différentes :

- Le groupement *Baqueró*
- Le groupement *Chubut* (ce groupement de Chubut n'a pas de lien, ni stratigraphique ni temporel, avec le bassin triasique de Chubut dont fait partie la formation Roca Blanca)

- **Le groupement Baqueró**

Ce groupement, historiquement nommé *Baqueró formation* est subdivisé en trois séries sédimentaires. Il faut noter que suivant les différentes interprétations, une partie ou la totalité du groupement Baqueró a été incluse dans le groupement *Chubut*, mais des datations récentes ont démontré son individualisation temporelle (Césari *et al.*, 2011; Passalia, 2016).

La première série, nommée formation de l'*Anfiteatro de Tico*, débute par une alternance de grès et conglomérats puis évolue vers des calcaires à grains fins (mudstone). Cette série est surplombée par des dépôts volcano-clastique de cendres et tufs, parfois remaniés, formant les formations *Bajo Tigre* puis de *Puta del Barco*.

Les dépôts sédimentaires de ce groupement sont associés à un environnement lacustre, avec une influence grandissante dans le temps d'apports volcaniques aériens.

- **Le groupement Chubut**

Le groupement Chubut est corrélé stratigraphiquement dans le Massif du Deseado avec les séries affleurantes dans le bassin San Jorge plus au Nord du massif (Figure 1.A - II–2), où ces séries sédimentaires sont bien caractérisées (Allard *et al.*, 2020).

Il est subdivisé en trois séries sédimentaires toutes continentales détritiques et majoritairement volcano-clastiques, contenant notamment des tufs et des dépôts volcaniques remobilisés. Du plus vieux au plus jeune, le groupement est constitué des formations *Castillo*, *Bajo Real* et *Laguna Palacio*.

Tout comme les groupements Baqueró, ce groupement est interprété comme un environnement fluvio-lacustre, avec des apports importants de matériels volcaniques.

1.B - IV. Formations Cénozoïques dans le Massif du Deseado

Les formations Cénozoïques du Massif de Deseado sont relativement peu importantes et constituées surtout de dépôts non indurés (ex. : galets, sables, sols). Les formations se divisent en deux grandes unités : une première composée d'épanchements basaltiques qui couvrent une partie des zones centrale et Ouest du massif du Deseado, et une seconde sédimentaire couvrant principalement la partie Est du massif (Notices géologiques, SEGEMAR).

1.B - IV a) Les épanchements basaltiques

De nombreuses coulées de lave marquent le paysage dans les parties centrale et Ouest du Massif du Deseado. En effet, du fait de leur résistance à l'érosion mécanique (ex. : vent) et du climat aride de la région (établi depuis à minima ~30 Ma), les affleurements sont préservés et deviennent des marqueurs du paysage actuel.

L'ensemble des coulées sont basaltiques et présentent peu de variation de chimie, mais elles peuvent être groupées en deux sous-unités en fonction de leur âge (Gorring *et al.*, 1997; Dantas, 2007). Ces coulées ne sont pas rattachées à de grands édifices volcaniques et sont interprétées comme des épanchements locaux.

- **Sous-unité 1 : les basaltes Las Mercedes**

Ces basaltes à olivines affleurent uniquement dans la partie Centrale du Massif, près du secteur d'El Tranquilo. Leur âge est estimé entre 64 et 63 Ma, à l'aide des dépôts les encadrant ; il existe des coulées reliées latéralement qui sont datées à ~67 Ma dans le bassin San Jorge (Clyde *et*

al., 2014). Ces basaltes sont en contact discordant avec les formations Baqueró, Bajo Grande et le CVBL.

- **Sous-unité 2 : Les Basaltes Néogène à Quaternaire**

Ces coulées, de basaltes à olivine et basanite, sont très nombreuses et se sont mises en place entre le Néogène et le quaternaire (~2 Ma). Des datations précises de l'ensemble de ces coulées ont été réalisées et ont conduit à la distinction de deux épisodes distincts :

- premier épisode Paléogène : basaltes de *Cerro Del Doce* (60 à 40 Ma) et basaltes d'*Alma Gaucha* (~24 Ma)
- second épisode Néogène): basaltes de *El Pedrero* (13-11 Ma), basaltes de *Strobel* (9-8 Ma), basaltes de *Cerro Mojon* (~5 Ma) et basaltes de *Angelita* (3-2 Ma)

1.B - IV b) Les dépôts Tertiaires

Un très grand nombre de dépôts non indurés (ex : galets et sables) couvrent la partie Est et central du Massif du Deseado, ils sont généralement peu ou pas indurés et n'excèdent jamais plus de 200-300 mètres cumulés. Afin d'en simplifier la lecture, ils peuvent être regroupés selon plusieurs sous-unités, découpées selon un calage stratigraphique.

- **Sous-unité 1 : la formation Salamanca**

La formation Salamanca est composée de séries sédimentaires bioclastiques, marneuses et sableuses, elle est relativement peu développée et affleure en de rares endroits au sein du Massif du Deseado.

Cette formation est associée à un environnement de plage, enregistrant ponctuellement des transgression et régression marines de faible amplitude (Notices géologiques, SEGEMAR).

- **Sous-unité 2 : la formation Rico Chico**

Au sein du Massif Deseado cette sous-unité, nommée également *Koluel Kaike*, est composée principalement de dépôts relativement fins comprenant des argiles et arènes (non indurés), dans lesquelles des niveaux de paléosols et ainsi que des niveaux de tuf ont été identifiés.

Cette formation est associée à un environnement continental, type plaine d'inondation (Notices géologiques, SEGEMAR).

- **Sous-unité 3 : la formation Sarmiento**

Les dépôts associés à cette formation sont relativement similaires à ceux du la formation Rico Chico, avec néanmoins des séries sédimentaires plus grossières (conglomératiques) et l'absence de paléosols.

Cette formation est toujours associée à un environnement continental de plaines mais avec une influence plus grande de dépôts fluviatiles (Notices géologiques, SEGEMAR).

- **Sous-unité 4 : la formation Patagoniano**

Dans le Massif du Deseado, cette formation est composée de sables coquilleux, de niveaux de marnes et de niveaux à tufs.

Cette formation est caractéristique d'un environnement marin relativement proximal entre plages et lagon (Notices géologiques, SEGEMAR).

- **Sous-unité 5 : les terrasses Plio-Quaternaire**

Cette sous-unité se caractérise par de nombreuses terrasses marines et fluviatiles qui se mettent en place localement, suivant les tracés de côte et le cours des rivières (principalement le fleuve Rio Deseado).

1.B - V. Log synthétique des séries du Massif du Deseado

1.B - V a) Regroupements des unités du Massif du Deseado

En vue de simplifier la lecture de la colonne lithologique présentée précédemment, il est possible de regrouper les différentes unités sous des dénominations relatives à un contexte. Dans le cas de cette étude celui-ci correspond aux événements en relation avec le CVBL, ainsi les unités ont été regroupées vis-à-vis de leur position par rapport au CVBL.

- **Le socle (Paléozoïque-Mésozoïque)**

Le terme socle comprend l'ensemble des unités qui se sont mises en place avant l'événement relatif à la mise en place de l'unité intrusive de La Leona, ce qui inclut donc les unités les plus anciennes :

- le Complexe Rio Deseado (Paléozoïque)
- le groupement El Tranquilo (Permo-trias)

- **La couverture Crétacée**

La couverture Crétacée regroupe l'ensemble des unités qui couvrent, en discordance, les dépôts plus anciens que la formation Bajo Grande et plus jeunes que les basaltes Las Mercedes, soit :

- le groupement Baqueró
- le groupement Chubut

Dans le cas du Massif du Deseado, ces unités affleurent très majoritairement dans la partie Centrale et quasi systématiquement en continuité. Donc, dans le cas de cette étude, ces unités sont considérées comme ayant une histoire commune. Il faut noter que dans les bassins entourant le Massif du Deseado, cette simplification est fausse.

- **La couverture Cénozoïque**

Les dépôts indurés ou non, et coulées de lave qui se déposent en discordance sur la couverture Crétacée regroupent l'ensemble des dépôts Cénozoïque. Ce regroupement inclut :

- les basaltes Néogènes à Quaternaire
- les dépôts Tertiaires

1.B - V b) Log synthétique du Massif du Deseado

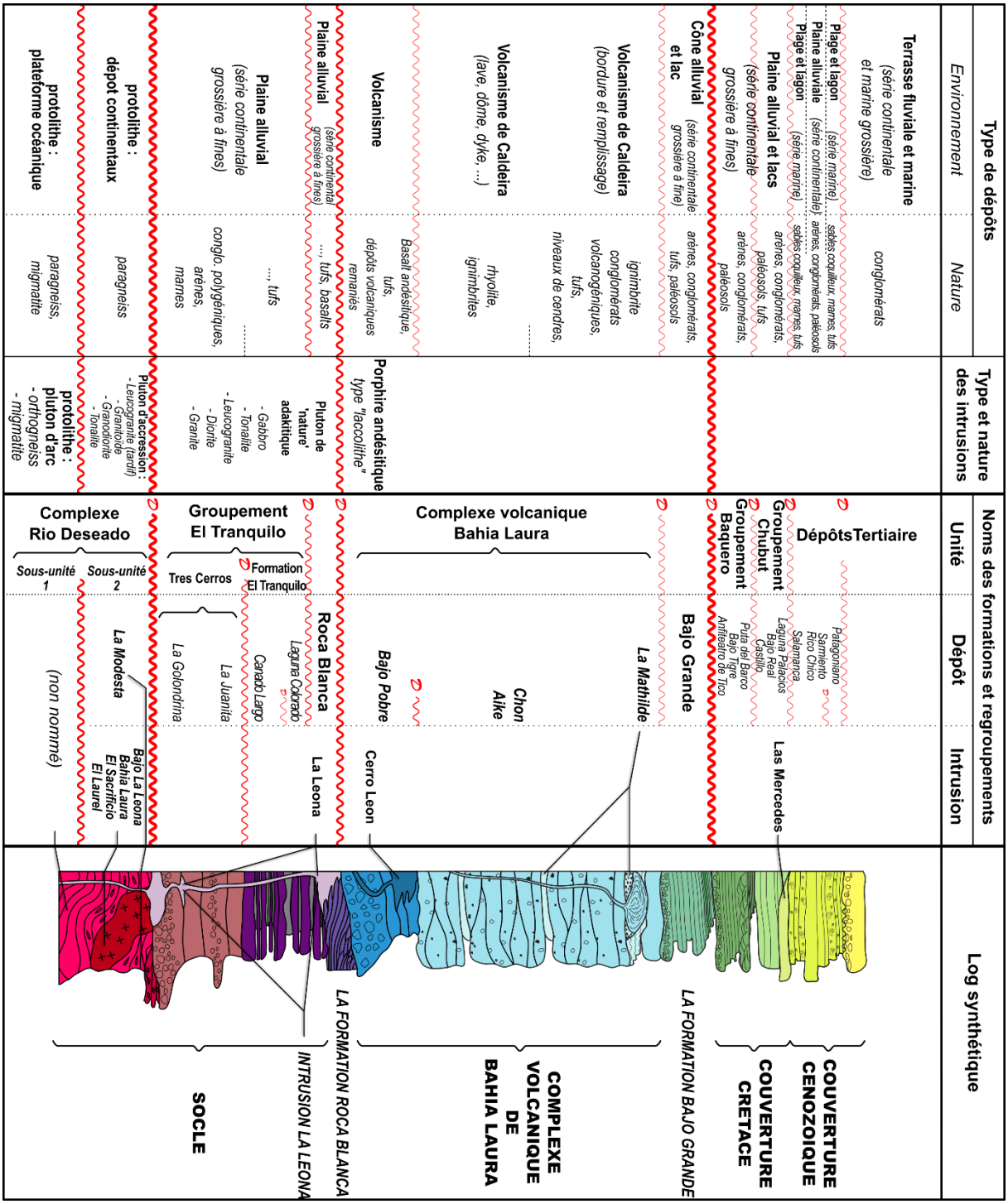


Figure 1.B - V–1 : schéma synthétisant les séries visibles dans le Massif de Deseado, ainsi que leurs contextes de mise en place. Sont aussi inclue les regroupements réalisés dans cette étude.

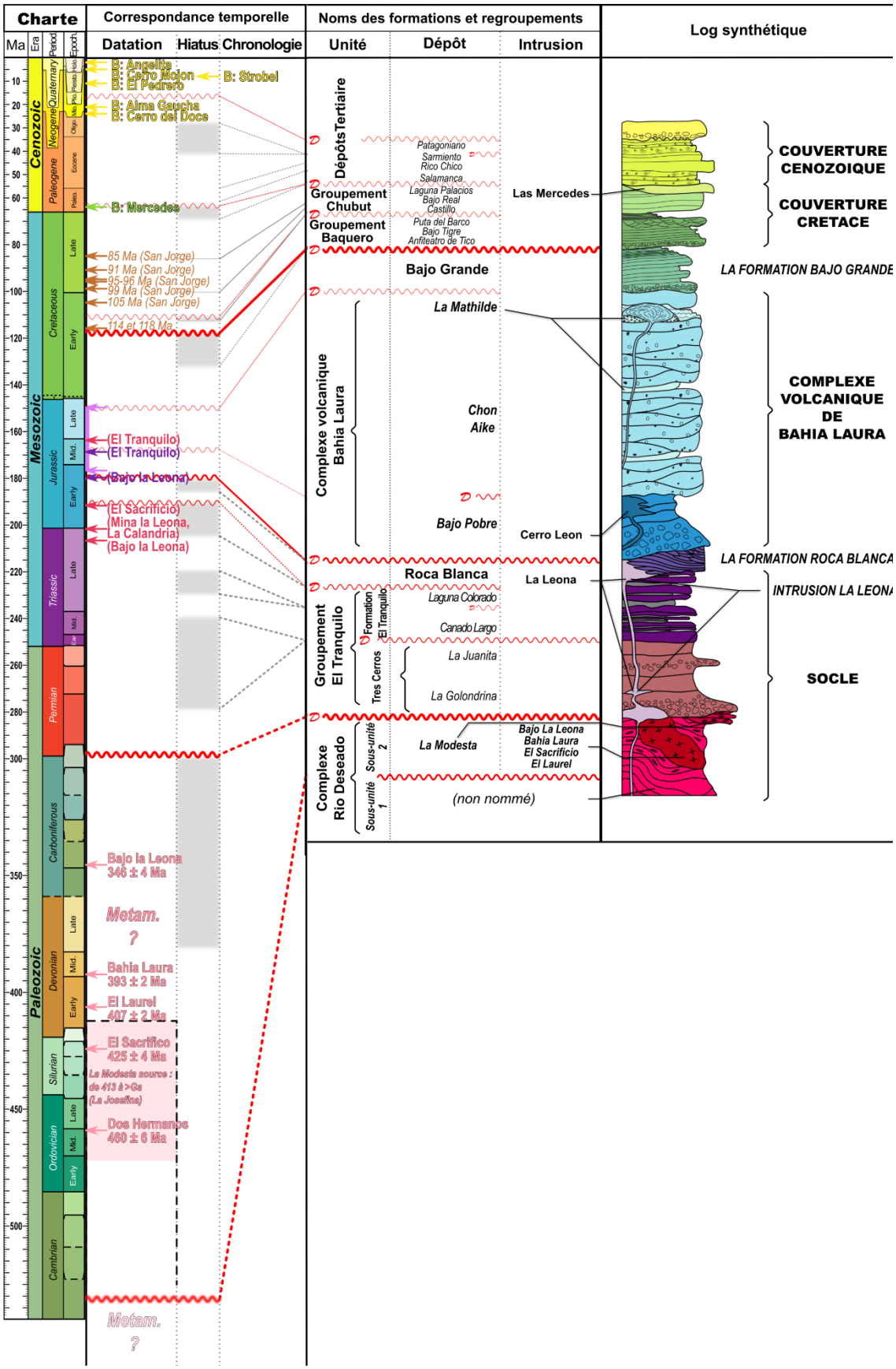


Figure 1.B - V–2 : schéma faisant correspondre les séries du Massif de Deseado avec l'échelle des temps géologiques
« B : XXX » *: correspond à l'âge des coulées basaltiques associées*
« (XXX) » *: correspond à l'âge de l'unité (définit par la couleur du texte) au lieudit associé*

1.C) État de l'art sur l'origine et l'évolution du Massif du Deseado

Cette partie s'attèle à décrire l'état des connaissances sur les mécanismes qui ont conduit à la formation du Massif du Deseado, ainsi qu'à replacer l'ensemble des formations décrites précédemment dans le contexte global de leur mise en place. Pour ce faire, l'évolution du Massif du Deseado a été découpé en quatre périodes, correspondant à quatre périodes géodynamiques et à la mise en place d'unités précises. Ces quatre périodes sont associées respectivement à :

- l'accrétion du Gondwana
- la dérive du Gondwana
- la dislocation du Gondwana
- la dérive du continent Sud-Américain.

Dans certains cas seront présentées seulement les hypothèses les plus récentes et, lorsque cela sera nécessaire, une chronologie plus détaillée des découvertes sera donnée dans le but d'introduire les problématiques liées aux modèles actuels.

Note : l'échelle des temps géologique résumée présentée à la fin de cette partie (Figure 1.C - IV–7) peut être utilisée comme support à la lecture de cette partie.

1.C - I. 1re période : accrétion du Gondwana (le socle)

La première des grandes périodes dont résulte la formation du Massif du Deseado est celle qui a conduit à la mise en place des roches du socle, soit du Complexe Rio Deseado et du groupement El Tranquilo. Cette période couvre donc une vaste durée : du Protérozoïque au Permo-Trias, soit de la formation des terranes à l'accrétion du Gondwana.

La faible disponibilité à l'affleurement des roches de cette période rend particulièrement difficile de reconstruire l'histoire du Massif du Deseado durant cette première période. Ce n'est d'ailleurs pas seulement restreint au Massif, mais aussi le cas pour l'ensemble de la Patagonie. En conséquence, l'évolution de la Patagonie et du Massif depuis la formation de, ou des, terrane(s) jusqu'à leur(s) accrétion(s) au continent Gondwana représente une énigme géologique. Ainsi, pour pouvoir reconstruire l'histoire primitive du Massif du Deseado, il convient de s'intéresser à celle de la Patagonie.

Depuis les années 1980', de très nombreuses études (p. ex. Pankhurst *et al.*, 2006; Ramos, 2008; Elliot, 2013; Chernicoff *et al.*, 2013; Miller *et al.*, 2016; Schilling *et al.*, 2017; Riel *et al.*, 2018; Ramos *et al.*, 2020) ont été menées afin de reconstituer l'évolution passée de la Patagonie (Figure 1.C - I–1) ; l'un des scientifiques à la tête de la plupart de ces recherches est le géologue Victor Alberto Ramos. Avec ses collaborateurs, ils ont en 2008, 2014 puis en 2020, synthétisé l'ensemble des observations et décrit l'ensemble des hypothèses disponibles pour caractériser l'évolution de la Patagonie au cours du dernier milliard d'années. Une partie importante des informations présentées dans les paragraphes suivants sont issues de ces synthèses, complétées par des données actualisées ou plus spécifiques au Massif du Deseado.

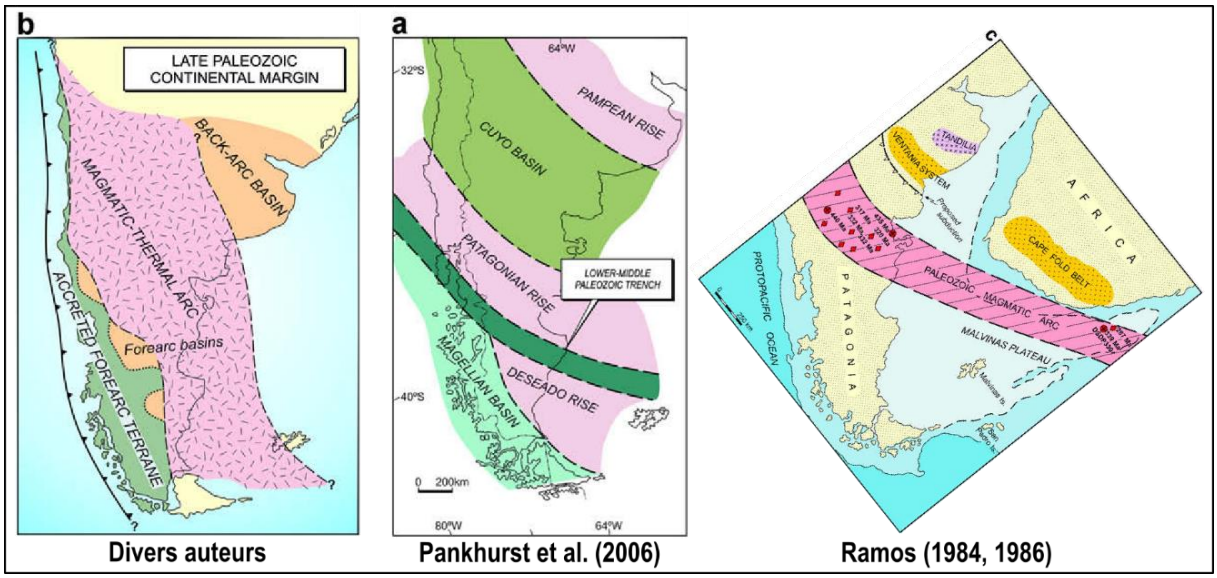


Figure 1.C - I–1 : cartes présentant les différentes visions de l'accrétion de la (des) terrane(s) Patagonienne(s) au Gondwana
Divers auteurs *= Forsythe, 1982; Caminos and Llambías, 1984; Rapela et al., 1989; Dalla Salda et al., 1990, d'après Ramos et al. (2008)*

1.C - I a) Protérozoïque : l'origine de la (des) terrane(s) Patagonienne(s)

L'histoire protérozoïque de la Patagonie reste peu contrainte du fait de l'absence de roches datant de cette période. L'une des questions principales consiste à déterminer si la Patagonie est issue d'une ou plusieurs terranes, ou de blocs pré-accrétés au supercontinent Rodinia (~1.1 Ga à ~750 Ma).

- **Les données géologiques disponibles**

Des roches métamorphiques de hauts grades, héritées de l'histoire protérozoïque affleurent dans plusieurs lieux dans le Massif du Deseado. Ces roches sont regroupées au sein du CRD-

Inf. Il existe peu de datations disponibles de ces roches, la majorité des âges a été acquise sur des zircons détritiques issus du CRD-Sup. et indiquent des âges de provenance supérieure au milliard d'années (Moreira *et al.*, 2013; Vidal *et al.*, 2014, *cf.* Annexe 1).

- **L'origine de la Patagonie**

i. Le modèle historique

Les premières informations temporelles obtenues par Ramos (2008) indiquent que la croûte patagonienne est issue d'un premier stade d'accrétion aux environs de 1,5 Ga. Cette accrétion aurait conduit à la formation d'une ou plusieurs terranes de taille raisonnable qui aurai(en)t dérivée(s) seule(s) jusqu'à leur(s) accrétion(s) au continent Gondwana.

ii. Le modèle de Schilling et al. *(2017)*

En étudiant la chimie des xénolithes mantelliques provenant de l'ensemble de la Patagonie, et plus particulièrement du Massif du Deseado, Schilling *et al.* (2017) caractérisent pour la première fois la nature et l'origine de la lithosphère Patagonienne. Ils démontrent ainsi que la Patagonie est probablement issue de deux terranes, une associée au Massif Nord Patagonien (Figure 1.A - I–4), et la seconde au Massif du Deseado. De plus ils proposent que le bloc Sud (Massif du Deseado) ne forme qu'un seul bloc avec celui des iles Malouines (Malvina/Falkland) ; et que cette terrane se soit accrétée au super continent Rodinia en formant la province de Namaqua-Natal entre 2 et 1 Ga. Par la suite, cette terrane aurait pu évoluer en marge passive (Figure 1.C - I–2), et se dissocier partiellement du super continent Rodinia suite à une extension d'arrière-arc.

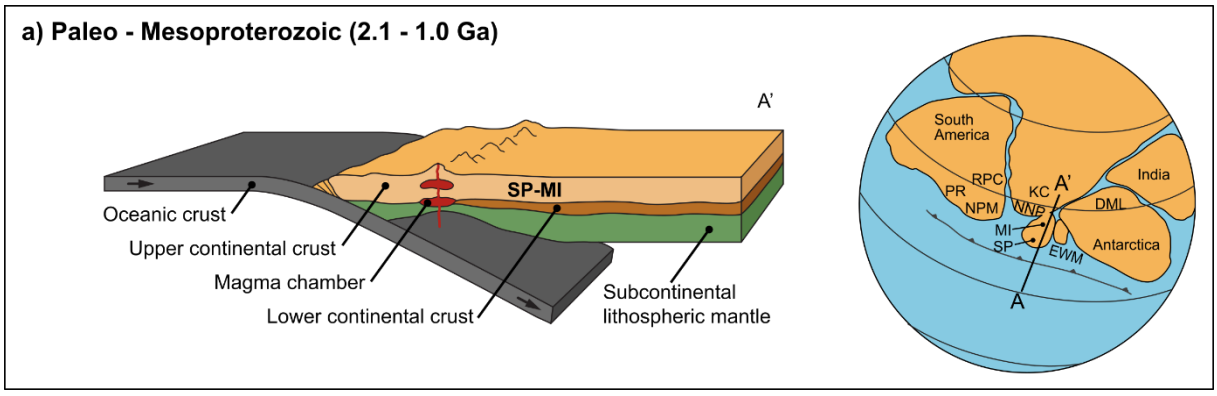


Figure 1.C - I–2 : à gauche, bloc-diagramme de la subduction sous le bloc Sud Patagonie.
À droite, carte de la position supposée du monobloc « Sud Patagonie-Iles Malouines » (SP-MI) et du bloc « Massif Nord Patagonien » (NPM) faisant partie entière de la Rodinia, selon le modèle proposé par Schilling et al. *(2017).*

1.C - I b) Paléozoïque : accrétion de la (des) terrane(s) Patagonienne(s)

Tout comme l'évolution Protérozoïque, l'évolution Paléozoïque de la Patagonie reste discutée (p. ex. Ramos *et al.*, 2020). Du fait de la rareté des données disponibles (c.-à-d. peu de données paléomagnétiques et lithologiques), la temporalité, ainsi que le modèle d'accrétion de la Patagonie au supercontinent Gondwana sont relativement peu contraints. À l'heure actuelle deux modèles s'opposent : un premier modèle où la Patagonie est composée de plusieurs terranes, et un second où elle est composée d'une seule terrane.

Dans un premier temps est résumé ci-dessous l'ensemble des données disponibles permettant de contraindre l'accrétion de la Patagonie, en mettant l'accent sur celle provenant du Massif du Deseado. Par la suite, les deux modèles sont comparés en suivant leur chronologie d'établissement.

- **Les données disponibles**

Les zones où affleurent les roches Paléozoïques mises en place durant l'accrétion de la Patagonie sont regroupées dans deux grandes bandes présentées dans la Figure 1.C - I–3 (Ramos, 2008) :

- La ceinture Paléozoïque Nord, trouvée sous le nom *Northern Magmatic Arc*
- La ceinture Paléozoïque Ouest, trouvée sous le nom *Western Magmatic Arc*, qui inclut la partie Est du Massif du Deseado

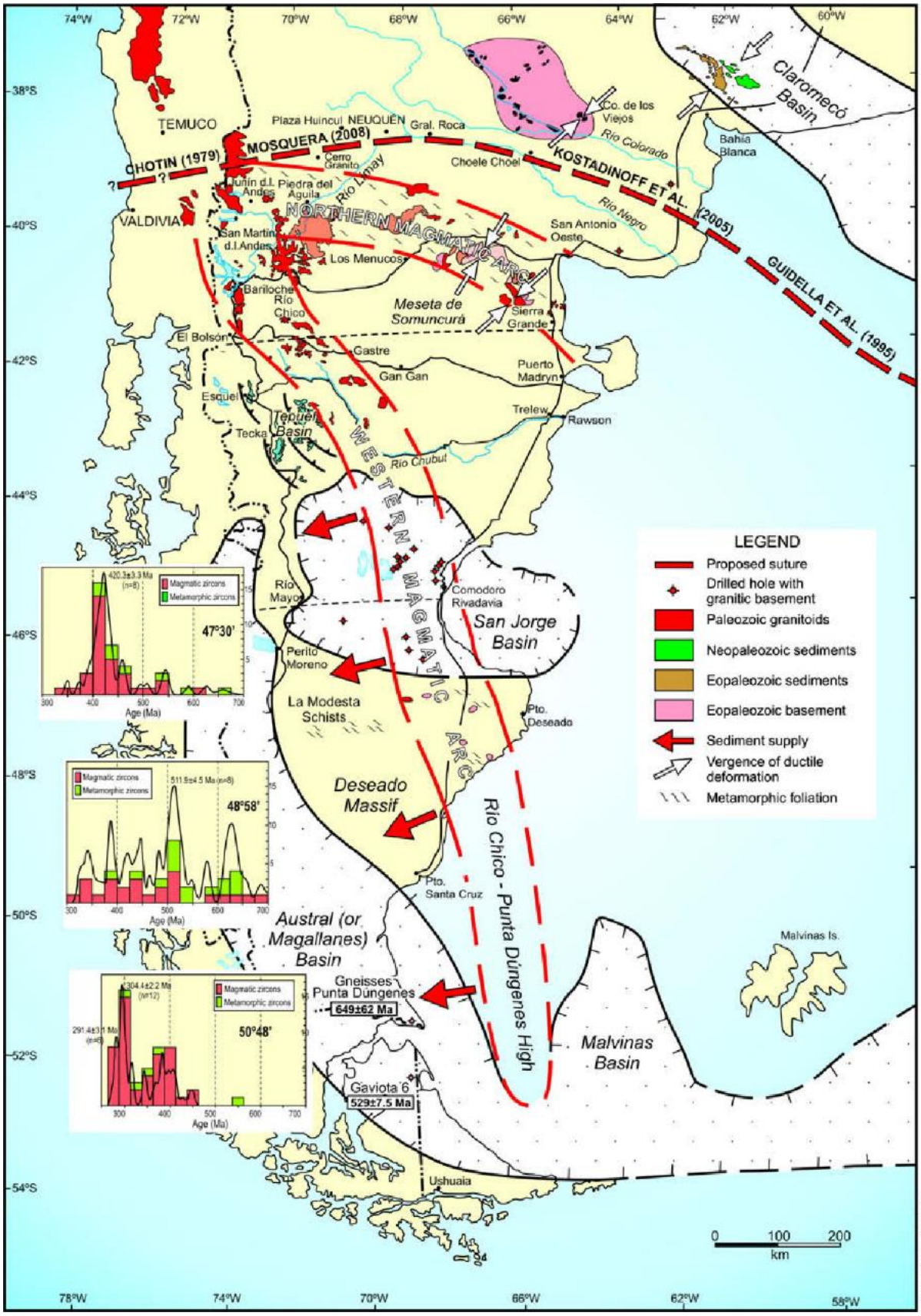


*Figure 1.C - I–3 : carte de la Patagonie, comprenant la position des roches protérozoïque et Paléozoïque et leurs regroupements selon deux ceintures (*cf. *corps de texte).*
Au Nord se trouve le tracer de la zone de suture de la Patagonie au reste du continent Sud-Américain, d'près Ramos et al. *(2008).*

i. Les marqueurs du métamorphisme

Un épisode de métamorphisme de faible à haut grade est enregistré dans les deux ceintures, et affecte seulement les roches mises en place avant l'Ordovicien (485 à 443 Ma).

Dans la ceinture Paléozoïque Nord de la Patagonie, le métamorphisme Paléozoïque est enregistré dans plusieurs roches et indique que le métamorphisme s'étale entre 550 et 470 Ma (p. ex. Ramos, 2008; Echaurren *et al.*, 2017), pouvant s'étendre jusqu'à 300 Ma pour un métamorphisme de faible grade. L'épisode métamorphique affecte, en plus des roches Protérozoïques, des séries sédimentaires Cambro-Ordoviciennes mises en place en contexte de marge passive.

Dans la partie Nord de la ceinture Paléozoïque Ouest de la Patagonie, le métamorphisme est enregistré avec potentiellement plusieurs phases entre 375-310 Ma (Ramos and Naipauer, 2014).

Dans la partie Sud de la ceinture Paléozoïque Ouest, seules les roches du CRD enregistrent le métamorphisme. La CRD-Inf. est affectée par un métamorphisme de haut grade non daté ; alors que la formation La Modesta, de la CRD-Sup. enregistre un métamorphisme de faible grade d'un d'âge inférieur à 413 Ma (âge de dépôt minimal, Moreira *et al.* (2013)) et supposé antérieur à 300 Ma.

Pour finir l'ensemble du métamorphisme affectant la ceinture Paléozoïque Nord et Ouest de la Patagonie imprime des foliations marquées, avec une orientation préférentielle ENE-OSO.

ii. Les signes du développement d'un magmatisme d'arc

Au sein des deux ceintures Paléozoïques un grand nombre de roches plutoniques de chimie et d'âges variés affleurent et ces roches se mettent en place en association ou postérieurement au métamorphisme.

Dans la ceinture Paléozoïque Nord, l'événement magmatique a principalement lieu entre 310 et 290 Ma (Echaurren *et al.*, 2017), et se met en place postérieurement au métamorphisme de haut et bas grade.

A contrario, dans la ceinture Ouest, des plutons se mettent en place sur une période plus longue entre 450 à 330 Ma (Pankhurst *et al.*, 2006). Dans le Massif du Deseado, ce plutonisme correspond aux séries de la CRD-Sup. et se met en place dans les séries métamorphiques de hauts grades uniquement. Ainsi, Moreira *et al.* (2013) proposent que les plutons de la CRD-Sup. correspondent aux sources des dépôts détritiques de la série La Modesta, ayant postérieurement subi un métamorphisme de faible grade.

iii. Les signes d'une activité tectonique

Dans la ceinture Paléozoïque Nord, les roches métamorphiques et plutoniques montrent régionalement des marques de déformation ductile, suivant une compression d'axe Nord – Sud (Ramos, 2008; Miller *et al.*, 2016). En addition de ces marqueurs, de nombreuses données géophysiques indiquent une zone de suture orientée Est – Ouest, au Nord de la ceinture Nord (Ramos, 2008).

Dans la ceinture Ouest, les marqueurs tectoniques affleurent peu, voire pas, toutefois dans le Massif du Deseado les données géophysiques indiquent l'existence de deux directions de linéation conjuguées, orientées ENE — OSO et NNO — SSE (Haller and Asociación Geológica Argentina, 2002). Ces linéations sont interprétées comme des signes de grande structure affectant le socle. D'autres données indiquent l'existence de grandes structures, aussi orientées ENE – OSO, qui découpent la Patagonie en 3 blocs crustaux (Pankhurst *et al.*, 2006).

- **Modèle d'accrétion tardive de multiples terranes : Pankhurst *et al.* (2006)**

Le modèle d'accrétion de la Patagonie, développé par l'équipe de R.J. Pankhurst et collaborateurs, se base sur l'ajout d'un grand nombre de datations de plutons paléozoïques au travers de la Patagonie.

i. Le modèle

Leur découverte principale fut l'existence d'un diachronisme, entre les zones Nord et Sud de la Patagonie, de la mise en place des plutons et de l'âge des structures tectoniques. Cette observation, combinée avec les données géophysiques montrant de grandes structures crustales, les ont conduits à l'interprétation suivante : l'accrétion de la Patagonie au Gondwana s'est faite selon un axe N-S (reprojeté à l'actuel), avec au minimum deux blocs

La structure se présenterait du Nord au Sud (reprojeté à l'actuel) de la manière suivante :

- le continent Gondwana, autochtone, représenté par l'actuel craton Rio de la Plata
- un bassin carbonifère, actuellement inversé et « disparu »
- le premier bloc, para-autochtone, représenté par les Massifs Nord Patagoniens
- une croûte océanique, aujourd'hui subduite
- un second bloc, allochtone, représenté par le Massif du Deseado.

Le modèle de Pankhurst *et al.* (2006) présenté dans la Figure 1.C - I–4, propose que cette série de blocs, bassins et croûtes océaniques se soit accrétée entre 400 et 250 Ma selon la succession suivante : (1) subduction à pendage Nord sous le bloc para-autochtone (2) collision du bloc allochtone et para-autochtone et (3) inversion du bassin carbonifère associée à l'orogénèse Gondwanide.

Dans ce modèle le bloc de la Péninsule Antarctique (*Antarctic Peninsula*) se serait accrété avant, ou après, au bloc Deseado, selon le même axe N-S.

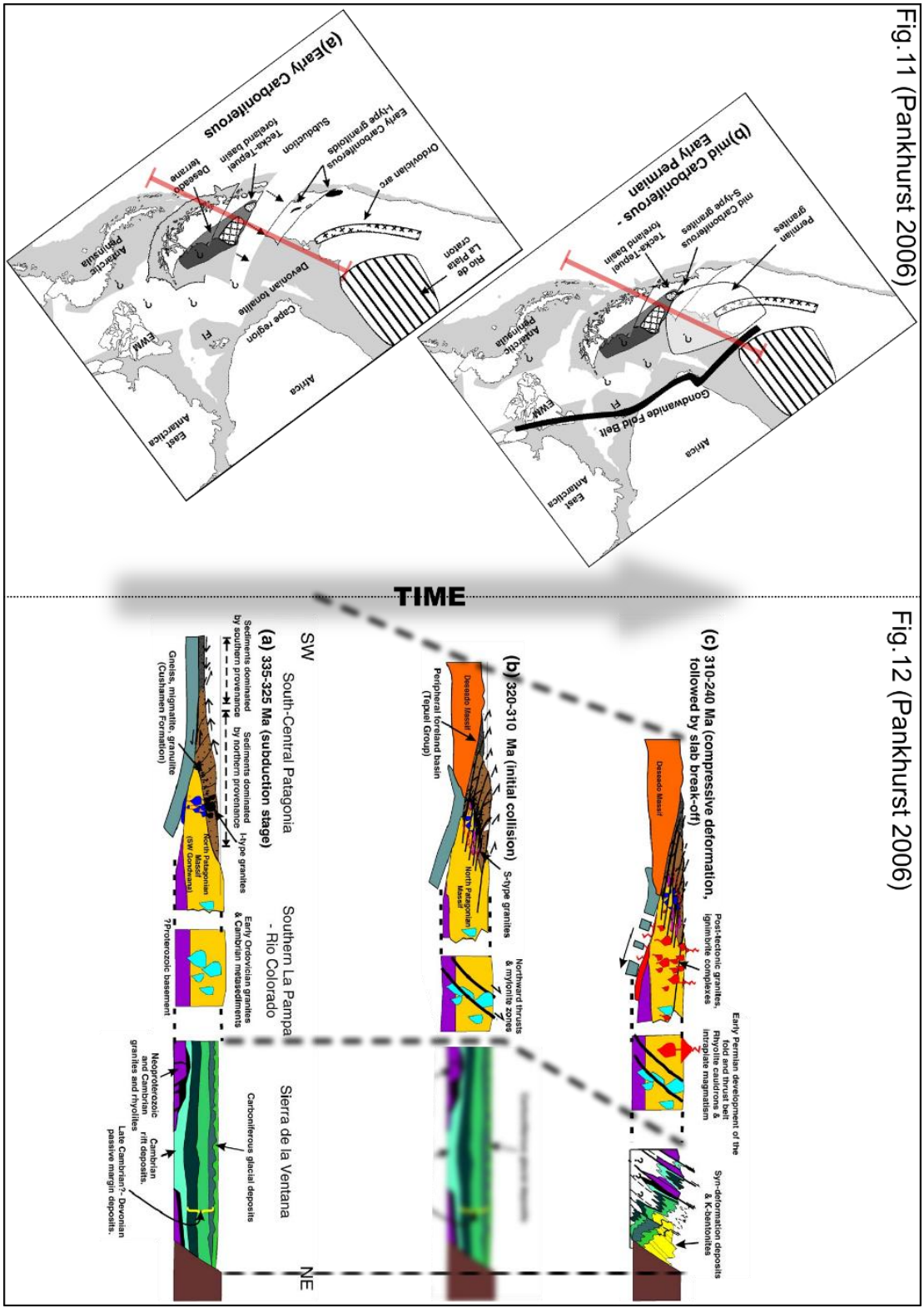


Figure 1.C - I–4 : carte et coupe schématique de l'accrétion des terranes Patagoniennes, vue selon le modèle de Pankhurst et al.*(2006)*

ii. La position du Massif du Deseado

Dans ce modèle le Massif du Deseado est considéré comme une terrane, qui rentre en collision avec le Massif Nord Patagonien (à ~320-310 Ma). Ce faisant, cette migration provoque la formation des structures crustales découpant la Patagonie, ainsi que la collision entre le bloc Nord Patagonien et le craton Rio de la Plata.

Les marqueurs métamorphiques, plutoniques et tectoniques affleurant dans le Massif du Deseado sont alors attribués à l'accrétion de la terrane de la Péninsule Antarctique. Toutefois, le modèle fournit peu de détails quant à leurs origines.

- **Modèles d'accrétion précoce d'une seule terrane : théorie de Ramos et collaborateurs**

Le modèle d'accrétion de Ramos et collaborateurs a connu, en fonction des découvertes et du temps, de nombreuses évolutions et adaptations (Ramos, 2008; Ramos and Naipauer, 2014; Ramos *et al.*, 2020).

i. Le modèle de 2008

Le modèle présenté en 2008 propose que la Patagonie soit issue d'une seule terrane, comprenant à la fois le Massif Nord Patagonien et le Massif du Deseado, qui se serait accrété selon un axe N-S (reprojeté à l'actuel) au Gondwana, au niveau du Craton Rio de la Plata.

A contrario du modèle de Pankhurst *et al.* (2006), ce modèle propose que l'accrétion se soit faite selon une subduction à pendage Sud (reprojetée à l'actuelle) entre 400 et 300 Ma, subduction qui expliquerait les observations faites dans la ceinture Nord.

Les auteurs proposent ensuite que, plus ou moins conjointement, la terrane de la Péninsule Antarctique se soit accrétée à celle de la Patagonie (partie Sud) suivant une subduction à pendage Nord-Est (reprojetée à l'actuelle).

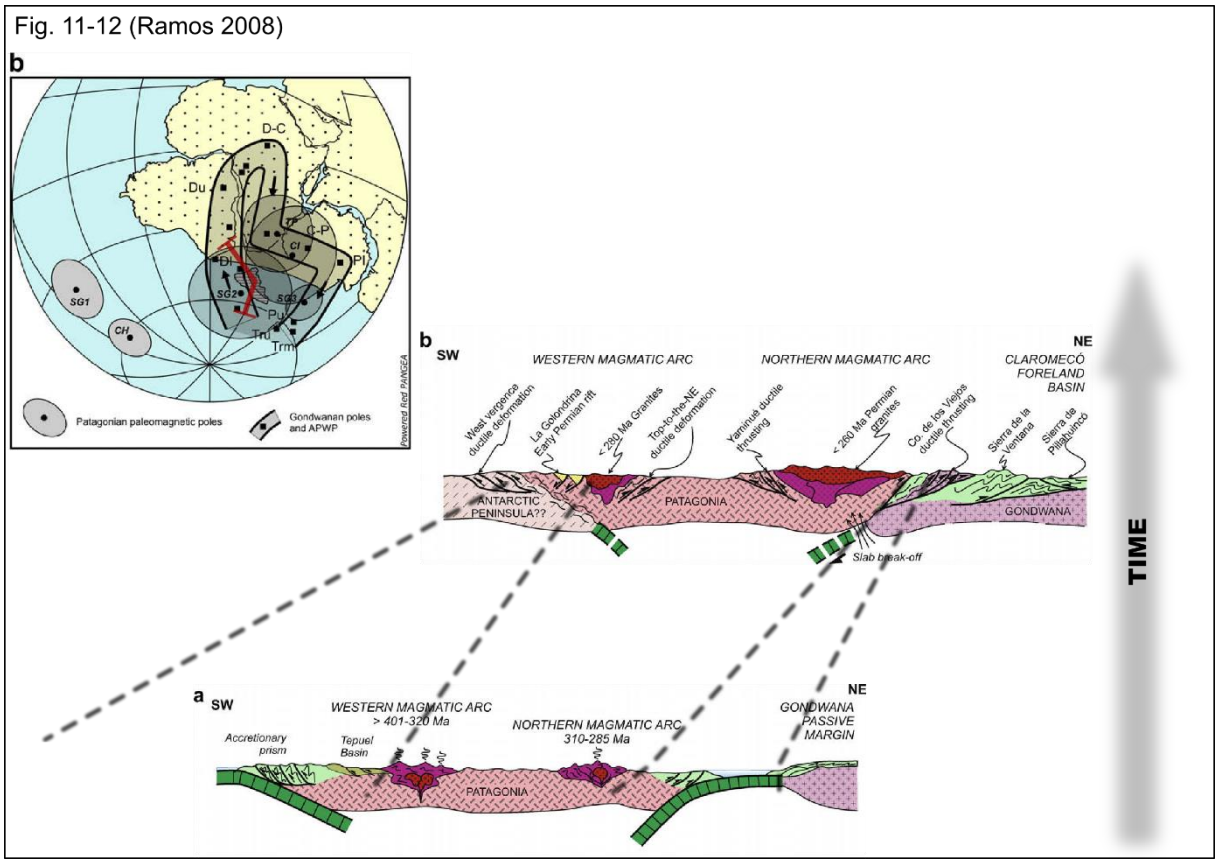


Figure 1.C - I–5 : carte et coupe schématique de l'accrétion du bloc Patagonien, vue selon le modèle de Ramos en 2008.

ii. La mise à jour de 2014

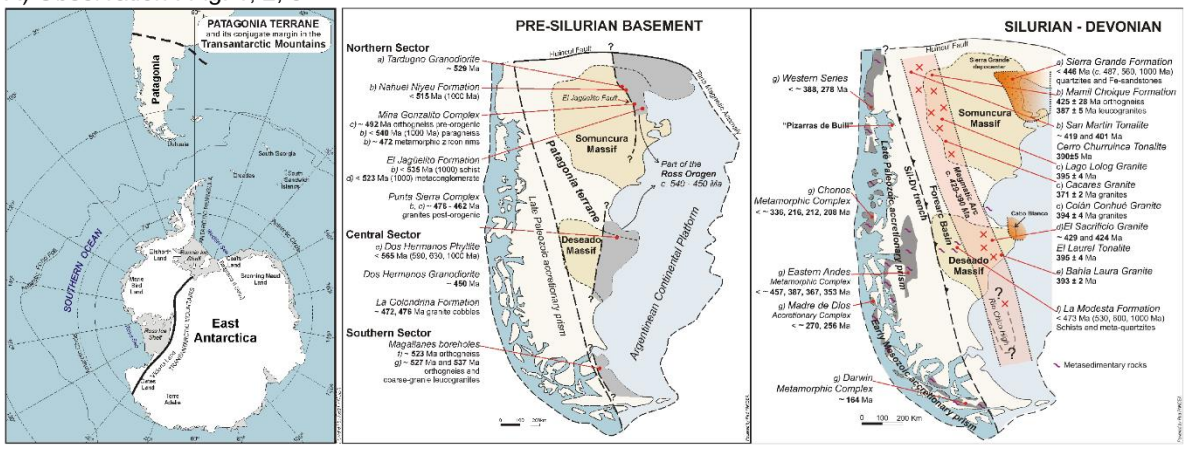
Le modèle proposé par Ramos et Naipauer en 2014 est une adaptation qui inclut de nouvelles datations réalisées au travers de la Patagonie, des études de provenance dans la formation de La Modesta (Massif du Deseado) ainsi que la corrélation entre des observations réalisées dans les montagnes Transantarctiques (*Transantarctic Mountain*) et en Patagonie.

Le modèle propose d'ajouter un premier stade d'accrétion Cambro-Ordivicien (500 à 450 Ma) de la terrane Patagonienne au bloc est Antarctique, selon une compression E-O (reprojetée à l'actuelle) et une subduction à pendage Ouest. À la suite de cette accrétion, une subduction se serait développée à l'Ouest de la Patagonie, et un rift à l'Est entre la Patagonie et le bloc Est Antarctique (Figure 1.C - I–6).

Le modèle reprend la continuité du précédent avec l'accrétion au Gondwana du bloc devenu Patagonie-Est Antarctique, en conjugaison de l'accrétion des blocs Péninsule Antarctique à la Patagonie Sud.

Fig. 1, 2, 5, 6, 7, (Ramos et Naipauer, 2014)

A) Observation : Fig. 1, 2, 5



B) Modèle : Fig. 6 et 7

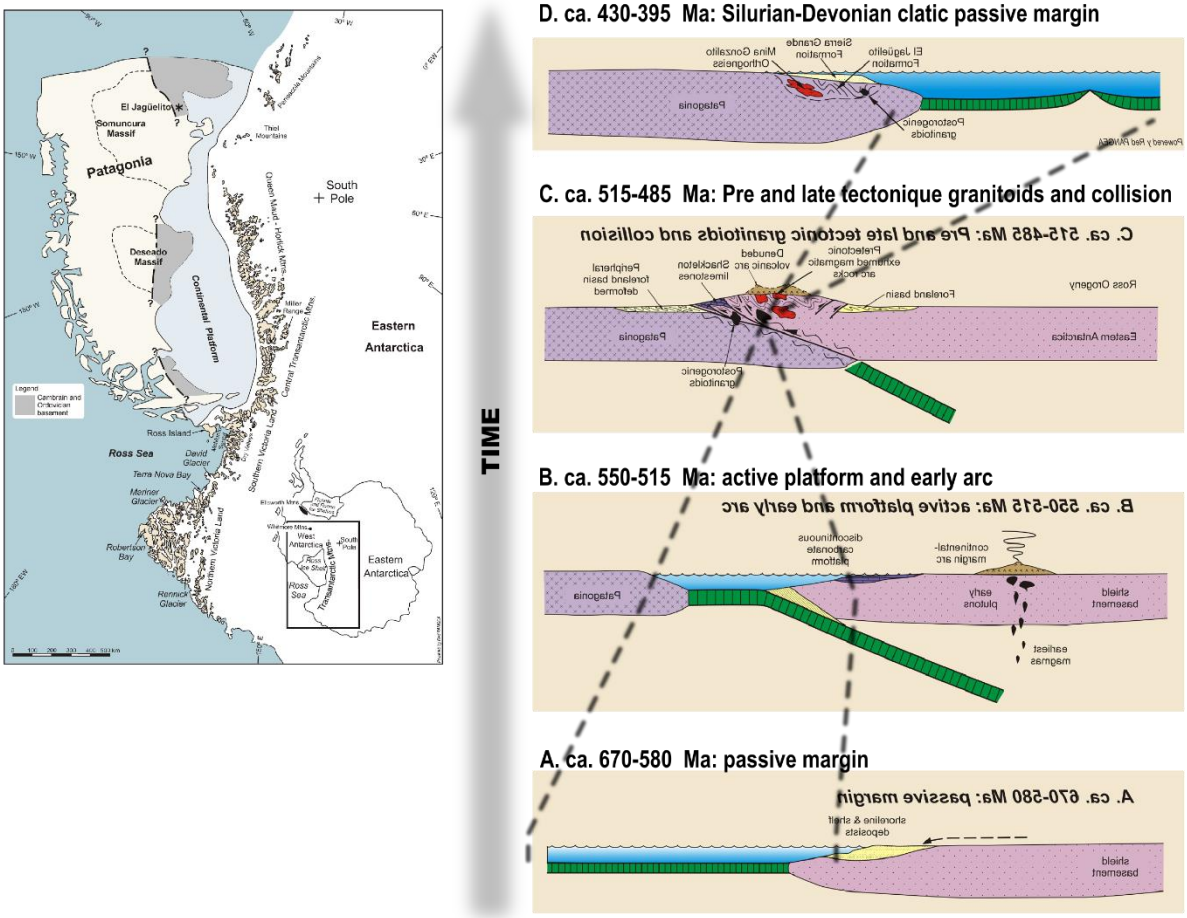


Figure 1.C - I–6 : modèle d'accrétion de la terrane Patagonienne au bloc Antarctique Est
A) cartes montrant le rapprochement entre la ceinture Ouest Paléozoïque et les montagnes Transarctique.
B) carte et coupes schématiques montrant un premier stade d'accrétion de la terrane Patagonienne au bloc Est Antarctique durant le Paléozoïque inférieur

iii. La position du Massif du Deseado dans le modèle de Ramos et al.

Le recoupement entre les données des montagnes Antarctiques et de la Patagonie est à l'origine de la mise à jour du modèle de Ramos *et al.* (2008), et le Massif du Deseado joue un rôle clé dans sa construction. En effet, la position intermédiaire du Massif du Deseado, ainsi que les informations fournies par l'étude du CRD, en fait une source d'information importante pour comprendre l'accrétion de la terrane Patagonienne.

Ainsi, l'étude de formation La Modesta a permis de montrer que la partie Est du Massif du Deseado a probablement subi un épisode d'exhumation et d'érosion, lié à une création de relief durant l'Ordovicien (485 à 443 Ma). Ramos and Naipauer (2014) interprètent cette création de relief comme la preuve de l'existence d'un orogène, formé à la suite de la collision avec le bloc Est Antarctique. Pour finir, les formations particulières de Cabo Blanco sont interprétées comme les derniers reliquats d'un bassin intracontinental qui aura existé entre le bloc Patagonien et le bloc Est Antarctique au Silurien-Dévonien (443 à 359 Ma).

- **Modèle de ré-accrétion de deux blocs : Schilling *et al.* (2017)**

Schilling *et al.* (2017) proposent un modèle mettant en relation l'ensemble des hypothèses proposées précédemment, mais basé sur une structure de croûte radicalement différente.

i. Le modèle :

Comme discuté précédemment, Schilling *et al.* (2017) font l'hypothèse de l'existence de deux blocs Patagoniens (ou terranes Patagoniennes) déjà connectés au supercontinent Rodinia, le bloc Sud comprenant à la fois le Massif du Deseado et les iles Malouines.

Ils proposent qu'entre 1 et 0,6 Ga, soit avant le premier stade d'accrétion suggéré par Ramos and Naipauer (2014), les deux blocs se soient partiellement détachés du supercontinent Rodinia. Se faisant, formant le bassin Carbonifère au Nord de la terrane supposé par Pankhurst *et al.* (2006), et plaçant le bloc Sud dans une position « isolée » comme proposée par Ramos and Naipauer, (2014) et Miller *et al.* (2016).

Par la suite, le bloc Sud se serait ré-accrété au continent Est Antarctique, suivant le même calendrier que celui proposé par Ramos et Naipaeur en 2014, mais probablement plus au Nord (Figure 1.C - I–7).

Pour finir, l'accrétion du bloc Sud au bloc Nord se serait terminée suivant le calendrier et l'axe N-S (reprojeté à l'actuel) proposé par Pankhurst *et al.* (2006). L'accrétion de la Péninsule Antarctique n'est pas détaillée dans ce modèle, néanmoins on peut supposer que la chronologie/morphologie proposée par Ramos and Naipauer (2014) reste cohérente (Figure 1.C - I–7).

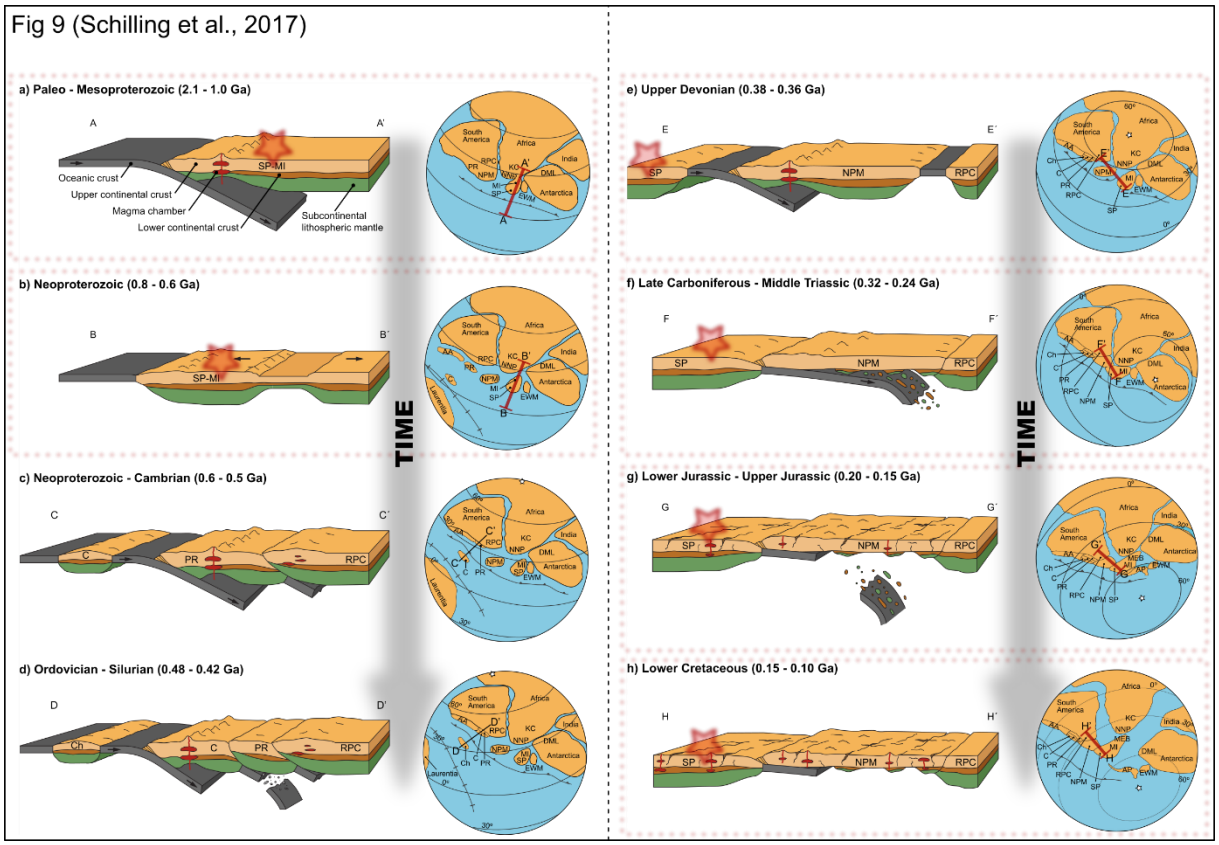


Figure 1.C - I–7 : blocs-diagrammes et cartes paléogéographiques reconstituant l'accrétion de la Patagonie au Gondwana, selon le modèle de Schilling et al. *(2017).*
L'étoile rouge présente la position du Massif du Deseado.

ii. La position du Massif du Deseado

Dans ce modèle, le Massif du Deseado se retrouve dans une position similaire à celle du modèle de Ramos and Naipauer (2014).

1.C - I c) Le supercontinent Gondwana : la fin de la première période

Si le mécanisme d'accrétion de la Patagonie est toujours sujet à débat, il existe un consensus relatif autour de la fin de ce premier stade de l'histoire Patagonienne.

i. La position de la Patagonie

L'accrétion du ou des bloc(s) Patagonien(s) se termine entre 300 et 250 Ma ; et il est supposé qu'aux environs de 240 Ma, une subduction soit (de nouveau) active à l'Ouest de la Patagonie (p. ex. Burton-Johnson and Riley, 2015; Suárez *et al.*, 2019b), dans une position proche de celle de la marge actuelle.

En association de cette subduction, la partie Est de la Patagonie se trouve au cœur du supercontinent Gondwana. Les rares marqueurs disponibles indiquent que durant cette

période, cette zone fut sujette à un phénomène de pénéplanation ; avec l'existence de zones de dépôts sédimentaires indiquant des environnements continentaux de plaines d'inondation, rivières et lacs (Suárez *et al.*, 2019a).

Fig. 7 (Elliot et al., 2013)

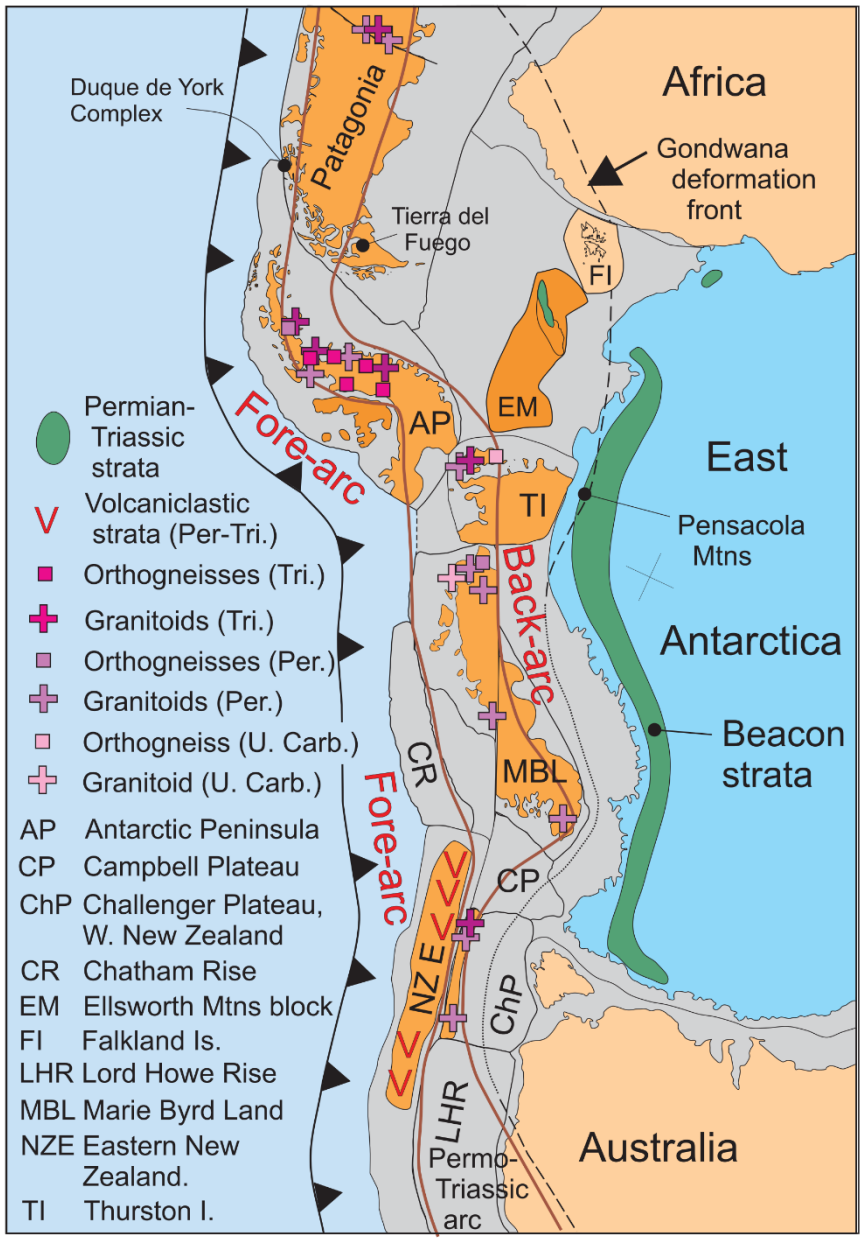


Figure 1.C - I–8 : morphologie du la partie Patagonienne et Antarctique du Gondwana à la transition Paléo-Mésozoïque, d'après Elliot et al. *(2013)*

ii. La position du Massif du Deseado

Durant cette période, le Massif du Deseado se trouve dans la même situation que le reste de la Patagonie ; soit dans un contexte intra-super continent et subissant un phénomène de pénéplanation visible dans les dépôts fluviaux du groupement El Tranquilo.

Il faut noter la présence de niveaux à cendres volcaniques dans la partie supérieure du groupement El Tranquilo indiquant l'activité, nouvelle ou réactivée, de l'arc volcanique situé plus à l'Ouest (Jenchen, 2018).

1.C - II. 2sd période : dérive du Gondwana (le Complexe Volcanique Bahia Laura et la SLIP Chon Aike)

La seconde grande période ayant affecté le Massif du Deseado est en relation directe avec la mise en place du Complexe Volcanique Bahia Laura, de la formation Roca Blanca et des formations intrusives La Léona. Il est peu dire que le déroulement de cette période est toujours en examen, car si les premières études sur l'origine du Complexe Volcanique Bahia Laura remontent aux années 1990', à l'heure actuelle le débat bat son plein avec la publication récente de plusieurs scénarios géodynamiques (p. ex. Navarrete *et al.*, 2020b; Lovecchio *et al.*, 2019; Lovecchio *et al.*, 2020; Navarrete *et al.*, 2020a; Navarrete *et al.*, 2020c; Bastias *et al.*, 2021).

La compréhension de l'évolution du Massif du Deseado depuis la fin de l'accrétion du Gondwana jusqu'à la mise en place du Complexe Volcanique Bahia Laura, et plus largement l'origine du Complexe Volcanique Bahia Laura, résultent de l'accumulation des recherches des 20, voire 10 dernières années (Serrano, 2014; Navarrete *et al.*, 2019a; Bastias Silva, 2020).

Dans le but de rendre au mieux les connaissances sur l'origine du CVBL, les paragraphes suivants présentent l'état de l'art sur l'origine du CVBL en suivant la chronologie des découvertes.

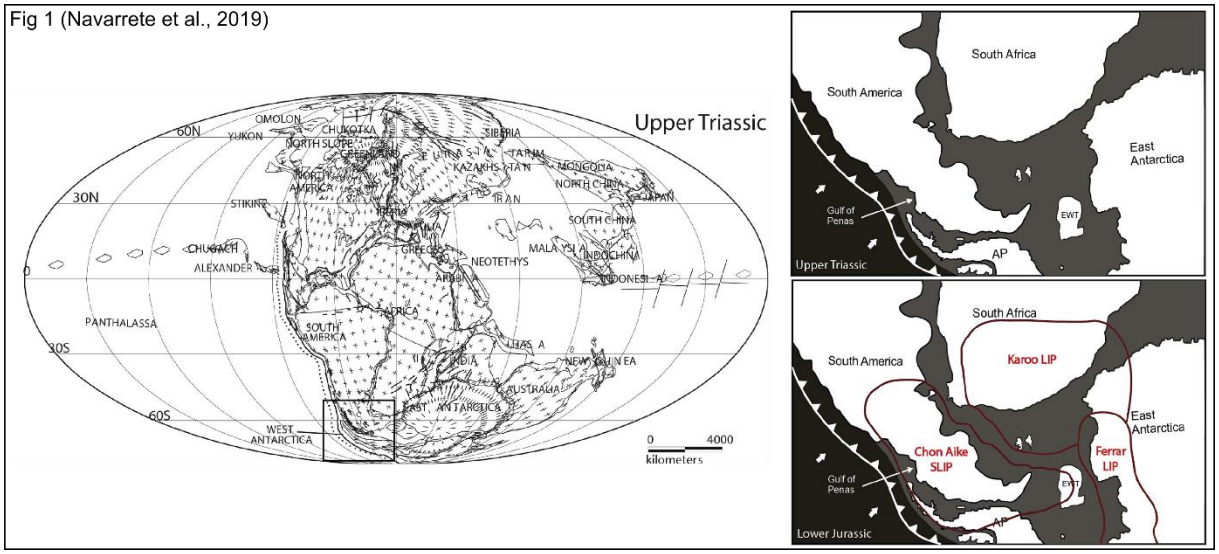


Figure 1.C - II–1 : carte paléogéographique au Jurassique supérieur montrant la position des dépôts associés aux provinces magmatiques de Karoo, Ferrar et Chon Aike.
D'après Navarrete et al. *2019.*

1.C - II a) Les débuts : découverte et composition de la SLIP Chon Aike

• Découverte de dépôts volcaniques jurassiques régionaux : de 1980 à 1985, Gust *et al.* (1985)

L'une des premières études à s'être appliquée à décrire et caractériser les dépôts du CVBL, ainsi que de nombreux autres dépôts volcaniques datés au jurassique dans la région, a été publiée par Gust *et al.* (1985). Dans cette étude, les auteurs font les constats que :

- des dépôts volcaniques de nature rhyolitique et d'âge jurassique affleurent dans une grande partie de l'arrière-arc Patagonien
- la composition chimique des dépôts dans l'arrière-arc Patagonien varie en fonction de leur position, mais indique une source commune (supposée crustale)
- des dépôts similaires sont identifiés en Afrique du Sud (dans le bassin Karoo) et dans la Péninsule Antarctique
- l'ensemble des dépôts (Patagonie, Afrique du Sud et Péninsule Antarctique) se mettent en place durant un contexte extensif de rifting.

De ces observations, Gust *et al.* (1985) supposent que ce volcanisme est indirectement lié à la subduction de l'océan paléo-Pacifique, probablement issue d'une variation de pendage du slab. Ils émettent ensuite l'hypothèse que la variation de pendage du slab aurait induit un contexte type « basins and ranges » dans l'arrière-arc (USA), celui-ci serait alors un précurseur de l'ouverture de l'Atlantique.

• Le paléo-champs de contrainte associé à la mise en place CVBL : Reimers *et al.* (1996)

Les dépôts volcaniques jurassiques, définis par Gust *et al.* (1985), possèdent la particularité d'être recoupés par de nombreuses diaclases. Or, le Massif du Deseado est le seul endroit où il est possible de faire une observation propre de ces diaclases ; en effet, il est le seul possédant une telle abondance de dépôts volcaniques jurassiques, dans son cas sous la forme du CVBL.

Ainsi, Reimer *et al.* (1996) combinent de l'imagerie aérienne et de l'analyse de terrain dans le Massif du Deseado pour caractériser les contraintes à l'origine des populations de diaclases (Figure 1.C - II–2). Ces données leurs permettent de reconstruire plusieurs phases tectoniques :

- une première phase compressive, semblant intervenir avant le dépôt du CVBL

- une seconde phase transtensive, la plus exprimée, intervenant durant la mise en place du CVBL et conduisant à la formation de failles produisant les réseaux de diaclases visibles sur le terrain
- une dernière phase compressive, probablement Crétacée, faisant rejouer certaines failles préexistantes

Il faut noter que Reimer *et al.* (1996) font aussi l'observation de la rotation du champ de contraintes durant la mise en place du CVBL.

Fig. 4 (Japas et al., 2013)

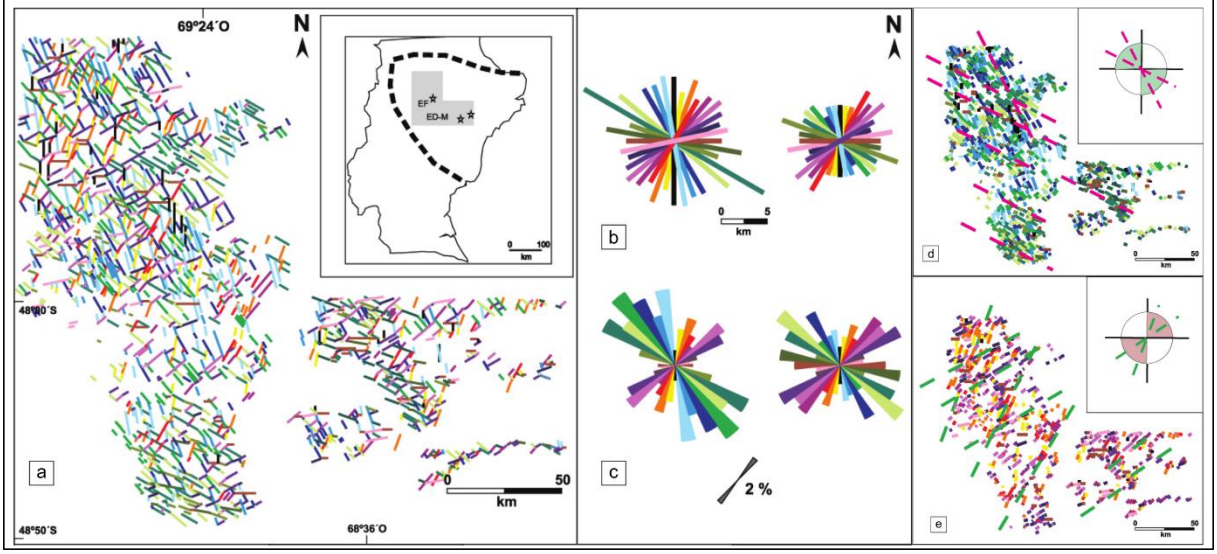


Figure 1.C - II–2 : carte et rosas (orientation des plans) de l'ensemble des structures tectoniques observées au sein du Massif du Deseado.
Basé sur les travaux de Reimers et al. *(1996) et actualisé par Japas* et al. *(2013), il est aussi inclus les linéations détectées en imagerie géophysique (traits en pointillés).*

• De dépôts volcaniques jurassiques à « Silicic Large Igneous Province » : Pankhurst *et al.* (1998)

Durant les dizaines d'années qui suivirent, un grand nombre d'études ont cherché à dater et caractériser le ou les processus(s) de mise en place des roches volcaniques jurassiques sur Terre.

Pankhurst et ses collaborateurs font partie d'une des équipes à l'origine de la plupart des études du Massif du Deseado et de la Péninsule Antarctique (p. ex. Pankhurst and Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998). En 1998, ils publient une étude intitulée « *The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province.* » Dans laquelle ils résument l'ensemble des connaissances disponibles sur les dépôts volcaniques jurassiques

présents en Patagonie et dans la Péninsule Antarctique, puis les comparent aux données disponibles pour les provinces basaltiques de Karoo et Ferrar.

i. Caractérisation de la province Chon Aike :

Pankhurst *et al.* (1998) compilent l'ensemble des données de géochimie élémentaires majeures et traces, ainsi que les datations disponibles. Cela leur permet de donner les observations et de construire les hypothèses suivantes :

- la présence d'un volcanisme bimodal (basaltique-andésitique et rhyolitique), avec une prédominance du volcanisme rhyolitique.
- une extension temporelle du volcanisme entre environ 188 Ma et 140 Ma
- l'existence d'une variation géographique des compositions chimiques des roches rhyolitiques
- le volcanisme basaltique-andésitique est issue de fusion de roches mafiques
- le volcanisme rhyolitique serait issu, soit de magma associé à de la fusion de croûte continentale supérieure, soit à des cycles de cristallisation fractionnée-fusion partielle de magma d'origine mafique
- les dépôts rhyolitiques semblent être localement reliés à des calderas

À la suite de ces conclusions, Pankhurst *et al.* (1998) démontrent l'homogénéité relative des dépôts volcaniques jurassiques et proposent de les regrouper, ainsi que certains plutons, sous le nom harmonisé de *Chon Aike Volcanique Province* (province volcanique Chon Aike). Ce faisant, ils proposent la création du terme *Silicic Large Igneous Province* (SLIP), traduisible en Grande Province Ignée Siliceuse pour compléter le terme existant de LIP s'appliquant dans les faits à des provinces basaltiques.

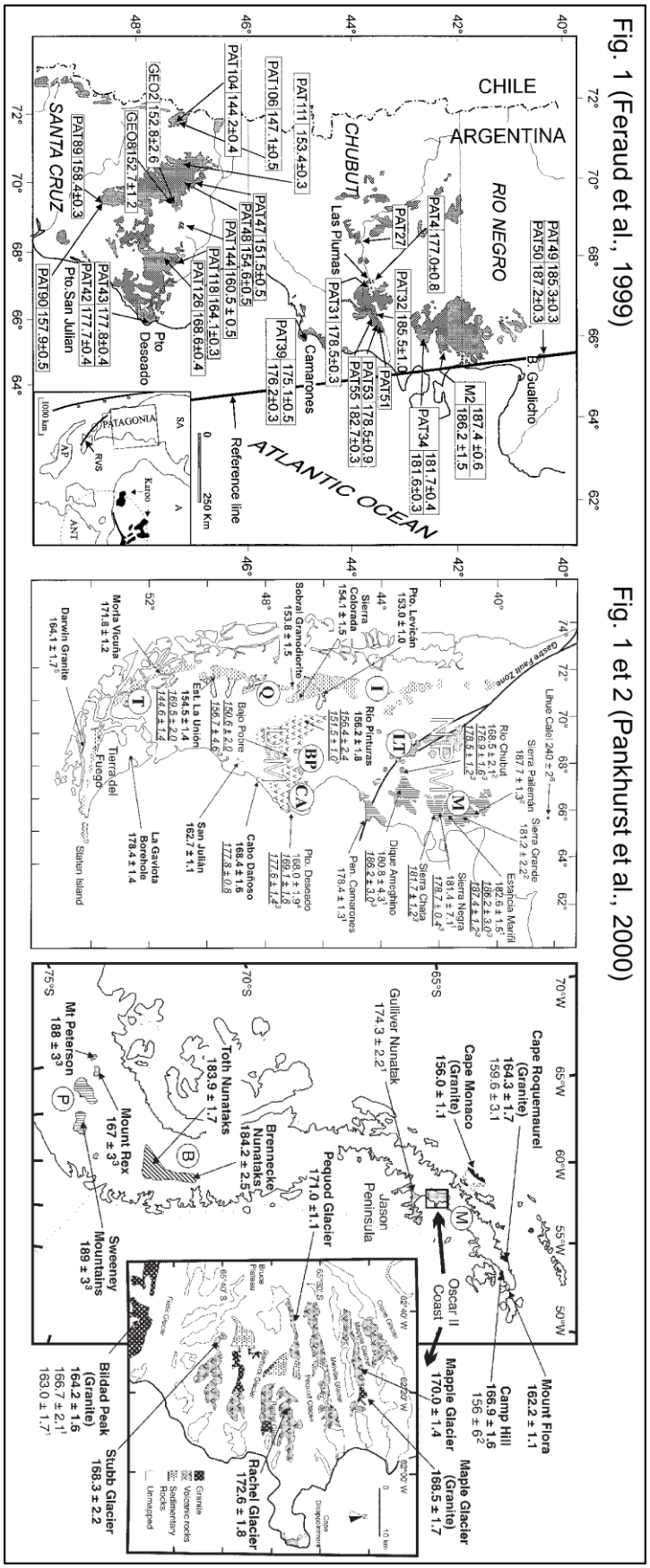


Figure 1.C - II–3 : cartes des principales datations des dépôts (volcaniques et plutoniques) de la SLIP Chon Aike, en Patagonie et Péninsule Antarctique

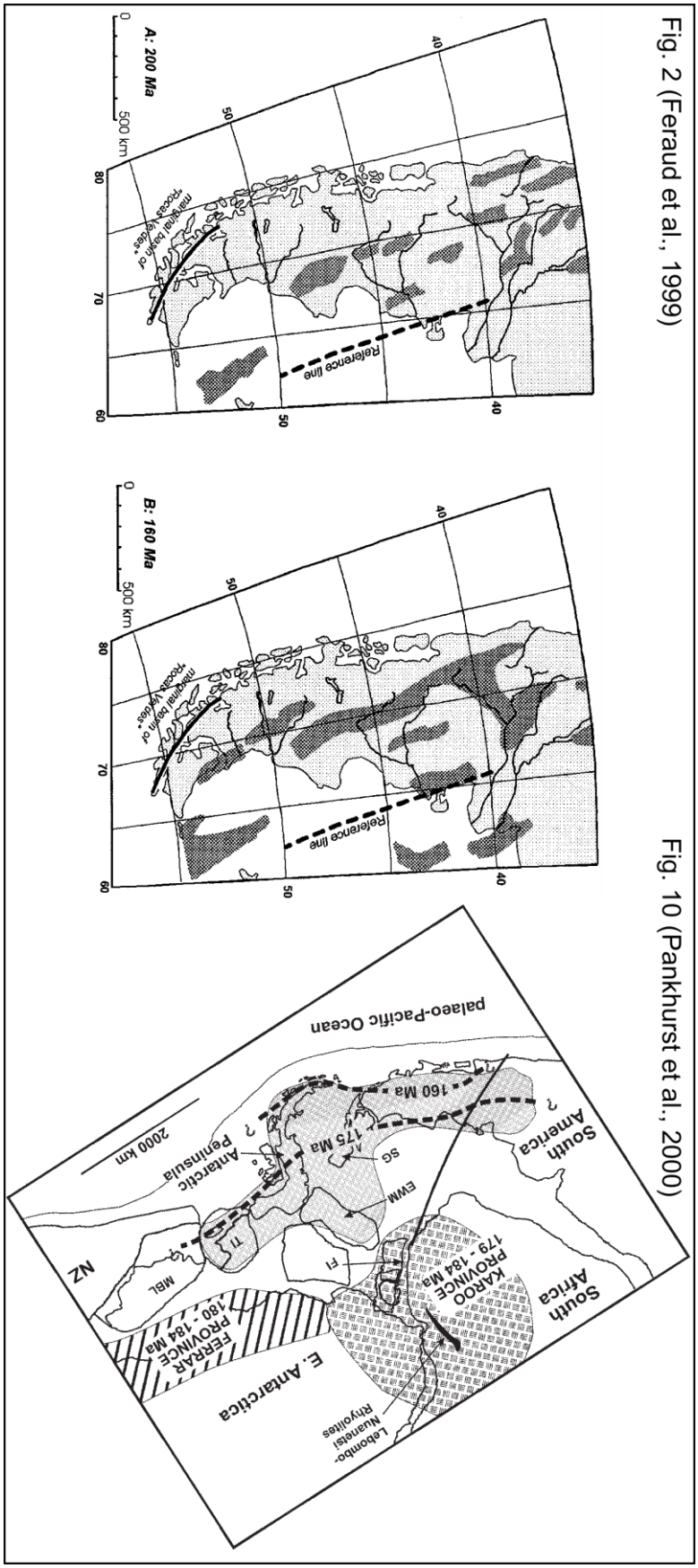


Figure 1.C - II–4 : cartes schématiques de la migration temporelle de la SLIP Chon Aike
Les zones grisées représentent les dépôts de la SLIP

ii. Origine de la SLIP :

Dans un second temps, Pankhurst *et al.* (1998) réaffirment le lien entre la SLIP Chon Aike, la LIP de Karoo en Afrique du Sud et Antarctique Est, et la LIP de Ferrar en Antarctique. Ils font alors la revue des nombreuses hypothèses proposées pour expliquer la mise en place des SLIPs, et en arrivent aux deux conclusions suivantes pour le cas de la SLIP Chon Aike :

- l'origine des magmas basiques qui initie la SLIP Chon Aike et les LIPs, est attribuée à de la fusion de base de croûte mafique, car les magmas sont chimiquement trop différents d'un manteau primitif
- l'origine de cette fusion de base de croûte associée à l'apport de chaleur provoqué par l'arrivée d'un plume mantellique, la fusion étant facilitée par la nature peu remaniée/différenciée de la croûte Patagonienne.

Depuis ces deux conclusions, ils réaffirment que l'origine des magmas acides (constituant la majorité la SLIP Chon Aike) est attribuée à deux phénomènes : la fusion de la croûte supérieure et la différenciation ponctuelle du magma basique (multiple cycle cristallisation-fusion). Dans leur hypothèse, ils proposent d'une part que l'origine de la fusion de la croûte supérieure soit provoquée par la remontée des fluides basiques et d'autre part que le développement de chambres magmatiques dans la croûte supérieure explique la mise en place des dépôts en surface et à la formation de calderas.

Ils concluent que l'arrivée du point chaud relié au LIPs de Karoo et Ferrar ne suffit pas à expliquer la mise en place de la SLIP Chon Aike du fait de la durée de l'événement. Ils soulignent donc le fait que la dynamique de la subduction paléo-Pacifique a dû jouer un rôle significatif pour expliquer le contexte extensif associé à la SLIP Chon Aike.

- **La migration du SLIP : Feraud *et al.* (1999), Pankhurst *et al.* (2000)**

Peu de temps après la compilation de Pankhurst et ses collaborateurs, deux grandes campagnes de datation réalisées au travers de la SLIP Chon Aike sont publiées (Feraud *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000). Ces études indiquent indépendamment une migration temporelle des dépôts d'est en Ouest évoquée par Gust et al. (1985) et Pankhurst et al. (1998) (Figure 1.C - II–3). Les auteurs décrivent alors trois épisodes (Figure 1.C - II–4) :

- V1 : entre 188 et 178 Ma, phase qui coïncide avec les événements Karoo et Ferrar
- V2 : entre 172 et 162 Ma, où la composition chimique des dépôts est moins évoluée
- V3 : entre 157 et 153 Ma, où la composition chimique des dépôts s'approche d'un volcanisme d'arc

- **Le contexte tectonique durant la SLIP Chon Aike :**

En se basant sur des données sismiques au travers du Massif du Deseado et du bassin San Julian, Homovc and Constantini (2001) proposent que l'ouverture, décrite par Reimer *et al.* (1996) et associée à la SLIP Chon Aike, se soit faite suivant des structures en hémigraben (Figure 1.C - II–5).

Giacosa *et al.* (2010) confirment les hypothèses proposées par les précédentes études avec l'ouverture en transtension et sous forme d'hémigraben. À cela, ils ajoutent une chronologie dans le cas du Massif du Deseado : la formation Bajo Pobre serait syntectonique, et les formations Chon Aike et La Mathilde seraient post-tectoniques.

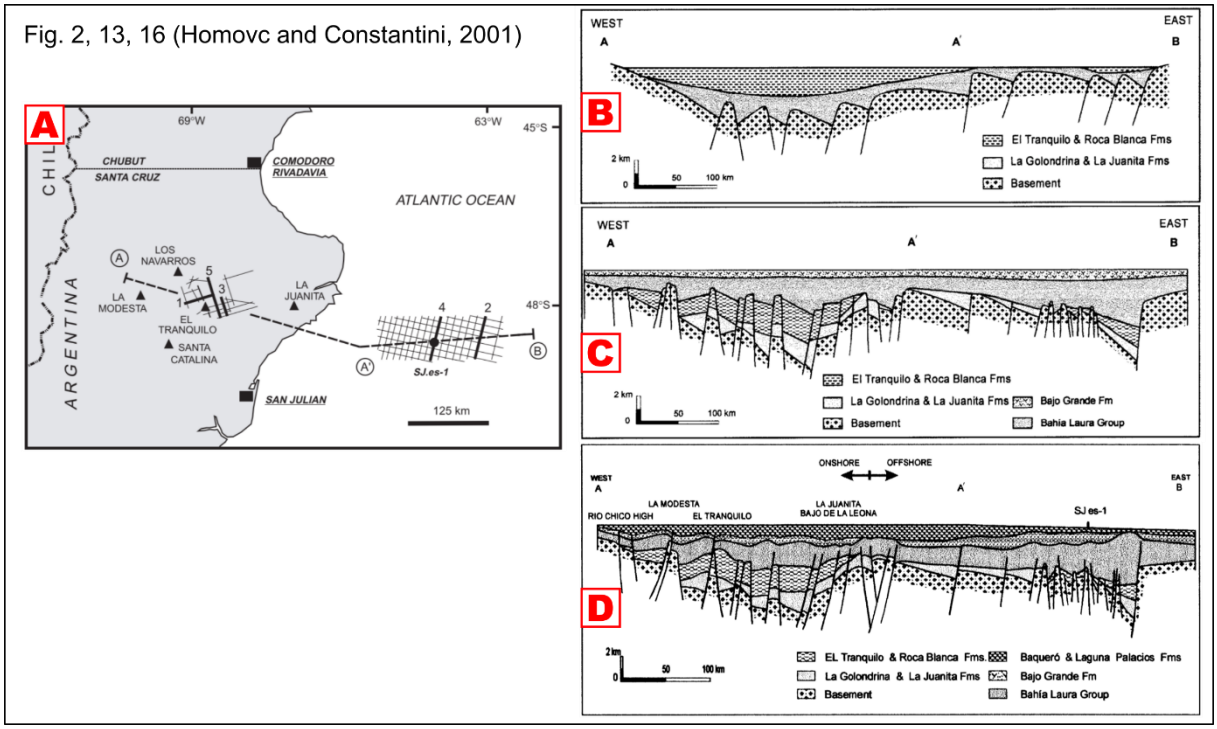


Figure 1.C - II–5 : coupe de la mise en place des dépôts dans le Massif du Deseado et le bassin San Julian par Homovc et Constantini (2001)
A = tracé de la coupe
B = Dépôt de la formation El Tranquilo
C = Dépôt de la formation Bajo Grande
D = Dépôt de la formation Baqueró

1.C - II b) Le renouveau des études : caractérisation des événements reliés à la SLIP Chon Aike

Depuis les cinq dernières années, il existe un regain d'intérêt sur l'étude de la SLIP Chon Aike et des mécanismes qui lui sont associés. L'apport de ces études récentes a conduit à la construction de plusieurs modèles géodynamiques présentés ci-après.

- **Premier impact de la SLIP Chon Aike dans le Deseado : Somoza *et al.* (2008)**

Les travaux de Somoza *et al.* (2008) portent sur la caractérisation du paléomagnétisme enregistré dans le groupement El Tranquilo, dans les plutons de La Léona et dans la formation Baqueró. Leur étude a permis de déterminer que :

- il existe une re-magnétisation du groupement d'El Tranquilo durant la SLIP Chon Aike, ce qui indique un passage à haute température des dépôts (ex : enfouissement)
- il existe une rotation horaire des plutons de La Leona, inexistante dans la formation Baqueró

Du fait du manque de données et de l'absence de modèle sur la mise en place de la SLIP Chon Aike dans le Massif du Deseado, Somoza *et al.*, (2008) arrêtent leur interprétation à ce stade. Ils attribuent cependant la rotation des plutons La Leona à un mécanisme tectonique plutôt que paléogéographique.

- **Des données géochimiques actualisées des dépôts de la SLIP Chon Aike en Patagonie**

Entre les publications des années 2000' (p. ex. Pankhurst *et al.*, 2000; Riley *et al.*, 2001) et aujourd'hui, il existe peu d'études visant à déterminer l'origine des dépôts de la SLIP Chon Aike.

Ainsi, Serrano (2014) présente une approche basée sur des données géochimiques et de nouvelles datations réalisées sur les dépôts de la SLIP Chon Aike en Patagonie, cette étude aboutit à plusieurs conclusions. La première, relativement attendue, est la nécessité d'impliquer des processus complexes (ex. : fusion partielle de croûte, mélange de magma, cristallisation fractionnée…) pour expliquer la variabilité des compositions chimiques de la SLIP Chon Aike. La seconde, en opposition avec les conclusions Pankhurst *et al.* (2000), est que l'origine des magmas est à minima partiellement (voir totalement) reliée à la fusion d'une croûte océanique.

Serrano, (2014) propose donc que la SLIP Chon Aike soit à relier principalement à une subduction complexe, et que le plume Karoo-Ferrar soit peu impliqué dans son mécanisme de formation. Pour finir, Serrano (2014) évoque l'implication potentielle de la fusion d'un flat slab pour expliquer l'amplitude de la SLIP Chon Aike.

Plus tard, Seitz *et al.* (2018) utilisent la mesure du $\delta^{18}O$ sur quartz et zircon dans les dépôts du Complexe El Quemato, appartenant à la SLIP Chon Aike et se trouvant à l'Ouest du Massif du Deseado. Cette approche révèle qualitativement l'implication nécessaire de fusion de croûte continentale pour expliquer les compositions observées en $\delta^{18}O$.

- **Une phase compressive ante CVBL dans le Massif du Deseado : Navarrete *et al.* (2019a)**

En 2019, Navarrete et al. publient une première étude qui décrit dans le détail les relations existantes entre les dépôts du groupement El Tranquilo, de la formation Roca Blanca et du Complexe Volcanique, dans la zone d'El Tranquilo (partie Centrale du Massif du Deseado).

i. Les observations de la déformation :

Le secteur (ou lieudit) d'El Tranquilo présente une antiforme, celle-ci met à l'affleurement le groupement El Tranquilo et la formation Roca Blanca et affecte l'ensemble des séries depuis le Socle jusqu'au CVBL. Plusieurs études ont porté sur l'origine de cet anticlinal, l'affectant dans certains cas à une compression Crétacée (Giacosa *et al.*, 2010) et dans d'autres à une intrusion Jurassique (Peñalva *et al.*, 2008; Jovic, 2010).

Toutefois, il fallut attendre l'étude de Navarrete *et al.* (2019a) pour révéler que les séries du groupement El Tranquilo et de la formation Roca Blanca portent des marqueurs de déformation compressive précédant la mise en place du CVBL (Figure 1.C - II–6). Ainsi, les dépôts de la formation Roca Blanca sont affectés par plusieurs séries de plis mono et polyphasés, plis qui sont tronqués par les séries du CVBL (Figure 1.C - II–6).

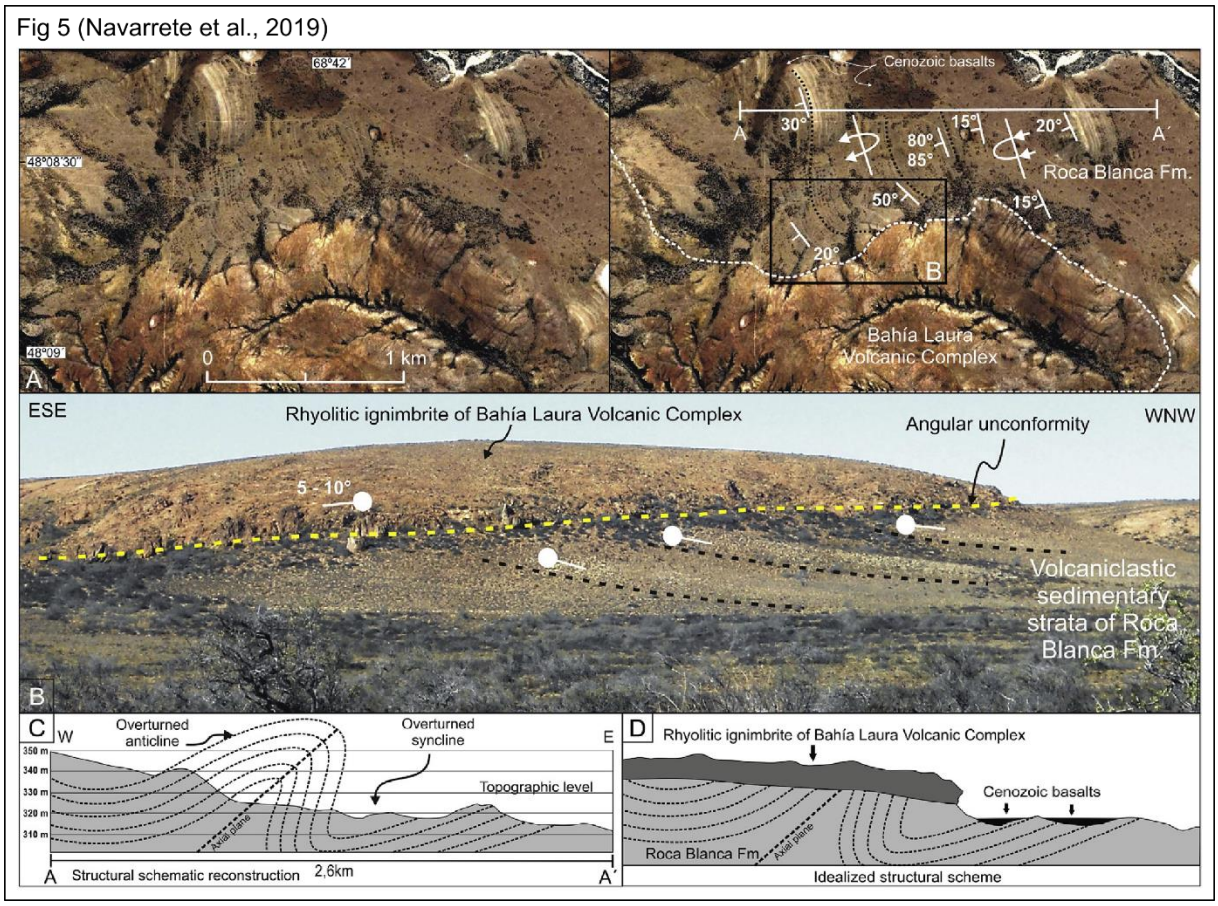


Figure 1.C - II–6 : photos et coupes schématiques montrant l'existence d'une déformation affectant les dépôts de la formation Roca Blanca, avant la mise en place des dépôts de Complexe Volcanique Bahia Laura
D'après Navarrete et al. *(2019a)*

ii. Les conclusions sur l'origine de la déformation :

De par ces observations relativement simples, Navarrete *et al.* (2019a) proposent que le Massif du Deseado ait été affecté par une phase de déformation postérieure au dépôt de la formation Roca Blanca et antérieure à la mise en place du CVBL. Cette phase serait associée à une compression orientée E-O (reprojetée à l'actuelle) ; phase qui est d'ailleurs observable dans l'ensemble du bassin triasique de Chubut, dont le Massif du Deseado semblerait alors être l'extrémité Sud (Navarrete *et al.,* 2019a).

Navarrete *et al.* (2019a) réintroduisent l'observation d'une première phase compressive réalisée par Reimer *et al.* (1996), en la datant entre le dépôt de la formation de Roca Blanca (~200 et ~183 Ma) et la mise en place du CVBL (~180 Ma).

• La dynamique de la subduction (paléo-Pacifique) entre 240 et 150 Ma : Navarrete *et al.* (2019b)

En 2019, Navarrete *et al.* publient une seconde étude sur la même période de temps mais basée sur une approche à plus grande échelle que la première en s'intéressant à l'ensemble de la Patagonie.

i. La reconstruction de la position de l'arc de subduction du paléo-Pacifique :

Dans le but de reconstruire la dynamique de la subduction paléo-Pacifique, Navarrete *et al.* (2019b) effectuent une compilation. Celle-ci s'intéresse à la Patagonie et la Péninsule Antarctique et comprend : les âges, les positions géographiques et les compositions géochimiques des plutons se mettant en place entre le Permien (fin de l'accrétion du Gondwana) et le Jurassique (mise en place de la SLIP Chon Aike).

Cette compilation (Figure 1.C - II–7) leur permet d'établir la chronologie suivante :

- Entre ~280 et ~250 Ma (soit durant les derniers stades d'accrétion), il existe un arc dans la partie Nord de la Patagonie qui se prolonge jusqu'au Nord de l'actuelle zone de San Bernardo ; zone à partir de laquelle le plutonisme disparaît jusqu'à sa réapparition, discrète, dans la Péninsule Antarctique.
- Entre ~250 et ~225 Ma, le plutonisme semble disparaître en Patagonie et Péninsule Antarctique.
- Entre ~225 et ~200 Ma on retrouve un plutonisme dans la partie Nord de la Patagonie, indiquant la présence d'un arc actif, et cette fois celui-ci disparaît complètement au Sud de San Bernardo ainsi que dans la Péninsule Antarctique.
- À ~180 Ma, l'arc semble faire son retour en Péninsule Antarctique, mais reste absent dans le Sud de la Patagonie.
- Et pour finir, à 150 Ma l'arc prend une position proche de celle d'aujourd'hui.

Par ailleurs, entre ~215 et ~200-180 Ma, ils notent l'apparition de plutons intraplaques, qu'ils nomment *Batholites Centrale Patagoniens* et qui affleurent dans le Sud de la Patagonie et la Péninsule Antarctique. L'unité intrusive de La Leona, dans le Massif du Deseado, fait partie de ces plutons intraplaques.

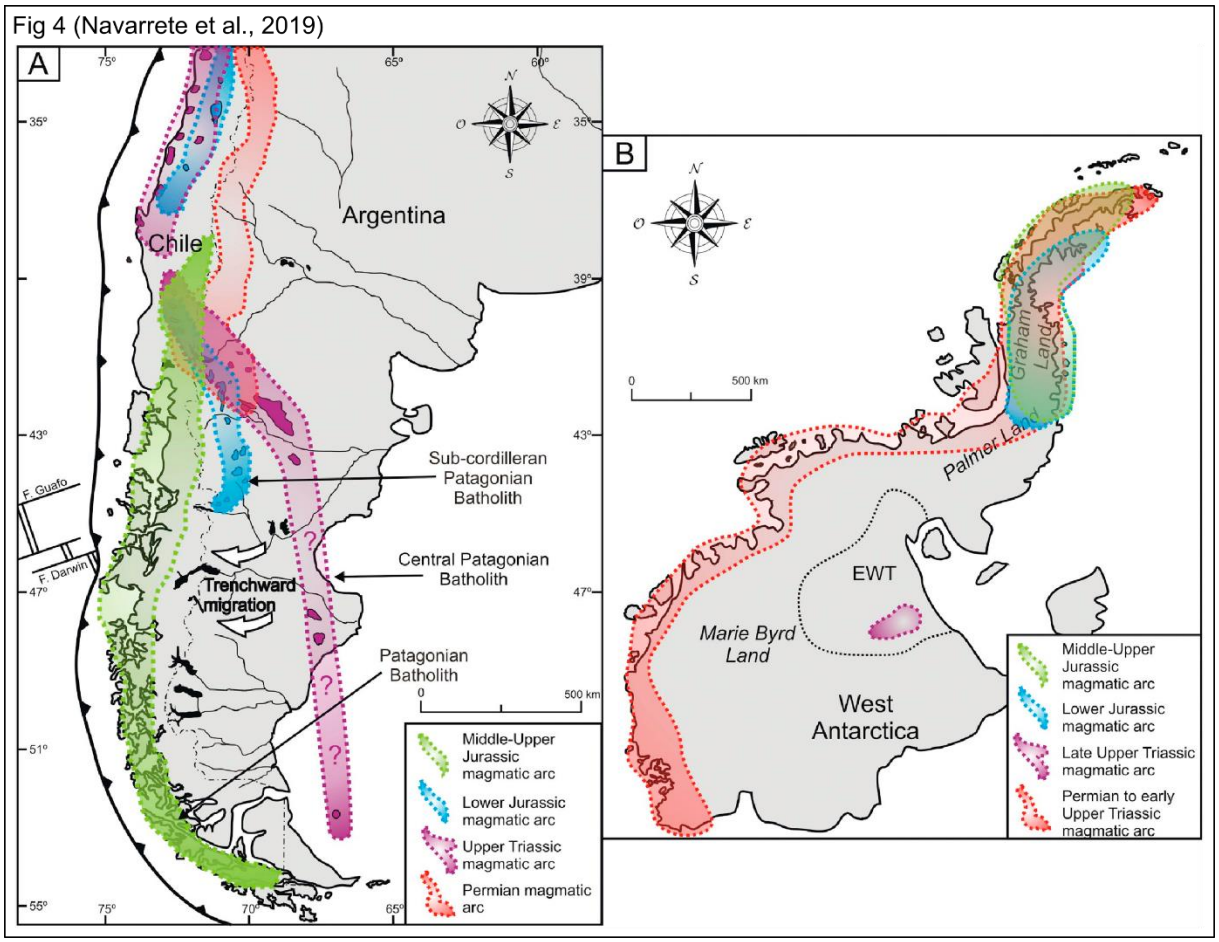


Figure 1.C - II–7 : localisation des plutons d'arc se mettant en places entre la fin du Permien et la fin du Jurassique en Patagonie et Péninsules Antarctique.
D'après Navarrete et al. *(2019b)*

ii. La nature des batholites central Patagonien *et de l'unité intrusive de La Leona*

Dans leur étude, Navarrete *et al.* (2019b) réalisent des analyses géochimiques sur des plutons de l'unité intruse de La Leona, qu'ils comparent ensuite aux données existantes sur les *Batholithes Central Patagonien*. Cette comparaison leur permet de mettre en évidence que ces batholites possèdent tous une signature adakitique (Moyen, 2009), et donc que les magmas à l'origine de ces plutons seraient majoritairement issus de la fonte d'une croûte océanique.

Ils combinent ces analyses avec une campagne de terrain dans les zones de La Calandria et Bajo La Leona où se trouvent les affleurements de l'unité La Leona. Ces données de terrain révèlent que les dépôts du groupement de El Tranquilo sont déformés par un épisode compressif qui n'affecte pas l'unité intrusive de La Leona. En effet, les plutons de cette unité cristallisent sous un champ de contrainte neutre et ne sont pas déformés.

Ces résultats permettent à Navarrete *et al.*, (2019b) de réaffirmer leur conclusion Navarrete *et al.* (2019a) : le Massif du Deseado a été affecté par une phase de déformation Permo-Trias, mais ante La Léona, soit avant 205-200 Ma.

iii. De nouvelles données géochimiques de la SLIP Chon Aike

Navarrete *et al.* (2019b) réalisent de nouvelles analyses géochimiques sur des roches du CVBL et aboutissent à la conclusion que l'origine des magmas est à associer à de la fusion de base de croûte, celle-ci étant de nature hydratée.

De plus, les auteurs proposent de valider l'impact d'un plume mantellique, aux vues des températures de cristallisation estimée dans des cristaux de zircon et de quartz du CVBL (Seitz *et al.*, 2018).

iv. Hypothèse du développement d'un flat-slab ante SLIP Chon Aike (entre 225 et 200 Ma)

En se basant sur l'ensemble de leurs observations, Navarrete *et al.*, (2019b) proposent une histoire de la subduction paléo-Pacifique, celle-ci se serait établie avant 240 Ma à l'Ouest de la Patagonie. Ensuite, entre 225 et 200 Ma, ils proposent le développement d'un flat-slab sous la Patagonie et la Péninsule Antarctique. Ce flat-slab expliquerait la disparition du plutonisme au niveau de l'arc, la mise en place des Batholites Centrale Patagonien et la compression enregistrée dans le Deseado. Pour finir, Navarrete *et al.*, (2019b) proposent que le détachement du slab entre 200 et 180 Ma ait conduit au retour de l'arc dans une position proche de celle de l'actuelle à 150 Ma.

Cette interprétation est renforcée par des données de tomographie sismique (Van der Meer *et al.*, 2018), montrant l'existence d'une anomalie de vitesse située actuellement entre ~1600 et ~2800 km de profondeur sous la Patagonie.

- **Le contexte tectonique syn Chon Aike : Fernández *et al.* (2020)**

En 2020, Fernandez *et al.* proposent une étude sur la genèse d'un gisement d'or dans le Massif du Deseado. La genèse de ce gisement étant liée à l'événement extensif syn CVBL (et donc syn Chon Aike), leurs études caractérisent précisément la cinématique de l'activité des failles.

Ainsi, ils démontrent qu'au cours de la mise en place du CVBL, le Massif du Deseado a subi plusieurs inversions de contraintes secondaires (entre σ_2 et σ_3), avec une contrainte principale (σ_1) toujours verticale. Ainsi, ils proposent que les structures observées dans le Massif du Deseado soient, majoritairement, des diaclases de refroidissement ayant été reprises durant des phases extensives. Cette observation change le régime de contrainte transtensif supposé par Reimer *et al.* (1996) et Giacosa *et al.* (2010) par un régime de contrainte extensif.

• Des données géochimiques actualisées des dépôts de la SLIP Chon Aike en Péninsule Antarctique : Bastias *et al.* (2021)

Bastias et ses collaborateurs ont récemment publié des travaux sur la Péninsule Antarctique, (Bastias *et al.*, 2020; Bastias *et al.*, 2021) et leurs études s'intéressent au développement de la subduction sous la Péninsule Antarctique entre 260 et 140 Ma. Parmi les nombreux apports de ces travaux, deux ont un intérêt pour notre étude.

Le premier apport est celui de la révision quant à la position géographique de la Péninsule Antarctique entre 220 et 140 Ma, qui la place plus proche de la Patagonie. Ce nouveau positionnement de la Péninsule Antarctique durant cette période pourrait influencer les modèles géodynamiques de la mise en place du la SLIP Chon Aike (*cf.* Chapitre 5).

Et le second apport correspond à de nouvelles données géochimiques très détaillées des dépôts de la SLIP Chon Aike dans la Péninsule Antarctique. En s'appuyant sur ces données, Bastias *et al.* (2021) proposent (Figure 1.C - II–8) l'existence d'un événement V0 de la SLIP Chon Aike (223 à 200 Ma) ainsi que d'associer la SLIP Chon Aike uniquement à une dynamique de subduction et de la dissocier définitivement du plume Karoo-Ferrar.

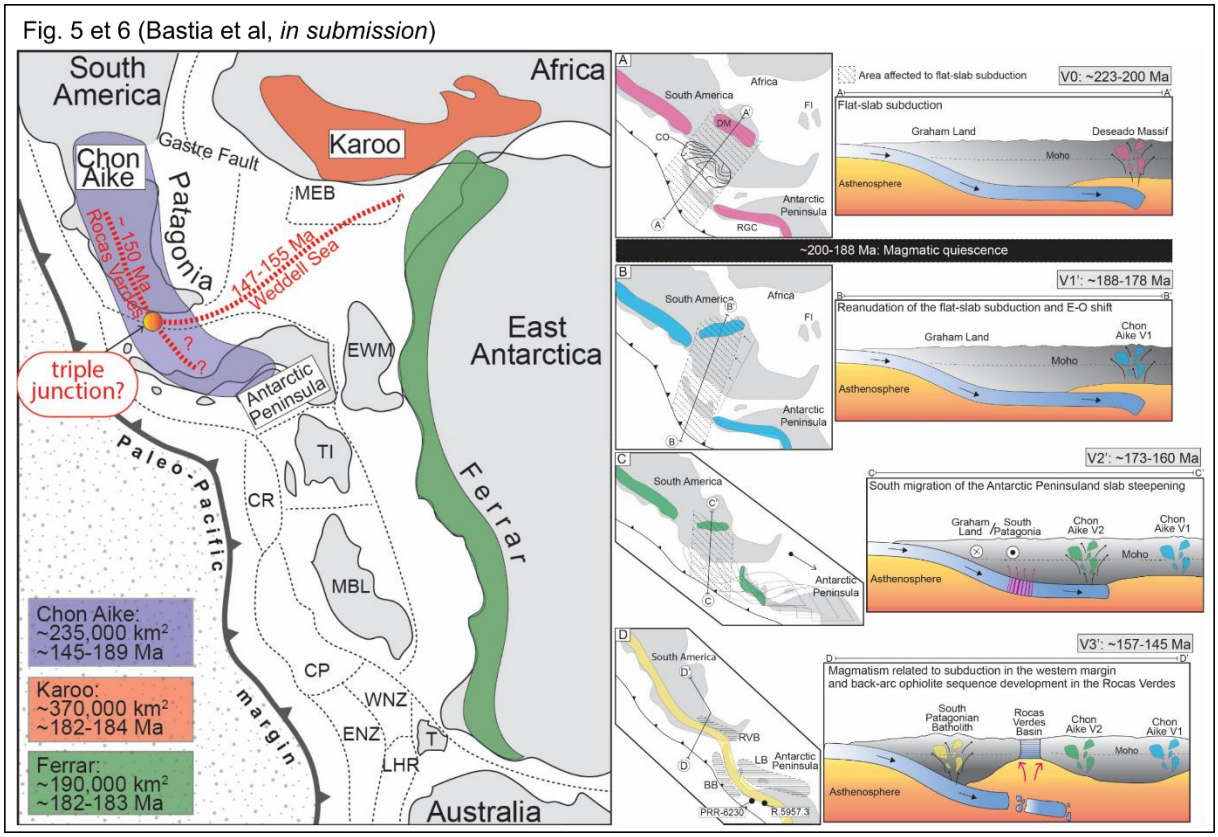


Figure 1.C - II–8 : carte et coupes lithosphériques montrant le développement d'un flat-slab sous-patagonien et attribuant la SLIP Chon Aike à un volcanisme d'arc uniquement

1.C - II c) L'établissement de modèles géodynamiques de l'origine de la SLIP Chon Aike

À l'heure actuelle, seul le modèle proposé par Navarrete *et al.* (2019b) permet de reconstruire l'origine de la SLIP Chon Aike en expliquant l'ensemble des observations obtenues dans le Massif du Deseado. Néanmoins, il existe un autre modèle de l'origine de la SLIP Chon Aike, celui-ci est proposé par (Lovecchio *et al.*, 2020) et s'oppose (ouvertement) au modèle établi par Navarrete *et al.* (2019b)

- **Combinaison entre un flat-slab et un point chaud : Navarrete *et al.* (2019b)**

À la suite des résultats présentés précédemment, Navarrete *et al.* (2019b) proposent un modèle géodynamique complet entre 220 et 150 Ma (Figure 1.C - II–9).

Dans ce modèle, le flat-slab mis en place entre 220 et 200 Ma serait issu de la succion d'une cellule de convection de bord de craton ; son développement aurait alors hydraté et érodé la lithosphère subjacente, l'amincissant significativement (A et B, Figure 1.C - II–9).

Par la suite, le slab se serait déchiré à l'Ouest aux environs de 180 Ma, entrainant une reprise normale de la subduction ; simultanément, l'arrivée du plume Karoo-Ferrar plus à l'est qui aurait entrainé alors la phase V1 du SLIP Chon Aike (C, Figure 1.C - II–9).

Pour finir, entre ~170 et ~150 Ma le détachement du slab, combiné à l'amincissement de la lithosphère, aurait entrainé le plume vers l'Ouest par effet de succion. Ce faisant ce phénomène provoquerait alors la migration du SLIP Chon Aike et la mise en place des V2 et V3 (C, Figure 1.C - II–9).

La dynamique du slab tout au long de ce modèle permet d'expliquer la dynamique observée dans le Massif du Deseado durant la mise en place de la SLIP Chon Aike.

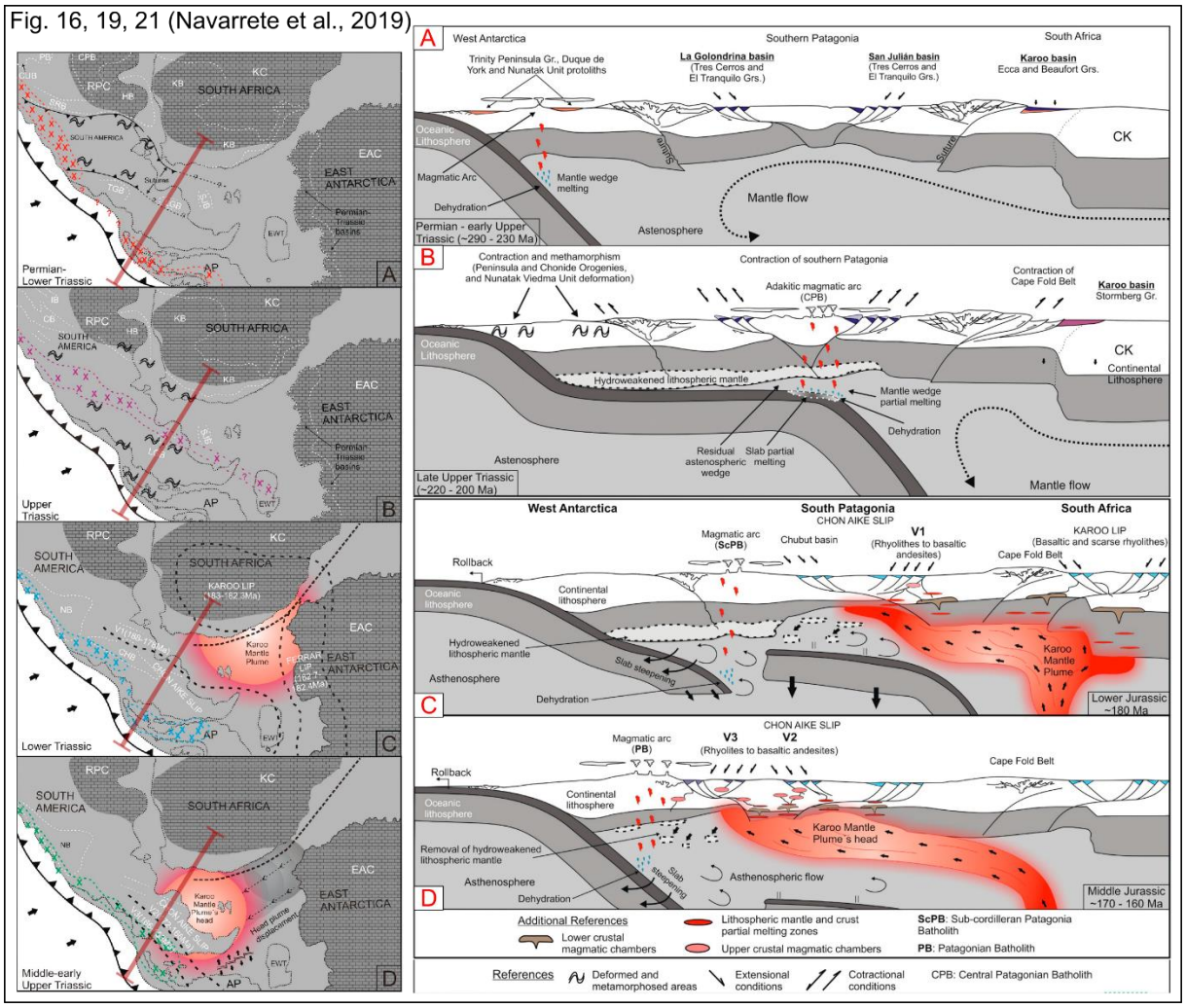


Figure 1.C - II–9 : cartes et coupes lithosphériques schématiques montrant le développement et retrait du slab plat sous-Patagonien entre le Permien et le Jurassique
D'après Navarrete et al. *(2019b) et montrant le rôle du slab dans la mise en place de la SLIP Chon Aike.*

- **Déchirure du slab : Lovecchio *et al.* (2019)**

Lovecchio *et al.* (2019) travaillent sur la fragmentation du Gondwana au niveau de la jonction Patagonie-Antarctique-Afrique, et plus particulièrement sur l'ouverture du bassin Malvina (Figure 1.C - II–10).

Ils ont établi, en 2019, une nouvelle cinématique d'ouverture de ce bassin (Figure 1.C - II–10), impliquant eux aussi le développement (ante SLIP Chon Aike) d'un slab sous la Péninsule Antarctique et la Patagonie Sud. Mais dans leurs modèles ils proposent une morphologie et une dynamique de retrait différentes de celles de Navarrete *et al.* (2019b), suivant un retrait asymétrique et sans flat slab, ni rupture, ni plume.

Ils ont ensuite adapté ce modèle à une plus grande échelle en 2020, en l'appliquant à l'ouverture de l'ensemble de l'Atlantique Sud, soit entre 180 et 120 Ma. Ce modèle est présenté

ci-après (période d'ouverture de l'Atlantique Sud), mais il faut noter que Lovecchio *et al.* (2020) iront jusqu'à réfuter le modèle de Navarrete *et al.* (2019b), arguant de son irréalisme physique.

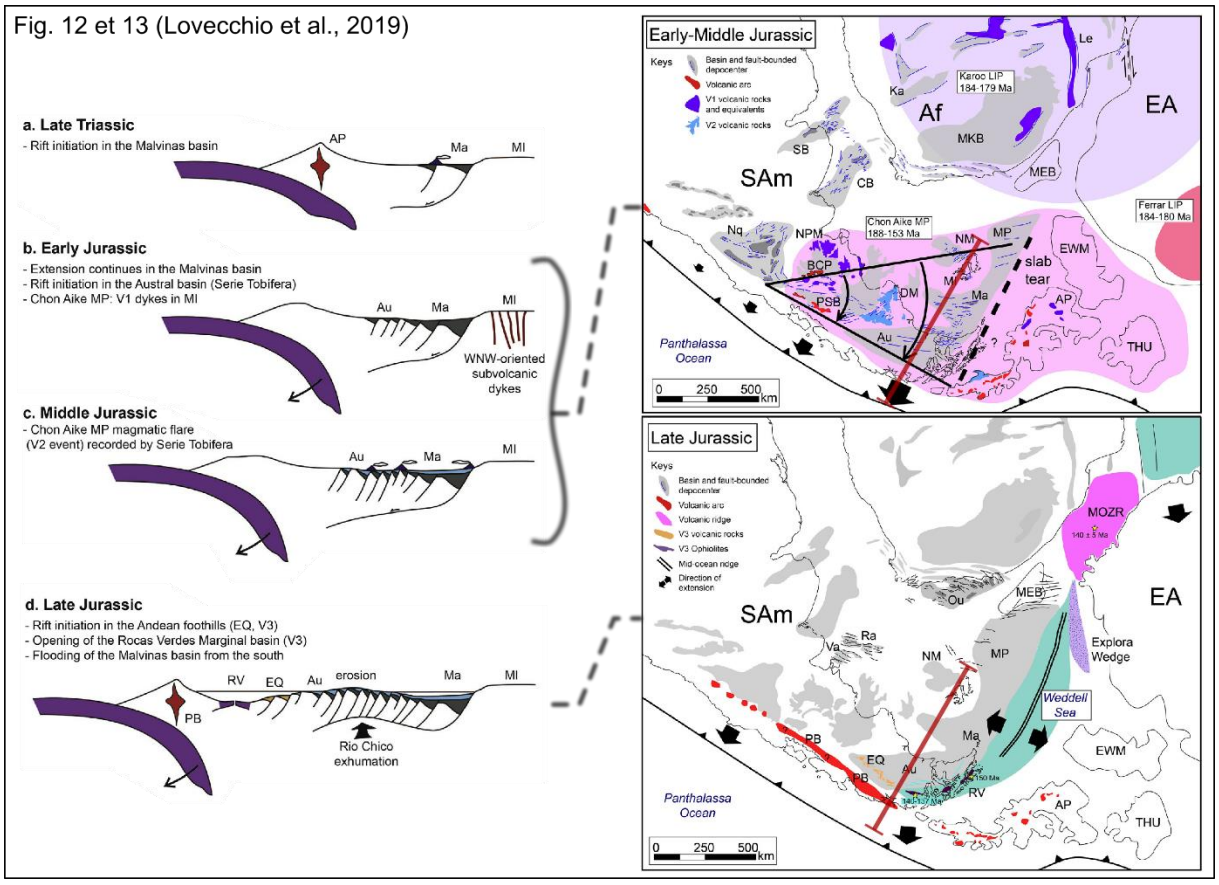


Figure 1.C - II–10 : modèle de l'ouverture du bassin Malvina (Sud-Ouest du Massif du Deseado) induit par le roll-back d'un slab sous-patagonien, selon Lovecchio et al. *(2019). Le tracé rouge sur les cartes représente le tracé de coupe théorique.*

1.C - II d) Résumé de la mise en place en surface du CVBL

La vision de la dynamique du Massif du Deseado durant cette période Permo-Jurassique ainsi que les mécanismes à l'origine de la mise en place de différentes unités du Deseado ont évolué depuis quelques années suite aux travaux récents (Navarrete *et al.*, 2019a; Navarrete *et al.*, 2019b). Les paragraphes suivants remettent donc à plat le modèle actuel de formation du CVBL, ainsi que des autres unités visibles dans le Deseado.

Pour rappel, la dernière unité à se mettre en place durant la précédente période était le groupement El Tranquilo, qui se caractérisait par un environnement de plaine alluviale.

À la suite de ce groupement se retrouve donc la formation tardi-triasique et alluviale de Roca Blanca qui compose l'extrémité Sud du bassin de Chubut durant la même période. Ce bassin

est considéré comme se mettant en place dans un contexte d'arrière-arc, indiquant l'existence d'une subduction à l'Ouest de la Patagonie.

Plusieurs indicateurs (*cf.* paragraphe précédent) pointent que, entre ~225 et ~200 Ma, une subduction plate (Navarrete *et al.*, 2019b; Bastias *et al.*, 2021) ou profonde (Lovecchio *et al.*, 2020) se développe sous la Péninsule Antarctique et le Sud de la Patagonie, provoquant une déformation au sein du Massif du Deseado. Cette dynamique se termine avec l'intrusion des Batholithes de Patagonie Centrale (Navarrete *et al.*, 2019b) entre 205 et 200 Ma ; ces batholites, dont fait partie l'unité de La Leona, possédant une signature chimique adakitique indiquant la fonte d'une croûte océanique.

Entre 190 et 150 Ma, le slab mis en place sous le bloc Péninsule Antarctique-Patagonie Sud va progressivement évoluer selon des modèles encore discutés (Navarrete *et al.*, 2019b; Lovecchio *et al.*, 2020). Durant la même période, la SLIP Chon Aike et le CVBL se mettent en place suivant une migration est-Ouest avec, ou sans, implication du plume Karoo-Ferrar. Cette mise en place se faisant sous un champ de contrainte extensif et changeant, ~E-O vs ~N-S (Fernández *et al.*, 2020).

1.C - II e) La fin de la SLIP Chon Aike

Cette seconde période se termine avec les derniers dépôts du CVBL et de la SLIP Chon Aike ; dans le Massif du Deseado, cette fin fait consensus avec comme marqueur le dépôt de la formation Bajo Grande. Cette formation marque le retour à un environnement de plaine continentale, laissant peu de doute quant aux changements de dynamique de la zone, malgré de forts apports volcaniques.

Du fait de son évidence stratigraphique, aucune étude n'a cherchée à caractériser dans le détail la formation Bajo Grande, et seules quelques rares études secondaires ont déterminé que :

- en certains endroits, l'extension géographique de cette formation est directement contrôlée par les accidents issus du rifting Chon Aike (Notices géologiques, SEGEMAR)
- le dépôt de cette formation a nécessité une subsidence de la zone, probablement non tectonique (Homovc and Constantini, 2001)

La période de mise en place de la formation Bajo Grande est relativement peu connue et est estimée entre le Tithonien (152 à 145 Ma) et l'Hauterivien (133 à 129 Ma). Il est donc interprété qu'entre ~150 et ~130 Ma, le Massif du Deseado se trouve dans un contexte intracontinental, affecté par une subsidence non quantifiée.

1.C - III. 3e période : fragmentation du Gondwana (la couverture Crétacé)

La troisième grande période affectant le Massif du Deseado correspond à la période de fragmentation du Gondwana et de l'ouverture de l'Océan Atlantique. Durant cette période, le Massif du Deseado est passé d'un domaine intra(super)continental, à un domaine intermédiaire : toujours en position intracontinentale, mais situé entre deux marges passives « proches » (~1000 km).

L'ouverture de l'Atlantique se fait selon un processus long et complexe qui, dans sa totalité, s'étale entre 200 et 120 Ma. Toutefois, l'ouverture de la section Sud de celui-ci, soit l'Océan Atlantique Sud, se concentre entre 150 et 120 Ma. Durant cette période (Crétacé Inf.), l'ensemble de la Patagonie enregistre pour sa part des épisodes compressifs et extensifs, avec de fortes variations géographiques et temporelles.

En conséquence, cette partie résume les informations disponibles sur la dynamique du Massif du Deseado et de ses bordures durant cette période. Puis dans un second temps présente le dernier modèle complet d'ouverture de l'Atlantique Sud, proposé par Lovecchio *et al.* (2020).

1.C - III a) L'évolution Crétacé du Massif du Deseado

Pour rappel, les derniers dépôts issus de la période précédente sont ceux de la formation Bajo Grande (Jurassique Sup. - Crétacé Inf.), et les premiers dépôts concernant ce cycle sont ceux du groupement Baqueró (Crétacé Sup.).

- **Caractérisation d'un événement compressif :**

Le contact entre ces formations est en discordance angulaire, parfaitement identifiée dans la littérature (Giacosa *et al.*, 2010) et nommée « discordance *Bajo Grande* » (Figure 1.C - III–1). L'existence d'une discordance majeure sous la couverture Crétacé démontre celle d'un événement, compressif ou extensif, entre les dépôts Jurassique Sup. et ceux de la couverture Crétacé.

Fig. 5 (Giacosa et al 2010)

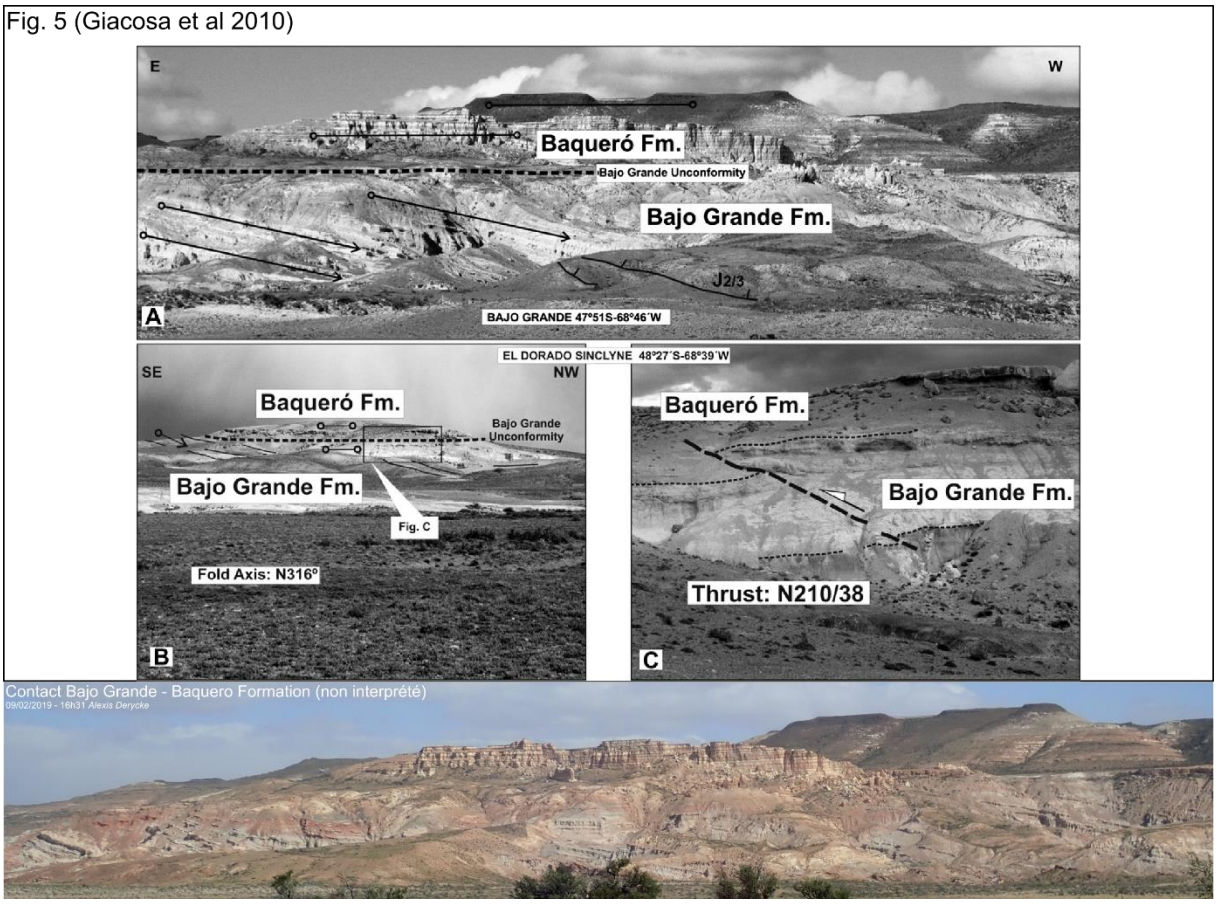


Figure 1.C - III–1 : photographies de la discordance angulaire Bajo Grande, entre les dépôts de Bajo Grande et de la couverture Crétacé (Baqueró)
En haut les photos interprétées de Giacosa et al. *(2010) et en bas une photo non interprétée issue de la mission de terrain de février 2019*

Historiquement, Reimer *et al.* (1996) ont interprété cette discordance comme issue d'un événement compressif, sans toutefois véritablement s'attarder dessus. La véritable caractérisation de l'origine de cette discordance est réalisée par Giacosa *et al.* (2010) qui ont effectué une étude structurale poussée du secteur d'El Tranquilo. L'ensemble de leurs observations est résumé dans la Figure 1.C - III–2 et leur permettent de conclure à l'existence de plusieurs phases de déformation.

i. 1re phase de déformation : extension jurassique

L'étude structurale a remis en évidence la dynamique transtensive durant le Jurassique, déjà connue (Giacosa *et al.*, 2010) et associée à la mise en place de la SLIP Chon Aike. Pour Giacosa et al (2010), celle-ci se faisant suivant un σ_3 horizontale orienté OSO-ENE .

ii. 2sd phase de déformation : compression Crétacé

Giacosa *et al.* (2010) déterminent l'existence d'une seconde phase de déformation, celle-ci entraine le rejeu des structures préexistantes, mais en compression selon un σ_1 horizontale

OSO-ENE (reprojeté à l'actuel). Giacosa *et al.* (2010) interprètent cette nouvelle phase de déformation comme inversion des contraintes transtensives existantes, donnant des composantes transpressives à compressives aux structures héritées.

La seconde phase de déformation n'affectant pas les dépôts du groupement Baqueró, ils datent l'événement compressif entre le Valanginien Sup. (~140 Ma) et le Barrémien (~125 Ma). L'amplitude exacte de la déformation Crétacée reste non quantifiée, mais les auteurs décrivent tout de même cet événement comme majeur pour le Massif du Deseado et ayant affecté l'ensemble de la région. Ils associent d'ailleurs cet événement à celui de la fermeture du bassin Austral, plus au Sud du Massif.

Plus récemment, Fernández *et al.* (2020) ont contraint une phase de déformation compressive d'axe E-O, dans la partie Est du Massif (Mina Marta). Ils associent cette phase à celle observée par Giacosa *et al.* (2010) au cœur du Massif du Deseado ; néanmoins, à l'inverse ils la considèrent comme de faibles amplitudes et entrainant de faibles déplacements.

Fig. 2 (Giacosa et al., 2010)

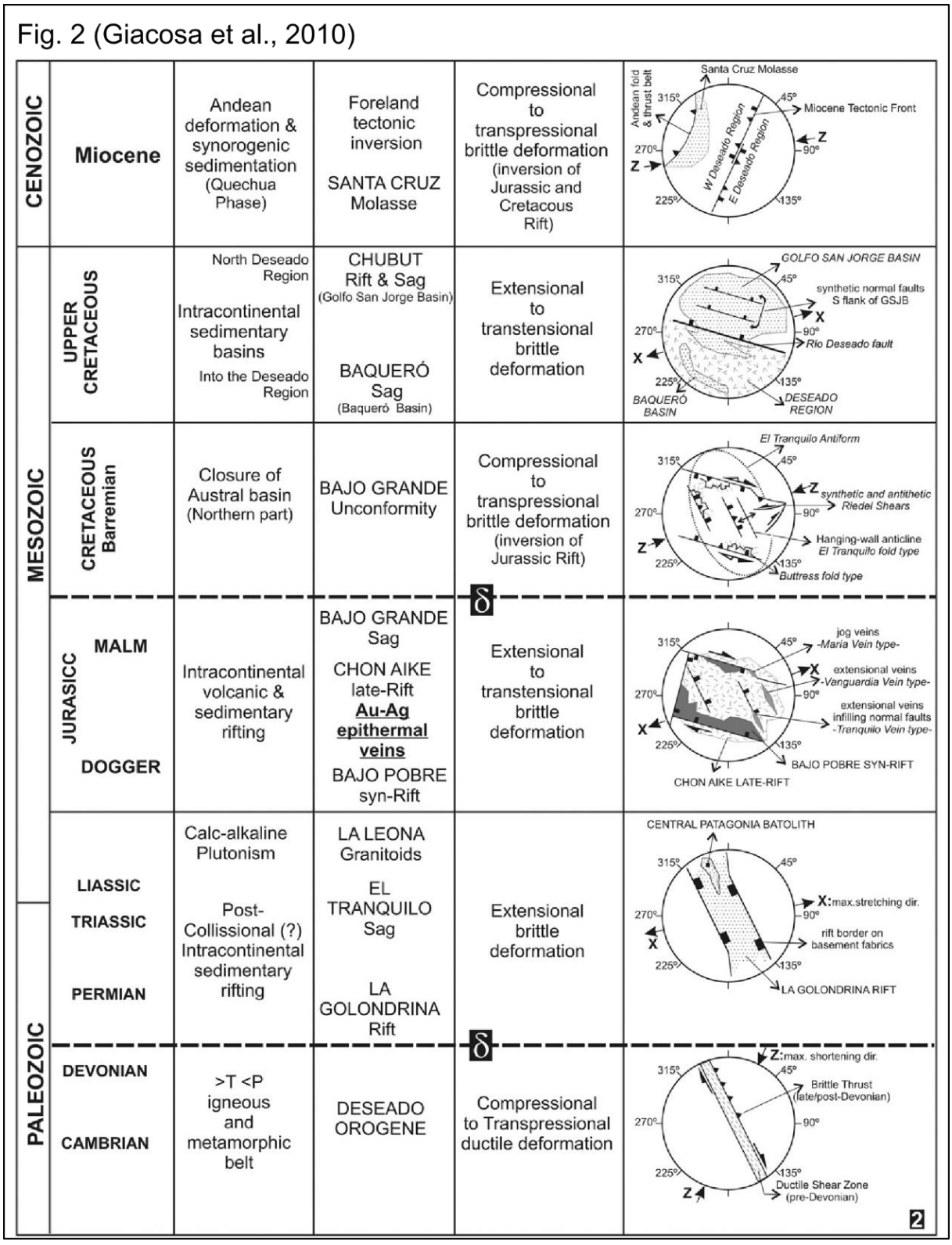


Figure 1.C - III–2 : tableau récapitulatif des événements tectoniques aillant affecté le Massif du Deseado. D'après Giacosa et al. *(2010)*

- **Dépôt de la Couverture Crétacée**

Les études portant sur la couverture Crétacée présente dans le Massif du Deseado sont malheureusement rares, et principalement concentrées sur le groupement Baqueró.

i. Datation du Groupement Baqueró : Passalia et al. *(2016)*

Plusieurs publications (p. ex. Césari *et al.*, 2011; Passalia *et al.*, 2016) s'intéressent au groupement Baqueró du fait de son environnement de dépôt qui, combinant un apport volcanique continu et une diversité de fossiles, permet aisément les datations croisées.

Ainsi, Passalia *et al.* (2016) ont réalisé la datation du membre central du groupement et, en compilant les données existantes, démontrent que le groupement Baqueró se met en place entre ~118 Ma et ~114 Ma. Ces datations donnent ainsi une limite supérieure à la période de déformation compressive Crétacée.

ii. Information sur le groupement Chubut : notices géologiques

Le groupement de Chubut dans le Massif du Deseado est constitué de dépôts continentaux, type fluvio-lactustres, généralement restreints dans l'espace. Il existe toutefois un développement plus important du groupement Chubut dans le Nord de la partie Centrale du Massif du Deseado, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'accumulation (Notices géologiques, SEGEMAR). La mise en place des dépôts est interprétée comme un marqueur de faible taux de subsidence et une accumulation passive des sédiments durant le Crétacé dans le Massif du Deseado (Homovc and Constantini, 2001; Giacosa *et al.*, 2010).

1.C - III b) L'enregistrement Crétacé dans les bassins environnants le Massif du Deseado

Si le Crétacé est associé à un événement compressif au sein du Massif du Deseado, ce n'est pas forcément le cas dans les bassins l'environnants (Figure 1.C - III–3). Or, en considérant les périodes précédentes, c'est la première fois qu'il existe une individualisation dans la dynamique du Massif . Il est donc pertinent de présenter un aperçu des dynamiques l'entourant, afin de pouvoir plus tard les comparer à celles tracées dans cette étude.

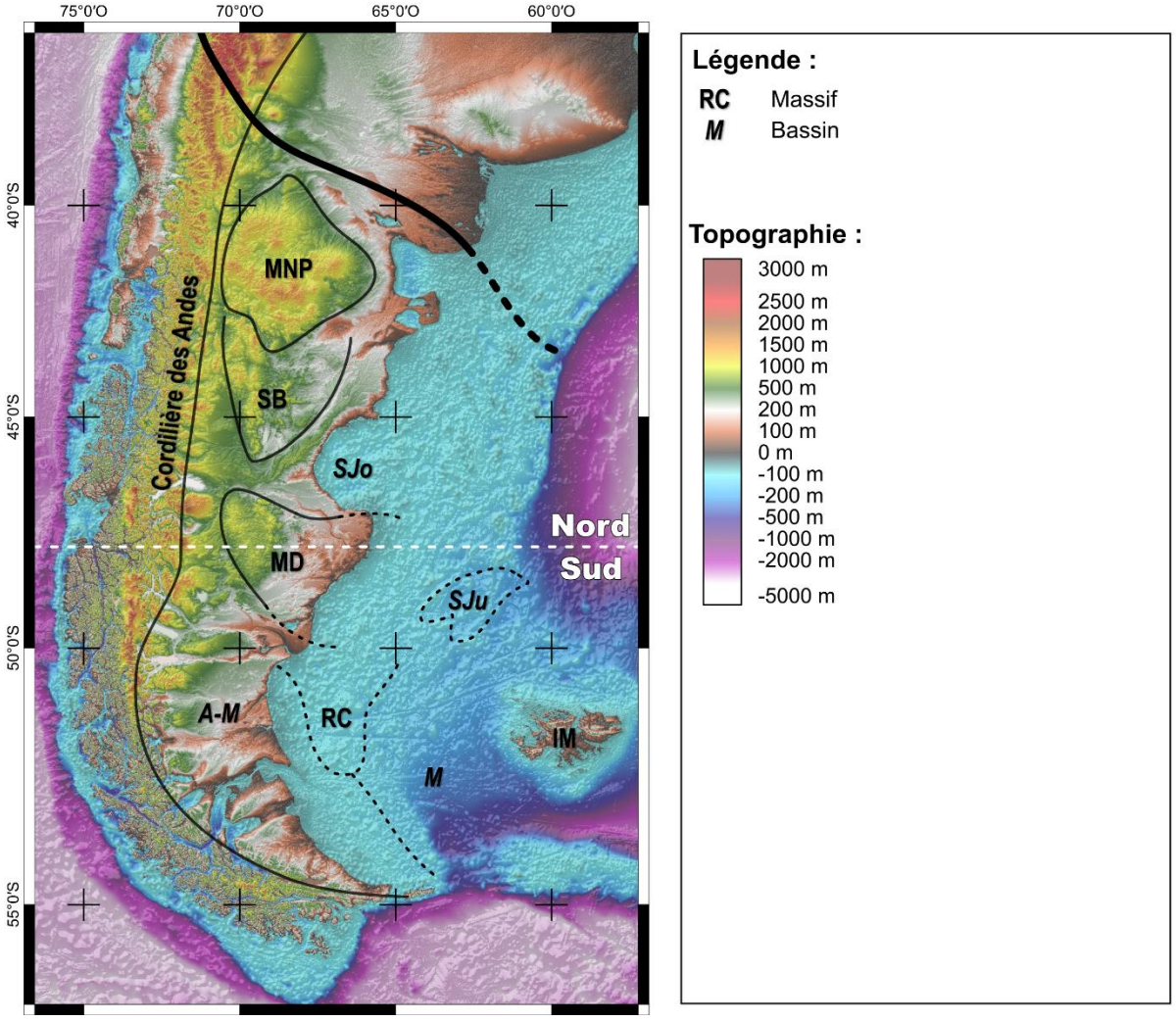


Figure 1.C - III–3 : carte topographique de la Patagonie « géologique » et délimitation des zones géographiques la composant.
MNP = Massif Nord Patagonien, SB = San Bernardo, SJo = San Jorge, MD, Massif du Deseado, SJu = San Julian, A-M = Austral-Magallanes, RC = Rio Chico high, M = Malvina (Malouines), IM = Iles Malvina (Malouines).

- **Le bassin de San Jorge (bordure Nord du Massif du Deseado)**

Le bassin de San Jorge est un bassin pétrolifère, ce qui entraine une caractérisation particulièrement précise des unités comprenant les roches-mères et réservoirs. Dans le cas du bassin San Jorge les roches mère sont celles du Crétacé Inf. et les réservoirs correspondent à l'ensemble du groupement Chubut.

i. Résumé de l'histoire du bassin (Allard et al.*, 2020; Gianni* et al.*, 2015)*

À la base des forages des unités similaires à celles du socle du Massif du Deseado sont observées ; elles sont recouvertes par les dépôts constituant le bassin d'arrière-arc Chubut. Les dépôts associés à la SLIP Chon Aike, puis à la formation Bajo Grande, tous deux moins épais que dans le Massif du Deseado. L'ensemble de ces dépôts indique donc que durant les deux

premières phases (de ~250 Ma à ~154 Ma) le bassin San Jorge et le Massif du Deseado ont connu une évolution liée.

Ces unités sont ensuite recouvertes en discordance par la couverture Crétacée qui, à la différence du Massif du Deseado, forme la majeure partie des dépôts de remplissage du bassin et peuvent atteindre plus de 3 km en cumulé. La nature de ces dépôts est continentale, principalement fluvio-lacrustre, avec une transition vers des dépôts marins dans le haut de la série. Il faut noter un très riche apport en matériel pyroclastique dans la plupart des séries.

Le bassin San Jorge n'enregistre donc pas de phase de déformation avant le dépôt de la couverture Crétacée, et une phase de subsidence forte durant le dépôt Crétacé.

ii. Le contact bassin San Jorge - Massif du Deseado

La transition entre le Massif du Deseado et le bassin de San Jorge est relativement connue. Les publications disponibles (p.ex. Paredes, 2013; Paredes *et al.*, 2018) suggèrent une transition relativement douce, localisée ponctuellement par des failles normales orientées E-O (coupe A et B, Figure 1.C - III–4).

Fig. 2 (Parades et al., 2013)

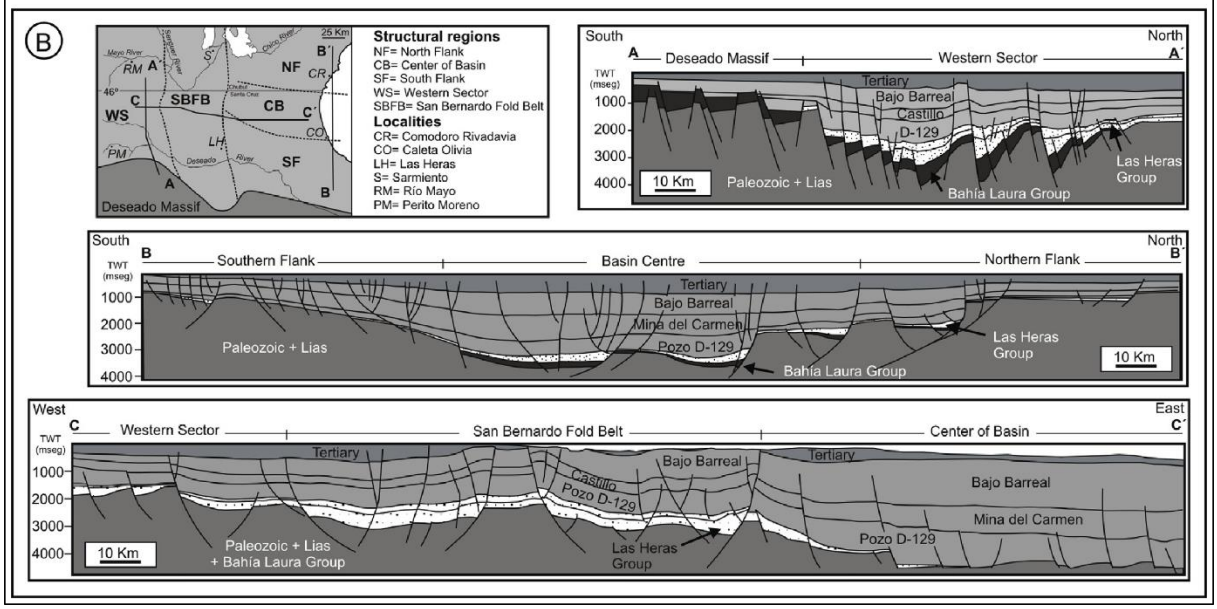


Figure 1.C - III–4 : structuration du bassin San Jorge, avec les coupes A et B orientées Nord-Sud permettant d'imager la transition avec le Massif du Deseado
D'après Parades (2013)

- **Le bassin de San Julian (bordure Est)**

i. Résumé de l'histoire du bassin(Micucci et al.*, 2011)*

Ce bassin se trouve au niveau du plateau continental Patagonien, les rares études qui lui ont été consacrées (Homovc and Constantini, 2001; Micucci *et al.*, 2011) ont démontré qu'il comportait la même structuration que le Massif du Deseado, y compris pour ce qui est de la couverture Crétacée et Cénozoïque.

ii. Le contact bassin San Julian - Massif du Deseado

Comme le soulignent les auteurs Schilling *et al.* (2017), le bassin San Julian possède toutes les caractéristiques pour être considéré comme une prolongation du Massif du Deseado, à ceci près qu'il se trouve actuellement immergé sous une faible profondeur d'eau (100 à 200 mètres).

- **Le bassin Malvina et le haut topographique de Rio Chico (bordure Sud Est)**

Le bassin Malvina, tout comme le bassin San Jorge, est pétrolifère ce qui fait qu'au moins une partie de celui-ci est particulièrement bien caractérisée ; en l'occurrence il s'agit encore une fois de la couverture Crétacée qui contient les roches mère.

i. Résumé de l'histoire du bassin (Lovecchio et al.*, 2019)*

Le socle du bassin est relativement mal connu et seulement caractérisé au niveau du haut topographique du Rio Chico. Les rares observations indiquent que les dépôts sont similaires à ceux du Massif du Deseado et du bassin San Julian. Les différences notables proviennent des données sismiques (Figure 1.C - III–5) qui montrent :

- la présence d'hémigrabens dans les dernières séries du socle, celles-ci étant interprétées comme la prolongation des bassins du groupement El Tranquilo (entre les réflecteurs Rou et TSR)
- l'absence de marqueurs de rifting dans les dépôts de la SLIP Chon Aike (entre les réflecteurs TSR et H150)

Le développement de ce bassin est asymétrique indiquant une histoire continue de subsidence depuis la mise en place des dépôts de la formation El Tranquilo, jusqu'à l'actuelle. La couverture Crétacée est composée uniquement de sédiments marins, à la différence du bassin San Jorge. Cette couverture représente une majorité des dépôts du bassin, faisant jeu égal avec la couverture Cénozoïque et les dépôts quaternaires.

i. Le contact bassin Malvina - Massif du Deseado

Il n'existe pas d'étude portant sur la transition entre le Massif du Deseado et le bassin Malvina, il est donc impossible de donner des précisions sur sa structure précise (ex. : transition abrupte comme avec le bassin San Jorge ou continue comme avec le bassin San Julian).

Fig. 7 (Lovecchio et al., 2019)

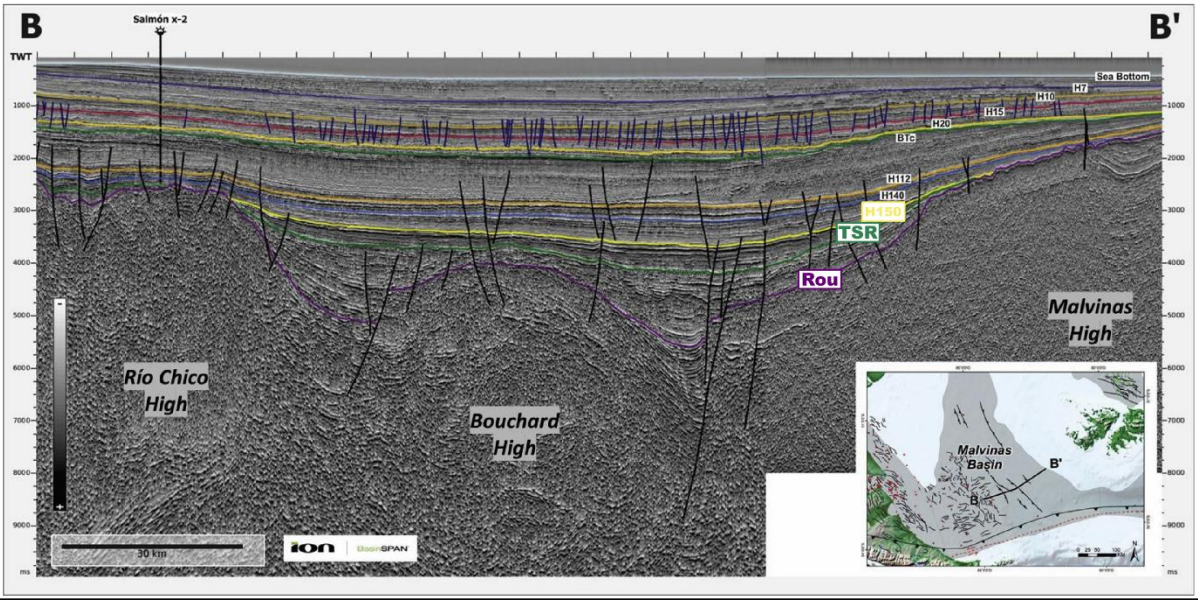


Figure 1.C - III–5 : profil sismique interprété du bassin Malvinas par Lovecchio et al. *(2019)*
Son remis en évidence les réflecteurs Rou, TSR et H150 qui correspondent respectivement aux contactes Socle-El Tranquilo, Roca Blanca-Chon Aike, Chon Aike-couverture Crétacé

- **Le bassin Austral (bordure SO du Massif du Deseado)**

Du fait de sa position, le bassin Austral résulte d'une histoire complexe et polyphasée, ici seule une introduction en sera donnée. Pour information, sa position le place à l'interface entre le Massif du Deseado, la Péninsule Antarctique, les arcs et paléo-arcs Andins et la connexion océan Atlantique-Pacifique.

i. Résumé de l'histoire du bassin (Schwartz and Graham, 2015; Sickmann et al.*, 2019)*

D'un point de vue structurel, le bassin Austral correspond plus au Sud au bassin Magallanes, et tous deux sont affilés au paléobassin Rocas Verdes (Permien à Crétacé Inf.). Le socle du bassin Austral est donc constitué des séries de remplissage du bassin Rocas Verdes (Figure 1.C - III–6).

Le remplissage du bassin Rocas Verdes se compose de séries détritiques d'âge Permo-Triasique, qui sont couverts par les dépôts volcaniques Jurassiques reliés à la SLIP Chon Aike. La transition des dépôts volcaniques Jurassiques vers la couverture Crétacé se fait sans discordance avec un ennoiement du bassin et la mise en place de dépôts marins profonds.

Le Crétacé correspond à la transition depuis la dénomination de bassin Rocas Verdes (très étendu géographiquement) vers la dénomination de bassin Austral (plus restreint). L'ensemble de la couverture Crétacé représente plusieurs km de dépôts et est constitué uniquement de dépôts marins distaux et proximaux.

Il existe la présence d'un hiatus entre les couvertures Crétacée et Cénozoïque, ces derniers étant de nature continentale, de type cônes alluviaux.

Fig 3 (Sickmann et al., 2019)

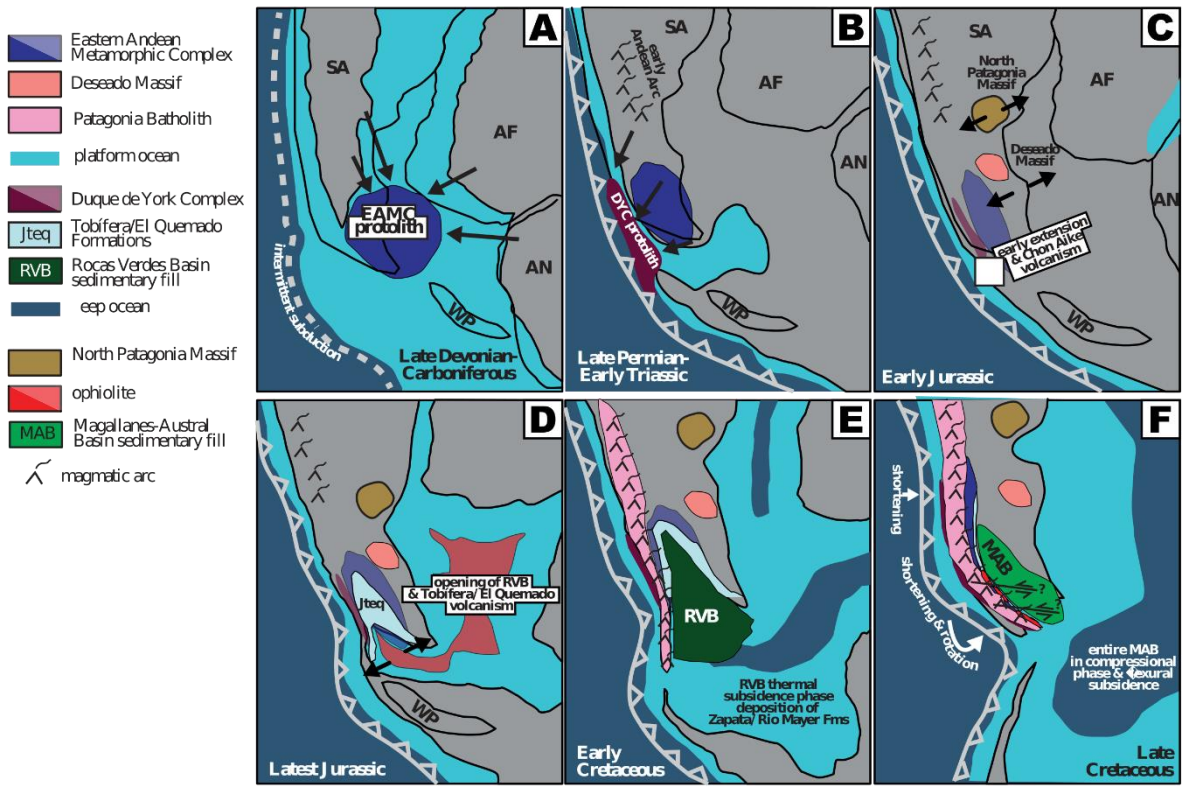


Figure 1.C - III–6 : cinématique de l'ouverture du bassin Rocas Verdes (Austral) selon Sickmann et al. *(2019)*

ii. Le contact bassin Austral - Massif du Deseado

La transition entre le bassin Austral et le Massif du Deseado est bien connue (p. ex. Ghiglione *et al.*, 2015; Schwartz and Graham, 2015). À la différence de la transition avec le bassin San Jorge, celle-ci se fait progressivement, sans structure tectonique particulière. Cette morphologie est interprétée comme une bordure passive entre les deux unités géologiques, formant la limite Nord d'extension du bassin Austral.

En 2015, Ghiglione *et al.* publient les résultats d'une étude au niveau de cette zone de transition bassin Austral – Massif du Deseado. Dans cette zone ils constatent l'existence d'un passage

brutal depuis des dépôts marins profonds (c.-à-d. supérieurs à 1000 m de bathymétrie) vers des dépôts proximaux (c.-à-d. type plage). Ils démontrent que dans les séries proximales, datées entre ~122 et ~112 Ma, sont retrouvés des clastes originaires du Massif du Deseado. De ces observations, Ghiglione *et al.* (2016) proposent l'existence d'une phase de soulèvement et d'érosion du Massif à cette période ; et ils relient ce soulèvement à celui du bassin pour expliquer la transition brutale des dépôts.

1.C - III c) L'ouverture de l'océan Atlantique Sud

La cinématique d'ouverture de l'océan Atlantique Sud a évolué au cours des décennies, au fur et à mesure de l'apport de nouvelles données. Ici est présentée la dernière mise à jour du modèle d'ouverture de l'océan Atlantique Sud d'après Lovecchio *et al.* (2020).

- **Généralité sur les mécanismes d'ouverture océanique**

Avant de parler du cas particulier de l'ouverture de l'Atlantique Sud, il convient d'introduire les deux grands concepts développés pour expliquer les mécanismes d'ouverture océanique (Figure 1.C - III–7).

i. Le rifting actif :

Le concept de rifting actif (p. ex. Dewey, 1974) propose que le rifting à l'origine d'une ouverture océanique soit provoqué par l'arrivée d'un point chaud, panache mantellique ou plume. Dans ce concept, le point chaud provoque une dynamique particulière de la lithosphère, conduisant à la formation d'un rift et pouvant aboutir au stade terminal à la formation « active » d'une dorsale.

ii. Le rifting passif :

Le concept de rifting passif a été développé en opposition au rifting actif, il propose que le rifting à l'origine d'une ouverture océanique soit issu de la propagation, à grande échelle, de contraintes de bordure de plaque. Dans ce concept, les forces exercées aux limites de plaques, principalement liées à des dynamiques de retrait de slab, vont entrainer un étirement des lithosphères, conduisant à la formation de rift et pouvant aboutir à la formation « passive » d'une dorsale.

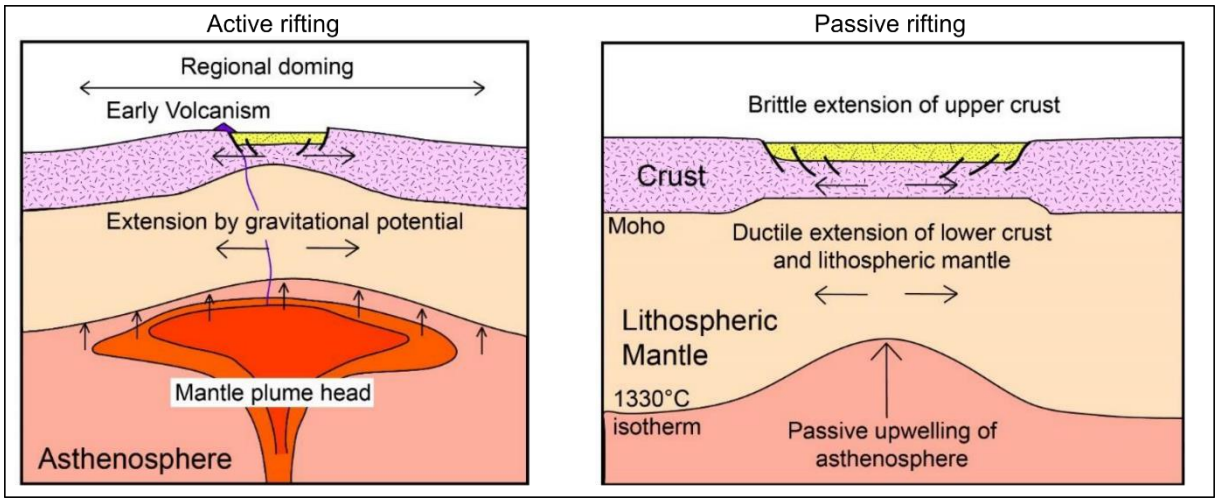


Figure 1.C - III–7 : schéma de rifting actif et passif (d'après Allen & Allen, 2005)

Au fil de l'évolution des connaissances, l'opposition qui existait entre ces deux concepts s'est atténuée, mais, dans certains cas, reste toutefois symptomatique de différences de points de vue (p. ex. Frizon de Lamotte *et al.*, 2015; Lovecchio *et al.*, 2020).

- **Le modèle d'ouverture de l'Atlantique Sud : (Lovecchio *et al.*, 2020)**

La publication de Lovecchio *et al.* (2020) fait suite au modèle d'ouverture du bassin Malvina qu'ils ont développé en 2019 présentée plus tôt. Les auteurs relient l'ouverture de l'océan Atlantique Sud à la dynamique de la subduction située à l'Ouest de la Patagonie.

En se basant sur cette vision, les périodes 2 et 3 correspondent à une même dynamique, celle de l'ouverture de l'Atlantique Sud, et ils n'ont donc pas de raison d'être dissociés. Mais dans le cas du Massif du Deseado, ces deux périodes correspondent à des événements clairement individualisés (c.-à-d. dépôt du CVBL et compression Crétacé) et la distinction reste donc pertinente.

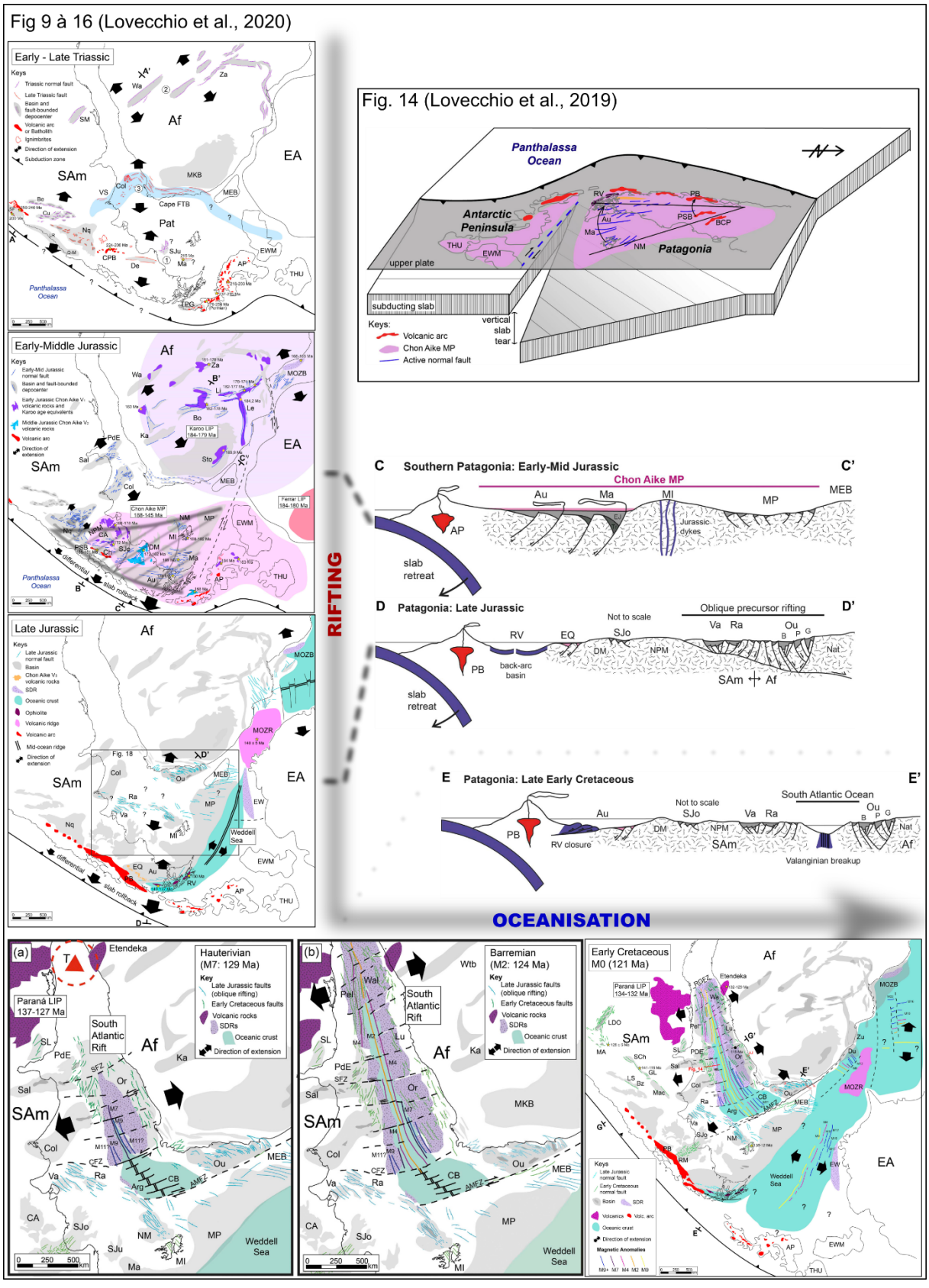


Figure 1.C - III–8 : cartes et coupes schématiques résumant la cinématique d'ouverture de l'Atlantique Sud, selon le modèle de Lovecchio et al. *(2020).*

i. La chronologie

Le modèle de Lovecchio *et al.* (2020) se base sur le constat du développement de nombreux bassins d'arrière-arc en Patagonie entre le Trias et le Crétacé. Ainsi, en plus du bassin Rocas Verdes, de l'extension associée à la SLIP Chon Aike et des bassins Crétacés entourant le Massif du Deseado, Lovecchio *et al.* (2020) rappellent l'existence d'un premier épisode de rifting durant le Permo-Trias. Celui-ci est observé dans la partie Nord de la Patagonie, en association de la mise en place de la province magmatique Choiyoi, caractérisée de SLIP par certains auteurs (p. ex. Luppo *et al.*, 2018; Sato *et al.*, 2015).

De l'ensemble des observations qu'ils compilent, comprenant aussi des données sur le rifting Sud Africain, Lovecchio *et al.* (2020) proposent le calendrier suivant, reporté dans la Figure 1.C - III–8 :

Le rifting Permo-Triasique (associé à la SLIP Choiyoi) serait relié au rollback d'un flat-slab, flat-slab qui se serait développé sous la Patagonie Nord durant le Permien (p. ex. Ramos and Folguera, 2009; Sato *et al.*, 2015).

Cette période est alors suivie, entre le Jurassique Inf. et Moy., par le développement de nombreux rifts d'arrière-arc en Patagonie et Péninsule Antarctique (associées à la SLIP Chon Aike). Simultanément à l'Est et au Sud du continent Gondwana, au niveau de l'actuelle Afrique du Sud et Est Antarctique, d'autres rifts se développent en association des LIP Karoo et Ferrar.

Entre le Jurassique Sup. et le Crétacé Inf., le développement de l'ensemble de ces rifts est suivi par la formation de la ride Weddell entre l'Antarctique et la Patagonie et la formation de la ride Mozambique entre l'Antarctique et l'Afrique. L'ensemble étant toujours accompagné d'un rifting continue dans l'arrière-arc Patagonien (exception faite du Massif du Deseado).

Au Crétacé Sup., entre 137 et 127 Ma, se met alors en place le LIP Parana-Etendeka (Nord). Conjointement, un rifting intense se développe entre la Patagonie et l'Afrique au niveau de ce qui deviendra les marges passives Nord Patagonien et Sud Africain. Au niveau de ce rifting, il est observé la mise en place de SDR (Sea Deep Reflector) et de l'apparition de la première croûte océanique de l'Atlantique Sud (~135 Ma).

Pour finir, l'océanisation à proprement parlé s'est réalisée entre ~130 Ma et ~120 Ma avec le développement de la dorsale, suivant une migration vers le Nord depuis le plateau Malvina. Cette océanisation s'accompagne de la mise en place, au Nord du plateau Malvina, d'un grand accident décrochant pour connecter l'océan Atlantique à l'océan Indien.

ii. Les moteurs de l'ouverture de l'océan Atlantique proposés

Lovecchio *et al.* (2020) proposent que, à l'exception faite du rifting au Mozambique qui est reliée à l'arrivée du Plume Karoo, l'ensemble du rifting et de l'extension décrit précédemment soit issu de la propagation de contraintes de bordure de plaque. Dans leur modèle, de type de rifting passif, ils proposent que cette dynamique soit uniquement produite par la dynamique de la subduction sous-Patagonienne.

Ainsi la subduction continue entre 220 et 150 Ma aurait conduit à la mise en place d'un « super » slab sous la Patagonie et l'Antarctique. Le retrait asymétrique de ce « super » slab, entre 180 et 130 Ma, aurait alors conduit à la mise en place de l'événement Chon Aike et l'ouverture de l'Océan Atlantique. La morphologie spécifique au niveau de la Péninsule Antarctique du slab aurait par ailleurs conduit à l'individualisation de l'actuel continent Antarctique et la morphologie complexe que l'on connaît dans cette zone.

iii. Le modèle de Lovecchio et al. *(2020) vue depuis le Massif du Deseado*

Ce modèle prend en compte la plupart des observations en Patagonie, Antarctique et Afrique ; toutefois, il n'explique que partiellement la dynamique observée dans le Massif du Deseado : une phase compressive entre ~220 et ~200 Ma, une absence de rifting au Crétacé (voire de la compression).

1.C - IV. 4e période : dérive du continent Sud-Américain (la couverture Cénozoïque)

La quatrième et dernière grande période pouvant être observée dans le Massif du Deseado est celle aillant toujours cours à l'actuelle, soit l'histoire Sud-Américaine du Massif. Cette phase débute à la fin de la fragmentation du Gondwana et au moment de la pleine individualisation du continent Sud-Américain, soit aux environs de 110 Ma.

D'un point de vue géodynamique, durant cette période les seuls événements ayant impactés le Massif du Deseado, et donc l'arrière-arc Patagonien, sont les variations de la dynamique de subduction andine. Du fait du très grand nombre de données et d'études existantes pour tracer l'évolution de cette subduction, sa dynamique est relativement bien contrainte (p. ex. Folguera *et al.*, 2011; Eagles and Scott, 2014; Gianni *et al.*, 2018; Gianni *et al.*, 2019; Navarrete *et al.*, 2020b).

1.C - IV a) La subduction des plaques Aluk — Farallon — Nazca

La subduction Pacifique a connu une évolution complexe au cours des derniers 90 Ma, ce qui a pu entrainer des réponses variées de la zone d'arrière-arc – intracontinentale.

- **Subduction de la ride Farallon-Aluk (70 à 40 Ma)**

i. Chronologie de la subduction de la ride Farallon-Aluk

Comme son nom l'indique, la ride Farallon-Aluk faisait la délimitation entre les plaques Farallon (au Nord-Ouest) et Aluk/Phoenix (au Sud-Est). La ride, tout comme la plaque Aluk, a disparu à l'heure actuelle. Toutes deux ont été progressivement subduites sous la Patagonie entre 65 et 40 Ma et en suivant une migration du Nord vers le Sud. Puis, de 40 à 20 Ma la ride et la plaque ont entièrement disparu au niveau de l'extrémité Sud de la Patagonie.

ii. Morphologie et conséquences de la subduction de la ride Farallon-Aluk (Gianni et al.*, 2019)*

S'il est fait consensus de la subduction de cette ride, il existe toujours des discussions quant à la morphologie de la plaque subductante.

En 2018, Gianni *et al.* résument l'état des connaissances et rappellent les marqueurs d'arrière-arc provoqués par la subduction de cette ride (Figure 1.C - IV–1) : soit un volcanisme

d'épanchement basaltique dû à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique, et une dynamique compressive, visible avec l'inversion des structures de rifts Crétacés dans le bassin San Jorge.

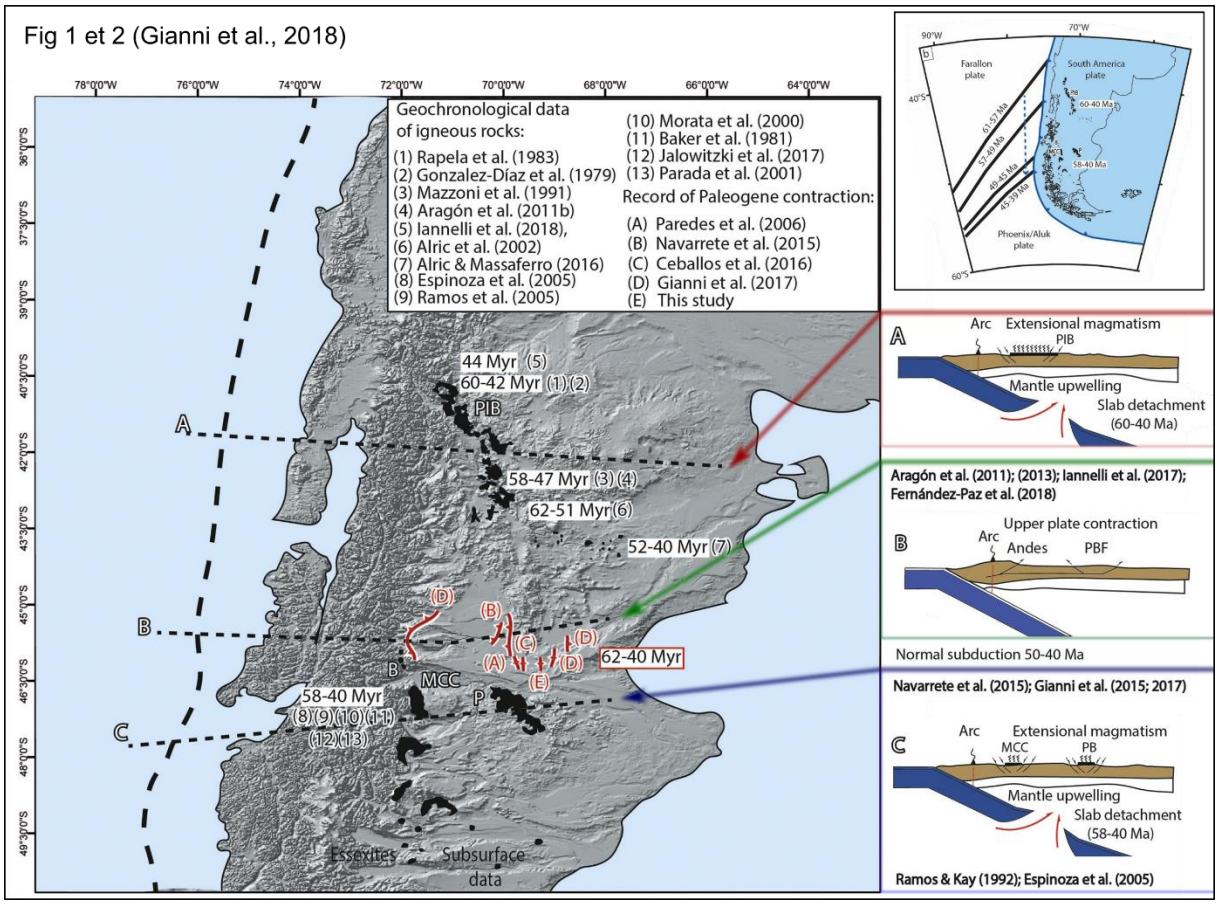


Figure 1.C - IV–1 : carte et coupes schématiques résumant le diachronisme, observé dans l'arrière-arc, des événements produit par la subduction de la ride Farallon-Alluk entre 60 et 40 Ma.

Ensuite, Gianni *et al.* (Gianni *et al.*, 2018; Gianni *et al.*, 2019) démontrent l'existence d'un diachronisme dans la mise en place du volcanisme, caractérisé par des coulées plus anciennes au Sud. Pour expliquer ce diachronisme, les auteurs proposent que la ride Farallon-Aluk ait possédé une morphologie non homogène (Figure 1.C - IV–2) ; ce qui provoquerait un décalage dans l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique.

Fig 9 (Gianni et al., 2019)

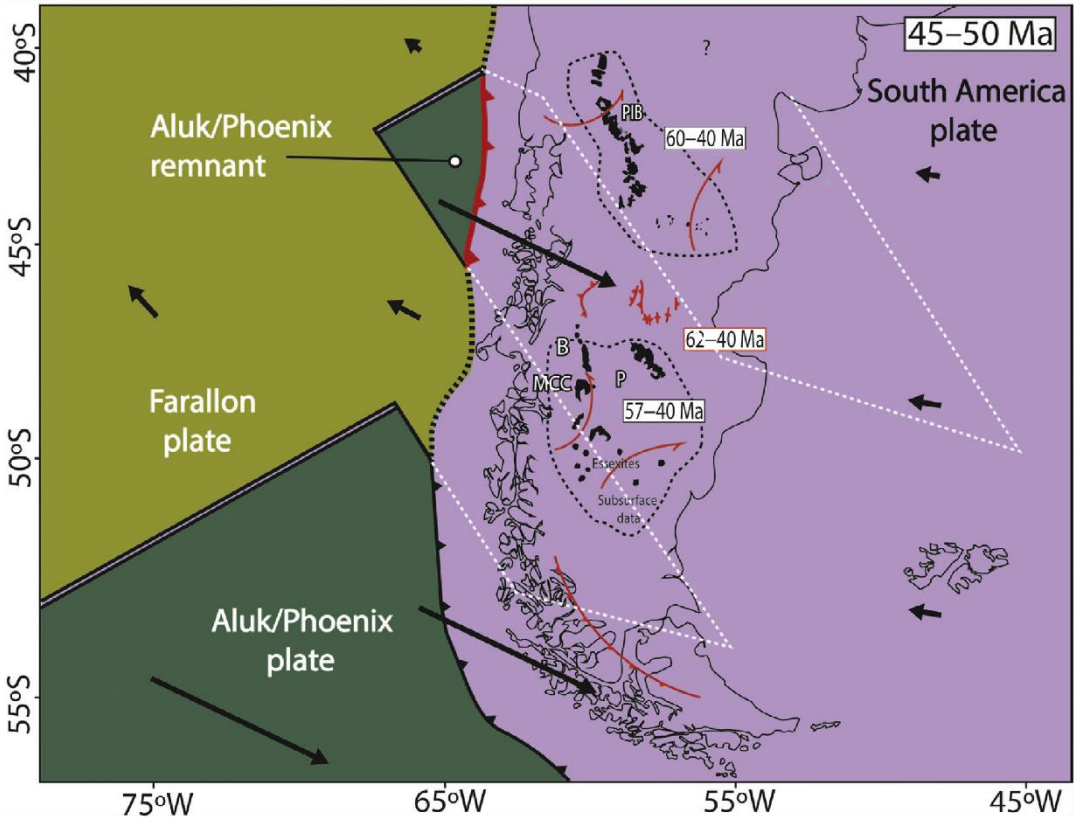


Figure 1.C - IV–2 : carte schématique de la subduction de la ride Farallon-Aluk, selon Gianni et al (2019)

- **Subduction de la plaque Farallon/Nazca (40 à 8 Ma)**

i. Chronologie de la subduction de la plaque Farallon/Nazca

Aux environs de 40 Ma, la subduction de la plaque Farallon prend la suite de celle de la ride Farallon-Aluk sous le Massif du Deseado. Cette plaque porte actuellement le nom de plaque Nazca et correspond encore actuellement à celle subductante sous la partie Nord de la Patagonie et la partie Nord de cette zone de la chaîne Andine. Dans la partie Nord Patagonienne, la plaque Farallon-Nazca étant entrée en subduction depuis plus de 60 Ma, l'extrémité du slab associé est supposée particulièrement profonde.

ii. Morphologie et conséquences de la subduction de la plaque Farallon/Nazca

Depuis la mise en place de cette subduction, un grand nombre d'épanchements basaltiques sont observés dans l'arrière-arc Patagonien Nord. Du fait de l'âge de la subduction et de la longueur du slab, un certain nombre d'hypothèses proposent d'expliquer l'origine du volcanisme d'arrière-arc par la dynamique particulière du slab.

Navarrete *et al.* (2020b) présentent une compilation de l'ensemble de ces hypothèses et de l'ensemble des observations réalisées dans l'arrière-arc Patagonien. Ainsi, en plus du

volcanisme ils notent l'existence de deux phases d'ennoiement de l'arrière-arc Patagonien (b, Figure 1.C - IV–3) la première à l'Oligocène supérieur (~30 Ma) et la seconde, plus importante, à l'Oligo-Miocène (~25-20 Ma).

Fig 14 (Navarrete et al., 2020)

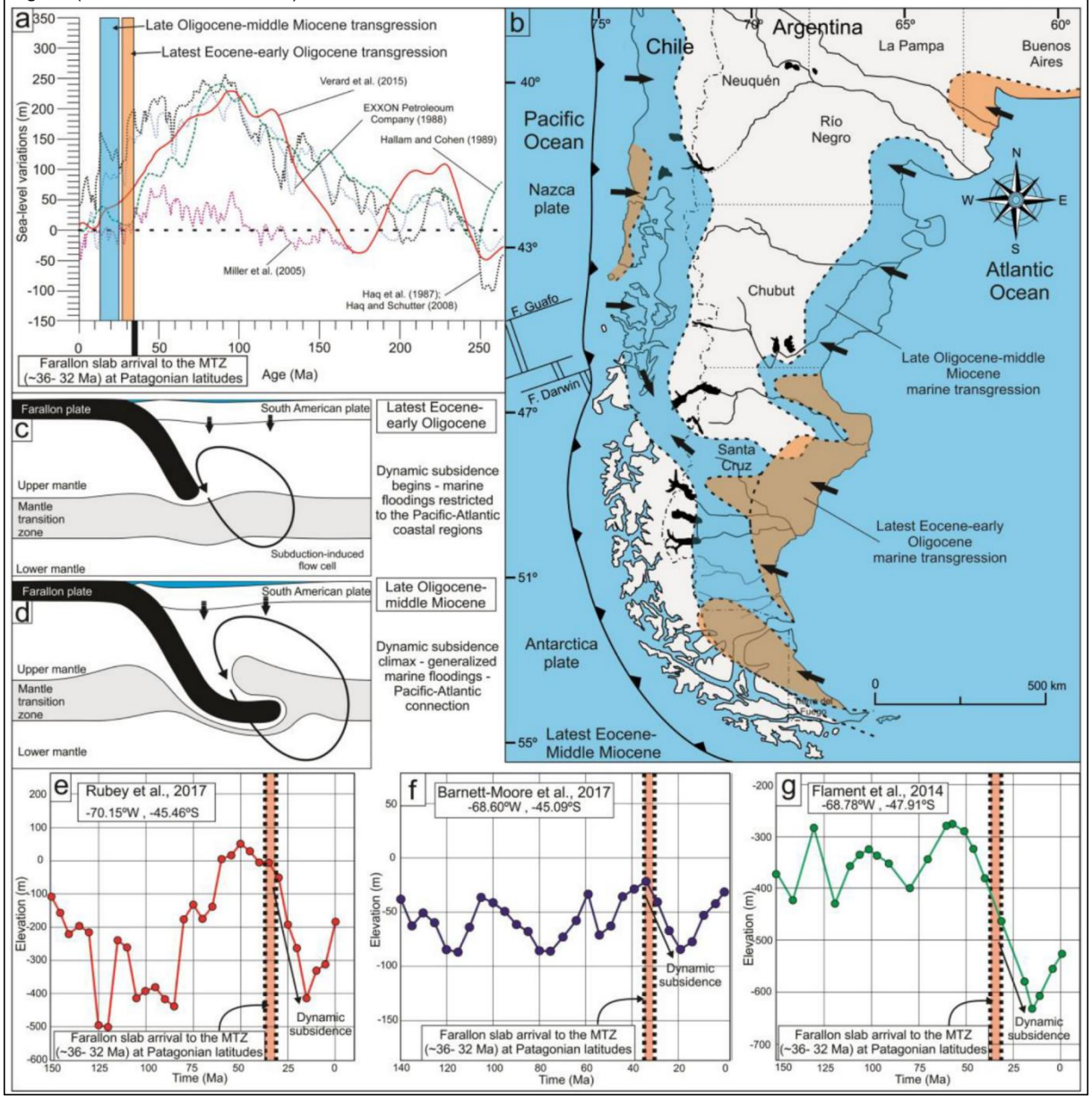


Figure 1.C - IV–3 : figure récapitulative de Navarrete et al. *(2020b), reliant la dynamique arrière-arc Sud Patagonienne des 30 dernières Ma, à la dynamique de la subduction de la plaque Farallon-Nazca durant la même période*

En combinant l'ensemble de ces données avec les dernières données de tomographie sismique, Navarrete *et al.* (2020b) proposent qu'à ~35 Ma la partie inférieure du slab ait commencé à pénétrer la zone de transition entre le manteau inf. et sup (c, Figure 1.C - IV–3). De cet événement aurait résulté d'une première remontée de matériel chaud, entrainant le

début du volcanisme dans l'arrière-arc, qui se poursuivit jusqu'aux environs de 14-12 Ma. D'autre part, le plongement du slab aura simultanément entrainé la formation d'une cellule de convection provoquant une subsidence et la première période d'ennoiement en surface (a et b en orange, Figure 1.C - IV–3).

Par la suite, le blocage de la subduction du slab au niveau de la zone de transition du manteau (d, Figure 1.C - IV–3) provoquerait le recul de la zone de subduction et l'enfoncement de l'arrière-arc, entrainant la seconde période d'ennoiement (a et b en bleu, Figure 1.C - IV–3). Cette phase étant assimilable à un phénomène d'extension issue de la traction de l'arc vers l'Ouest, provoquée par le recul du slab.

- **Subduction de la ride du Chili (17-15 Ma à l'actuel)**

i. Chronologie de la subduction de la ride du Chili

À l'extrémité Sud de la Patagonie, aux environs de 17-15 Ma, la subduction de la plaque Farallon est substituée par celle de la ride Chili, provenant du Sud et faisant la frontière entre la plaque Farallon/Nazca (Nord) et Antarctiqua (Sud).

La subduction de la ride a ensuite migré vers le Nord entre 15 Ma et l'actuel (Figure 1.C - IV–4). La *Chile Triple Jonction*, nom attribué aux point triples issus de la subduction de la ride, est alors passée à la latitude du Massif Deseado à environ 8 Ma, elle se trouve maintenant légèrement au Nord de celui-ci (Guillaume *et al.*, 2010).

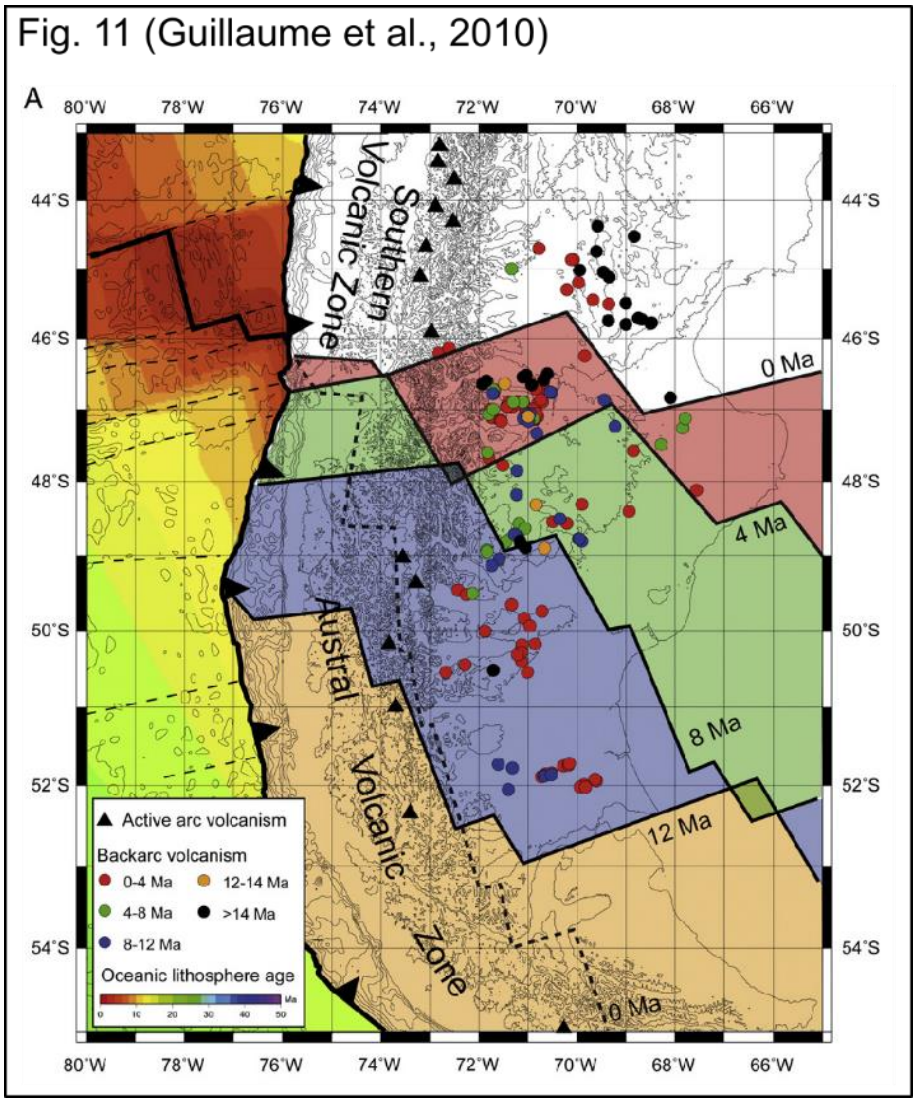


Figure 1.C - IV–4 : carte de la paléo-position de la Chile Triple Junction *(ride du Chili) et du volcanisme qui lui est associé. Guillaume* et al. *(2010).*

ii. Morphologie et conséquences de la subduction de la ride du Chili

Un grand nombre d'études menées depuis les années 1990 ont pu déterminer qu'il existait un différentiel de plongement entre les slabs des plaques Nazca et Antarctiqua. L'existence de ce différentiel de plongement, plus à la verticale pour le slab Antarctiqua, provoque l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique à l'arrière de celui-ci. Et cette fenêtre conduit à une reprise de l'activité volcanique dans l'arrière-arc Sud Patagonien.

D'autre part, la création de cette fenêtre asthénosphérique a entrainé une dynamique mantellique et lithosphérique dont les effets ont été estimés quantitativement par différentes études (p. ex. Guillaume *et al.*, 2009; Guillaume *et al.*, 2010).

1.C - IV b) L'histoire Cénozoïque du Massif du Deseado

L'évolution de cinématique de subduction a induit différentes réponses dans l'arrière-arc Patagonien, et les paragraphes suivants présentent celle du Massif du Deseado.

- **Première phase d'épanchement basaltique (60-40 Ma)**

Le premier enregistrement de la dynamique arrière-arc Cénozoïque du Massif du Deseado est fait par la mise en place des épanchements basaltiques Las Mercedes (~67 Ma, Clyde *et al.* (2014)) et Cerro Del Doces (non daté). Du fait du peu d'affleurements encore existant, l'étendue de ces épanchements lors de leur mise en place est inconnue. Toutefois, les indications cartographiques semblent indiquer que les épanchements se sont probablement restreints au secteur central du Massif du Deseado.

La mise en place des épanchements basaltiques de Las Mercedes est suivie de peu par une incursion marine, tracée par les dépôts restreints de la formation Salamanca (groupement Chubut) datée au Danien (65-61 Ma) par paléontologie (Notices géologiques, SEGEMAR).

Ces épanchements seraient à relier à la subduction de la ride Farallon-Aluk selon le modèle proposé par Gianni *et al.* (2018). Celui-ci permet d'expliquer un volcanisme tardi-Crétacé, alors que la ride subducte théoriquement sous le Massif du Deseado entre 50 et 40 Ma.

L'origine de l'incursion marine observée au Danien (avant la subduction complète de la ride) n'est pas discutée dans la littérature.

- **Dépôts Tertiair et seconde phase d'épanchements basaltiques (40-17 Ma)**

i. Histoire Paléogène

Après l'incursion marine au Danien (début du Paléocène), le Massif du Deseado n'enregistre plus que la mise en place des dépôts Tertiaire non-indurés dans sa partie Est. Si aucune étude spécifique ne porte sur l'évolution du Massif pendant cette période, ces dépôts sont tout de même interprétés comme démontrant la relative stabilité du Massif (Guillaume *et al.*, 2009; Rabassa *et al.*, 2010; Bétard *et al.*, 2014; Rabassa *et al.*, 2014).

Entre la partie inférieure des dépôts Tertiaire, et l'incursion marine de la partie supérieure (*cf.* log) se trouve un hiatus correspondant à la période Éocène-Oligocène. Cette période coïncide avec celle suggérée par Navarrete *et al.* (2020b) pour la première phase de subsidence et d'ennoiement d'une partie de l'avant-pays patagonien. Ce hiatus est donc à relier à une subsidence affectant les bordures du Massif du Deseado, mais pas celui-ci.

ii. Histoire Néogène

À la suite de ce hiatus, durant l'Oligo-Miocène se dépose la série marine des derniers dépôts Tertiair. La mise en place de cette série marine est corrélée avec la seconde phase d'ennoiement de l'arrière-arc proposée par Navarrete *et al.* (2020b), indiquant cette fois que la partie Est du Massif est affectée par celle-ci.

Plus ou moins simultanément, les épanchements basaltiques de Alma Gaucha se mettent en place dans la partie Centrale du Massif du Deseado. L'origine des épanchements est expliquée par la dynamique mantellique proposée par Navarrete *et al.* (2020b).

- **Dernière phase d'épanchement basaltique et soulèvement du Massif (17 Ma à l'actuel)**

La mise en place de ces derniers épanchements est reliée à l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique provoquée par la subduction de la ride du Chili (p.ex. Gianni *et al.*, 2019; Guillaume *et al.*, 2009; Navarrete *et al.*, 2020b). L'ouverture de cette fenêtre a conduit à de nombreuses hypothèses quant à son impact en surface dans l'arrière-arc Patagonien et dans le Massif du Deseado.

i. Un soulèvement par topographie dynamique

De nombreux auteurs ont supposé l'existence d'un soulèvement du Massif du Deseado et de ses alentours par un effet de topographie dynamique (Guillaume *et al.*, 2010; Bétard *et al.*, 2014 et les références incluses).

Parmi eux, Guillaume *et al.* (2009) proposent une approche basée sur l'étude de la morphologie des rivières et terrasses alluviales bordant le Massif du Deseado. Celle-ci leur permet de démontrer l'existence d'une phase de soulèvement depuis le Miocène Moyen jusqu'à l'actuel. Ils couplent ensuite ces observations à de la modélisation numérique de dynamique mantellique, ce qui leur permet de relier le soulèvement à l'arrivée de la fenêtre asthénosphérique (Figure 1.C - IV–5). De ces modélisations, ils évaluent un soulèvement de l'ordre du kilomètre (maximum), ce qui correspond avec leurs observations sur le terrain.

En 2010, Guillaume *et al.* (2010) complètent leurs études avec des modélisations analogiques, ce qui confirme leurs hypothèses et leur permet de réévaluer leurs valeurs de soulèvement à la hausse : entre 1 à 5 km dans l'arrière-arc depuis le Miocène Moyen.

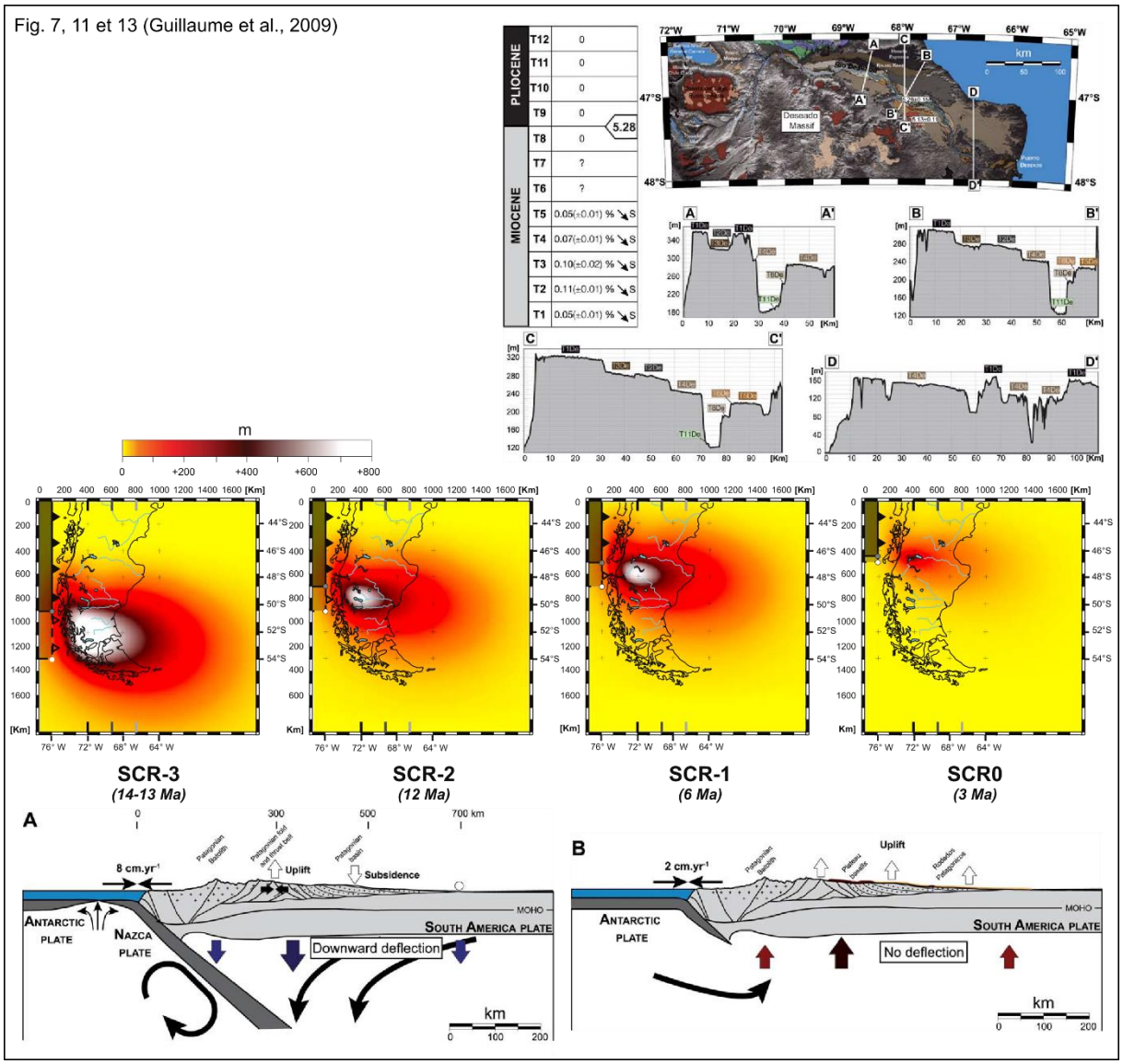


Figure 1.C - IV–5 : analyses de terrain et numérique de soulèvement du Massif du Deseado (15 Ma à l'actuel)
Fig. 7 : morphologie des terrasses alluviales basculées au Nord du Massif.
Fig. 11 : résultats de la modélisation numérique : carte de soulèvement de l'arrière-arc dû à la fenêtre asthénosphérique.
Fig. 13 : schéma de la dynamique arrière-arc avant et après l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique.

À la suite de Guillaume *et al.* (2009), Bétard *et al.* (2014) évaluent et comparent la position de différentes paléosurfaces qu'ils identifient dans le Massif du Deseado. Dans leur étude, ils s'intéressent à deux échelles de temps distinctes :

- une première, à court terme, axée sur les terrasses Tertiaires et les épanchements basaltiques (A, Figure 1.C - IV–6)
- une seconde, à long terme, axée sur les dépôts Jurassiques (B, Figure 1.C - IV–6)

Leur étude sur la période récente confirme les conclusions réalisées par Guillaume *et al.* (2009), avec l'observation de terrasses fluviatiles basculées vers l'est et de dépôts Tertiaires perchés.

Ils proposent ainsi une évolution Néogène détaillée, avec un possible mécanisme de multiple « enfouissement – exhumation épisodiques » et aboutissant à un soulèvement global d'environ 1000 mètres.

Pour la période longue, en se basant sur la morphologie des dépôts du CVBL dans le Massif du Deseado, Bétard *et al.* (2014) déduisent que les surfaces visibles à l'actuel dans le Massif sont héritées de la pénéplanation du Gondwana. Ils proposent ainsi que le Massif du Deseado soit morphologiquement stable depuis le dépôt du CVBL.

Fig. 1, 4 et 5 (Bétard et al., 2014)

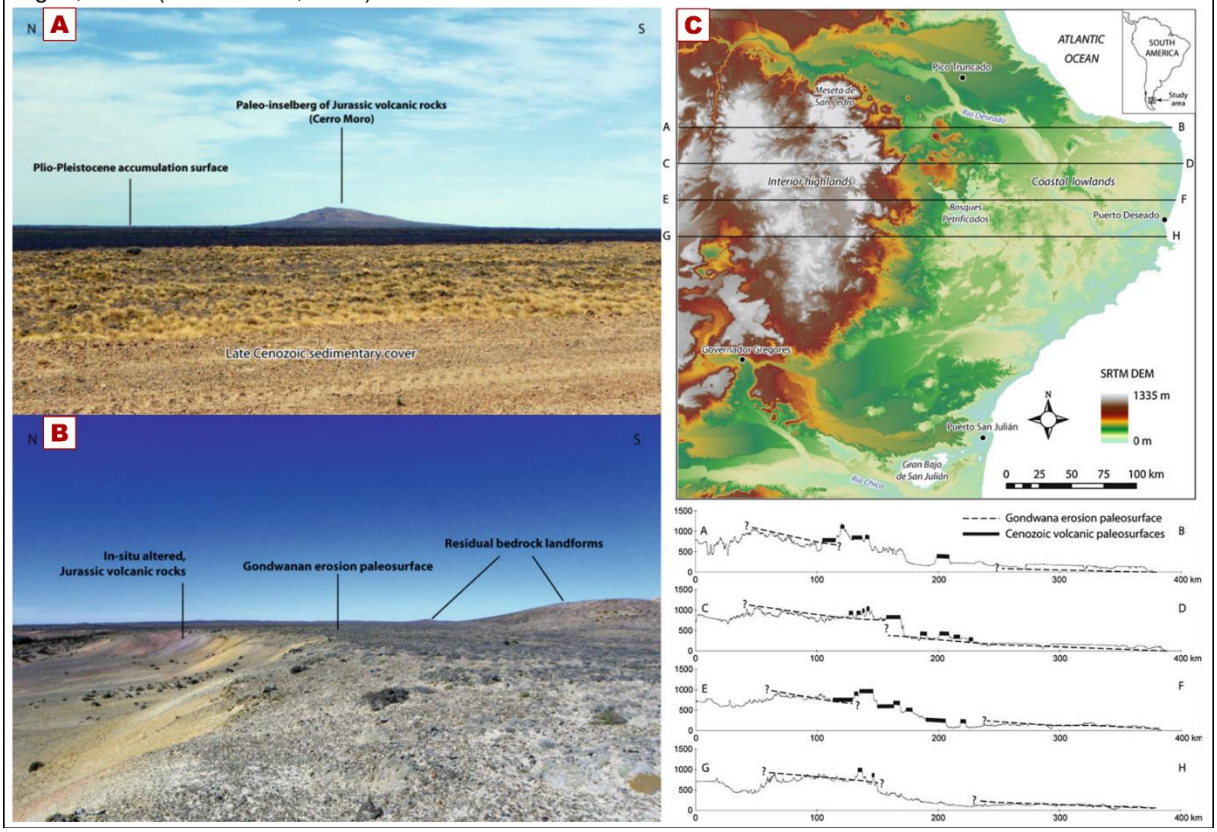


Figure 1.C - IV–6 : photos et profils topographiques du Massif Deseado, mettant en évidence les paléosurfaces observées par Bétard et al. (2014)

ii. Un soulèvement par déformation tectonique

Giacosa *et al.* (2010), déjà présenté, font l'observation d'une phase compressive E-O dans le secteur d'El Tranquilo. Celle-ci serait post-Oligocène, voire tardi-Miocène et ferait principalement rejouer des structures préexistantes.

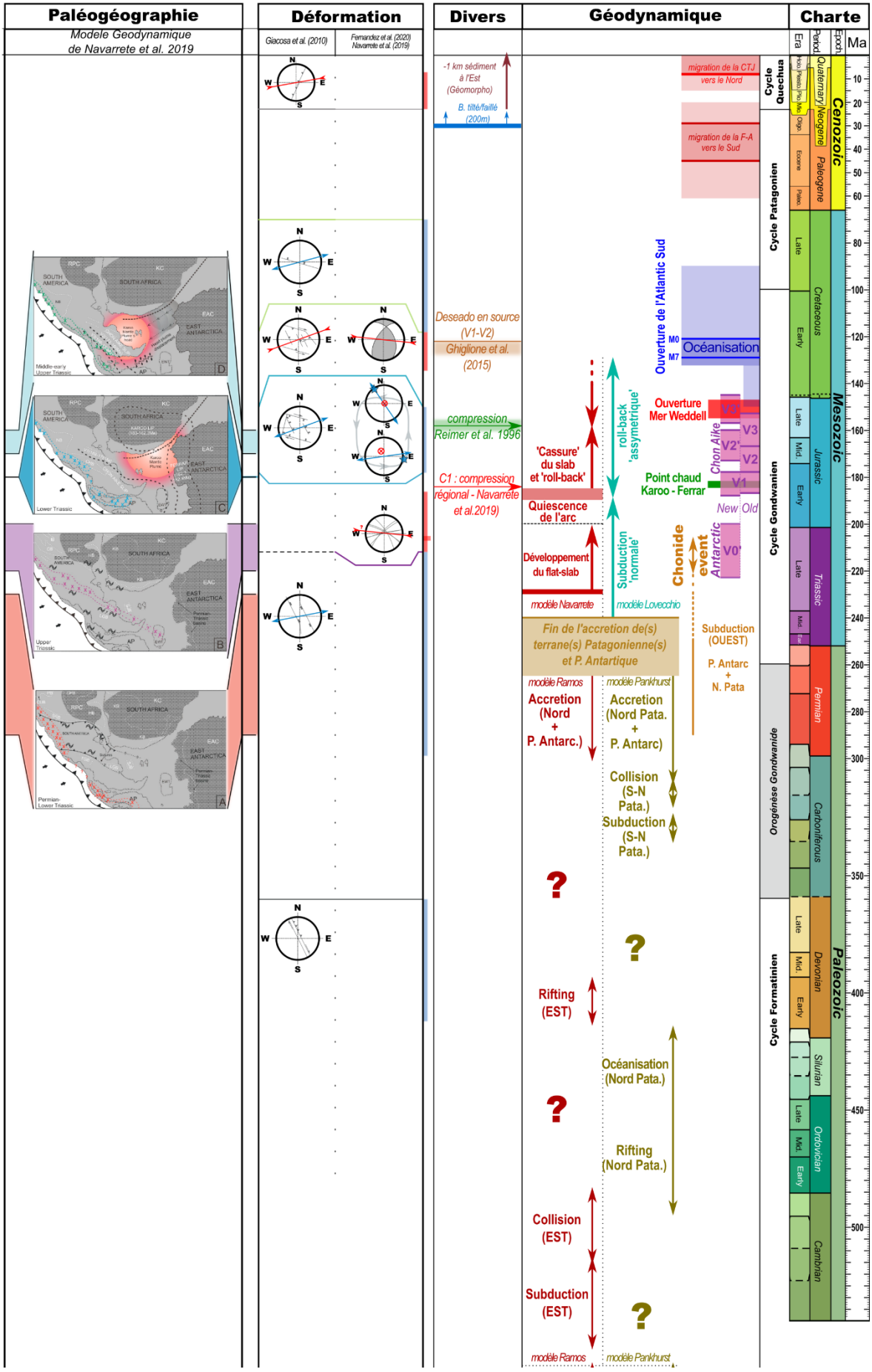
Pour finir, les auteurs constatent la présence de plusieurs accidents, orientés Nord-Sud, recoupant certains basaltes dans la partie Centrale du Massif du Deseado. Ces observations les conduisent à diviser le Massif du Deseado en deux domaines structuraux : la partie Est du

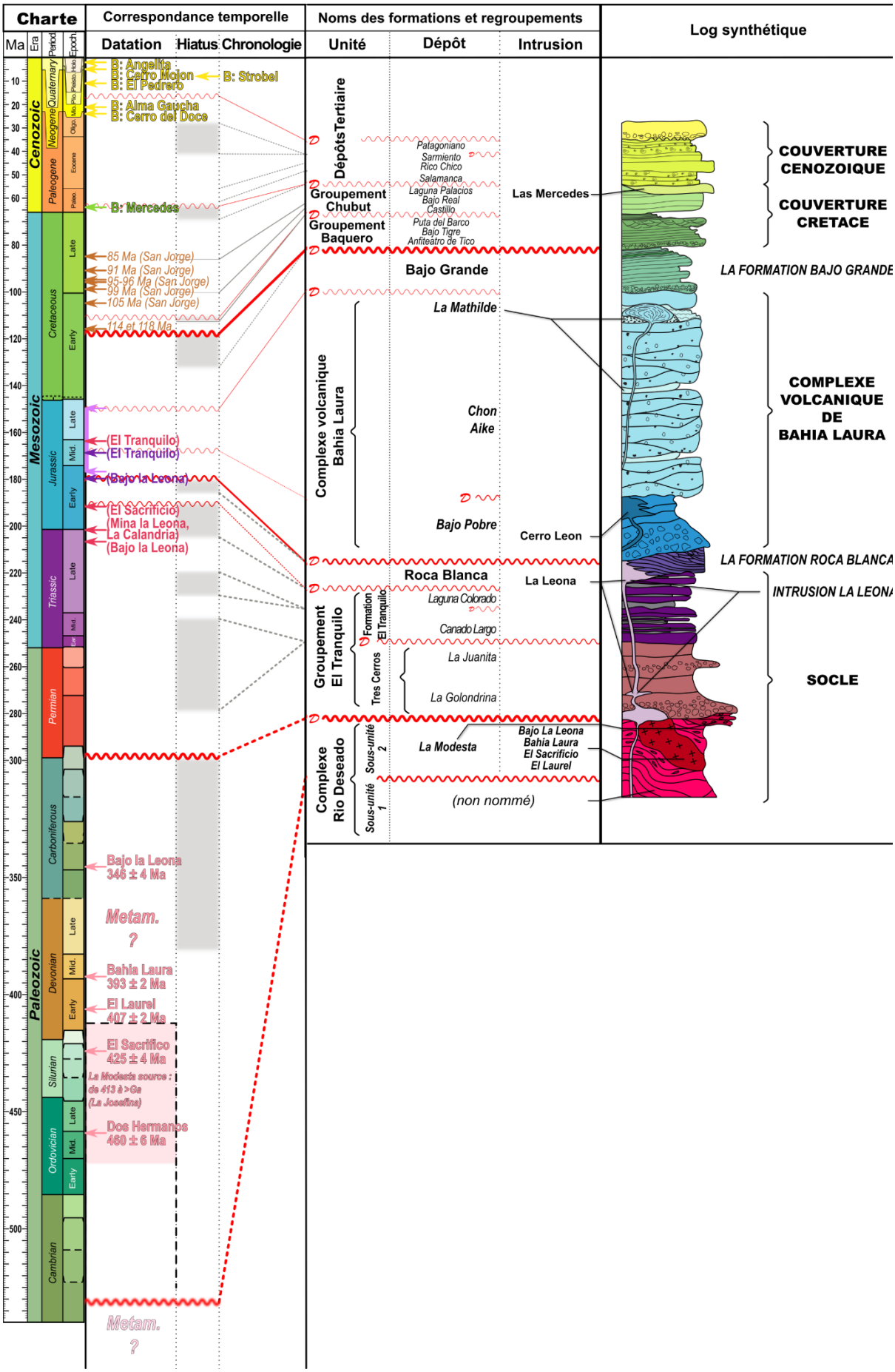
Massif, peu voire non affectée par cette phase compressive ; la partie Ouest du Massif, fortement affecté par cette phase compressive.

Pour finir, ils proposent que cette phase ait produit un soulèvement du bloc est du Massif, par rapport au bloc Ouest. Giacosa *et al.* (2010) estiment un soulèvement jusqu'à 1000 m, localisé sur les structures Nord-Sud de la partie Centrale du Massif. Ce soulèvement est différent de celui observé par Guillaume *et al.* (2009) et Bétard *et al.* (2014), leurs études ne se faisant pas sur la partie Ouest du Massif, les deux phénomènes pourraient donc s'additionner pour la partie Ouest du Massif.

FIGURE CI-APRES

Figure 1.C - IV–7 : synthèse de l'histoire du Massif du Deseado
page 1) échelle des temps géologiques récapitulant l'histoire du Massif du Deseado
page 2) schéma faisant correspondre les séries du Massif de Deseado avec l'échelle des temps géologiques


Paléogéographie
Modele Geodynamique de Navarrete et al. 2019
Déformation
Giacosa et al. (2010)
Fernandez et al. (2020) Navarrete et al. (2019)
Divers
Géodynamique
Charte
Era
Period
Epoch
Ma
-1 km sédiment à l'Est (Géomorpho)
B. tilté/faillé (200m)
Deseado en source (V1-V2)
Ghiglione et al. (2015)
compression
Reimer et al. 1996
C1 : compression régional - Navarrete et al.2019)
migration de la CTJ vers le Nord
migration de la F-A vers le Sud
Ouverture de l'Atlantic Sud
M0
M7
Océanisation
Ouverture Mer Weddell
V3'
V3
V2'
V2
V1
Chon Aike
Point chaud Karoo - Ferrar
New
Old
'Cassure' du slab et 'roll-back'
roll-back 'assymétrique'
Quiescence de l'arc
Développement du flat-slab
Subduction 'normale'
Chonide event
Antarctic
V0'
modèle Navarrete
modèle Lovecchio
Fin de l'accretion de(s) terrane(s) Patagonienne(s) et P. Antartique
Subduction (OUEST)
P. Antarc + N. Pata
modèle Ramos
modèle Pankhurst
Accretion (Nord + P. Antarc.)
Accretion (Nord Pata. + P. Antarc)
Collision (S-N Pata.)
Subduction (S-N Pata.)
?
Rifting (EST)
Océanisation (Nord Pata.)
Rifting (Nord Pata.)
Collision (EST)
Subduction (EST)
Cycle Quechua
Cycle Patagonien
Cycle Gondwanien
Cycle Formatinien
Orogénèse Gondwanide
Cénozoic
Mesozoic
Paleozoic
Quaternary
Neogene
Paleogene
Cretaceous
Jurassic
Triassic
Permian
Carboniferous
Devonian
Silurian
Ordovician
Cambrian


Charte
Correspondance temporelle
Noms des formations et regroupements
Log synthétique
Ma
Era
Period
Epoch
Datation
Hiatus
Chronologie
Unité
Dépôt
Intrusion
Cenozoic
Mesozoic
Paleozoic
Quaternary
Neogene
Paleogene
Cretaceous
Jurassic
Triassic
Permian
Carboniferous
Devonian
Silurian
Ordovician
Cambrian
B: Angelita
B: Cerro Mojon
B: El Pedrero
B: Strobel
B: Alma Gaucha
B: Cerro del Doce
B: Mercedes
85 Ma (San Jorge)
91 Ma (San Jorge)
95-96 Ma (San Jorge)
99 Ma (San Jorge)
105 Ma (San Jorge)
114 et 118 Ma
(El Tranquilo)
(El Tranquilo)
(Bajo la Leona)
(El Sacrificio)
(Mina la Leona,
La Calandria)
(Bajo la Leona)
Bajo la Leona
346 ± 4 Ma
Metam.
?
Bahia Laura
393 ± 2 Ma
El Laurel
407 ± 2 Ma
El Sacrifico
425 ± 4 Ma
La Modesta source :
de 413 à >Ga
(La Josefina)
Dos Hermanos
460 ± 6 Ma
Metam.
?
Dépôts Tertiaire
Groupement Chubut
Groupement Baquero
Patagoniano
Sarmiento
Rico Chico
Salamanca
Laguna Palacios
Bajo Real
Castillo
Puta del Barco
Bajo Tigre
Anfiteatro de Tico
Las Mercedes
Bajo Grande
Complexe volcanique Bahia Laura
La Mathilde
Chon Aike
Bajo Pobre
Cerro Leon
Roca Blanca
La Leona
Groupement El Tranquilo
Formation El Tranquilo
Laguna Colorado
Canado Largo
Tres Cerros
La Juanita
La Golondrina
Complexe Rio Deseado
Sous-unité 2
Sous-unité 1
La Modesta
Bajo La Leona
Bahia Laura
El Sacrificio
El Laurel
(non nommé)
COUVERTURE CENOZOIQUE
COUVERTURE CRETACE
LA FORMATION BAJO GRANDE
COMPLEXE VOLCANIQUE DE BAHIA LAURA
LA FORMATION ROCA BLANCA
INTRUSION LA LEONA
SOCLE

Bibliographie du Chapitre 1 :

Allard, J.O., Foix, N., Bueti, S.A., Sánchez, F.M., Ferreira, M.L. and Atencio, M., 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina): Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group: *Journal of South American Earth Sciences*, **97**, p. 102405, doi: 10.1016/j.jsames.2019.102405.

Archangelsky, S., 1966. Estudio de la Formación Baqueró. Cretácico Inferior de Santa Cruz, Argentina: *Revista del Museo de La Plata*, **5**, p. 63–171.

Bastias Silva, M.J., 2020. The Triassic–Cretaceous Tectonomagmatic History of the Antarctic Peninsula constrained by Geochronology, Thermochronology and Isotope Geochemistry.

Bastias, J., Spikings, R., Riley, T., Ulianov, A., Grunow, A., Chiaradia, M. and Hervé, F., 2021. A revised interpretation of the Chon Aike magmatic province: Active margin origin and implications for the opening of the Weddell Sea: *Lithos*,, p. 106013, doi: 10.1016/j.lithos.2021.106013.

Bastias, J., Spikings, R., Ulianov, A., Riley, T., Burton-Johnson, A., Chiaradia, M., Baumgartner, L., Hervé, F. and Bouvier, A.-S., 2020. The Gondwanan margin in West Antarctica: Insights from Late Triassic magmatism of the Antarctic Peninsula: *Gondwana Research*, **81**, p. 1–20, doi: 10.1016/j.gr.2019.10.018.

Bétard, F., Peulvast, J.P., Rabassa, J. and Aguilera, E.Y., 2014. Meso-Cenozoic Paleotopographies and Paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Argentina). In: *Gondwana Landscapes in southern South America* (Rabassa, J., and Ollier, C., eds.) Springer Netherlands, Dordrecht, p. 477–501.

Burton-Johnson, A. and Riley, T.R., 2015. Autochthonous v. accreted terrane development of continental margins: a revised *in situ* tectonic history of the Antarctic Peninsula: *Journal of the Geological Society*, **172**, p. 822–835, doi: 10.1144/jgs2014-110.

Césari, S.N., Limarino, C.O., Llorens, M., Passalia, M.G., Loinaze, V.P. and Vera, E.I., 2011. High-precision late Aptian Pb/U age for the Punta del Barco Formation (Baqueró Group), Santa Cruz Province, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*,, p. 7.

Channing, A., Zamuner, A.B. and Zúñiga, A., 2007. A new Middle–Late Jurassic flora and hot spring chert deposit from the Deseado Massif, Santa Cruz province, Argentina: *Geological Magazine*, **144**, p. 401–411, doi: 10.1017/S0016756807003263.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. and Belousova, E., 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane: *Geoscience Frontiers*, **4**, p. 37–56, doi: 10.1016/j.gsf.2012.06.003.

Clyde, W.C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., Bralower, T.J., Brinkhuis, H., Comer, E.E., Huber, B.T., Ibanez-Mejia, M., Jicha, B.R., Krause, J.M., Schueth, J.D., Singer, B.S., Raigemborn, M.S., Schmitz, M.D., Sluijs, A. and Zamaloa, M. d. C., 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Rio Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for Cretaceous-Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations: *Geological Society of America Bulletin*, **126**, p. 289–306, doi: 10.1130/B30915.1.

Dantas, C., 2007. Caractérisation du manteau supérieur patagonien: les enclaves ultramafiques et mafiques dans les laves alcalines.

Del Carmen Martínez, M., 2002. Tectonic, magmatic and metamorphic evolution of the Prepermian basement of the northeastern Deseado Massif, Patagonia, Argentina.

Dietrich, A., Gutierrez, R., Nelson, E.P. and Layer, P.W., 2012. Geology of the epithermal Ag–Au Huevos Verdes vein system and San José district, Deseado massif, Patagonia, Argentina: *Mineralium Deposita*, **47**, p. 233–249, doi: 10.1007/s00126-010-0327-2.

Eagles, G. and Scott, B.G.C., 2014. Plate convergence west of Patagonia and the Antarctic Peninsula since 61Ma: *Global and Planetary Change*, **123**, p. 189–198, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.08.002.

Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C. and Lucassen, F., 2017. Early Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data: *Journal of the Geological Society*, **174**, p. 405–421, doi: 10.1144/jgs2016-087.

Elliot, D.H., 2013. The geological and tectonic evolution of the Transantarctic Mountains: a review: *Geological Society, London, Special Publications*, **381**, p. 7–35, doi: 10.1144/SP381.14.

Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. and Haller, M., 1999. 40Ar/39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction: *Earth and Planetary Science Letters*, **172**, p. 83–96, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00190-9.

Fernández, M.L., Mazzoli, S., Zattin, M., Savignano, E., Genge, M.C., Tavani, S., Garrone, A. and Franchini, M., 2020. Structural controls on Jurassic gold mineralization, and Cretaceous-Tertiary exhumation in the foreland of the southern Patagonian Andes: New constraints from La Paloma area, Deseado Massif, Argentina: *Tectonophysics*, **775**, p. 228302, doi: 10.1016/j.tecto.2019.228302.

Folguera, A., Orts, D., Spagnuolo, M., Vera, E.R., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos, M.E. and Ramos, V.A., 2011. A review of late cretaceous to quaternary palaeogeography of the southern andes: tectonics of patagonia in the last 100 Ma: *Biological Journal of the Linnean Society*, **103**, p. 250–268, doi: 10.1111/j.1095-8312.2011.01687.x.

Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F. and de Clarens, P., 2015. Style of rifting and the stages of Pangea breakup: style of rifting and Pangea break-up: *Tectonics*, **34**, p. 1009–1029, doi: 10.1002/2014TC003760.

Fueyo, G.M.D., Gnaedinger, S.C., Diaz, M.A.L. and Carrizo, M.A., 2019. Permineralized conifer-like leaves from the Jurassic of Patagonia (Argentina) and its paleoenvironmental implications: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **91**, doi: 10.1590/0001-3765201920180363.

Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B. and Ramos, V.A., 2015. U–Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia: *Cretaceous Research*, **55**, p. 116–128, doi: 10.1016/j.cretres.2015.02.006.

Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., Cuitiño, J. and Barberón, V., 2016. Growth of the Southern Patagonian Andes (46–53°S) and Their Relation to Subduction Processes. In: *Growth of the Southern Andes* (Folguera, A.,, Naipauer, M.,, Sagripanti, L.,, C. Ghiglione, M.,, Orts, D.L., and Giambiagi, L., eds.) Springer International Publishing, Cham, p. 201–240.

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. and Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, **30**, p. 134–150, doi: 10.1016/j.jsames.2010.09.002.

Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. and Giménez, M., 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin: *Tectonophysics*, **649**, p. 81–99, doi: 10.1016/j.tecto.2015.03.006.

Gianni, G.M., Pesce, A. and Soler, S.R., 2018. Transient plate contraction between two simultaneous slab windows: Insights from Paleogene tectonics of the Patagonian Andes: *Journal of Geodynamics*, **121**, p. 64–75, doi: 10.1016/j.jog.2018.07.008.

Gianni, G.M., Pesce, A., Soler, S.R., García, H.P.A., Sánchez, M.A., Navarrete, C., Echaurren, A., Encinas, A. and Folguera, A., 2019. Along-strike segmentation of the Farallon-Phoenix midocean ridge: Insights from the Paleogene tectonic evolution of the Patagonian Andes between 45° and 46°30′S. In: *Andean Tectonics* Elsevier, p. 651–673.

Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I. and Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction: *Tectonics*, **16**, p. 1–17.

Guido, D.M., Escayola, M.P., de Barrio, R.E., Schalamuk, B.I. and Franz, G., 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia: vinculación con el Grupo Bahía Laura:

Guido, D., Escayola, M., de BARRIO, R., Schalamuk, I. and Onoe, A.T., 2002. Edad y rasgos petrográficos y geoquímicos de cuerpos subvolcánicos asignables a la Formación Cerro León, este del Macizo del Deseado, Santa Cruz: , p. 9.

Guido, D.M., Escayola, M.P. and Schalamuk, I.B., 2004. The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, p. 567–577, doi: 10.1016/j.jsames.2003.10.003.

Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M. and Riquelme, R., 2009. Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics*, **28**, doi: 10.1029/2008TC002324.

Guillaume, B., Moroni, M., Funiciello, F., Martinod, J. and Faccenna, C., 2010. Mantle flow and dynamic topography associated with slab window opening: Insights from laboratory models: *Tectonophysics*, **496**, p. 83–98, doi: 10.1016/j.tecto.2010.10.014.

Gust, D., Biddle, K., Phelps, D. and Uliana, M., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America: *Tectonophysics*, **116**, p. 223–253.

Haller, M.J. and Asociación Geológica Argentina (Eds.), 2002. *Relatorio XV Congreso Geológico Argentino 23 al 26 Abril de 2002, el Calafate: Geologia y recursos naturales de Santa Cruz*: Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.

Homovc, J.F. and Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina: *AAPG Bulletin*, **85**, doi: 10.1306/8626D077-173B-11D7-8645000102C1865D.

Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L.E., Gayone, M.R. and Maloberti, A., 2013. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la provincia silícea chon aike, santa cruz, argentina: , p. 15.

Jenchen, U., 2018. Petrography and geochemistry of the Triassic El Tranquilo Group, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: Implications for provenance and tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, **88**, p. 530–550, doi: 10.1016/j.jsames.2018.09.007.

Jovic, S.M., 2010. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz.

Lovecchio, J.P., Naipauer, M., Cayo, L.E., Rohais, S., Giunta, D., Flores, G., Gerster, R., Bolatti, N.D., Joseph, P., Valencia, V.A. and Ramos, V.A., 2019. Rifting evolution of the Malvinas basin, offshore Argentina: New constrains from zircon U–Pb geochronology and seismic characterization: *Journal of South American Earth Sciences*, **95**, p. 102253, doi: 10.1016/j.jsames.2019.102253.

Lovecchio, J.P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N.D. and Ramos, V.A., 2020. Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: A poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin: *Earth-Science Reviews*, **203**, p. 103138, doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103138.

Luppo, T., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Martínez Dopico, C.I. and Fanning, C.M., 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary: *Journal of South American Earth Sciences*, **82**, p. 346–355, doi: 10.1016/j.jsames.2018.01.003.

Micucci, E., Continanzia, J., Manceda, R. and Gavarrino, A., 2011. Cuenca de San Julián: Síntesis del conocimiento exploratorio—visión actual. In: Instituto Argentino del Petróleo y del Gas Buenos Aires, p. 17–46.

Miller, W., de Wit, M.J., Linol, B. and Armstrong, R., 2016. New Structural Data and U/Pb Dates from the Gamtoos Complex and Lowermost Cape Supergroup of the Eastern Cape Fold Belt, in Support of a Southward Paleo-Subduction Polarity. In: *Origin and Evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin* (Linol, B., and de Wit, M.J., eds.) Springer International Publishing, Cham, p. 35–44.

Moreira, P., Echeveste, H., Fernández, R., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S. and Schalamuk, I., 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold-silver ore in the Deseado Massif, Patagonia, Argentina, based on Manantial Espejo and La Josefina prospects: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, **253**, p. 25–40, doi: 10.1127/0077-7749/2009/0253-0025.

Moreira, P. and Fernández, R.R., 2015. La Josefina Au–Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment: *Ore Geology Reviews*, **67**, p. 297–313, doi: 10.1016/j.oregeorev.2014.12.012.

Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning, C.M. and Schalamuk, I.A., 2013. Detrital zircons U–Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, **47**, p. 32–46, doi: 10.1016/j.jsames.2013.05.010.

Moyen, J.-F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature": *Lithos*, **112**, p. 556–574.

Navarrete, C., Butler, K.L., Hurley, M. and Márquez, M., 2020a. An early Jurassic graben caldera of Chon Aike silicic LIP at the southernmost massif of the world: The Deseado caldera, Patagonia, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, **101**, p. 102626, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102626.

Navarrete, C., Gianni, G., Christiansen, R., Kamerbeek, Y., Periale, S. and Folguera, A., 2019a. Jurassic intraplate contraction of southern Patagonia: The El Tranquilo Anticline area, Deseado Massif: *Journal of South American Earth Sciences*, **94**, p. 102224, doi: 10.1016/j.jsames.2019.102224.

Navarrete, C., Gianni, G., Echaurren, A., Kingler, F.L. and Folguera, A., 2016. Episodic Jurassic to lower Cretaceous intraplate compression in Central Patagonia during Gondwana breakup: *Journal of Geodynamics*, **102**, p. 185–201.

Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M. and Folguera, A., 2019b. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting: *Earth-Science Reviews*, **194**, p. 125–159, doi: 10.1016/j.earscirev.2019.05.002.

Navarrete, C., Gianni, G., Massaferro, G. and Butler, K., 2020b. The fate of the Farallon slab beneath Patagonia and its links to Cenozoic intraplate magmatism, marine transgressions and topographic uplift: *Earth-Science Reviews*, **210**, p. 103379, doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103379.

Navarrete, C., Hurley, M., Butler, K., Liendo, I., Litvak, V. and Folguera, A., 2020c. Jurassic volcanism of the Chon Aike Silicic LIP in the northeastern Deseado Massif: *Journal of South American Earth Sciences*,, p. 102886, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102886.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. and Riley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **81**, p. 113–136, doi: 10.1016/S0377-0273(97)00070-X.

Pankhurst, R.J. and Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia: *Earth and Planetary Science Letters*, **134**, p. 23–36, doi: 10.1016/0012-821X(95)00103-J.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. and Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia: *Earth-Science Reviews*, **76**, p. 235–257, doi: 10.1016/j.earscirev.2006.02.001.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M. and Fanning, C.M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, p. 27–44, doi: 10.1016/S0895-9811(03)00017-8.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. and Kelley, S.P., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana: *Journal of Petrology*, **41**, p. 605–625, doi: 10.1093/petrology/41.5.605.

Paredes, J.M., 2013. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of the Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*,, p. 17.

Paredes, J.M., Aguiar, M., Ansa, A., Giordano, S., Ledesma, M. and Tejada, S., 2018. Inherited discontinuities and fault kinematics of a multiphase, non-colinear extensional setting: Subsurface observations from the South Flank of the Golfo San Jorge basin, Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, **81**, p. 87–107.

Passalia, M.G., 2016. Revised stratigraphic framework of the Cretaceous in the Bajo Grande area (Argentinean Patagonia) inferred from new U-Pb ages and palynology: *Cretaceous Research*,, p. 15.

Peñalva, G., Jovic, S., Chernicoff, C.J., Guido, D.M. and Schalamuk, I., 2008. Cuerpos intrusivos asociados a las mineralizaciones polimetálicas del depósito Cerro León, área del anticlinal El Tranquilo, Santa Cruz: Evidencias Geofísicas: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **63**, p. 14–23.

Rabassa, J., Carignano, C. and Cioccale, M., 2014. A General Overview of Gondwana Landscapes in Argentina. In: *Gondwana Landscapes in southern South America* (Rabassa, J., and Ollier, C., eds.) Springer Netherlands, Dordrecht, p. 201–245.

Rabassa, J., Carignano, C. and Cioccale, M., 2010. Gondwana paleosurfaces in argentina: an introduction: *São Paulo*, **29**, p. 28.

Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* Geological Society of America.

Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, **26**, p. 235–251, doi: 10.1016/j.jsames.2008.06.002.

Ramos, V.A. and Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time: *Geological Society, London, Special Publications*, **327**, p. 31–54, doi: 10.1144/SP327.3.

Ramos, V., Lovecchio, J.P., Naipauer, M. and Pángaro, F., 2020. The collision of patagonia: geological facts and speculative interpretations: *Ameghiniana*,, doi: 10.5710/AMGH.27.05.2020.3352.

Ramos, V.A. and Naipauer, M., 2014. Patagonia: where does it come from? *Journal of Iberian Geology*, **40**, p. 367–379, doi: 10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n2.45304.

Rapela, C. and Pankhurst, R., 1996. plutonism of Patagonia. In: Geological Society of America, p. 193–203.

Reimer, W., Miller, H. and Mehl, H., 1996. Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress fields of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data: *Geological Society, London, Special Publications*, **108**, p. 73–85, doi: 10.1144/GSL.SP.1996.108.01.06.

Riel, N., Jaillard, E., Martelat, J.-E., Guillot, S. and Braun, J., 2018. Permian-Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin: *Journal of South American Earth Sciences*, **81**, p. 78–86, doi: 10.1016/j.jsames.2017.11.007.

Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. and Harris, C., 2001. Origins of Large Volume Rhyolitic Volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by Crustal Melting: *Journal of Petrology*, **42**, p. 1043–1065, doi: 10.1093/petrology/42.6.1043.

Ruiz, R., 2012. Geología y mineralizaciones del sector Sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz [Doctor en Ciencias Naturales]: Universidad Nacional de La Plata.

Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S. and Castro, C.E., 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins: *Journal of South American Earth Sciences*, **63**, p. 48–69, doi: 10.1016/j.jsames.2015.07.005.

Schilling, M.E., Carlson, R.W., Tassara, A., Conceição, R.V., Bertotto, G.W., Vásquez, M., Muñoz, D., Jalowitzki, T., Gervasoni, F. and Morata, D., 2017. The origin of Patagonia revealed by Re-Os systematics of mantle xenoliths: *Precambrian Research*, **294**, p. 15–32, doi: 10.1016/j.precamres.2017.03.008.

Schwartz, T.M. and Graham, S.A., 2015. Stratigraphic architecture of a tide-influenced shelf-edge delta, Upper Cretaceous Dorotea Formation, Magallanes-Austral Basin, Patagonia (G. Hampson, Ed.): *Sedimentology*, **62**, p. 1039–1077, doi: 10.1111/sed.12176.

Seitz, S., Putlitz, B., Baumgartner, L.P. and Bouvier, A.-S., 2018. The role of crustal melting in the formation of rhyolites: Constraints from SIMS oxygen isotope data (Chon Aike Province, Patagonia, Argentina): *American Mineralogist*, **103**, p. 2011–2027, doi: 10.2138/am-2018-6520.

Serrano, L., 2014. Jurassic magmatism in Patagonia, Mauritania and Mali: Examples of silicic and basaltic Large Igneous Provinces.

Sickmann, Z.T., Schwartz, T.M., Malkowski, M.A., Dobbs, S.C. and Graham, S.A., 2019. Interpreting large detrital geochronology data sets in retroarc foreland basins: An example from the Magallanes-Austral Basin, southernmost Patagonia: *Lithosphere*, **11**, p. 620–642, doi: 10.1130/L1060.1.

Somoza, R., Vizán, H. and Taylor, G.K., 2008. Tectonic rotations in the Deseado Massif, southern Patagonia, during the breakup of Western Gondwana: *Tectonophysics*, **460**, p. 178–185, doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.004.

Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Martínez, H., Kleiman, L., Japas, S., Maloberti, A. and Gayone, M.R., 2008. Análisis litofacial y estructural del complejo volcánico Bahía Laura en el área El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **63**, p. 653–664.

Suárez, R.J., Ghiglione, M.C., Calderón, M., Sue, C., Martinod, J., Guillaume, B. and Rojo, D., 2019a. The metamorphic rocks of the Nunatak Viedma in the Southern Patagonian Andes: Provenance sources and implications for the early Mesozoic Patagonia-Antarctic Peninsula connection: *Journal of South American Earth Sciences*, **90**, p. 471–486, doi: 10.1016/j.jsames.2018.12.015.

Suárez, R., González, P.D. and Ghiglione, M.C., 2019b. A review on the tectonic evolution of the Paleozoic-Triassic basins from Patagonia: Record of protracted westward migration of the pre-Jurassic subduction zone: *Journal of South American Earth Sciences*, **95**, p. 102256, doi: 10.1016/j.jsames.2019.102256.

Van der Meer, D.G., Van Hinsbergen, D.J. and Spakman, W., 2018. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity: *Tectonophysics*, **723**, p. 309–448.

Vidal, C.P., Moreira, P., Guido, D.M. and Fanning, C., 2014. Linkages between the southern Patagonia Pre-Permian basements: new insights from detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District: *Geologica Acta: an international earth science journal*, **12**, p. 137–150.

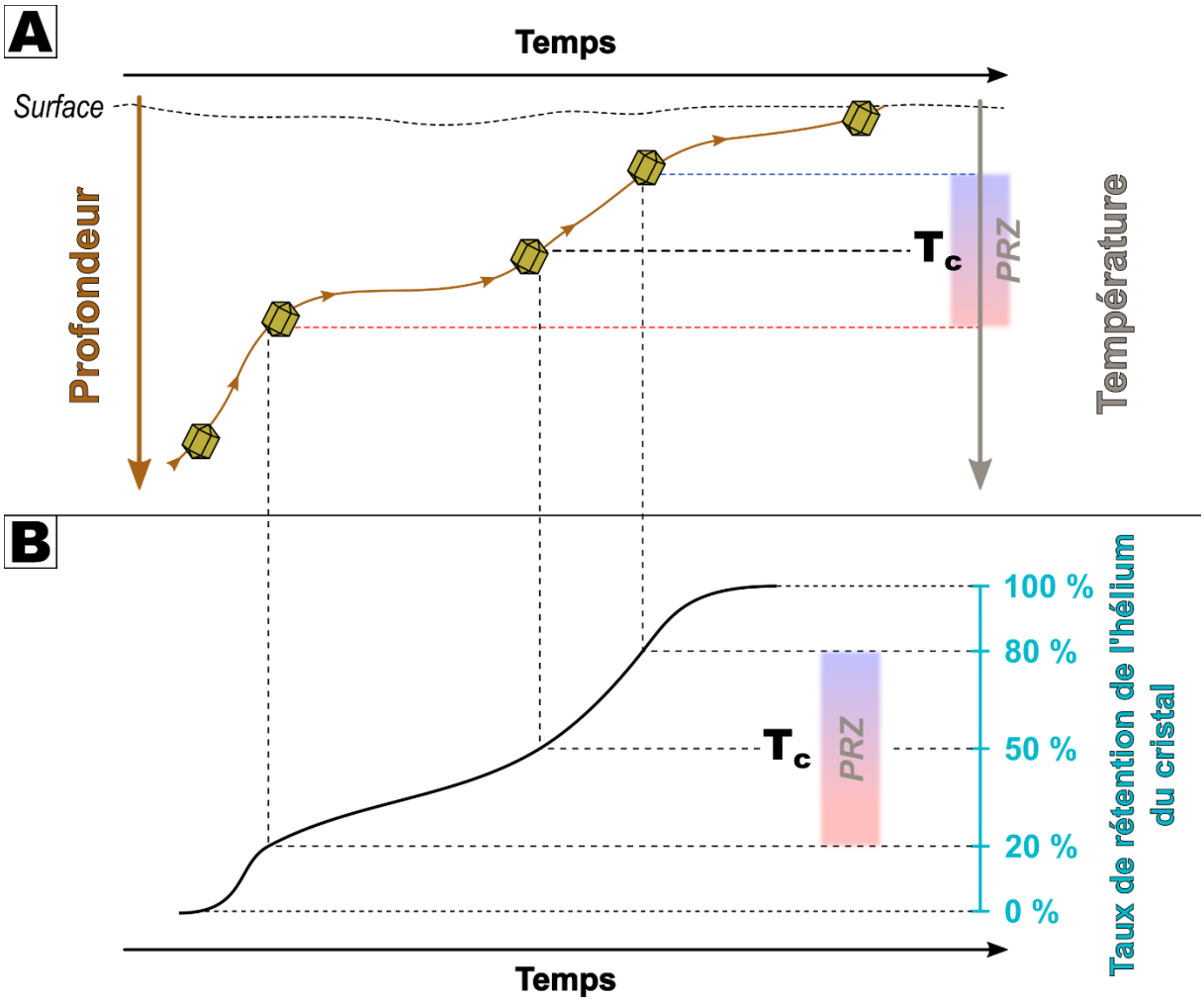


Illustration du Chapitre 2 : schéma de la rétention progressive d'un cristal au cours de son exhumation

A : histoire du cristal en temps, profondeur et température
B : représentation de l'évolution du taux de rétention du cristal au cours du temps
PRZ : Zone de Rétention Partiel
Tc : Température de fermeture

Chapitre 2 : État de l'art et utilisation de la thermochronologie

Introduction :

La thermochronologie est une discipline des Géosciences relativement jeune, elle est apparue durant la seconde moitié du 20e siècle et découle de la géochronologie, apparue, elle, durant la première moitié du 20e siècle. Depuis les années 1990' la thermochronologie a fortement évolué et comprend maintenant deux aspects ou bras différents, complémentaires et interdépendants. Le premier, apparu historiquement, est axé sur la compréhension physique des thermochronomètres et l'interprétation robuste des âges thermochronologiques. Le second, apparu plus récemment, est axé sur l'inversion des données thermochronologiques pour reconstruire l'histoire thermique des roches de la croûte continentale, et ce par l'intermédiaire des modèles de thermochronomètres.

La première partie de ce chapitre commence par introduire les origines de la thermochronologie, soit la découverte et les lois de la radioactivité et de la diffusion. Il présente ensuite les mécanismes à l'origine de la perte d'éléments radiogéniques en fonction de la température : la diffusion de gaz dans des cristaux et la cicatrisation de traces de fission. Cette première partie se conclut avec la définition des outils permettant de classer et comparer les sensibilités thermiques des différents thermochronomètres.

La seconde partie de ce chapitre s'attarde sur le premier aspect de la thermochronologie, et plus spécifiquement sur les méthodes utilisées dans cette étude : les traces de fission sur apatite (AFT) et l'(U-Th)/He sur apatite (AHe) et oxydes de fer et de manganèse (OFe/MnHe). Une attention particulière est portée sur la cinétique de diffusion de l'hélium dans les cristaux d'apatite et dans les minéraux d'oxydes de fer (hématite) et de manganèse.

La troisième partie de ce chapitre porte sur le second aspect de la thermochronologie, soit l'inversion de données thermochronologiques. Est d'abord présentée l'origine de l'inversion de données en thermochronologie, ainsi que les problématiques qui lui sont associées. Puis, est expliqué le processus d'inversion de données par l'intermédiaire du logiciel QTQt.

Table des matières :

Introduction : 129

2.A) Histoire et principes de la thermochronologie 138

2.A - I. Introduction et origine de la thermochronologie 138

2.A - I a) Le phénomène de radioactivité 138

- **La découverte de la radioactivité 138**
- **Les principes et lois de la radioactivité 139**

2.A - I b) Le phénomène de diffusion 141

- **La découverte du phénomène de diffusion 141**
- **Les principes et lois du phénomène de diffusion 142**

2.A - I c) Les géo-thermo-chronomètres 143

- **La géochronologie : les couples radioactifs en système fermé 143**
- **La thermochronologie : les produits radioactifs sensibles à la perte 143**

2.A - II. Principes et méthodes de la thermochronologie 145

2.A - II a) La diffusion de gaz dans des cristaux 145

- **La découverte de la diffusion des gaz dans les cristaux 145**
- **Les principes et lois de la diffusion des gaz dans les cristaux 145**
- **La mesure en laboratoire des paramètres d'Arrhenius 147**
- **Le cristal : le domaine de diffusion 149**

2.A - II b) La cicatrisation des traces de fission dans des cristaux 151

- **La découverte des traces de fission 151**
- **Les principes et lois de la cicatrisation des traces de fission 152**

2.A - II c) Le classement des thermochronomètres : 154

- **Le développement des classements en thermochronologie 154**
- **Les principes et lois de la *Tc* et de la ZRP 155**

2.B) Caractérisation et utilisations des thermochronomètres de cette étude 158

2.B - I. Traces de fission sur apatite 158

2.B - I a) Introduction et histoire des traces de fission dans l'apatite 158

2.B - I b) Production de traces de fission dans l'apatite 158

2.B - I c) Cicatrisation des traces de fission dans l'apatite 159

- **Paramètres influant sur la cinématique de cicatrisation : 159**
- **Modèle de cicatrisation des traces de fission dans l'apatite 160**

2.B - II. (U-Th)/He 163
2.B - II a) Introduction 163
2.B - II b) Principes et lois de la méthode (U-Th)/He 164
• **Production de ^{4}He et calcul de l'âge (U-Th)/He 164**
• **Production des dommages-α et des défauts de recul 167**
• **Éjection de l'hélium et facteur de correction *FT* 168**
2.B - II c) (U-Th)/He sur apatite 170
• **Le cristal d'apatite 170**
• **La spécificité de la diffusion dans l'apatite 171**
• **Les modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite 174**
2.B - II d) Comparaison des modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite 178
• **Valeurs existantes des paramètres de diffusion : 178**
• **Comparaison des paramètres de diffusion : la *Tc* 182**
• **Comparaison des paramètres de diffusion : la ZRP 184**
• **Comparaison des modèles de diffusion : modélisation directe 186**
• **Conclusion sur les modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite 195**
2.B - II e) (U-Th)/He sur oxyde de fer et de manganèse 196
• **Nature des oxydes de fer et de manganèse 196**
• **Spécificité du domaine de diffusion des OFe/Mn 198**
• **Diffusion dans les oxydes de Fe et de Mn 199**
• **Les OFe/Mn en tant que thermochronomètre 205**

2.C) Principes et méthodes d'inversion de données thermochronologiques 210

2.C - I. Introduction à l'inversion de données thermochronologiques 210
2.C - I a) Développement de l'inversion de données thermochronologiques 210
2.C - I b) Vocabulaire de l'inversion de données thermochronologiques 211
• **La modélisation de données thermochronologiques 211**
• **L'inversion de données thermochronologiques 211**
• **Le vocabulaire de la statistique 212**
• **Problématiques de l'inversion de données thermochronologiques 214**
• **Résumé des chalenges de l'inversion de données thermochronologiques 216**
2.C - I c) Logiciels existants 217
• **HeFty 217**
• **QTQt 219**

2.C - II. Inversion de données avec QTQt 222
2.C - II a) Information préalable sur QTQt 222
• **Lexique de QTQt 222**
• **Interface du logiciel QTQt 223**
2.C - II b) Méthode d'inversion de données avec QTQt 226
• **Étape 0 : définition de la zone d'exploration 227**

• **Étape 1 : échantillonnage aléatoire – Burn-in 228**
• **Étape 2 : échantillonnage guidé – Post Burn-in 229**

2.C - II c) Inversion des données OFe/MnHe 234

• **Approche monodomaine 234**
• **Approche pluridomaine 235**

Bibliographie du Chapitre 2 : 236

Table des illustrations :

Figure 2.A - I–1 : représentation de la loi de décroissance radioactive....140
Figure 2.A - I–2 : sensibilités thermiques des différents systèmes radio- et thermo- chronologique utilisés en géoscience....144
Figure 2.A - II–1 : Diagramme d'Arrhenius....148
Figure 2.A - II–2 : calcul par DFT des paramètres de diffusion....149
Figure 2.A - II–3 : schéma de cristaux à mono- et poly- domaines de diffusion....150
Figure 2.A - II–4 : exemple en 2D de la diffusion de l'He dans un réseau cristallin....151
Figure 2.A - II–5 : diagramme d'Arrhenius d'iso-cicatrisation de trace de fission dans les zircons, fonction du temps et de la température....154
Figure 2.A - II–6 : représentation de la T_c et de la PRZ....157
Figure 2.B - I–1 : Formation d'une trace de fission naturelle....159
Figure 2.B - I–2 : modèles de cicatrisation des traces de fission de Ketcham et al. (2007), type « fanning curvilinear », avec les droites d'iso-cicatrisation définissant les différents états d'une trace....161
Figure 2.B - I–3 : illustration de l'Équation 13 et du concept de traces de fission fortement ou faiblement résistance à la cicatrisation....162
Figure 2.B - I–4 : évolution du $rmr0$ en fonction de la concentration en chlore et le D_{par}....163
Figure 2.B - II–1 : Représentation des chaînes de désintégration impliquée dans la production de ^{4}He.....165
Figure 2.B - II–2 : illustration de l'approximation de la production d'hélium dans le calcul de l'âge....166
Figure 2.B - II–3 : morphologies de cristaux d'apatite et de zircon et distance d'arrêt....169
Figure 2.B - II–4 : pourcentage de déplacement des atomes (soit endommagement) par l'accumulation de défauts d'irradiation....172
Figure 2.B - II–5 : évolution de la T_c en fonction de l'endommagement pour les trois modèles, et les données de Shuster et al. (2006) utilisée pour la calibration du modèle de Flowers – 2009....179
Figure 2.B - II–6 : évolution de la Tc en fonction de la taille du domaine de diffusion d'un cristal d'apatite (Rs)....183
Figure 2.B - II–7 : graphique de montrant l'évolution théorique de la Tc en fonction de la taille d'une apatite (Rs) pour les paramètres des modèles de diffusion....183
Figure 2.B - II–8 : graphiques montrant le taux de rétention de l'hélium en fonction de la température pour différents modèles de diffusion....185
Figure 2.B - II–9 : graphiques montrant le taux de rétention de l'hélium en fonction de la température pour le modèle de diffusion de Gerin – 2017, avec différentes valeurs de ΔEa et un endommagement de 0,01%....186
Figure 2.B - II–10 : chemins temps-températures pour comparaison des modèles de diffusion....188
Figure 2.B - II–11 : résultats de modélisations directes dans le cas d'un refroidissement rapide, pour les modèles de Gautheron – 2009, Flowers – 2009 et Gerin – 2017(30)....189
Figure 2.B - II–12 : résultats de modélisations directes dans le cas d'un refroidissement lent, pour les modèles de Gautheron – 2009, Flowers – 2009 et Gerin – 2017(30) et avec deux valeurs de cinétique de cicatrisation r_{mr0} (0,8 et 0,6)....191

Figure 2.B - II–13 : résultats de modélisations directes dans le cas d'un refroidissement rapide, pour le modèle de Gerin – 2017 pour trois valeurs de ΔEa (30, 50 et 70 kJ.mol^{-1}) 192

Figure 2.B - II–14 : résultats de modélisations directes dans le cas d'un refroidissement lent, pour le modèle de Gerin – 2017 pour trois valeurs de ΔEa (30, 50 et 70 kJ.mol^{-1}), et des $rmr0$ de 0,8 et 0,6 193

Figure 2.B - II–15 : résultats de modélisations forward dans le cas d'un long temps de résidence dans la ZRP, pour : 194

Figure 2.B - II–16 : exemple des différentes morphologies de cristallite dans les hématites, une ligne correspond à l'agrandissement d'un même grain 197

Figure 2.B - II–17 : évolution de la température de fermeture d'oxydes de fer (hématite) en fonction de la taille de cristallites 202

Figure 2.B - II–18 : évolution de la température de fermeture d'oxydes de manganèse en fonction de la taille de cristallites, d'après les paramètres de Lippolt et Hautmann (1995) 203

Figure 2.B - II–19 : graphique de la température de fermeture d'oxydes de fer (hématite) et manganèse en fonction de la taille de cristallites 204

Figure 2.B - II–20 : taux de rétention « monodomaine » d'un oxyde de fer (hématite), selon les paramètres de Balout et al. (2017), en fonction de différentes tailles de cristallites 206

Figure 2.B - II–21 : taux de rétention « monodomaine » d'un oxyde de manganèse, selon les paramètres de Lippolt et Hautmann (1995), en fonction des tailles de cristallites 206

Figure 2.B - II–22 : graphique du taux de rétention « monodomaine » d'oxydes de fer (hématite) et de manganèse, en fonction des tailles de cristallites 207

Figure 2.B - II–23 : graphique du taux de rétention polydomaine d'oxyde de fer (hématite) et de manganèse, avec 4 domaines équitablement distribués 209

Figure 2.B - II–24 : graphique du taux de rétention polydomaine d'oxyde de fer (hématite) et de manganèse, avec 4 domaines à proportion variables 209

Figure 2.C - I–1 : analogie d'inversion de données thermochronologiques : construction de la « carte routière » 215

Figure 2.C - I–2 : analogie d'inversion de données : exemple des problématiques rencontrées 215

Figure 2.C - I–3 : interface utilisateur du logiciel HeFty 218

Figure 2.C - I–4 : Interface utilisateur du logiciel QTQt 220

Figure 2.C - II–1 : interface utilisateur de QTQt, contrôle des paramètres d'entrée et de sortie de l'inversion de données 224

Figure 2.C - II–2 : interface utilisateur de QTQt, résultats d'inversion de données 225

Figure 2.C - II–3 : workflow de l'inversion de données avec le logiciel QTQt 226

Figure 2.C - II–4 : représentation de la valeur du likelihood (axes-y) d'un espace statistique 1D (axe x) 227

Figure 2.C - II–5 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 0 228

Figure 2.C - II–6 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 0bis 228

Figure 2.C - II–7 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 1 229

Figure 2.C - II–8 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 2.0 229

Figure 2.C - II–9 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 2.1 230

Figure 2.C - II–10 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 2.2 231

Figure 2.C - II–11 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 2.3 231

Figure 2.C - II–12 : récapitulatif du workflow d'exploration de l'espace statistique de QTQt.....233

Table des Tableaux :

Tableau 2.B - II—1 : distance d'arrêt des particules α dans différent cristaux, d'après Ketcham et al. (2011) _____ **Erreur ! Signet non défini.**

Tableau 2.B - II—2 : tableau résumant les paramètres de diffusion de l'hélium dans l'apatite____ **Erreur ! Signet non défini.**

Tableau 2.B - II—3 : tableau de résumé de différents modèles de diffusion dans l'apatite **Erreur ! Signet non défini.**

Tableau 2.B - II—4 : résumé des différents paramètres de diffusion obtenue pour les oxydes de fer (hématite) _____ **Erreur ! Signet non défini.**

Tableau 2.B - II—5 : résumé des différents paramètres de diffusion dans les oxydes de manganèse _____ **Erreur ! Signet non défini.**

Tableau 2.C - I—1 : vulgarisations des termes utilisé en statistique pour l'inversion de données_ **Erreur ! Signet non défini.**

Table des Équations :

Équation 1 : la radioactivité (Rutherford et Soddy, 1903)..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 2 : constante de désintégration (Rutherford et Soddy, 1903) ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 3 : la diffusion macroscopique (Loi de Fick)..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 4 : loi d'Arrhenius – générale (Arrhenius, 1889) ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 5 : loi d'Arrhenius - la diffusion..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 6 : loi d'Arrhenius - dans les cristaux..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 7 : équations de Fechtig et Kalbitzer (1966), calcul de Da^2 ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 8 : loi d'Arrhenius – cicatrisation des traces de fission..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 9 : taux de cicatrisation des traces de fission ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 10 : calcul de la Tc (Dodson et al., 1973)..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 11 : équations de Fechtig et Kalbitzer (1966), calcul du taux de rétention **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 12 : taux de cicatrisation théorique (Ketcham et al., 2007)..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 13 : calcul du $rmr0$ (Ketcham et al., 2007) ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 14 : calcul de la production de ^{4}He ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 15 : calcul de l'âge (U-TH)/He non corrigé (Damon et Kulp, 1957).. **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 16 : calcul de l'alpha dose associée à la production de ^{4}He (Nasdala et al., 2001)..... **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 17 : calcul de l'endommagement par alpha dose (Nasadala et al., 2001) **Erreur ! Signet non défini.**
Équation 18 : calcul de l'âge (U-Th)/He, corrigé du F_T (Farley et al, 2000).....169
Équation 19 : équation d'Arrhenius modifié avec l'endommagement (Shuster et al. 2006) 173
Équation 20 : calcul de l'uranium équivalent, eU (Gastil et al., 1967).....174
Équation 21 : calcul de l'endommagement-α/r (Flowers et al., 2009) 175
Équation 22 : équation d'Arrhenius modifié avec l'endommagement-α/r (Gautheron et al, 2009).....176
Équation 23 : équation d'Arrhenius modifiée avec l'endommagement-α/r (Gerin et al., 2017).....177

2.A) Histoire et principes de la thermochronologie

La thermochronologie découle directement du développement de la géochronologie, combinée avec les connaissances existantes sur la diffusion. La géochronologie est, pour sa part, apparue à la suite de la découverte de la radioactivité.

Cette première partie commence par rappeler la découverte et les lois fondamentales de la radioactivité et de la diffusion ainsi que leurs implications dans les disciplines de la géo- et thermo-chronologie. Par la suite sont détaillés les principes et lois fondamentales qui permettent de décrire le comportement des thermochronomètres, ainsi que de les classer.

2.A - I. Introduction et origine de la thermochronologie

La radioactivité, ainsi que la diffusion, sont deux phénomènes physiques qui sont à la base des disciplines de la géochronologie et de la thermochronologie. Les paragraphes suivants commencent donc par présenter ces deux phénomènes physiques, avant de donner les définitions précises de la géochronologie et de la thermochronologie.

2.A - I a) Le phénomène de radioactivité

- **La découverte de la radioactivité**

La radioactivité fut découverte lors d'une expérience portant sur les rayons X, menée par H. Becquerel à la fin du 19e siècle (Bécquerel, 1896). Cette expérience a conduit à la découverte de rayonnements de nature inconnue provenant de plusieurs minéraux d'uranium. Dans les années qui suivirent, plusieurs études furent menées pour déterminer la nature de ces rayonnements : en 1903, Rutherford et Soddy décrivirent pour la première fois les lois de décroissance radioactive, posant les bases de la datation par élément radioactif (Rutherford and Soddy, 1903). Durant la même période, le couple P. Curie et M. Skłodowska-Curie d'un côté, et H. Becquerel de l'autre, caractérisèrent la nature des trois rayonnements α, β, γ (lire alpha, bêta et gamma) émis lors des phénomènes de désintégrations radioactives.

Deux décennies plus tard, O. Hahn et F. Strassmann en 1938 découvrent la désintégration par fission spontanée. Cette découverte fut suivie rapidement par une caractérisation du phénomène, en 1939, par Bohr et Wheeler.

- **Les principes et lois de la radioactivité**

i. Principes :

La radioactivité repose sur le phénomène suivant : certains éléments chimiques se trouvent dans un état instable (élément $père$ radioactif), et vont se désintégrer jusqu'à un élément stable (élément $fils$ radiogénique). Ce phénomène, dit de décroissance/désintégration radioactive, suit la loi du même nom selon laquelle : lors d'une transformation de l'élément $père$ vers l'élément $fils$, il est observé l'émission d'un rayonnement énergétique.

Cette réaction se note :

$$père \rightarrow fils + rayonnement$$

Le rayonnement pouvant être un α, un β ou un γ, correspondant à :

- rayonnement α : noyau de ^4He
- rayonnement β^-: un électron
- rayonnement β^+: un positron
- rayonnement γ : un photon

En parallèle, les éléments $père$ possédant une masse atomique supérieure à 230 g.mol^{-1} sont susceptibles d'effectuer une désintégration par « fission spontanée ». Cette transformation se caractérise par la production de deux éléments $fils$, tel que :

$$père \rightarrow fils\ n°1 + fils\ n°2$$

Pour finir, lors de certaines désintégrations radioactives, il est observé l'apparition de manière indirecte d'autres produits de désintégration :

- le rayonnement α étant composé d'un noyau de ^{4}He, lors de sa production l'interaction entre ce noyau et le réseau cristallin du minéral hôte conduit à la formation d'atomes de ^{4}He
- lors d'une désintégration radioactive, le rayonnement α et l'élément fils étant éjectés dans des directions opposées, ceux-ci vont créer des défauts dans le réseau cristallin du minéral hôte (respectivement dit *dommages (ou défauts)* α et *défauts de recul*)
- lors de la désintégration par fission spontanée, les éléments $fils$ étant éjectés dans des directions opposées, ceux-ci produisent un endommagement du réseau cristallin du minéral hôte appelé *trace de fission*

ii. Loi :

La désintégration radioactive naturelle par émission de rayonnement ou par fission spontanée, suit une loi de désintégration/décroissance radioactive établit par Rutherford et Soddy en 1903, tel que :

Équation 1 : la radioactivité (Rutherford et Soddy, 1903)

$$N(t) = N_0 \times \exp(-\lambda t)$$

$N() =$ nombre d'éléments père, à un instant t [quantité]
$N_0 =$ nombre d'éléments père, à l'instant $t = 0$ [quantité]
$\lambda =$ constante de désintégration [temps^{-1}]
$t =$ temps
Avec Lambda donné par la formule suivante :

Équation 2 : constante de désintégration (Rutherford et Soddy, 1903)

$$\lambda = \frac{\ln(2)}{T_{1/2}}$$

$T_{1/2}$ = demi-vie radioactive de l'élément père, correspondant au temps nécessaire à ce que 50% de la concentration de l'élément père initial se soit désintégrée

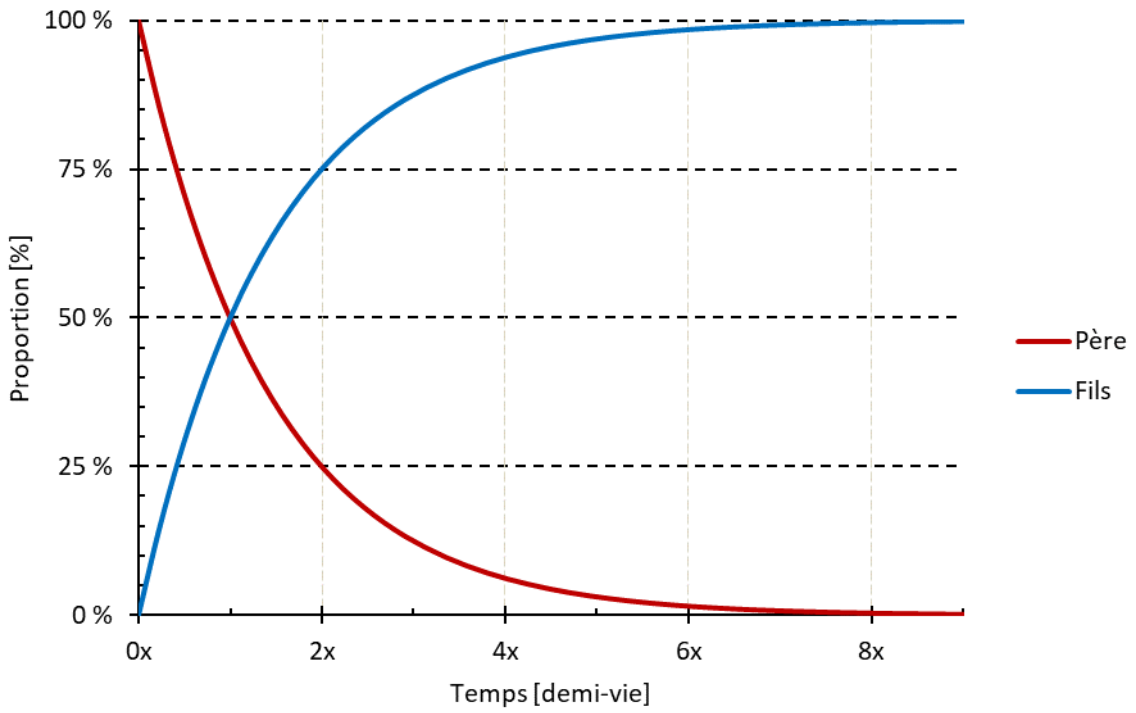


Figure 2.A - I–1 : représentation de la loi de décroissance radioactive

2.A - I b) Le phénomène de diffusion

La loi et les paramètres de la diffusion actuellement utilisés dans le cadre de la thermochronologie se basent sur des équations et paramétrisations établies durant le 19e siècle par A.E. Fick et S.A. Arrhenius. Ces équations ont été établies par des approches expérimentales qui ont été par la suite justifiées et validées par les équations de Stefan-Maxwell ; mais il est intéressant de noter qu'à l'heure actuelle les constantes de ces équations sont toujours principalement issues de l'expérimentation.

- **La découverte du phénomène de diffusion**

Historiquement, le premier concept de la diffusion à avoir été évoqué est aussi l'un des plus complexes : il s'agit du mouvement brownien. Ce mouvement décrit le déplacement aléatoire des particules dans l'espace durant la diffusion ; il fut observé plusieurs fois au cours des temps, mais l'Histoire retint le nom de R. Brown (Brown, 1828). Ce dernier, botaniste, décrivit en 1828 le mouvement chaotique de particules végétales et minérales disposées dans un liquide. La caractérisation physique de ce mouvement, à l'origine du phénomène de diffusion, fut réalisée bien plus tard durant les 19e et 20e siècle avec l'apparition de la mécanique classique.

D'un point de vue physique, les premiers travaux sur la diffusion furent réalisés par A.E. Fick durant le milieu du 19e siècle. Par analogie avec les équations de chaleur de J. Fourier, A.E. Fick décrivit des comportements phénoménologiques de diffusion et de transport d'éléments chimiques et de matière. Ces équations ont permis d'établir la vitesse de diffusion d'une concentration d'éléments dans les trois directions de l'espace en fonction du temps.

À la fin du 19e siècle, S.A. Arrhenius établit une équation pour décrire la dynamique d'une réaction chimique en fonction du temps et de la température. Si cette équation fut établie expérimentalement, S.A. Arrhenius posa l'hypothèse d'une interprétation physique liant la vitesse de la réaction chimique à :

- une énergie d'activation, notée E_a, qui représente l'énergie nécessaire pour effectuer la réaction chimique.
- un facteur pré-exponentiel, noté A, propre à chaque réaction chimique.

Cette relation empirique, établie pour les vitesses de réaction chimique, s'avère être une loi généraliste, décrivant la cinétique de nombreux phénomènes, dont celui de la diffusion. Encore aujourd'hui la loi d'Arrhenius est la plus appropriée pour déterminer les paramètres de diffusion en fonction de la température dans de nombreux cas concrets.

- **Les principes et lois du phénomène de diffusion**

La diffusion au niveau macroscopique est régie par la loi de Fick, notée sous sa forme simplifiée:

Équation 3 : la diffusion macroscopique (Loi de Fick)

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D\left(\frac{\partial C^2}{\partial^2 x} + \frac{\partial C^2}{\partial^2 y} + \frac{\partial C^2}{\partial^2 z}\right)$$

C = concentration [Quantité. Longueur^{-1}]
x, y, z = direction de l'espace dans un repère orthonormé [Longueur]
t = temps [Temps]
D = coefficient de diffusion [Longeur^2.Temps-1)

Cette équation peut être transcrite de la manière suivante : la concentration (d'un élément dans un milieu) au cours du temps va évoluer, en fonction de D, selon la dérivée seconde de la concentration dans les trois directions de l'espace (du milieu). Cette loi implique que la diffusion dépend de : l'environnement dans lequel elle se produit et du coefficient de diffusion propre à cet environnement.

Dans l'application, la cinématique de diffusion prend la forme d'une fonction exponentielle exprimée par la Loi d'Arrhenius. La généralisation de cette loi exprimée par Arrhenius et applicable à de nombreux cas (*id* vitesse de réaction chimique…) se note :

Équation 4 : loi d'Arrhenius – générale (Arrhenius, 1889)

$$k = A \times \exp\left(\frac{-E_a}{RT}\right)$$

k = coefficient de vitesse [Longueur^2.Temps^{-1}]
A = facteur pré exponentiel [Longueur^2.Temps^{-1}]
E_a = Énergie d'activation [Energie.Quantité$^{-1}$]
R = Constante universelle des gaz parfaits [Energie.Quantité$^{-1}$.Température^{-1}]
T = [Température]

Et lorsqu'elle est appliquée à la diffusion en fonction de la température, le coefficient k devient le *coefficient de diffusion* (D) et le facteur A devient le coefficient de diffusion à $T = \infty$, noté D_0, nommé aussi facteur de fréquence. Dans ce cas est obtenue la formule suivante :

Équation 5 : loi d'Arrhenius - la diffusion

$$D(T) = D_0 \times \exp\left(-\frac{E_a}{RT}\right)$$

$D(T)$ = *coefficient de diffusion en fonction de T [cm².s-1]*
D_0 = *coefficient de diffusion à T = ∞ [cm².s-1]*
E_a = *Énergie d'activation [J.mol-1]*
R = *Constante universelle des gaz parfaits [J.mol−1.K−1]*
T = *Température [K]*

2.A - I c) Les géo-thermo-chronomètres

- **La géochronologie : les couples radioactifs en système fermé**

La géochronologie s'intéresse à dater la formation des roches, terrestres ou non. Lorsque cette datation repose sur l'utilisation d'un couple radioactif (*père – fils*), elle prend alors le nom de géochronologie absolue, ou radiochronologie. Dans ce cas, les datations peuvent alors se faire sur une roche totale, ou sur des minéraux spécifiques.

Parmi les nombreux couples radioactifs existants, certains sont plus adaptés à la datation des roches au regard de leurs abondances naturelles et de leurs durées de demi-vies. Il existe par exemple les couples rubidium → strontium, samarium → néodyme, uranium → plomb… De manière équivalente, les datations absolues peuvent être réalisées sur plusieurs types de minéraux, dont le choix dépend de leur abondance et de leur nature.

L'objectif de la géochronologie absolue étant d'obtenir des âges de formation, il est nécessaire d'utiliser des systèmes (couples radioactifs et minéraux) dits *clos*. Ce qui signifie que les systèmes ne doivent pas enregistrer de perte, ou gain, d'un des deux éléments du couple radioactif impliqué.

- **La thermochronologie : les produits radioactifs sensibles à la perte**

La discipline de la thermochronologie consiste à tracer le refroidissement des roches terrestres, sur des gammes de température allant de la cristallisation des roches (>800°C) à la surface (< 40°C). Cette approche est uniquement appliquée à des minéraux et permet non plus de dater leur formation, mais de dater le passage de ceux-ci à différentes températures.

La thermochronologie, comme la géochronologie absolue, est basée sur des chronomètres radioactifs ; mais là où la seconde s'intéresse à des systèmes *clos*, la thermochronologie utilise des systèmes thermosensibles. Pour ce faire, il est nécessaire d'utiliser des systèmes comprenant des produits de désintégration susceptibles d'être perdus avec la température ; l'élément produit sera alors perdu en fonction de la température. Il existe deux types de phénomènes pouvant entrainer cette perte : la diffusion, influençant tous les éléments fils (ex : Pb…) mais essentiellement les gaz (ex : Ar, He…) , et la cicatrisation influençant les défauts (ex. : traces de fission, défauts α…)

i. La perte de produit de désintégration par diffusion des éléments fils

Le phénomène diffusion affecte, avec une intensité variable, tous les éléments $fils$ et peut conduire à leur sortie du système dans lequel ils ont été générés (ex : un minéral). La sensibilité d'un élément à la diffusion est contrôlée par sa nature : d'un côté les gaz parfaits ont une bien plus grande facilité à diffuser que les autres éléments, et de l'autre, un élément plus léger aura plus de facilité à diffuser qu'un élément plus lourd.

Une fois ce constat effectué, tous les géochronomètres sont donc thermosensibles, car tous les éléments peuvent diffuser, toutefois, la notion de thermochronomètre n'est appliquée qu'aux couples affectés par des températures significativement inférieures aux températures de cristallisation des minéraux. Pour exemple, l'élément fils du système uranium – plomb sur zircon diffuse à des températures entre 750°-850°C ; or, la formation des roches plutoniques se faisant entre 600°C et 800°C, l'U/Pb sur zircon est donc un géochronomètre (et non un thermochronomètre).

Les gaz rares étant les plus sensibles à la diffusion (c.-à-d. diffusent à basse température), les couples radioactifs les plus adaptés à leur utilisation comme thermochronomètre sont ceux possédant des gaz rares en produit de désintégration (ex. : argon, hélium, néon…)

ii. La perte de produit de désintégration par cicatrisation des défauts

Le phénomène de cicatrisation affecte les défauts du réseau cristallin, parfois provoqué par la désintégration radioactive (ex. : trace de fission). Il correspond à un comportement plastique de la maille cristalline assimilable à de la diffusion, conduisant progressivement à la disparition des défauts par le retour d'atomes déplacer à leurs positions initiales. Ce phénomène dépend de la nature du réseau cristallin, ainsi que de la température.

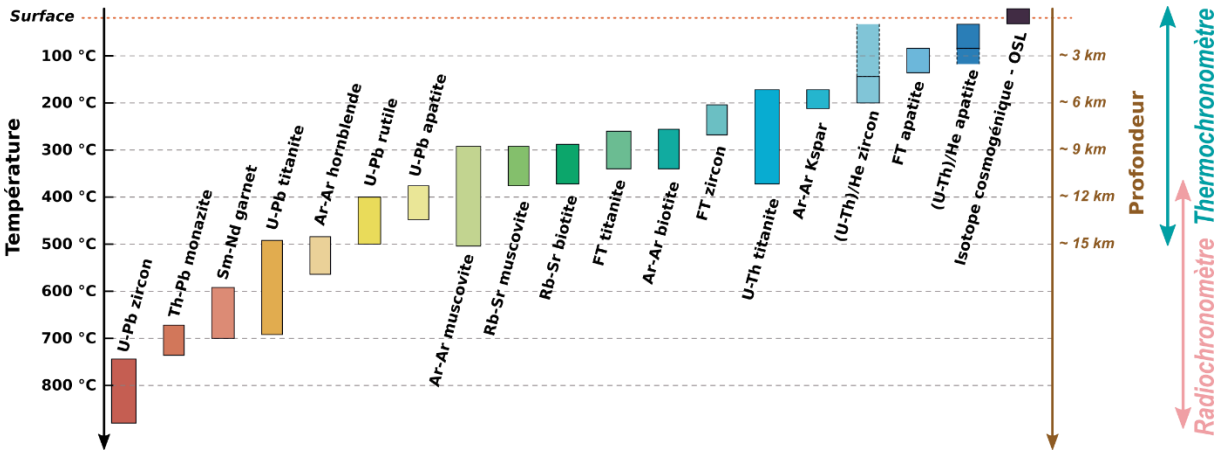


Figure 2.A - I–2 : sensibilités thermiques des différents systèmes radio- et thermo- chronologique utilisés en géoscience
Modifié d'après Ault et al. *(2019)*
FT : Fission Track

2.A - II. Principes et méthodes de la thermochronologie

2.A - II a) La diffusion de gaz dans des cristaux

Plusieurs des chronomètres utilisés en radio- et thermo- chronologie sont basés sur des couples comprenant au moins un élément gazeux. Contraindre la cinématique de diffusion des gaz dans des minéraux, présent sous forme de cristaux, est donc doublement indispensable pour définir le statut de géochronomètre et pour quantifier la sensibilité thermique des thermochronomètres.

- **La découverte de la diffusion des gaz dans les cristaux**

Durant la première moitié du 20e siècle, la découverte de la chaîne de désintégration du $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$, ainsi que celle de la nature du rayonnement α (constitué d'un noyau d'hélium), ont conduit, pendant la seconde partie du 20e siècle (p.ex. Damon and Kulp, 1957; Zeitler *et al.*, 1987; Wernicke and Lippolt, 1993; Lippolt *et al.*, 1995), aux premières tentatives de datation géo-chronologique avec des gaz.

L'objectif de ces travaux fut de caractériser les paramètres de l'équation d'Arrhenius (E_a et A) pour différents systèmes cristallins et différents éléments fils gazeux. Pour ce faire, l'ensemble de ces travaux se sont basés sur ceux de H. Fechtig et S. Kalbitzer en 1966 qui définirent la méthode de caractérisation des paramètres E_a et A dans le cas de cristaux.

H. Fechtig et S. Kalbitzer (1966) décrivent les équations à suivre pour remonter, depuis des données expérimentales, aux paramètres de la loi d'Arrhenius dans le cas de cristaux. Pour ce faire ils conceptualisent le taux de rétention, noté F, qui représente la fraction de gaz conservée dans un système à une température donnée et la lie aux lois d'Arrhenius. Il devient alors possible de déterminer expérimentalement les paramètres :

- E_a, correspondant à l'énergie d'activation du gaz étudié.
- $\frac{D_0}{a^2}$, correspondant au facteur préexponentiel A, et représentant le coefficient de diffusion à une température infinie dans un domaine de diffusion de taille a.

- **Les principes et lois de la diffusion des gaz dans les cristaux**

Pour pouvoir déterminer les valeurs de $E_a$et D_0 expérimentalement, il est nécessaire, dans la majorité des cas, de s'affranchir de la taille du milieu dans lequel la diffusion a lieu (*le domaine de diffusion*), car la diffusion est spatio dépendante (*cf.* Équation 3). Or, dans le cas de la diffusion de gaz dans des cristaux, la connaissance exacte du domaine de diffusion peut

s'avérer difficile, voire impossible, aux vues de la taille des objets considérés souvent inférieure au centimètre (ex : cristaux, grains…).

Pour tenir compte de l'impact de la diffusion dans un volume, la loi d'Arrhenius (Équation 5) doit être modifiée pour y inclure la taille du domaine de diffusion. Pour pouvoir réaliser cette modification, deux hypothèses sont posées :

- le domaine de diffusion est de forme sphérique, de rayon noté a
- le domaine de diffusion est homogène, soit que les paramètres $E_a$et D_0 sont les mêmes en tout point du domaine

La Loi d'Arrhenius prend donc la forme suivante :

Équation 6 : loi d'Arrhenius - dans les cristaux

$$\frac{D(T)}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} \times \exp\left(-\frac{E_a}{RT}\right)$$

a = domaine de diffusion [cm]
$D()$ = coefficient de diffusion [$cm^2.s^{-1}$]
D_0 = coefficient de diffusion à $T = \infty$ [$cm^2.s^{-1}$]
E_a = Énergie d'activation [$J.mol^{-1}$]
R = Constante universelle des gaz parfaits [$J.mol^{-1}.K^{-1}$]
T = Température [K]

Il devient alors possible de déterminer les valeurs de E_a et de $\frac{D_0}{a^2}$ à travers l'utilisation de données expérimentales et du diagramme d'Arrhenius (Figure 2.A - II–1), avec $x = \frac{10^4}{T}$ et $y = \ln\left(\frac{D}{a^2}\right)$.

Pour ce faire, un échantillon est chauffé par palier de temps et température connue, sous ultravide. La fraction de gaz émise durant ces paliers est alors mesurée (noté F), puis liée au $\frac{D}{a^2}$ en utilisant les équations de H. Fechtig et S. Kalbitzer (1966) (Équation 7).

Ces équations présentent une évolution complexe qui nécessite de différencier le calcul de $\frac{D}{a^2}$ selon la fraction de gaz dégazée (Fechtig *et al.*, 1966) :

Équation 7 : équations de Fechtig et Kalbitzer (1966), calcul de $\frac{D}{a^2}$

Moins de 10% de dégazage :

$$\frac{D}{a^2}(F \leq 0.1) = \frac{\pi}{36} \times \frac{F^2}{t} \qquad (a)$$

D = coefficient de diffusion [$cm^2.s^{-1}$]
a = domaine de diffusion [cm]
t = temps [s^{-1}]
F = fraction de rétention du gaz [sans unité]

De 10% à 90% de dégazage :

$$\frac{D}{a^2}(0.1 < F \leq 0.9) = \frac{1}{\pi^2 \times t} \times \left(2\pi - \frac{\pi^2}{3}F - 2\sqrt{1 - \frac{\pi}{3}F}\right) \qquad (b)$$

Plus de 90% de dégazage :

$$\frac{D}{a^2}(0.9 < F) = -\frac{1}{\pi^2 \times t} \times \ln\left(\frac{\pi^2}{6} \times (1 - F)\right) \qquad (c)$$

- **La mesure en laboratoire des paramètres d'Arrhenius**

La détermination des paramètres $\frac{D_0}{a^2}$ et E_a en laboratoire peut être complexe et ne sera pas détaillée ici, toutefois ces paramètres étant discutés plus loin dans ce chapitre, voici une introduction à leurs méthodes de mesure.

i. Approche expérimentale de la diffusion de gaz dans les cristaux :

L'approche expérimentale est celle développée historiquement, c'est la plus utilisée en géosciences, elle correspond à celle décrite précédemment : chauffer un échantillon (ex : cristal, grains…) par paliers de temps et de températures différentes, jusqu'à dégazage complet de l'échantillon. En injectant les résultats dans les formules de H. Fechtig et S. Kalbitzer, il est possible de reconstruire le diagramme d'Arrhenius.

Ce diagramme, Figure 2.A - II–1, permet la visualisation du comportement du domaine de diffusion, ainsi que la détermination graphique des paramètres :

- $\ln\left(\frac{D_0}{a^2}\right)$ = ordonnée à l'origine de la droite de régression
- $-\frac{E_a}{R}$ = pente de la droite de régression (R = constante universelle des gaz parfaits)

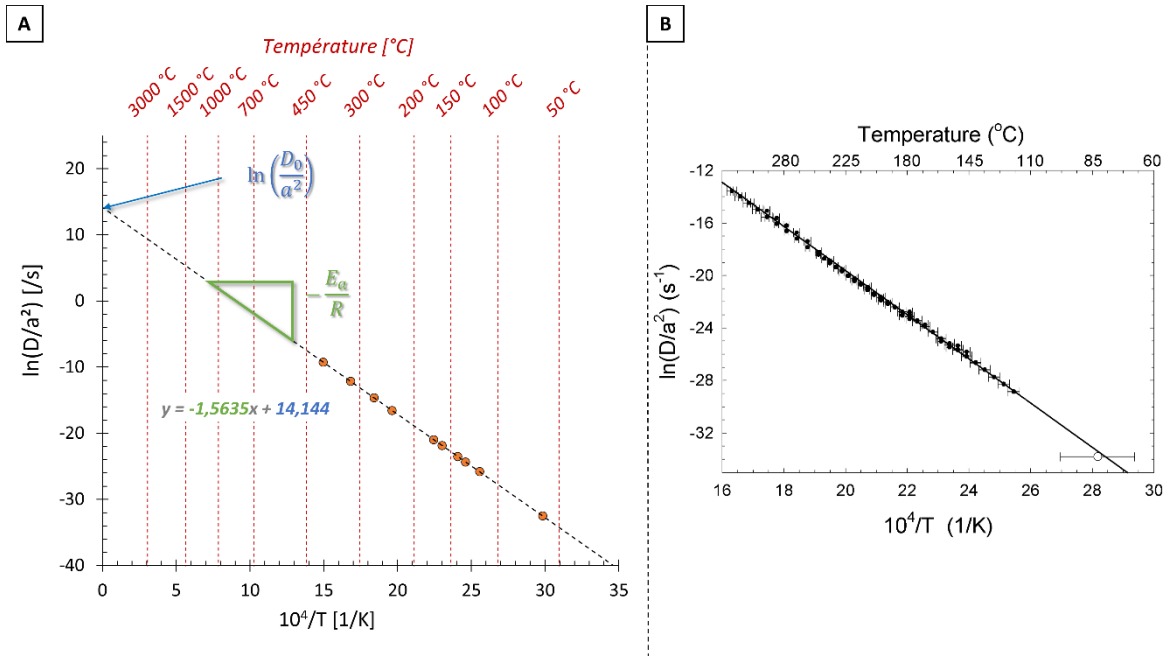


Figure 2.A - II–1 : Diagramme d'Arrhenius
A : exemple de diagramme avec des données théoriques, adapté au cas d'utilisation dans des cristaux (normalisation par le domaine de diffusion, a)
B : exemple de diagramme avec des résultats expérimentaux. Fig. 5 de Farley (2002).

ii. Approche numérique de la diffusion des gaz dans les cristaux :

Les évolutions technologiques des 20 dernières années ont conduit à l'apparition d'une approche numérique (Reich *et al.*, 2007; Cherniak *et al.*, 2009; Bengtson *et al.*, 2012; Djimbi *et al.*, 2015). Celle-ci est basée sur la construction d'une maille cristalline théorique, dans laquelle les énergies des liaisons chimiques sont calculées en résolvant les équations de Schrödinger par la théorie fonctionnelle de la densité (noté DFT, Born and Oppenheimer, 1927). L'utilisation de la DFT permet de calculer les valeurs des paramètres E_a et D_0 dans le cas de cristallin parfait à composition chimique simple.

Pour exemple, Djimbi *et al.* (2015) proposent une estimation des paramètres de diffusion dans l'apatite, et quantifient l'impact de la substitution chimique d'atomes de chlore en lieu et place du fluor. Ce travail a permis de caractériser, dans le cas de cristaux parfaits, les différentes valeurs de E_a (ex. : parallèle à l'axe c…) et de démontrer le faible impact des variations de compositions chimiques sur la diffusion dans l'apatite.

Il faut noter que l'approche quantique, s'effectuant par modélisation informatique, permet de s'affranchir de la taille du domaine de diffusion (a) en utilisant un domaine de diffusion infini.

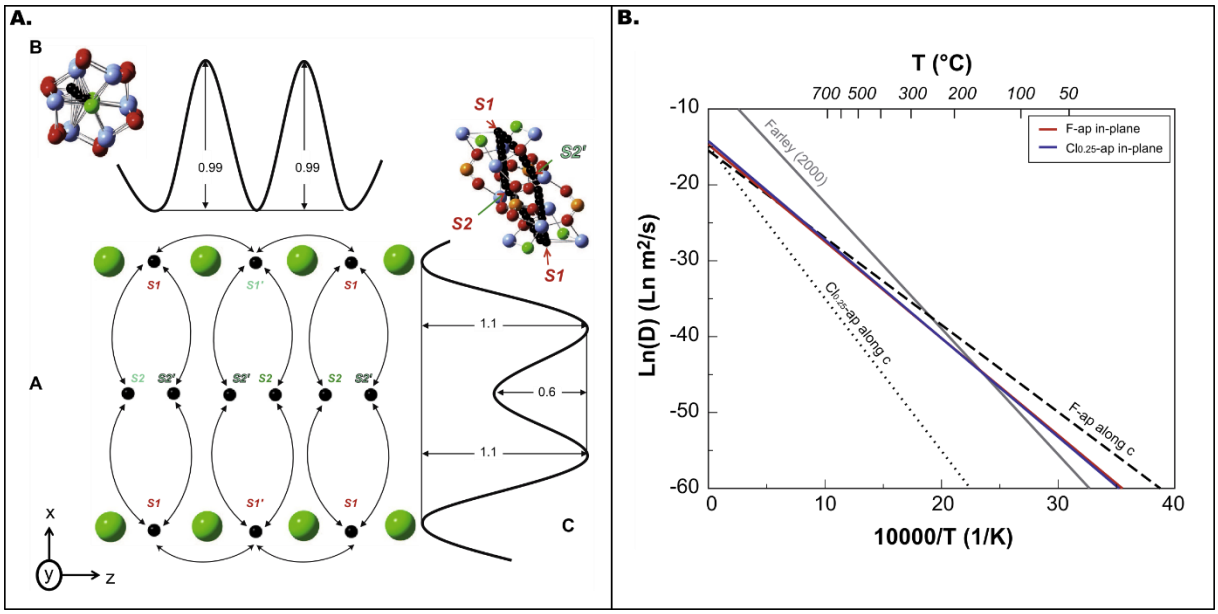


Figure 2.A - II–2 : calcul par DFT des paramètres de diffusion
A = schéma énergétique de diffusion suivant l'axe x et y dans un cristal d'apatite. Djimbi et al. *(2015)*
B = diagramme d'Arrhenius comparant les résultats des calculs DFT Djimbi et al. *(2015) et des données expérimentales de Farley (2000)*

- **Le cristal : le domaine de diffusion**

Dans les géosciences, le domaine de diffusion est assimilé aux cristaux des échantillons analysés et le contrôle de la nature de ces cristaux sur la dynamique de diffusion est multiple. Parmi ces impacts, il existe certaines caractéristiques qui permettent de différencier plusieurs grands cas de diffusion en domaine cristallin.

i. Diffusion mono- ou pluri- domaine :

Un échantillon est le plus souvent composé d'un cristal unique et donc d'un unique domaine de diffusion (ex. : zircon, apatite…). Dans ce cas, les résultats obtenus lors des expériences de diffusion s'alignent dans le diagramme d'Arrhenius de façon « simple ». Cela est interprété comme reflétant la diffusion dans un mono domaine de diffusion (Figure 2.A - II–3, A).

Mais, un échantillon peut aussi être composé de l'empilement de cristaux de petite taille, appelés cristallites, ou posséder une composition chimique variable au sein d'un cristal (ex. : feldspath). Dans ce cas, les résultats obtenus lors des expériences de diffusion ne s'alignent pas dans un diagramme d'Arrhenius (Figure 2.A - II–3, B). Les échantillons sont alors considérés poly- (ou multi-) domaines, signifiant qu'ils sont composés de plusieurs domaines de diffusion, pouvant être homogènes ou non en valeur de E_a, D_0 et en tailles de domaine de diffusion (a).

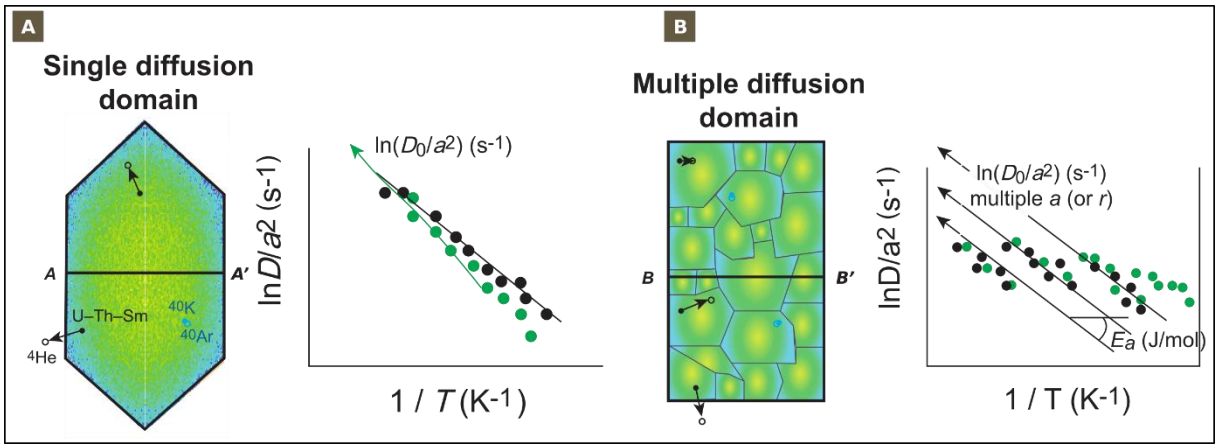


Figure 2.A - II–3 : schéma de cristaux à mono- et poly- domaines de diffusion
A = cristal monodomaine et diagramme d'Arrhenius associé
B = cristal polydomaine et diagramme d'Arrhenius associé
Modifié d'après Gautheron et Zeitler (2020)

ii. Diffusion en milieu connue (parfait) ou évolutif (naturel) :

Dans le cas de cristaux parfaits, théoriques et sans défauts, la diffusion des gaz dans le cristal pourra être isotrope (paramètres de Arrhenius unique, ex. : hématite) ou anisotrope (paramètres de Arrhenius variant selon la direction, ex. : zircon, apatite). Toutefois, dans les deux cas, la diffusion se fera dans un domaine où les paramètres de Arrhenius sont entièrement connus (Figure 2.A - II–4).

Dans le cas de cristaux naturels, la maille cristalline peut être affectée par plusieurs types d'imperfection, appelés défauts. Ces défauts sont de natures variées, avec d'un côté ceux issus de la cristallisation (ex. : des substitutions chimiques, des inclusions fluides et solides, des lacunes, des zonations chimiques…) et de l'autre les défauts acquis au cours du temps (ex. : des défauts irradiation, d'implantation…). Parmi ces derniers, ceux provenant de l'irradiation sont associés à deux phénomènes différents : la fission spontanée (formant les traces de fission) et la décroissance α (formant les défauts de reculs et les dommages-α).

L'ensemble de ces défauts vont alors influencer la diffusion, comme présenté dans la Figure 2.A - II–4, et l'accumulation de ces défauts est regroupée sous la terminologie « endommagement ».

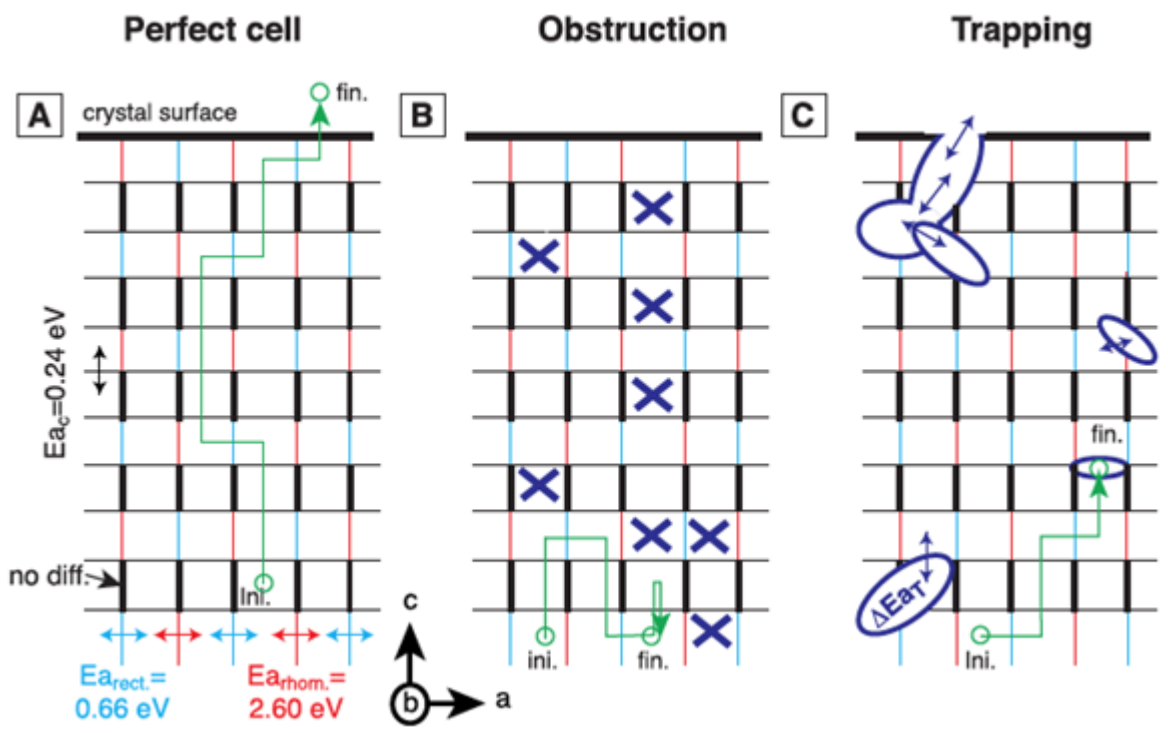


Figure 2.A - II–4 : exemple en 2D de la diffusion de l'He dans un réseau cristallin
A = cas d'une structure cristalline vierge, diffusion isotrope
B = cas d'une structure cristalline contenant des chemins de diffuser obstruer, diffusion anisotrope
C = cas une structure cristalline contenant des défauts de tailles différents, diffusion anisotrope
D'après Gautheron and Zeitler (2020)

2.A - II b) La cicatrisation des traces de fission dans des cristaux

- **La découverte des traces de fission**

La découverte de la désintégration par fission nucléaire fut faite à la fin des années 1930 (1938-1939), et le développement des connaissances dans les années qui suivirent fut étroitement lié au contexte historique de l'époque (développement de la bombe à fission nucléaire). Il fallut attendre la fin de la Seconde Guerre mondiale pour que les études sur la désintégration par fission retournent à des considérations moins stratégiques.

Les premières observations de traces associées à la désintégration par fission dans un cristal ont été réalisées par E.C.H. Sill et R.S. Barnes grâce à un microscope électronique à transmission en 1959. Durant le début des années 1960', plusieurs groupes de recherche, dont ceux de P.B. Price, R.M. Walker et R.L. Fleischer ont développé l'utilisation des traces de fission comme radio- ou thermo- chronomètre. Durant leurs études ils développèrent la méthode de révélation des traces de fission par attaque acide et étudièrent le mécanisme de cicatrisation des traces (Price and Walker, 1963; Fleischer *et al.*, 1975).

Dès la fin des années 1960', les travaux de C.W. Naeser, de G.A. Wagner et de P.K. Zeitler (Tagami and O'Sullivan, 2005 et les références associées) établissent l'utilisation des traces de fission dans les cristaux comme la première méthode thermochronologique. Depuis cette période, la méthode continue de se développer avec une accélération notable durant les années 1990', suite à l'apparition de la mesure des longueurs de traces de fission et des logiciels d'inversion de données (Tagami and O'Sullivan, 2005; Donelick, 2005 et les références associées).

- **Les principes et lois de la cicatrisation des traces de fission**

La cicatrisation des traces de fission, conduisant à un raccourcissement progressif de celles-ci, fut découverte après le début des études sur les traces de fission par Fleischer et ses collaborateurs dans les années 70'. Si les paramètres extérieurs influant sur la dynamique de la cicatrisation ont été rapidement déterminés (température et pression), l'origine exacte et les mécanismes physiques de la cicatrisation eux restent encore indéterminés.

La vitesse de cicatrisation a dans un premier temps été considérée comme régie par une loi assimilable à celle d'Arrhenius (Tagami and O'Sullivan, 2005 et les références associées), selon laquelle le taux de cicatrisation serait fonction du temps et de la température suivant l'Équation 8.

Équation 8 : loi d'Arrhenius – cicatrisation des traces de fission

$$t = A \exp\left(\frac{E_a}{kT}\right)$$

t = [Temps]
A = constante [Longueur^{2}.Temps^{-1}]
E_a = énergie d'activation [Energie.Quantité$^{-1}$]
k = constante de Boltzmann [Energie. Température^{-1}]
T = [Température]

Ce qui permet d'obtenir la loi suivante :

Équation 9 : taux de cicatrisation des traces de fission

$$\frac{dr}{dt} = -\alpha(T) \times r$$

$\frac{dr}{dt}$ = *dérivé de degré de cicatrisation au cours du temps*
r = *degré de cicatrisation,* $r = \frac{longeur\ de\ trace\ de\ fission\ cicatrisée}{longueur\ de\ trace\ de\ fission\ initiale}$
$\alpha(T)$ = *fonction de la température, soit*

$$\alpha(T) = \alpha_0 \exp\left(-\frac{E_a}{kT}\right)$$

α_0 = *constante [mol]*
E_a = *Énergie d'activation [J.mol-1]*
k = *Constante de Boltzmann [J.K-1]*
T = *[K]*

Cette équation (Équation 9) permet de définir dans un diagramme d'Arrhenius des droites d'iso-cicatrisation en fonction du temps et de la température (Figure 2.A - II–5). Par la suite, durant la fin des années 1980', plusieurs études (p.ex. Green, 1988; Green *et al.*, 1989) ont démontré que cette loi ne permettait pas de reproduire les données, elles proposèrent donc une approche de calibration de l'Équation 9 depuis des données expérimentales. Cette approche expérimentale est devenue celle privilégiée pour estimer et pour modéliser le taux de cicatrisation des traces de fission (p.ex. Ketcham *et al.*, 2007).

Pour finir, les nombreuses études qui se sont développées entre les années 1990 et 2010 mirent en évidence les nombreux paramètres pouvant influer sur la cinématique de cicatrisation des traces de fission (Tagami and O'Sullivan, 2005 et les références associées) :

- la dépendance de la cicatrisation à l'orientation des traces dans un cristal
- la dépendance de la cicatrisation à la composition chimique d'un minéral
- la dépendance de la cicatrisation à l'accumulation de dommages d'irradiation
- la dépendance de la révélation des traces à l'attaque acide
- la cicatrisation à température ambiante pour certains minéraux

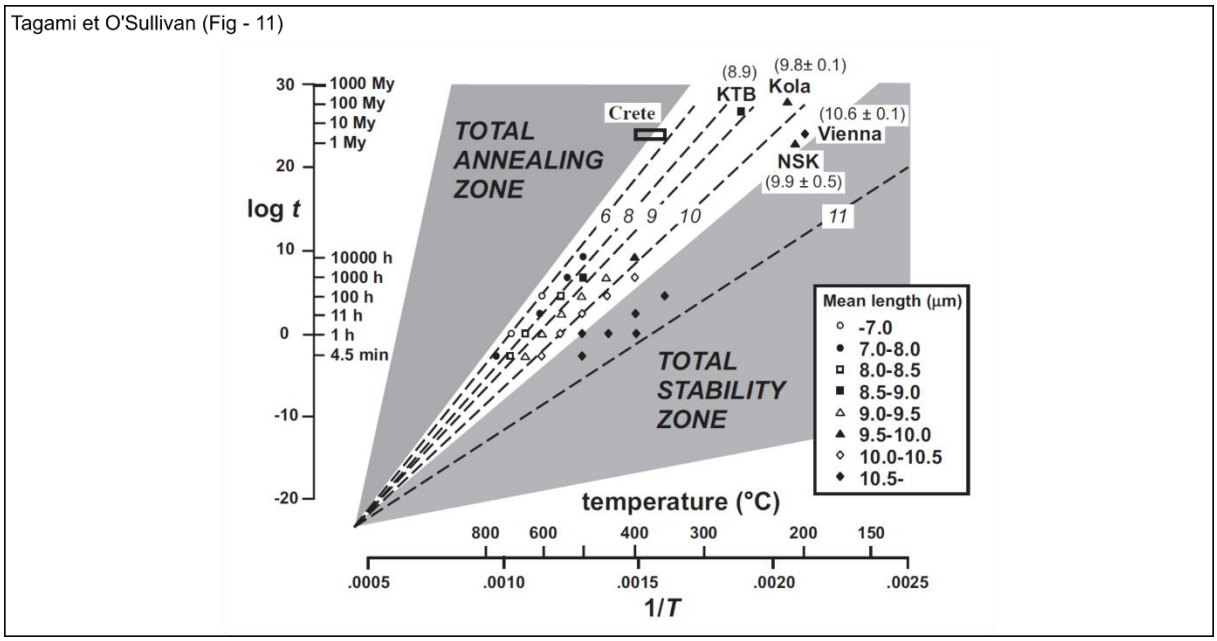


Figure 2.A - II–5 : diagramme d'Arrhenius d'iso-cicatrisation de trace de fission dans les zircons, fonction du temps et de la température

2.A - II c) Le classement des thermochronomètres :

À la suite des travaux de H. Fechtig et S. Kalbitzer en 1966, la notion de thermochronomètre apparaît puis, avec la multiplication progressive de ces outils entre les années 1960' et 1990', est apparue la nécessité de les comparer et les classer en fonction de leur sensibilité thermique.

Les paragraphes suivants présentent donc les concepts de « température de fermeture » et « Zone de Rétention Partielle » utilisés couramment en thermochronologie.

- **Le développement des classements en thermochronologie**

En 1973, M. Dodson fournit une première loi permettant de caractériser la sensibilité thermique des différents thermochronomètres, et ainsi de les comparer entre eux. Cette loi permet le calcul de la température de fermeture d'un système, noté T_c, correspondant à la température à laquelle un système va conserver plus de 50% des produits (gaz ou traces de fission) lors d'un chemin de refroidissement monotonique.

À la fin du 20e siècle, la vision associant à un thermochronomètre une température définit (T_c), et donc un âge à une température définie, évolue et devient insuffisante pour contraindre et comparer l'enregistrement thermique de certains systèmes. En effet, avec la généralisation de la méthode de traces de fission dans les années 1980'-90', apparaît la notion de *Partial Retention Zone*, ou Zone de Rétention Partielle (ZRP). Celle-ci représente l'intervalle de température dans lequel un thermochronomètre ferme progressivement son système.

La ZRP représente alors l'intervalle de température dans lequel un système retient entre 10 et 90% des produits de désintégration (gaz ou trace de fission). Avec cette nouvelle vision, sous-entendant l'intégration d'un intervalle thermique et donc d'une histoire thermique complexe, il devient alors nécessaire de développer la modélisation temps-température, notée $t(T)$. Celle-ci apparait dans le but d'inverser les données et de remonter des chemins thermiques complexes pour améliorer la signification géologique des âges obtenus.

- **Les principes et lois de la T_c et de la ZRP**

La formule de Dodson (1973) pour le calcul de la T_c (Équation 10) dépend de la morphologie du domaine de diffusion, des paramètres intrinsèques à celui-ci, ainsi que du taux de refroidissement.

Équation 10 : calcul de la T_c (Dodson et al., 1973)

$$T_c = \frac{E_a}{R \times \ln\left(A\tau \frac{D_0}{a^2}\right)}$$

T_c = Température de fermeture [°K]
D_0 = coefficient de diffusion à T = ∞[cm².s⁻¹]
a = domaine de diffusion [cm]
E_a = Énergie d'activation [J.mol⁻¹]
R = Constante universelle des gaz parfaits [J.mol⁻¹.K⁻¹]
A = forme du domaine de diffusion : 55 (sphère), 27 (cylindre), 8.7 (dalle)

$$\text{avec } \tau = \frac{R}{E_a \frac{dT^{-1}}{dt}} = \frac{-RT_0^2}{E_a \times \frac{dT}{dt}}$$

T_0 = température à t = 0 (état initial) [K]
$\frac{dT}{dt}$ = évolution de température en fonction du temps [°.s⁻¹], négatif en cas de refroidissement.

Le calcul de la PRZ se base sur les équations de H. Fechtig et S. Kalbitzer, mais cette fois en calculant le taux de rétention, noté τ_R, en fonction de la température.

Équation 11 : équations de Fechtig et Kalbitzer (1966), calcul du taux de rétention

Moins de 10% de dégazage :

$$F\ (B \times t \leq 0.1) = \frac{6}{\pi^{1.5}} \times \sqrt{B \times t} \qquad (a)$$

F = fraction de rétention du gaz [%]
t = temps [s-1]

$$\text{avec } B = \frac{D}{a^2} * \pi^2$$

D = coefficient de diffusion [cm².s-1]
a = domaine de diffusion [cm]

De 10% à 90% de dégazage :

$$F\ (0.1 < B \times t \leq 0.9) = \frac{6}{\pi^{1.5}} \times \sqrt{B \times t} - \frac{3}{\pi^2} \times B \times t \qquad (b)$$

Plus de 90% de dégazage :

$$F\ (0.9 < B \times t) = 1 - \frac{6}{\pi^2} \times \exp(-B \times t) \qquad (c)$$

Et le taux de rétention qui est égal à : $\tau_R = 1 - F$

Ces équations permettent de calculer le taux de rétention en fonction de $\frac{D}{a^2}$. Pour calculer la PRZ véritable, il est alors nécessaire de faire calculer $\frac{D}{a^2}$ (Équation 6) selon le temps et la température d'un chemin thermique. Dans le cas d'un refroidissement monotone (cas simpliste pour démonstration) T peut être remplacé par l'équation suivante :

$$T = T(t) = T_0 + \frac{dT}{dt} \times t \qquad (d)$$

T_0 = *température à t = 0 (état initial) [K]*
$\frac{dT}{dt}$ = *évolution de température en fonction du temps [°.s-1], négatif en cas de refroidissement.*

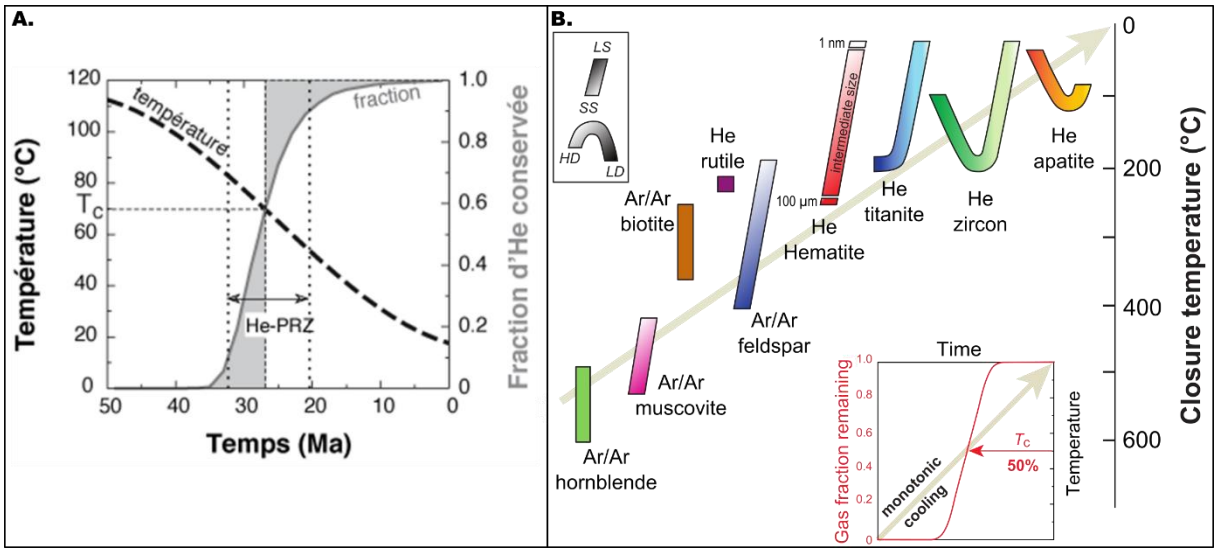


Figure 2.A - II–6 : représentation de la T_c et de la PRZ
A : évolution de la rétention de l'hélium en fonction de la température. D'après Gautheron and Tassan-Got (2010)
B : T_c des différents thermochronomètres. Modifié depuis la Fig. 4 de Gautheron and Zeitler (2020)

2.B) Caractérisation et utilisations des thermochronomètres de cette étude

2.B - I. Traces de fission sur apatite

2.B - I a) Introduction et histoire des traces de fission dans l'apatite

L'étude des traces de fission dans l'apatite étant étroitement liée à l'utilisation des traces de fission en thermochronologie, son histoire renvoie à celle de la découverte des traces de fission déjà décrite.

2.B - I b) Production de traces de fission dans l'apatite

Les atomes possédant une masse suffisante pour se désintégrer par fission spontanée, et que l'on peut retrouver en quantité suffisante dans l'apatite, sont l'^{238}U, l'^{235}U et le ^{232}Th. Aux vues de la demi-vie de fission spontanée de l'^{232}Th (supérieur à $10^{21}\ an$) et de l'abondance de l'^{235}U (0,72% de l'uranium total), seul le ^{238}U est considéré dans cette méthode. La demi-vie de fission spontanée de l'^{238}U est de $\sim 8.2 \times 10^{15}\ an$, par conséquent ce chronomètre permet de s'intéresser à des périodes supérieures aux millions d'années et pour des concentrations de l'ordre du ppm, ce qui est le cas pour l'apatite.

Lors de la fission de l'^{238}U, deux charges positives d'environs 200 MeV sont éjectées dans des directions opposées (Figure 2.B - I–1). À leurs passages, les charges vont ioniser les atomes environnants et former une zone de défauts, correspondant à une trace de fission après révélation. La trace produite va mesurer ~20 µm de long par 2,5 à 5 nm de large, mais un phénomène de cicatrisation rapide raccourcit les traces à une longueur d'équilibre de 16 µm (Tagami and O'Sullivan, 2005; Donelick, 2005 et références inclues).

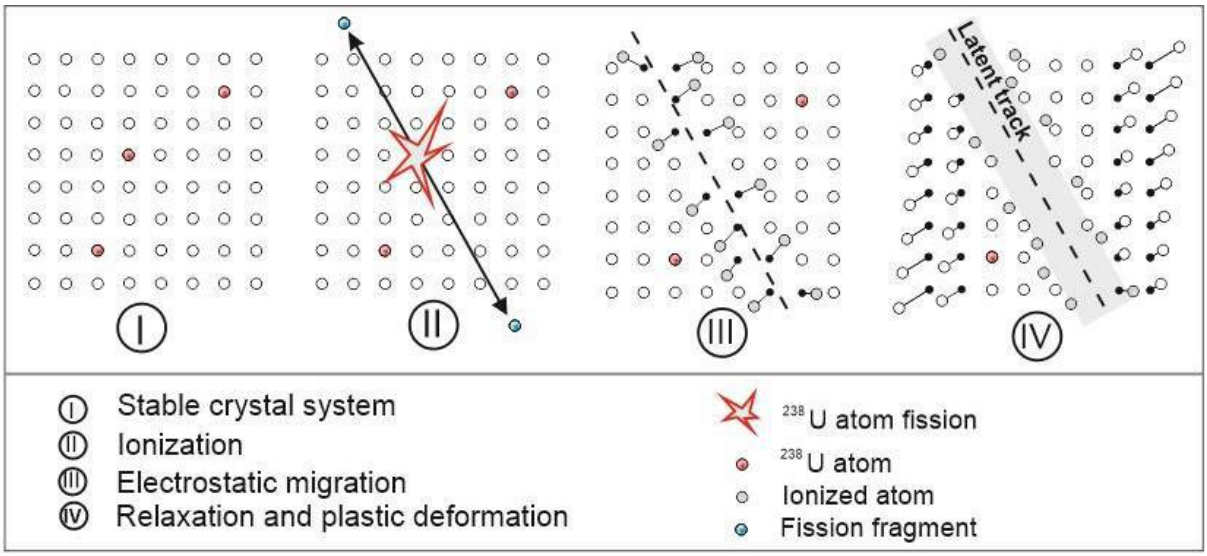


Figure 2.B - I–1 : Formation d'une trace de fission naturelle
D'après Sanchez (2017)

2.B - I c) Cicatrisation des traces de fission dans l'apatite

Les études sur la cinétique de cicatrisation des traces de fission dans l'apatite ont abouti à la caractérisation de plusieurs facteurs contrôlant cette cinétique (Tagami and O'Sullivan, 2005; Donelick, 2005 et références inclues). Les paragraphes suivants résument les différents facteurs contrôlant cette cinétique, ainsi que les paramètres mesurés pour caractériser ces facteurs. Puis, est décrit le modèle de cicatrisation actuellement utilisé par la communauté thermochronologiste.

- **Paramètres influant sur la cinématique de cicatrisation :**

Plusieurs facteurs intrinsèques aux cristaux contrôlent la cinétique de cicatrisation des traces de fission, dans l'apatite. Ces facteurs sont :

- l'orientation des traces parallèles ou perpendiculaires à l'axe *c (associée à l'anisotropie du cristal)*
- la composition chimique de l'apatite

Les paramètres généralement mesurés pour quantifier cette résistance relative sont le D_{par} et la chimie du cristal (REE, Cl, F, …) utilisé pour calculer le D_{par}.

Le Dpar correspond à la largeur moyenne des traces de fission, mesurée parallèlement à l'axe c, à la suite de l'attaque acide qui permet leurs révélations, sa valeur varie entre 1,6 et 5,2 µm (Ketcham *et al.*, 2007). Une valeur de D_{par} inférieure à 1,75 µm indiquerait une apatite sensible à la cicatrisation, alors qu'un D_{par} supérieur à 1,75 µm indiquerait une apatite plus résistante à la cicatrisation, même si cette observation n'est pas systématique (Ketcham *et al.*, 2007). Les

facteurs à l'origine de la variation de D_{par} sont encore mal connus, mais il est observé une corrélation relative avec le ratio F/Ch/(OH).

- **Modèle de cicatrisation des traces de fission dans l'apatite**

Plusieurs modèles de cicatrisation de traces de fission dans les apatites ont été développés durant les années 1990 (Ketcham *et al.*, 2007 et les références associées) ; mais il ne sera présenté ici que celui de Ketcham *et al.* (2007) (noté Ketcham – 2007 plus tard dans le manuscrit). Ainsi, Ketcham *et al.* (2007) proposent un modèle de production et de cicatrisation des traces de fission qui cherche à reproduire le maximum d'observations, et il est, à l'heure actuelle, le plus utilisé dans la communauté.

Ketcham *et al.* (2007) établissent une fonction mathématique, $g(r, \alpha, \beta)$, de taux de cicatrisation (noté r), (construite selon Laslett *et al.* (1987), Figure 2.B - I–2). Ils cherchent ensuite à satisfaire g à la fonction empirique $f(t, T, C_i)$ de taux de cicatrisation suivant le modèle « fanning curvilinear » (Crowley *et al.*, 1991; Ketcham *et al.*, 1999). Pour cela, Ketcham *et al.* (2007) ont appliqué une approche statistique visant à déterminer les meilleures valeurs de α et β pour satisfaire aux données expérimentales disponibles.

Équation 12 : taux de cicatrisation théorique (Ketcham et al., 2007)

$$g(r, \alpha, \beta) = f(t, T, C_i)$$

$$g(r, \alpha, \beta) = \frac{\left(\frac{\left(1 - r^{\beta}\right)}{\beta}\right)^{\alpha} - 1}{\alpha}, et\ si\ \beta = -1\ \ alors\ \ g(r, \alpha) = \left(\frac{1}{r} - 1\right)^{-\alpha}$$

$$f(t, T, C_i) = C_0 + C_1\left(\frac{\ln(t) - C_2}{\ln\left(\frac{1}{T}\right) - C_3}\right)$$

t = temps
T = température
r = taux de cicatrisation ou réduction de longueur de trace, $r = \frac{longeur\ de\ trace\ de\ fission\ cicatrisée}{longueur\ de\ trace\ de\ fission\ initiale} = \frac{l}{l_0}$
l = longueur de trace à t
l_0 = longueur de trace à $t = 0$
$\alpha, \beta, C_0, C_1, C_2, C_3$ = constantes de corrélation

Cette équation permet de prédire le taux de raccourcissement des traces de fission en fonction du temps et de la température. Les résultats de cette équation sont présentés dans la Figure 2.B - I–2, avec différentes courbes d'iso-cicatrisation dans un diagramme d'Arrhenius, suivant plusieurs paramètres.

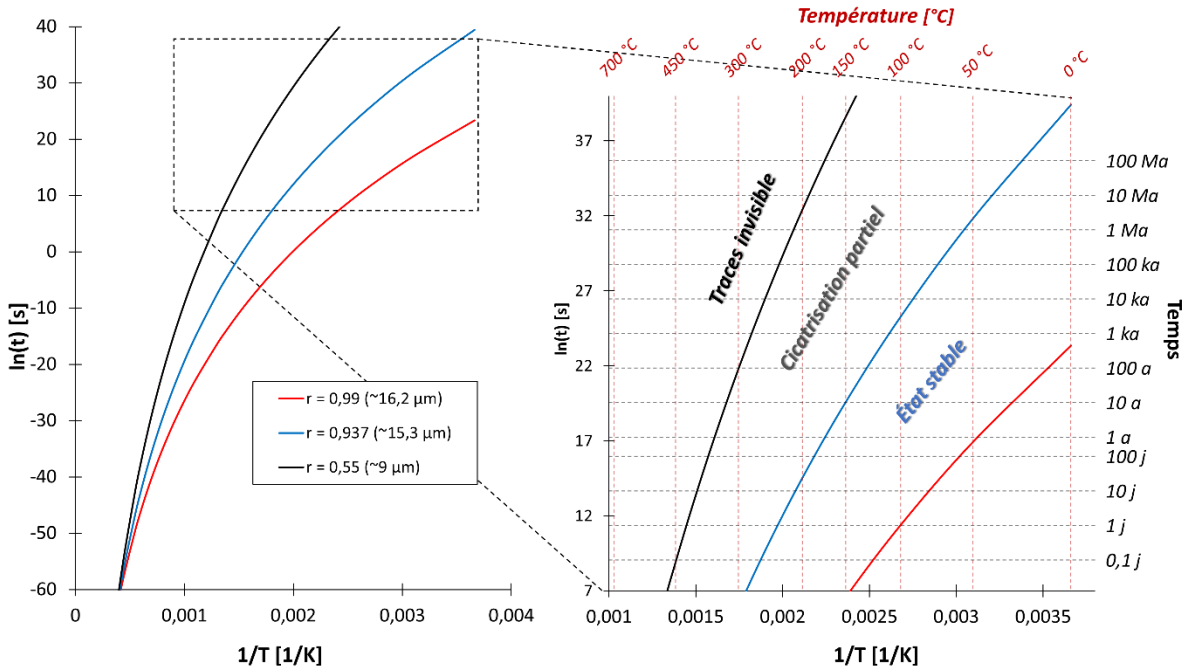


Figure 2.B - I–2 : modèles de cicatrisation des traces de fission de Ketcham et al. *(2007), type « fanning curvilinear », avec les droites d'iso-cicatrisation définissant les différents états d'une trace*

De plus, Ketcham *et al.* (2007) introduisent une variabilité dans la vitesse de cicatrisation des traces de fission. Pour ce faire, les auteurs introduisent plusieurs taux de cicatrisation suivant plusieurs résistances d'apatite :

- r_{lr} : la réduction de longueur de la trace pour les apatites à faibles résistances à la cicatrisation (*less resistance*)
- r_{mr} : la réduction de longueur de la trace pour les apatites à fortes résistances à la cicatrisation (*more resistance*)
- r_{mr0} : la réduction de longueur de la trace pour les apatites à fortes résistances lorsque $r_{lr} = 0$, donc lorsque les traces dans les apatites à faibles résistances ont disparu

Et ils établissent la relation suivante pour la valeur de r (ci-dessous), qui permet le calcul des valeurs r_{lr} et pour des r_{mr} équivalentes, suivant différentes valeurs de r_{mr0} (Figure 2.B - I–3).

Équation 13 : calcul du rmr_0 (Ketcham et al., 2007)

$$r_{lr}\delta_{lr} = \left(\frac{r_{mr}\delta_{mr} - r_{mr0}}{1 - r_{mr0}}\right)^{1.04-r_{mr0}}$$

δ_{lr}, δ_{mr} = *facteurs de correction pour les traces raccourcies, égal à 0.7 – 1.0*

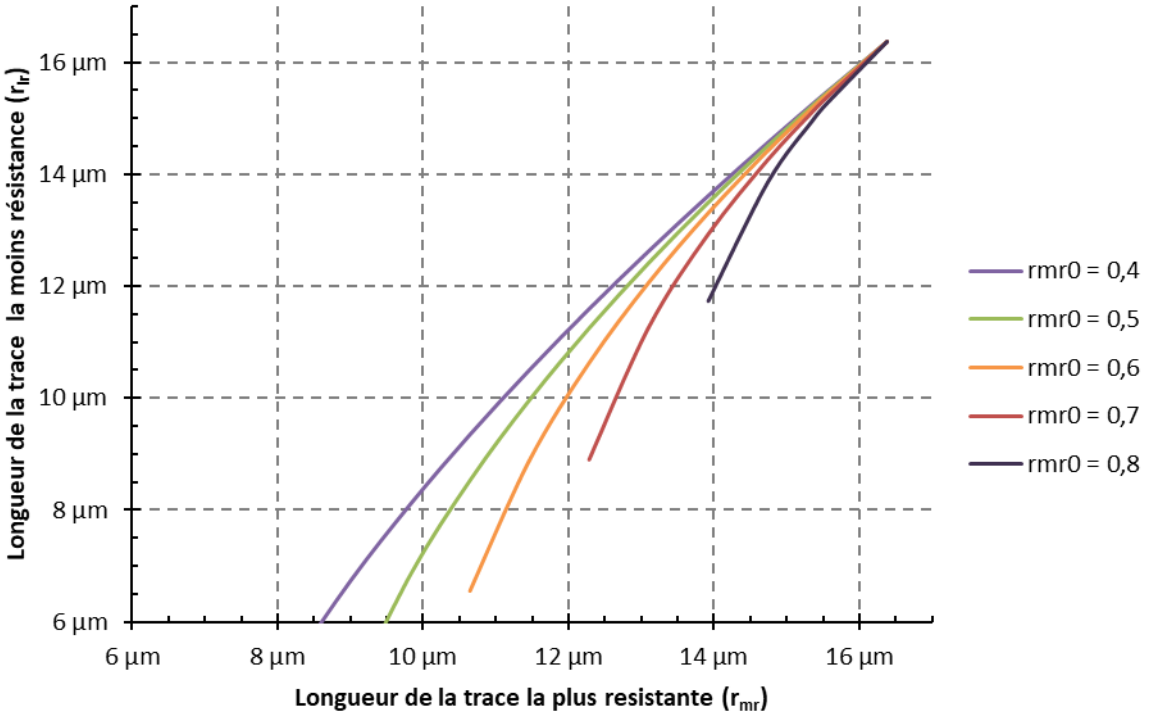


Figure 2.B - I–3 : illustration de l'Équation 13 et du concept de traces de fission fortement ou faiblement résistance à la cicatrisation
Les facteurs de correction (δ_{lr}, δ_{mr}) sont fixées à 1

Cet ajout permet au modèle de Ketcham – 2007 de prendre en compte la variation de cinétique de cicatrisation des apatites, avec le paramètre r_{mr0} variant entre 0,6 et 0,8. La variation du r_{mr0} permet donc de prendre en compte celle observée dans le D_{par}, et Ketcham *et al.* (2007) qui proposent une loi pour calculer cette variation (Figure 2.B - I–4, Ketcham *et al.*, 2007).

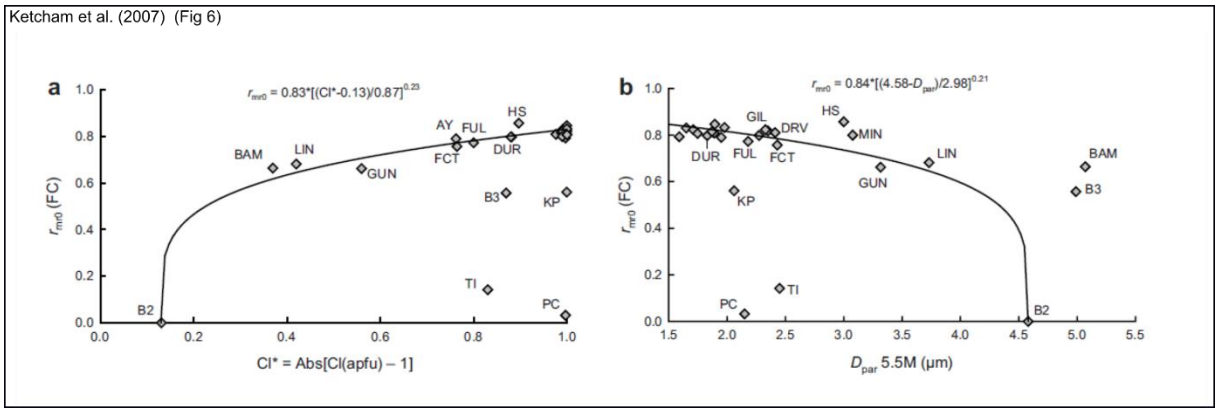


Figure 2.B - I–4 : évolution du rmr_0 en fonction de la concentration en chlore et le D_{par}
D'après Ketcham et al. *(2007)*

2.B - II. (U-Th)/He

2.B - II a) Introduction

En 1903, conjointement à leur découverte de la désintégration radioactive, E. Rutherford et F. Soddy (Rutherford and Soddy, 1903) constatent la production d'hélium dans des minéraux radioactifs. Ce constat les conduit à caractériser la désintégration α comme étant constituée d'un noyau d'hélium. Par la suite, R.J. Strutt reporte en 1905 une corrélation entre le contenu en uranium et en hélium dans des échantillons, proposant ainsi pour la première fois d'exploiter la méthode U/He (Strutt, 1905).

Durant la première moitié du 20e siècle, le développement des technologies permit de multiplier l'exploitation du « couple » radioactif U → He ; mais les âges, trop jeunes au regard d'autres chronomètres radioactifs (ex : K → Ar), conduisirent à l'abandon de la méthode (p.ex. Damon and Kulp, 1957).

Ce n'est qu'à partir des années 1950' qu'un regain d'intérêt conduit à la reprise des études sur le couple U → He. Entre-temps la découverte de la participation du thorium (^{232}Th) dans la production d'hélium, en plus de l'^{235}U et du ^{238}U, fait évoluer le nom de la méthode en (U-Th)/He. Cette reprise s'effectue conjointement avec l'apparition de la méthode des traces de fission, et de nombreux systèmes cristallins vont être testés pour leurs capacités de géochronomètres ou thermochronomètres. Parmi ces systèmes se trouvent pêle-mêle le zircon non metamique (Damon and Kulp, 1957; Damon and Green, 1963), la magnétite (Fanale and Kulp, 1964) et l'aragonite (Fanale and Haeffefx, 1965) qui furent les premières applications les plus prometteuses, d'autres le furent moins (basalte sur roche totale, fossile calcaire, os…). Ce changement de paradigme aboutit à une vision neuve synthétisée par, entre autres, Damon et

Green (1963), qui proposèrent d'utiliser l'(U-Th)/He comme un thermochronomètre et non plus comme un géochronomètre.

Par la suite, ce sont les travaux de Zeitler *et al.* (1987) qui, en proposant une étude de la diffusion de l'He dans une gemme d'apatite centimétrique (Durango), déterminent pour la première fois les paramètres E_a et $\frac{D_0}{a^2}$ d'un cristal. Durant la même période, la participation du samarium (^{147}Sm) à la production de l'hélium fut prise en compte mais, du fait de son apport souvent négligeable, la méthode conserva le nom de (U-Th)/He.

Au début des années 1990, les travaux de H. Lippolt et ses collaborateurs ouvrent la voie à la généralisation de la méthode (U-Th)/He sur apatite, hématite et magnétite (Lippolt and Weigel, 1988; Wernicke and Lippolt, 1993; Lippolt *et al.*, 1993; Wernicke and Lippolt, 1994; Lippolt *et al.*, 1995).

Par la suite et depuis la fin des années 1990, les travaux du groupe de K. Farley ont permis de développer la méthode (U-Th)/He tel qu'on la connaît aujourd'hui mettant en évidence les paramètres affectant le système (U-Th)/He, ainsi que les différentes applications géologiques (p.ex. Farley *et al.*, 1996; Wolf *et al.*, 1996; Farley, 2000; House *et al.*, 2002).

2.B - II b) Principes et lois de la méthode (U-Th)/He

- **Production de ^{4}He et calcul de l'âge (U-Th)/He**

La méthode (U-Th))/He se base sur les chaînes de désintégration des atomes ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{147}Sm en $^{206\text{-}207\text{-}208}$Pb et ^{143}Nd ; qui vont produire respectivement 8, 7, 6 et 1 particules α (et donc d'atomes de ^{4}He) au cours des désintégrations successives (Figure 2.B - II–1).

Les particules α sont émises avec une énergie cinétique importante, entrainant leur éjection avant de ralentir et d'être arrêtées par les interactions électroniques et chocs avec les atomes rencontrés (Zeigler, 1977). Durant l'éjection, une particule α va interagir avec le réseau cristallin et par des réactions d'ionisation, incorporer deux électrons et former un atome de ^{4}He. L'équation régissant la production de ^{4}He au cours du temps s'écrit :

Équation 14 : calcul de la production de ^{4}He

$$[^4He] = \left(8 \times \frac{137.88}{138.88} \times \left(e^{\lambda_{238} \times t} - 1\right) + 7 \times \frac{1}{138.88} \times \left(e^{\lambda_{235} \times t} - 1\right)\right) \times [U] + 6 \times \left(e^{\lambda_{232} \times t} - 1\right) \times [Th] + 1 \times 0.1499 \times \left(e^{\lambda_{147} \times t} - 1\right) \times [Sm]$$

$8, 7, 6$ *et* 1 = *nombre de α émis durant la chaîne de désintégration associée*
$\frac{137.88}{138.88} = 0.9928$ = *rapport d'abondance naturel de l'uranium total vers 238U*
$\frac{1}{138.88} = 0.0072$ = *rapport d'abondance naturel de l'uranium total vers 235U*
0.1499 = *rapport d'abondance naturel du samarium total vers 147Sm*
$[^4He]$ = *concentration de 4He à* t
$[X]$ = *concentration d'un élément à* t_0
t = *Temps [an]*
λ = *lambda de chaque élément [an-1]*

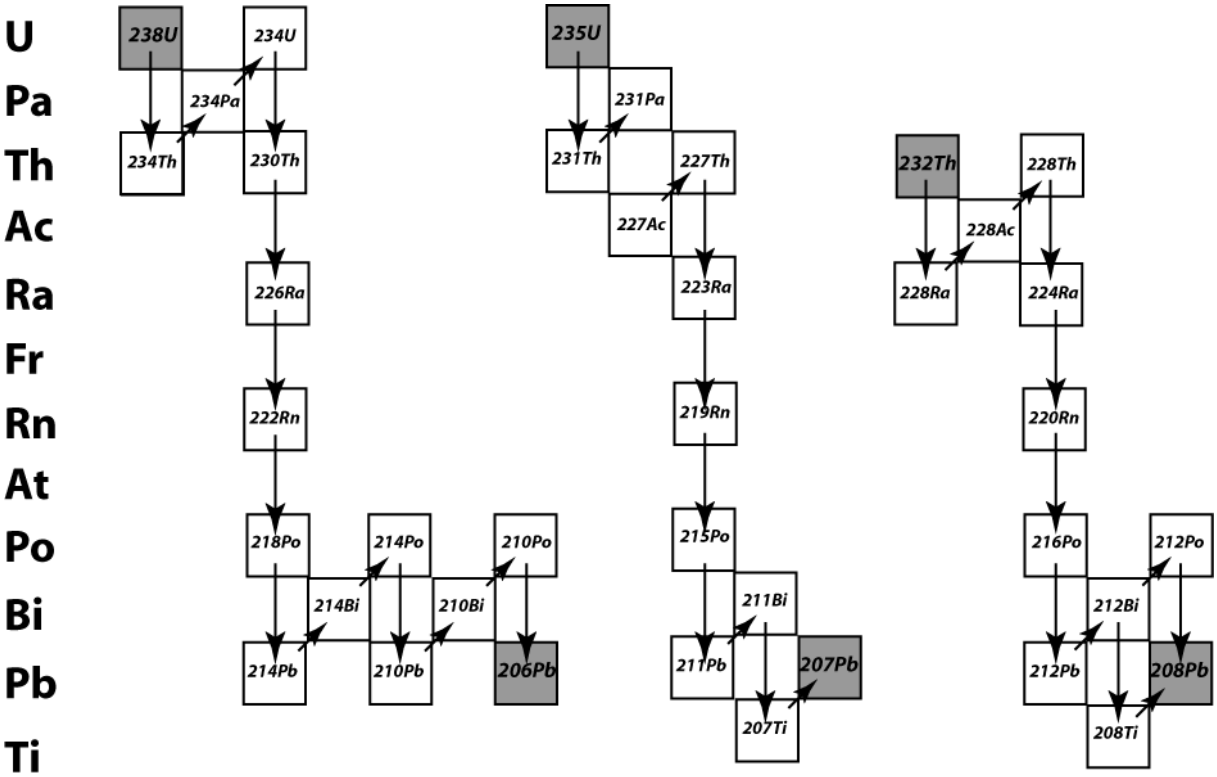


Figure 2.B - II–1 : Représentation des chaînes de désintégration impliquée dans la production de ^4He.

Il est alors possible de calculer l'âge brut, ou *non corrigé*, d'un système thermochronologique en utilisant les concentrations en U, Th et Sm et la formule de la production instantanée (pour 1 an) de ^{4}He (dans laquelle l'approximation $\left(e^{\lambda_X \times t} - 1\right) = \lambda_X$ est faite). La Figure 2.B - II–1 présente l'erreur sur l'âge calculé lors de l'utilisation de cette approximation, ce qui démontre sa fiabilité pour des âges inférieures à ~150-200 Ma.

Équation 15 : calcul de l'âge (U-TH)/He non corrigé (Damon et Kulp, 1957)

$$Age_{nc} = \frac{[He]}{P^*} \qquad (a)$$

Age_{nc} = âge non corrigé du système [Ma]
$[He]$ = concentration d'hélium mesuré [ccSTP]
P^* = production instantanée d'hélium au cours du temps [ccSTP.Ma-1]

$$P^* = \left(\begin{array}{c} \left(8 \times \frac{137.88}{138.88}\lambda_{238} + 7 \times \frac{1}{138.88}\lambda_{235}\right)[U] \\ +6 \times \lambda_{232}[Th] \\ +1 \times 0.1499 \times \lambda_{147}[Sm] \end{array} \right) \times 22414 \qquad (b)$$

8, 7,6 et 1 = nombre de α émis durant la chaîne de désintégration associée
$\frac{137.88}{138.88} = 0.9928$ *= rapport d'abondance naturel de l'uranium total vers 238U*
$\frac{1}{138.88} = 0.0072$ *= rapport d'abondance naturel de l' 285U vers l'235U*
0.1499 *= rapport d'abondance naturel du samarium total vers 147Sm*
$[X]$ = concentration en élément mesuré [g]
λ_X = lambda de chaque isotope [an-1]
22414 = nombre de cm3 de 4He pour 1 moles (à T= 20°C et P = 1 atm)

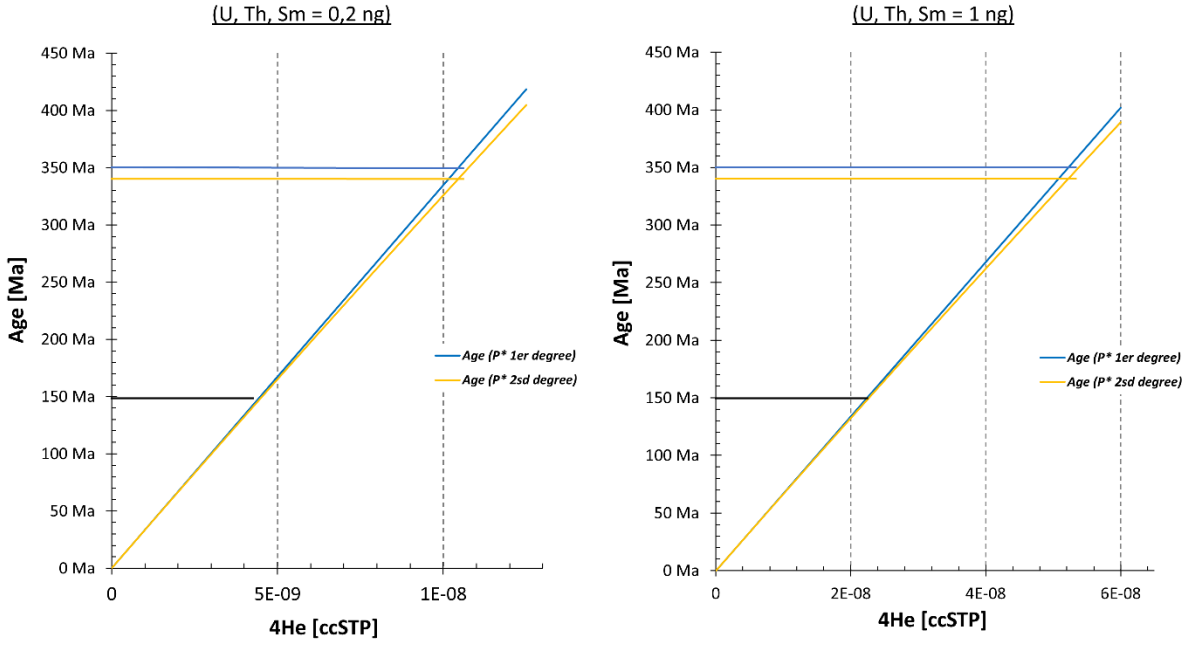


Figure 2.B - II–2 : illustration de l'approximation de la production d'hélium dans le calcul de l'âge
P* 1er degré : *cas où* $\left(e^{\lambda_X \times t} - 1\right) = \lambda_X$
P* 2sd degré *: pas d'approximation*

- **Production des dommages-α et des défauts de recul**

La production de ^{4}He durant les chaînes de désintégration de l'U, du Th et du Sm s'accompagne de celle de noyaux fils. Durant cette désintégration radioactive, les particules α sont éjectées avec une énergie cinétique variable, de l'ordre de la centaine de MeV, et vont entrainer la formation de dommage-α et de défaut de recul (noté dommage-α/r).

L'équation pour calculer le nombre de dommages-α/r produits est similaire à celle pour calculer la production de ^{4}He (Équation 14). De cette équation peut être déduit l'*alpha dose* (ou *dose*), qui représente le nombre de α/r émit pour 1 milligramme de matériel (Équation 16).

Équation 16 : calcul de l'alpha dose associée à la production de ^{4}He (Nasdala et al., 2001)

$$D_\alpha = 8 \times \frac{[^{238}U] \times N_A}{M_{238} \times 10^6} \times \left(e^{\lambda_{238} t} - 1\right)$$
$$+7 \times \frac{[^{235}U] \times N_A}{M_{237} \times 10^6} \times \left(e^{\lambda_{235} t} - 1\right)$$
$$+6 \times \frac{[^{232}Th] \times N_A}{M_{232} \times 10^6} \times \left(e^{\lambda_{232} t} - 1\right)$$
$$+1 \times \frac{[^{147}Sm] \times N_A}{M_{147} \times 10^6} \times \left(e^{\lambda_{147} t} - 1\right)$$

D_α = alpha dose [αg-1]
8, 7, 6 et 1 = nombre de α/r émis durant la chaîne de désintégration associée
$[X]$ = concentration d'un élément [ppm]
N_A = constante d'Avogadro [molecule.mol-1]
M_X = masse atomique d'un élément [g.mol-1]
λ_X = lambda de chaque isotope [an-1]
t = temps depuis le début de l'accumulation de dommage-α/r [an]

En 2001, Nasdala et ses collaborateurs proposent un calcul basé sur l'alpha dose, permettant de remonter aux pourcentages d'endommagement par dommage-α/r, d'un cristal :

Équation 17 : calcul de l'endommagement par alpha dose (Nasadala et al., 2001)

$$EnD_{\alpha/r} = \frac{recoil_{\alpha} \times D_{\alpha} \times M_{mol}}{N_A \times Nb_{mol}} \times 100$$

$EnD_{\alpha/r}$ = endommagement produit par les dommages-α [%]
$recoil_{\alpha}$ = ratio $\frac{dommage-\alpha_{concervé}}{dommage-\alpha_{cicatrisé}}$
D_{α} = alpha dose [α.g-1]
M_{mol} = masse moléculaire d'un cristal [g.mol-1]
Nb_{mol} = nombre d'atomes dans une molécule de cristal [g.mol-1]
N_A = constante d'Avogadro [molecule.mol-1]

- **Éjection de l'hélium et facteur de correction F_T**

Lors de son émission, une particule α parcourt une distance de plusieurs microns, à dizaine de microns. Ainsi les particules α (donc le ^{4}He) produites en bordure du cristal peuvent être éjectées en dehors de celui-ci, entrainant une perte sur les bordures des cristaux. Dans le cas de cristaux de tailles équivalent et/ou inférieur à l'ordre de grandeur de la distance d'arrêt, la perte d'hélium sur les bordures du cristal devient significative. L'impact de cette perte va être dépendant de deux facteurs :

- l'énergie des particules α produites
- le type, la morphologie, la taille et la chimie du cristal contrôlant la distance d'éjection des α

En 1996, Farley *et al.* ont donc établi un facteur de correction, noté F_T, qui permet de corriger l'âge brut, ou non corrigé, de cette perte par éjection des particules α. Dans le but de prendre en compte un maximum de facteurs, le calcul du F_T s'est complexifié au cours de la première décennie 2000', pour finir par être actuellement calculé par une approche de modélisation Monte-Carlo (Ketcham *et al.*, 2011; Gautheron *et al.*, 2012). Les paramètres pris en compte lors des modélisations Monte-Carlo sont :

- l'énergie cinétique
- la distance d'arrêt (fonction de la densité et de la composition chimique du minéral)
- l'habitus du minéral considéré (zircon, apatite, calcite, oxyde…)
- la taille du cristal (x, y et z)
- la morphologie du cristal (absence-présence de pyramide, face cassée…)

Une fois ce facteur mesuré et déduit, il est possible de calculer l'*âge corrigé* suivant la formule :

Équation 18 : calcul de l'âge (U-Th)/He, corrigé du F_T (Farley et al, 2000)

$$Age_c = \frac{Age_{nc}}{F_T}$$

Age_{nc} = *âge non corrigé du système [Ma]*
Age_c = *âge corrigé du système [Ma]*
F_T = *facteur de correction [a-dimension]*

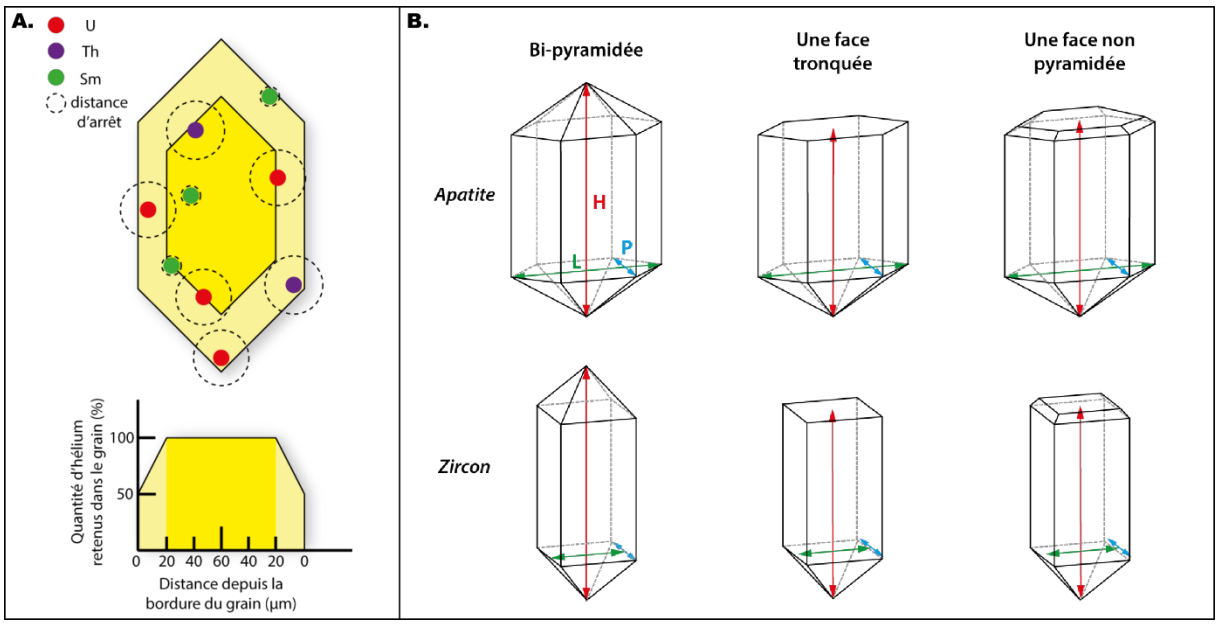


Figure 2.B - II–3 : morphologies de cristaux d'apatite et de zircon et distance d'arrêt
A = représentation schématique d'un cristal suivant l'axe c, et illustration de la zonation en He associée à la perte d'He aux bordures du cristal. Coupe au travers du cristal montrant le profil d'He le long du grain. 20 microns est la distance d'arrêt moyenne de l'hélium dans un cristal d'apatite.
B = morphologie en 3D des cristaux d'apatite et de zircon. Les paramètres mesurés à la loupe binoculaire sont H = hauteur, L : largeur et P : profondeur.
D'après Ahadi (2019)

2.B - II c) (U-Th)/He sur apatite

- **Le cristal d'apatite**

i. Composition et morphologie

L'apatite est un minéral de phosphate de calcium possédant la composition suivante : $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$, où l'atome de fluor peut être substitué par un atome de chlore ou un groupement OH. D'autres substitutions peuvent intervenir à la place des atomes de Ca, tels que les éléments des Terres Rares (REE anglais) jusqu'au pourcent. Pour les cas particuliers des atomes d'U, de Th et de Sm, les concentrations à la suite des substitutions sont de l'ordre du ppm à la centaine de ppm.

L'apatite cristallise suivant un réseau hexagonal allongé suivant l'axe c se terminant par des pyramides plus ou moins développées (Figure 2.B - II–3), et de dureté 5. Ce minéral cristallise principalement dans les roches plutoniques ayant subi un début de différenciation (diorite à granodiorite) ; mais il peut se trouver aussi dans les roches sédimentaires détritiques issues de l'érosion des roches plutoniques. Les cristaux d'apatites peuvent aussi se rencontrer occasionnellement dans des roches à faible et forte différenciations, ainsi que dans des roches d'origine volcanique (faiblement cristallisées).

ii. Distance d'éjection

Les distances d'éjection des particules α dans l'apatite sont bien connues et résumées dans le Tableau 2.B - II—1.

Tableau 2.B - II—1 : distance d'arrêt des particules α dans différent cristaux, d'après Ketcham et al. *(2011)*

		Distance d'arrêt moyenne [µm]			
Minérale	Formule	^{238}U	^{235}U	^{232}Th	^{147}Sm
Apatite	$Ca_5(PO_4)_3F$	18,81	21,80	22,25	5,93
Hématite	Fe_2O_3	13,59	15,72	16,04	4,39
Magnétite	Fe_3O_4	13,97	16,16	16,49	4,51

iii. Autres paramètres impactant les âges (U-Th)/He sur apatite

Les âges (U-Th)/He sur apatite (AHe) peuvent être impactés par des phénomènes tels que :

- les inclusions minérales (riche en U et Th tel que le zircon…) ou fluides (riche en He) au sein d'un cristal d'apatite qui vont impacter le budget de ^4He de l'apatite et l'âge AHe (p.ex. Farley, 2002; McDannell *et al.*, 2018)

- l'implantation d'hélium par les minéraux voisins plus ou moins riches en U et Th (ex. : zircon, titanite, argile…) impactant le budget de ^{4}He dans l'apatite daté (Spiegel *et al.*, 2009; Gautheron *et al.*, 2012; Murray *et al.*, 2014)
- l'altération de l'apatite (ex. : circulation hydrothermale…) affectant le budget en U et Th (p.ex. Milesi *et al.*, 2019)

Ces effets peuvent être non négligeables sur les âges AHe, en modifiant aussi bien le budget de ^{4}He que de l'U, Th et Sm. Ainsi, toute trace d'un de ces phénomènes rend l'exploitation des données impossibles.

- **La spécificité de la diffusion dans l'apatite**

La généralisation de la méthode (U-Th)/He sur apatite date des années 90' ; mais ce sont les travaux menés entre les années 90'-2000' qui ont véritablement développé la compréhension du système, et mis en évidence le rôle de l'endommagement dans le système apatite.

i. Découverte de l'endommagement

Durant les années 1990', plusieurs groupes de recherche (Zeitler *et al.*, 1987; Lippolt *et al.*, 1994; Wolf *et al.*, 1996; Warnock *et al.*, 1997) constatent le fait que, dans une apatite, les paramètres $\frac{D_0}{a^2}$ et E_a sont modifiés lorsque celle-ci est soumise à des températures supérieures à 300°C. En 1999, Farley et ses collaborateurs caractérisent ce changement de valeurs comme irréversible et s'effectuant entrent ~265° et ~410°C. Ils proposent alors que ce comportement soit lié à la cicatrisation de dommages d'irradiation (trace de fission et dommage-α/r), qui changerait les paramètres de diffusion de l'He dans l'apatite.

La Figure 2.B - II–4 présente l'évolution de l'endommagement-α/r pour un cristal d'apatite contenant différentes concentrations en eU. Pour référence la valeur de l'endommagement-α/r de l'apatite de Durango standard (31 Ma, eU= 60 ppm) est donnée. Un taux d'endommagement typique pour les apatites naturelles varie entre 0,01 et 1 %.

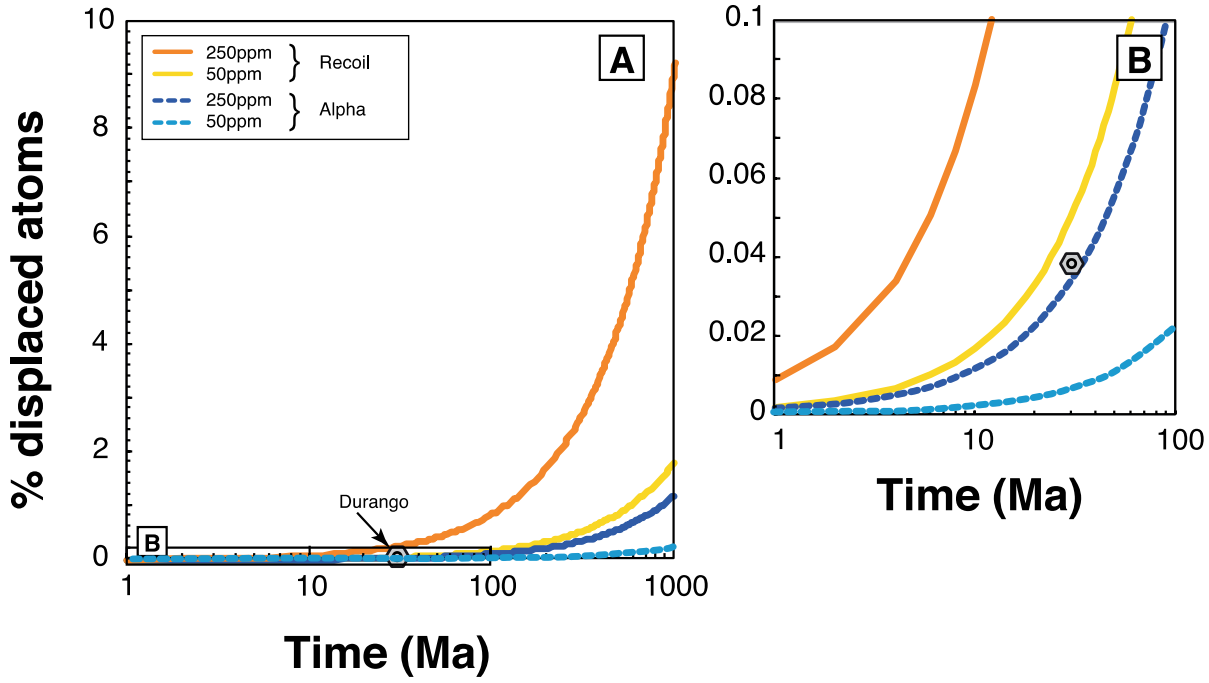


Figure 2.B - II–4 : pourcentage de déplacement des atomes (soit endommagement) par l'accumulation de défauts d'irradiation
D'après les travaux de Gerin et al. *(2017)*

Par la suite, la généralisation de la méthode (U-Th)/He sur apatite, et la multiplication des études l'impliquant, ont fait apparaître un phénomène : le vieillissement des âges AHe *mesurées* comparé à ceux *prédit*s par les modélisations ; ainsi que par rapport au thermochronomètre traces de fission sur apatite (Green *et al.*, 2006 et les références incluses). En 2006, Green et ses collaborateurs montrent une corrélation entre le vieillissement des âges AHe et l'âge des échantillons en traces de fission (AFT). De ce constat, ils proposent que l'endommagent produit par les traces de fission contrôle la diffusion de l'hélium dans l'apatite.

La même année, Shuster *et al.* (2006) proposent que les dommages-α/r agissent comme des pièges et ralentissent la diffusion de l'hélium dans le cristal d'apatite. Cet endommagement-α/r induirait l'augmentation de l'énergie nécessaire à la diffusion de l'hélium (E_a), proportionnellement à la quantité de dommages-α/r dans le réseau cristallin. Ils transcrivent ces observations en des termes physiques, en adaptant la formule d'Arrhenius (Équation 6) pour y inclure l'évolution du paramètre E_a selon la quantité d'endommagements-α/r :

Équation 19 : équation d'Arrhenius modifié avec l'endommagement (Shuster et al. 2006)

$$\frac{D(T, f())}{a^2} = \frac{\frac{D_0}{a^2} \times \exp\left(-\frac{E_a}{RT}\right)}{\left(f(EnD_{\alpha/r}) \times \exp\left(\frac{E_t}{RT}\right)\right) + 1} \qquad (a)$$

a = le domaine de diffusion [cm]
D = coefficient de diffusion [$cm^2.s^{-1}$]
D_0 = coefficient de diffusion à $T = \infty$ [$cm^2.s^{-1}$]
E_a = énergie d'activation [$J.mol^{-1}$]
R = constante universelle des gaz parfaits [$J.mol^{-1}.K^{-1}$]
T = température [K^{-1}]

E_t = différentiel d'énergie d'activation, égal à $E_{endommagement} - E_a$ [$J.mol^{-1}$]
$f(EnD_{\alpha/r})$ = fonction de la mesure de l'endommagement-α/r, ici dépendante de la concentration en ^4He

Dans cette équation ils font apparaître le paramètre E_t, correspondant au delta d'augmentation de l'énergie d'activation, ainsi que la fonction $f(EnD_{\alpha/r})$, qui correspond à l'endommagement-α/r d'un cristal. Cet endommagement étant difficile à déterminer expérimentalement, Shuster *et al.* (2006) proposent d'utiliser la concentration d'hélium comme proxy de celui-ci, et établissent la formule suivante :

$$f(EnD_{\alpha/r}) = (k_0 \times v_{rd}) \qquad (b)$$

k_0 = ratio d'hélium contenu dans les pièges à t=0 [a-dimension]
v_{rd} = fraction du volume endommagé par rapport au volume total [a-dimension]

ii. Proxy de l'endommagement-α/r

Le paramètre communément utilisé pour comparer les données (U-Th)/He entre elles, et intégrer l'endommagement-α/r, est la «concentration en Uranium effective », notée eU. Celle-ci permet, en un seul paramètre, de rapporter le nombre de α/r produit dans un cristal par rapport aux concentrations en éléments et aux périodes radioactives, il se calcule ainsi :

Équation 20 : calcul de l'uranium équivalent, eU (Gastil et al., 1967)

$$eU = [U] + 0.243 \times [Th] + 0.0046 \times [Sm]$$

$[X]$ = *concentration en un élément X [ppm]*
0.243 = *fraction du thorium compris dans la production d'hélium (fonction du nombre de α produits et du rapport des demi-vies de l'^{238}U et ^{232}Th)*
0.0046 = *fraction du samarium compris dans la production d'hélium (fonction du nombre de α produits et du rapport des demi-vies de l'^{238}U et ^{147}Sm)*

iii. Conséquence de l'endommagement sur la diffusion de l'hélium

La découverte de l'impact de l'endommagement (défaut de cristallisation et dommages d'irradiations) sur la diffusion de l'hélium dans l'apatite permet d'expliquer la dispersion des âges AHe *observé*s depuis les années 2000' (Green *et al.*, 2006 et les références inclues). Cette découverte s'est accompagnée du développement depuis les années 2005-2010 d'algorithmes de diffusion de l'hélium dans l'apatite. Ces algorithmes, associés au développement de logiciel d'inversion de données depuis les années 1990', ont permis l'exploitation des données (U-Th)/He sur apatite. Ces dernières années, l'amélioration toujours plus poussée de ces algorithmes a permis d'ouvrir la voie à de nouvelles de recherches, telle que la reconstruction d'histoire thermique basse température sur des périodes toujours plus longues, connue sous le nom de *thermochronologie deep-time* (p.ex. Flowers *et al.*, 2009; DeLucia *et al.*, 2018).

• Les modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite

La complexité à modéliser la diffusion de l'hélium dans les apatites réside dans la quantification de l'impact de l'endommagement sur la diffusion, et les questions qui en découlent sont multiples :

- comment se calcule l'endommagement global (dommage-α/r + traces de fission + défauts naturels) ?
- comment évolue l'endommagement avec la température ?
- comment l'énergie d'activation, $E_a + E_t$, varie avec l'endommagement ?
- quelle est la valeur exacte du E_a (cristal parfait) ?
- quels sont les proxys de l'endommagement à utiliser ?

Pour répondre à ces questions, plusieurs modèles de cinétique de diffusion de l'hélium dans les apatites ont été développés au cours des dernières années ; les spécificités des trois principaux seront présentées ci-après (Flowers *et al.*, 2009; Gautheron *et al.*, 2009; Gerin *et al.*, 2017).

Les modèles de Flowers *et al.* (2009) et Gautheron *et al.* (2009) se basent sur Équation 19 de Shuster *et al.* (2006) et proposent plusieurs approches pour caractériser les valeurs de E_a et E_t et quantifier la fonction d'endommagement, $f(EnD)$. Il faut noter que l'ensemble de ces modèles considère une fonction d'endommagement uniquement liée à la production de dommage-α/r, soit $f(EnD_{\alpha/r})$ et proposent d'utiliser la loi de cicatrisation des traces de fission (Équation 12, Ketcham *et al.*, 2007) pour modéliser la cicatrisation des dommages-α/r. De plus, le modèle de Gautheron et al. (2009), utilise aussi une fonction d'auto-cicatrisation des défauts, similaire à celle de cicatrisation des traces de fission.

i. Modèle de Flowers et al. *(2009)*

Le modèle de Flowers *et al.* (2009) se base sur des données d'expérience de diffusion de Shuster et al. (2006), pour calibrer l'évolution du coefficient de diffusion en fonction l'endommagement-α/r selon une loi cubique. Les valeurs de Ea et de E_t sont donc constantes et ne varient pas avec l'endommagement.

Ils relient l'endommagement-α/r à la concentration des traces de fission dans l'apatite, avec la fonction d'endommagement-α/r égale à :

Équation 21 : calcul de l'endommagement-α/r (Flowers et al., 2009)

$$f(EnD_{\alpha/r}) = e\rho_s(t_1, t_2) \qquad (a)$$

$e\rho_s$ = fonction décrivant l'endommagement en fonction du temps [a-dimension]

Où la fonction $e\rho_s$ est celle établie expérimentalement dans Flowers *et al.* (2009), avec la formulation suivante :

$$e\rho_s(t_1, t_2) = \frac{\lambda_f}{\lambda_D}\, \eta\, L\, \rho_v(t, [U], [Th]) \times \rho_r(t, T) \qquad (b)$$

λ_f = constante de désintégration des traces de fission
λ_D = constante de désintégration totale
η = constante de production de traces de fission [a-dimension]
L = demi-longueur d'une trace de fission à t=0
$\rho_v(\,)$ = quantité volumique de traces de fission [trace.cm^{-3}] produite
$\rho_r(\,)$ = quantité volumique de traces de fission [trace.cm^{-3}] déduite, fonction du r_{mr0}

ii. Modèle de Gautheron et al. *(2009)*

Le modèle de Gautheron *et al.* (2009) se base sur des données AHe obtenues sur des échantillons naturels dont l'histoire thermique a déjà été contrainte par des modélisations de données AFT. Ces données permettent de calibrer une loi linéaire de physique de production

de dommage-α/r et de piégeage de l'hélium. Comme pour le modèle de Flowers - 2009, les valeurs de Ea et de E_t sont constantes et ne varient pas avec l'endommagement.

Les auteurs proposent une modification de l'Équation 6, différente de celle de Shuster *et al.* (2006) (Équation 19), avec un développement conduisant à la notation suivante :

Équation 22 : équation d'Arrhenius modifié avec l'endommagement-α/r (Gautheron et al, 2009)

$$\frac{D(t,T,\tau)}{a^2} = \frac{\frac{D_0}{a^2} \times \exp\left(-\frac{(E_a + E_b)}{RT}\right)}{f(EnD_{\alpha/r})} \qquad (a)$$

D = coefficient de diffusion [cm².s-1]
D_0 = coefficient de diffusion à $T = \infty$[cm².s-1]
E_a = énergie d'activation [J.mol-1]
E_b = différentiel d'énergie d'activation des pièges, égal à $E_b = E_{endommagement} - E_a$ [J.mol-1]
R = constante universelle des gaz parfaits [J.mol-1.K-1]
T = température [K]
$f(EnD_{\alpha/r})$ = fonction proportionnelle au volume de défaut présent [a-dimension]

Où la fonction d'endommagement-α/r est égale à :

$$f\left(EnD_{\alpha/r}\right) = q\,(t,\tau) = c \times [eU] \times t \times h(t,\tau) \qquad (b)$$

c = constante, égale à 3.0×10^{-7} [ppm-1.Ma-1]
$[eU]$ = concentration en uranium effective, égale à $[U] + 0.24[Th]$ [ppm]
t = temps [Ma]
$h(\,)$ = fraction des traces de fission résistantes à la cicatrisation, fonction s'écrivant [a-dimension]

$$h(t) = \frac{1}{t}\int_0^t r_v(\tau) \times d(\tau) \qquad (c)$$

$r_v(\,)$ = fonction de l'évolution de quantité volumique des traces de fission conservées [a-dimension]

iii. Modèle de Gerin et al. *(2017)*

Le modèle de Gerin *et al.* (2017) se base d'une part sur les calculs DFT de Djimbi *et al.* (2015) (approche modélisatrice) qui ont déterminé les paramètres E_a et D_0 pour un cristal d'apatite théorique sans défaut et, d'autre part, sur de nouveaux calculs DFT pour déterminer la valeur de ΔE_a (E_t) pour un défaut ponctuel (dommage-α/r). Gerin *et al.* (2017) utilisent aussi le résultat d'expériences d'implantation et de diffusion de l'He, dans le but de tester l'impact d'endommagement-α/r ponctuel artificiel et de caractériser les valeurs possibles du ΔE_a (E_t). Ces données permettent de calibrer une loi non linéaire de piégeage de l'He, avec une variation du ΔE_a avec l'endommagement-α.

Dans leur modèle, Gerin *et al.* (2017) s'affranchissent de la taille du domaine de diffusion (a) et donnent donc une reformulation de l'Équation 19 indépendante de a :

Équation 23 : équation d'Arrhenius modifiée avec l'endommagement-α/r (Gerin et al., 2017)

$$\widetilde{D}(x,T) = \frac{D(T)}{1 + f\left(EnD_{\alpha/r}\right) \times \exp\left(\frac{\Delta E_a}{RT}\right) \times h} \qquad (a)$$

$\widetilde{D}()$ = coefficient de diffusion altéré [cm².s-1]
$D()$ = coefficient de diffusion, Équation 6 ($D(T) = D_0 \times exp\ (-E_a/RT)\ )$ [cm².s-1]
D_0 = coefficient de diffusion à $T = \infty$ [cm².s-1]
E_a = énergie d'activation pour un cristal sans défauts [J.mol-1]
ΔE_a = différentiel d'énergie d'activation des pièges par rapport à E_a [J.mol-1]
R = constante universelle des gaz parfaits [J.mol-1.K-1]
T = température[K-1]
$f(EnD_{\alpha/r})$ = fonction de calcul de la fraction de dommage (entre 0 et 1) [%]
$h()$ = fraction de résistance à la cicatrisation des dommages (entre 0 et 1) [%]

Ils définissent le facteur d'impact des dommages-α, noté k :

$$k = \exp\left(\frac{\Delta E_a}{RT}\right) \times h \qquad (b)$$

Qui permet de différencier deux configurations physiques possibles :

- $k = 0$, incluant le cas d'un cristal parfait avec un $\exp\left(\frac{\Delta E_a}{RT}\right) = 0$, et d'un cristal avec 100% de cicatrisation des dommages-α/r, et donc $h = 0$
- $k \neq 0$, incluant tous les autres cas intermédiaires

Les conditions d'expérimentation ont permis à Gerin *et al.* (2017) de se placer dans le cas où $h = 1$ (pas de cicatrisation des dommages), et donc dans le cas où k devient égal à $\exp\left(\frac{\Delta E_a}{RT}\right)$. Ces conditions permettent d'estimer précisément les valeurs que prendra $\widetilde{D}(T)$ en fonction du pourcentage d'endommagement et de $k = \exp\left(\frac{\Delta E_a}{RT}\right)$. Ces résultats sont ensuite comparés aux données expérimentales, liant des valeurs de $\frac{D_0}{a^2}$ au pourcentage d'endommagement connu.

Cette étude propose que le paramètre ΔE_a varie entre des valeurs de 30 et >50 kJ.mol^{-1}. La même année, Recanati *et al.* (2017) proposent que la valeur maximale du ΔE_asoit de ~70 kJ/mol^{-1} basée sur la différence de l'énergie d'insertion et d'activation de Djimbi *et al.* (2015). Dans le modèle de Gerin – 2017 la variation du ΔE_a avec l'endommagement alpha n'est pas calibré et les auteurs proposent que cette variation du ΔE_a soit liée à la différence de typologie des défauts avec la dose. À faible endommagement, les dommages créés seraient ponctuels et l'énergie de piégeage associée serait relativement faible ($\Delta E_a = 30\ kJ/mol$) ; alors qu'à fort

endommagement, ceux-ci vont se recouper (Ketcham *et al.*, 2013) et former des dommages plus larges en taille piégeant l'hélium avec une énergie plus importante ($\Delta E_a > 30\ kJ/mol$).

2.B - II d) Comparaison des modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite

Après l'aspect théorique de la section précédente, cette section résume les différences existantes entre les modèles décrits précédemment.

- **Valeurs existantes des paramètres de diffusion :**

Les trois modèles de Flowers – 2009, Gautheron – 2009 et Gerin – 2017 s'appuient sur des valeurs différentes pour les constantes D_0, E_a et du paramètre ΔE_a, ainsi que des paramètres intrinsèques au modèle pour le calcul de $f(EnD_\alpha)$. L'ensemble des valeurs utilisées dans ces modèles, sont résumées dans le Tableau 2.B - II—4. La Figure 2.B - II–5 présente l'évolution de la T_C obtenue pour les trois modèles de diffusion de l'hélium en fonction de l'endommagement, exprimée ici par la densité des traces de fission.

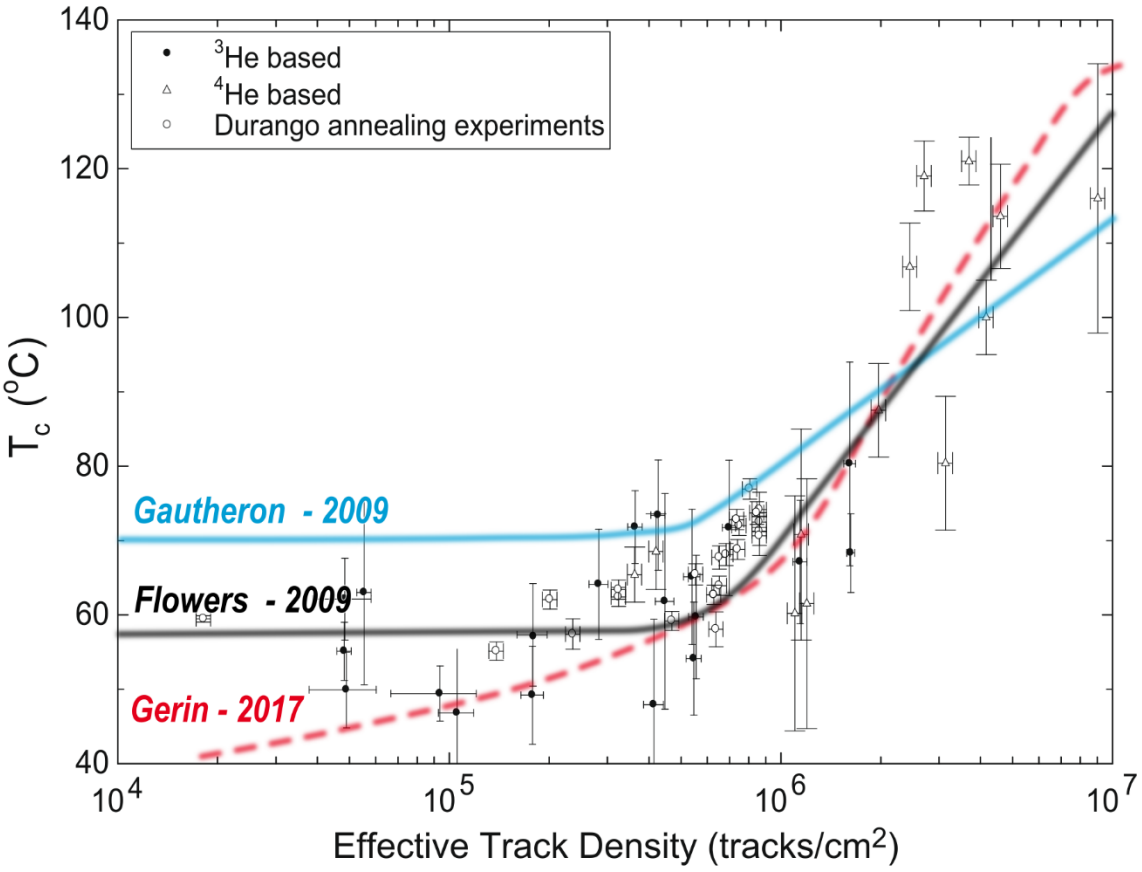


Figure 2.B - II–5 : évolution de la T_c en fonction de l'endommagement pour les trois modèles, et les données de Shuster et al. (2006) utilisée pour la calibration du modèle de Flowers – 2009
Modifié d'après Flowers et al. *(2009)*

Tableau 2.B - II—2 : tableau résumant les paramètres de diffusion de l'hélium dans l'apatite

Référence	Commentaire	$\ln\left(\frac{D_0}{a^2}\right)$	D_0	$\ln(D_0)$	E_a	ΔE_a
		s^{-1}	$cm^2.s^{-1}$	$ln\ (cm^2.s^{-1})$	$kJ.mol^{-1}$	$kJ.mol^{-1}$
Zeitler *et al.* (1987)	*Expérience de diffusion sous ultravide sur l'apatite Durango*	16.4 ± 2.28			161.1 ± 33.9	
Wolf *et al.* (1996)	*Expérience de diffusion sous ultravide sur l'apatite Durango et échantillons naturels*		7.82 ± 1,2	2.06	151.9 ± 6.7	
Farley (2000)	*Expérience de diffusion sous ultravide sur l'apatite Durango*		31.6	3.45	137.7 ± 2.1	
Shuster *et al.* (2006)	*Expérience de diffusion sous ultravide sur des apatites naturelles*	1.58×10^4			120	29
Flowers *et al.* (2009)	*Données de Shuster et al. (2006) et comparaison aux traces de fission*	9.733	6.07×10^{-3}	-5.10	121.2 à 122.3	22 à 34
Gautheron *et al.* (2009)	*Calibration d'apatite naturelle par rapport au chemin thermique défini par AFT*		2.00×10^{-3}	-6.21	109.2	31.4

Référence	Commentaire	$\ln\left(\frac{D_0}{a^2}\right)$	D_0	$\ln(D_0)$	E_a	ΔE_a
		s^{-1}	$cm^2.s^{-1}$	$ln\ (cm^2.s^{-1})$	$kJ.mol^{-1}$	$kJ.mol^{-1}$
Shuster and Farley (2009)	*Expérience de diffusion sous ultravide sur des apatites naturelles*	~1.6 à ~21.4	~0.01 à $\sim 1.22 \times 10^{-2}$	~-2.3 à ~-6.7	~76 à ~161	
Cherniak *et al.* (2009)	*Expérience de diffusion sur l'apatite Durango par méthode « Nuclear Reaction Analysis » (faisceau d'ion)*		2.10×10^{-2}	-3.86	117 ± 6	
Bengtson *et al.* (2012)	*Calcul DFT selon l'axe c*		1.40×10^{-2}	-4.27	84	
	Calcul DFT perpendiculaire à l'axe c		2.40×10^{-2}	-3.73	104	
Djimbi *et al.* (2015)	*Cristal parfait - Calcul DFT selon l'axe c*		1.90×10^{-3}	-6.27	95.5	
	Cristal parfait - Calcul DFT perpendiculaire à l'axe c		4.10×10^{-3}	-5.50	106.1	
	Cristal à substitution atomique - Calcul DFT selon l'axe c		1.70×10^{-3}	-6.38	102.0	
	Cristal à substitution atomique - Calcul DFT perpendiculaire à l'axe c		5.10×10^{-3}	-5.28	107.0	
Gerin *et al.* (2017)	*Durango par méthode « Elastic Recoil Detection Analysis » (faisceau d'ion) - Calcul DFT*		2.00×10^{-3}	-6.21	100.10	30 à 70

- **Comparaison des paramètres de diffusion : la T_c**

Pour comparer les différences de valeur de E_a et de D_0 de l'hélium dans l'apatite, la méthode couramment utilisée consiste à calculer la T_c dans certaines conditions fixes en faisant varier la taille du domaine de diffusion a, soit ici le rayon de sphère équivalente à la taille du cristal (Rs).

Pour cela est fait l'hypothèse que, dans l'Équation 10 de la T_c, plusieurs paramètres sont fixes :

- A = 55 (correspondant à un domaine de diffusion sous forme de sphère)
- $\frac{dT}{dt}$ = -10°/Ma (une histoire monotone)
- T_0 = 1100°C

Et des approximations sont réalisées pour simplifier les calculs et mettre en évidence uniquement l'impact des différences de valeurs des paramètres E_a et de D_0 :

- absence d'endommagement de l'apatite (fait disparaitre l'impact des différentes fonctions d'endommagement des modèles, $f(EnD_\alpha)$)
- une production d'hélium constantes dans le temps (simplification calculatoire et constant sur tous les modèles)
- pas de perte d'hélium aux bordures (simplification calculatoire et constant sur tous les modèles)

La Figure 2.B - II–6 présente ainsi l'évolution de la T_c en fonction du Rs pour les paramètres obtenus expérimentalement par Farley (2000) sur l'apatite Durango. Les données ont été acquises avant la prise en compte de l'effet de l'endommagement sur la diffusion de l'He dans l'apatite, elles donnent la gamme de T_c historique de l'apatite. Pour comparaison, la figure présente aussi la gamme de T_c pour un cristal d'apatite fluorée sans défaut, d'après les paramètres obtenus par calculs DFT (Djimbi *et al.*, 2015). Cette figure permet de mettre en évidence la différence entre des paramètres issus d'expériences sur l'échantillon naturel Durango (Farley, 2000) et issus d'expérience numérique (Djimbi *et al.*, 2015).

La Figure 2.B - II–7 présente l'évolution de la T_c suivant les différents paramètres des modèles de diffusion des Flowers – 2009, Gautheron – 2009 et Gerin – 2017. L'endommagement étant considéré comme nul, ce graphique permet uniquement de comparer les paramètres d'entrée des modèles et non les modèles en eux-mêmes. Ceci permet de mettre en évidence l'importance de l'endommagement dans les enregistrements thermiques des apatites, les données récentes (Djimbi et al, 2015) démontrant qu'un cristal d'apatite non endommagée possède des gammes de T_c très faible.

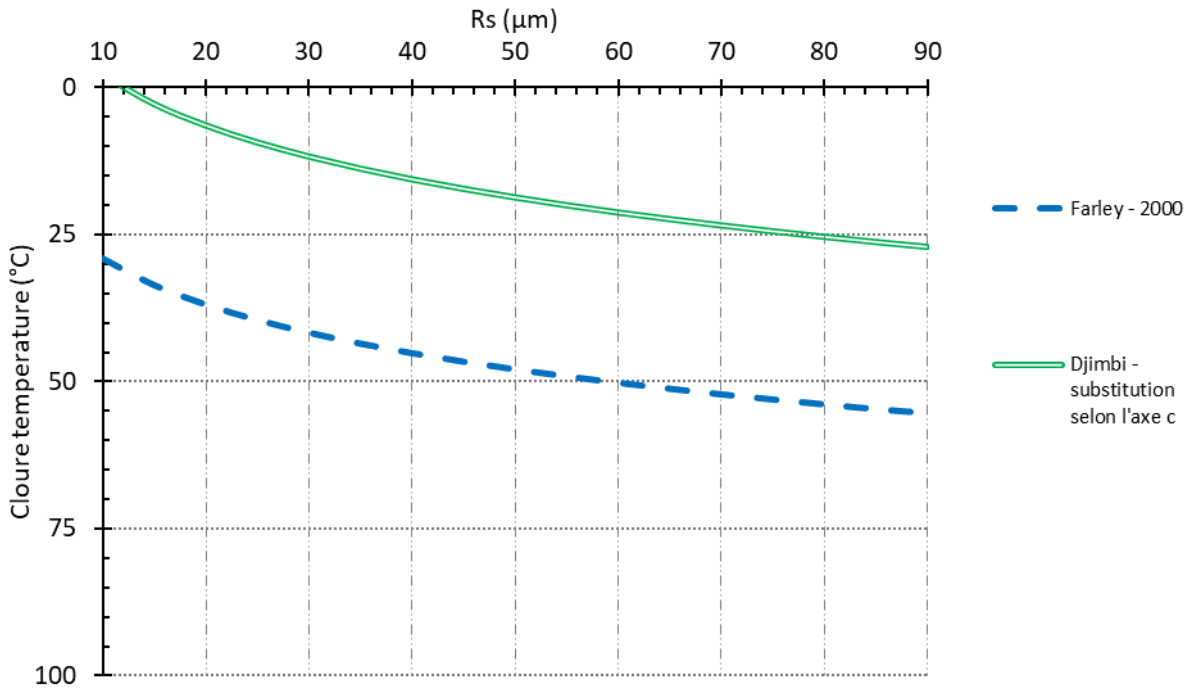


Figure 2.B - II–6 : évolution de la T_c en fonction de la taille du domaine de diffusion d'un cristal d'apatite (Rs)
Farley – 2000 : paramètres obtenus expérimentalement pour l'apatite Durango
Djimbi – 2015: paramètres obtenus par calcul DFT

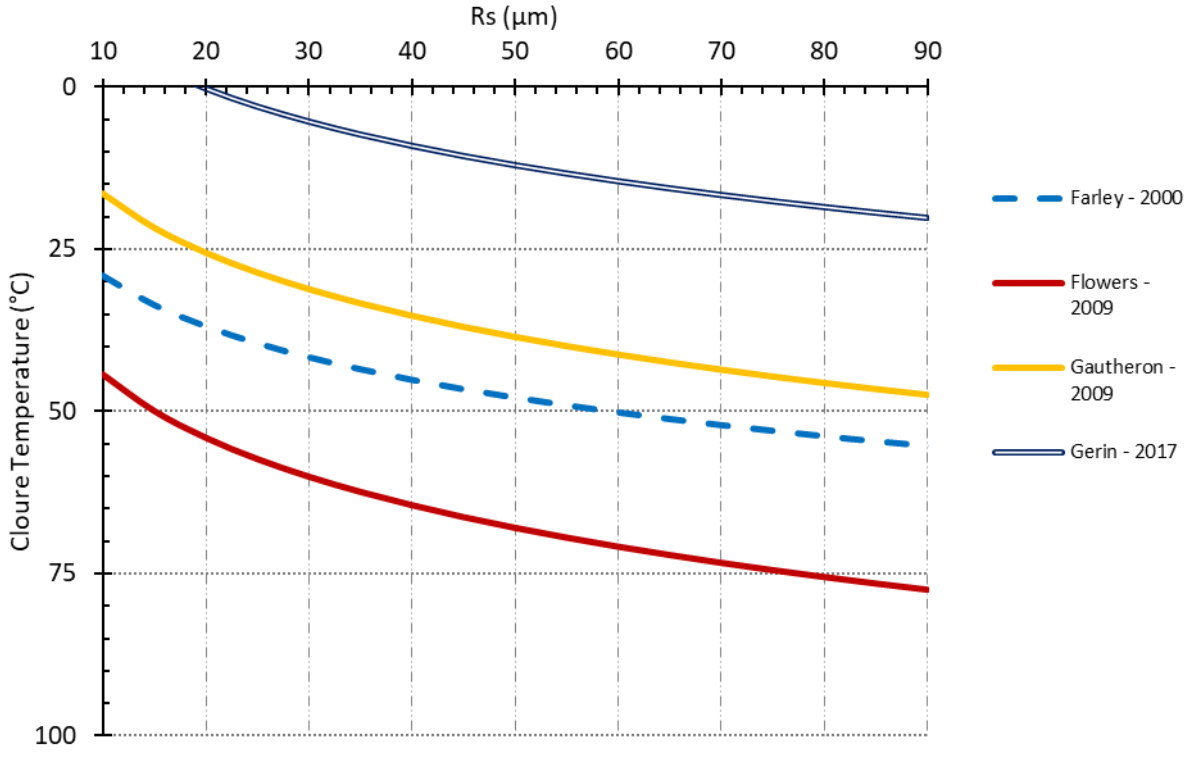


Figure 2.B - II–7 : graphique de montrant l'évolution théorique de la T_c en fonction de la taille d'une apatite (Rs) pour les paramètres des modèles de diffusion

- **Comparaison des paramètres de diffusion : la ZRP**

La comparaison des différentes valeurs de paramètres de diffusion peut être réalisée avec une seconde approche plus complexe : celle de la zone de rétention partielle (ZRP). Le calcul de la ZRP (Wolf *et al.*, 1998) permet d'obtenir les taux de rétention de l'hélium en fonction de la température, et ainsi de comparer les différents modèles de diffusion en prenant en compte l'endommagement. Toutefois, ce calcul peut s'avérer complexe, car prenant en compte de nombreux paramètres (ex. : production d'hélium, fonction d'endommagement…).

C'est pourquoi, dans le but de réaliser une comparaison des modèles, plusieurs simplifications sont faites pour obtenir des graphiques du taux de rétention en fonction de la température (Figure 2.B - II–8) :

- l'Équation 19 de Shuster *et al.* (2006) est substituée à l'Équation 6 de Arrhenius pour le calcul du $\frac{D_0}{a^2}$
- les fonctions d'endommagement sont simplifiées et ramenées à un pourcentage d'endommagement
- la production est considérée constante dans le temps
- l'éjection n'est pas prise en compte

Cette approche permet, encore une fois, de se placer dans des cas simplistes, où $\frac{dT}{dt}$ = -10°/Ma et a = 60 µm, pour comparer des modèles.

Dans les Figure 2.B - II–8 et Figure 2.B - II–9, sont présentés les taux de rétention (approximé) des modèles de diffusion de l'hélium en prenant en compte l'endommagement global, et en comparaison un modèle de diffusion simple avec les paramètres déterminés par Farley *et al.* (2000).

La Figure 2.B - II–8 présente l'évolution du taux de rétention des modèles de diffusion de Flowers – 2009, Gautheron – 2009 et Gerin – 2017 ($\Delta E_a = 30\ kJ.mol^{-1}$) entre 0 et 1% d'endommagement global. Ces résultats permettent de mettre en évidence l'augmentation d'une sensibilité d'environ 50°C pour l'ensemble des modèles en passant de 0 à 1% d'endommagement global.

Il faut toutefois noter que les fonctions d'endommagement de chaque modèle sont différentes, et donc pour un même chemin, le changement du taux de rétention de chaque modèle sera différent. Pour cette raison, la partie suivante présente les comportements de chaque modèle dans le cas de 4 chemins temps-température type.

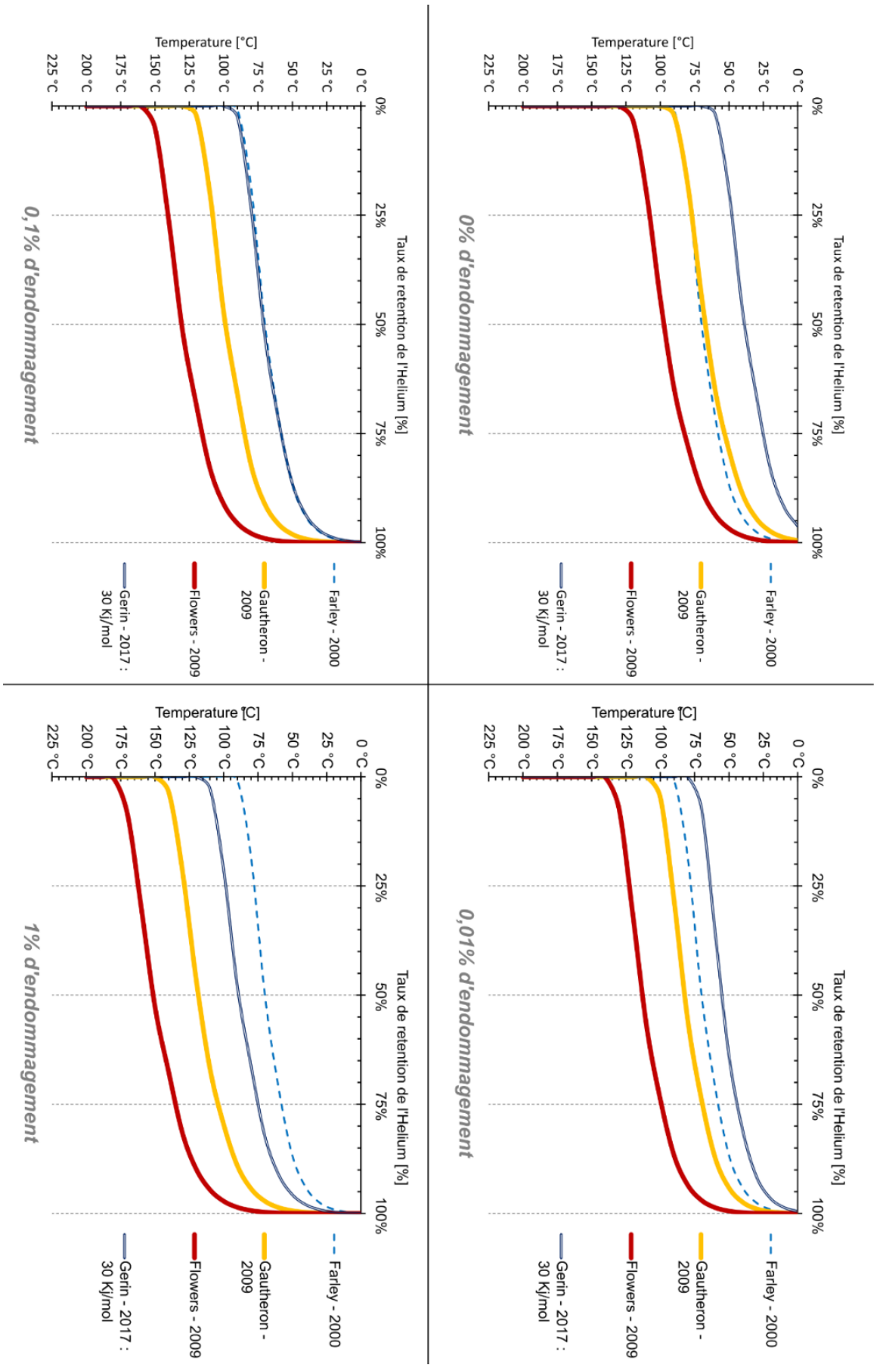


Figure 2.B - II–8 : graphiques montrant le taux de rétention de l'hélium en fonction de la température pour différents modèles de diffusion

Pour finir, la Figure 2.B - II–9 présente la spécificité du modèle de Gerin – 2017 : la variabilité de la valeur que peut prendre le ΔE_a, autrement dit variabilité de taille des défauts. En effet, dans la Figure 2.B - II–8 le modèle de Gerin – 2017 est présenté avec une valeur de ΔE_a de 30 kJ.mol^{-1}, mais celle-ci est caractéristique uniquement de cristaux d'apatite avec peu de défauts. Or dans le cas d'une augmentation du nombre de défauts, soit de l'endommagement global, le ΔE_a peut augmenter jusqu'à 70 kJ.mol^{-1} ; l'impact de cette augmentation est présenté dans la Figure 2.B - II–9 (avec un endommagement fixe de 0,01%) et met en évidence une augmentation de 50°C entre un ΔE_a de 30 kJ.mol^{-1} et de 70 kJ.mol^{-1}.

Néanmoins, le modèle de Gerin – 2017 ne propose pas de fonction/calibration liant la valeur de ΔE_a à celle de l'endommagement ; par conséquent, un des travaux de cette thèse a été de proposer une fonction/calibration liant ces deux paramètres (Chapitre Calibration du modèle Gerin – 2017 (diffusion de l'hélium dans l'apatite)).

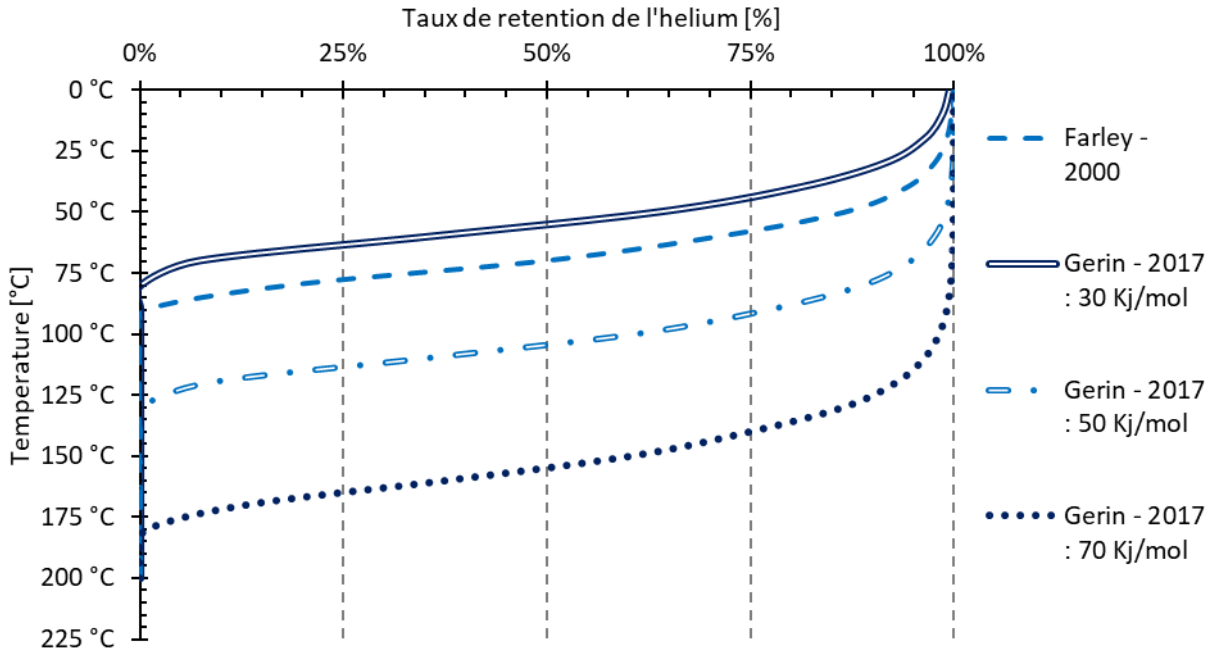


Figure 2.B - II–9 : graphiques montrant le taux de rétention de l'hélium en fonction de la température pour le modèle de diffusion de Gerin – 2017, avec différentes valeurs de ΔE_a et un endommagement de 0,01%.

- **Comparaison des modèles de diffusion : modélisation directe**

Afin de comparer quantitativement les modèles de diffusion, il est nécessaire d'effectuer des modélisations temps-température, notées $t(T)$. Celles-ci permettent d'inclure l'ensemble des paramètres, soit : les fonctions d'endommagement ($f(EnD_\alpha)$) des différents modèles ainsi que la production et la perte d'hélium par éjection.

Ces modélisations sont réalisées par l'intermédiaire du logiciel d'inversion des données thermochronologiques QTQt (Gallagher, 2012). Il permet, entre autres, de calculer les âges (U-Th)/He en fonction d'un chemin $t(T)$ défini pour une apatite d'une taille définie et utilise les différents modèles de diffusion de l'He (Flowers – 2009 ; Gautheron – 2009 ; Gerin – 2017). La Figure 2.B - II–10 présente quatre chemins temps-température simples et caractéristiques d'histoires géologiques :

- Chemin A : refroidissement simple monotone depuis 200 Ma
- Chemin B : refroidissement rapide il y a 200 Ma
- Chemin C : refroidissement rapide il y a 20 Ma
- Chemin D : refroidissement il y 200 Ma puis température constante à 100°C jusqu'à un refroidissement rapide il y 20 Ma

Ces chemins vont servir de référence pour comparer l'enregistrement des différents modèles de diffusion de l'hélium sur les âges AHe. Concrètement, les modélisations réalisées (appelées modélisation *forward* ou *directe*) vont permettre de calculer les âges *prédits* par chacun des modèles ; et ainsi de comparer les fonctions $f(EnD_\alpha)$ de chaque modèle (i.e Gautheron – 2009 ; Flowers – 2009 ; Gerin – 2017).

Pour pouvoir mettre en évidence les différences de fonction d'endommagement, les âges AHe prédits par les modélisations forward sont présentés avec une évolution d'eU entre 1 et 100 ppm et un cristal de 60 µm. Les premières modélisations comparent les modèles de Flowers – 2009, Gautheron – 2009 et Gerin – 2017 à 30kJ.mol^{-1}, puis incluent la variation du paramètre de cicatrisation des dommages r_{mr0} et la variation du ΔE_a dans le modèle de Gerin – 2017.

Pour information, le Tableau 2.B - II d-2 résume la valeur des constantes D_0, E_a et ΔE_a utilisées dans chacun des modèles de diffusion existants, ainsi que l'implémentation de certains paramètres dans les modèles.

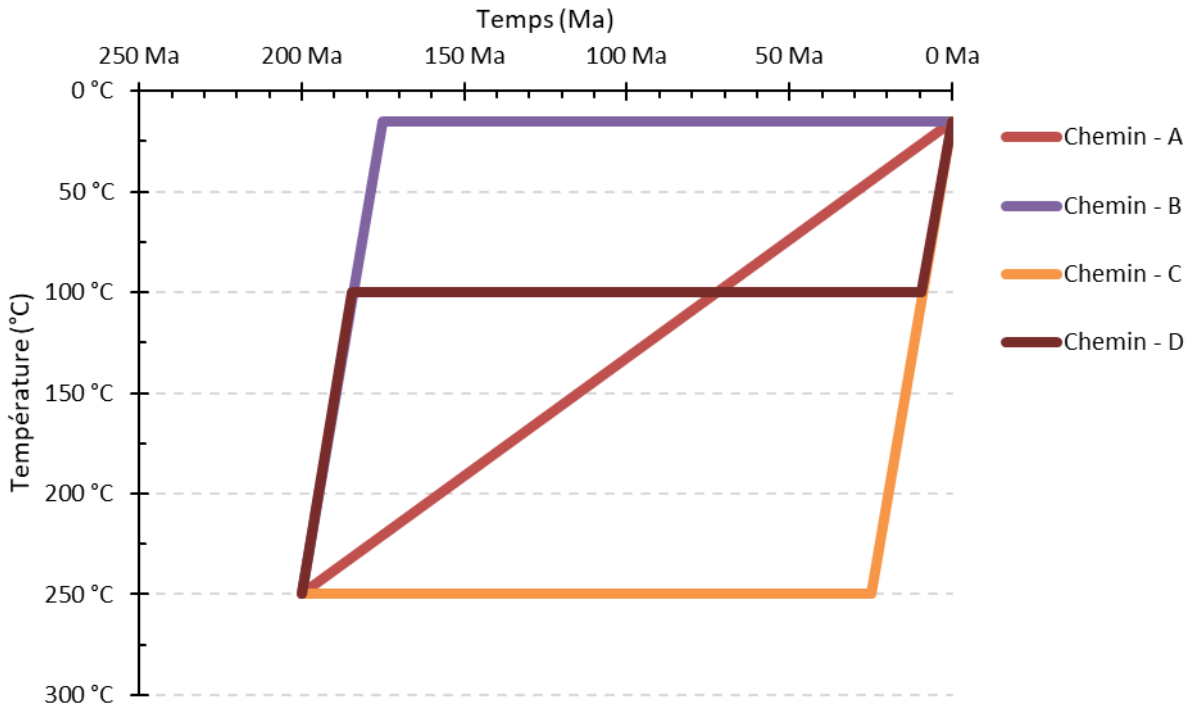


Figure 2.B - II–10 : chemins temps-températures pour comparaison des modèles de diffusion
Chemin - A : refroidissement lent et constant
Chemin - B : refroidissement rapide et vieux
Chemin - C : refroidissement rapide et jeune
Chemin - D : long temps de résidence dans la ZRP

Tableau 2.B - II—3 : tableau de résumé de différents modèles de diffusion dans l'apatite

Nom du modèle	$\ln\left(\frac{D_0}{a^2}\right)$	D_0	$\ln(D_0)$	E_a	ΔE_a	Prise en compte de l'endom-magement	Prise en compte du paramètre r_{mr0}	Paramètre ré-échantillonnable
	s^{-1}	$cm^2.s^{-1}$	$ln\ (cm^2.s^{-1})$	$kJ.mol^{-1}$	$kJ.mol^{-1}$			
Farley – 2000		31.62	3.45	138.1	-	non	non	
Flowers – 2009	9.733	3.07×10^{-3}	-5.10	122.3	34	oui	oui	rmr_0
Gautheron – 2009		2.00×10^{-3}	-6.21	109.2	31.4	oui	oui	rmr_0
Gerin – 2017		2.00×10^{-3}	-6.21	100.10	30 à 70	oui	oui	rmr_0 ΔE_a

i. Refroidissement rapide et modèles Gautheron – 2009, Flowers – 2009 et Gerin – 2017 (30 kJ.mol^{-1})

La Figure 2.B - II–11 présente le cas de refroidissement rapide ancien (Chemin B) et rapide récent (Chemin C), pour les modèles de diffusion de l'He de Flowers – 2009 (ronds bleus), Gautheron – 2009 (diamants jaunes) et Gerin – 2017 (ΔE_a=30 kJ.mol^{-1}) (carrés verts).

Les âges AHe prédits avec les modèles de Flowers – 2009 et Gautheron -2009, que ce soit pour les chemins B et C sont pratiquement identiques et montrent une faible variation avec la concentration en eU. Les âges AHe prédits par le modèle de Gerin – 2017 sont eux plus jeunes que ceux prédits par les deux autres modèles. Pour ce modèle, il est observé une forte variation des âges AHe avec le eU dans le cas du chemin B.

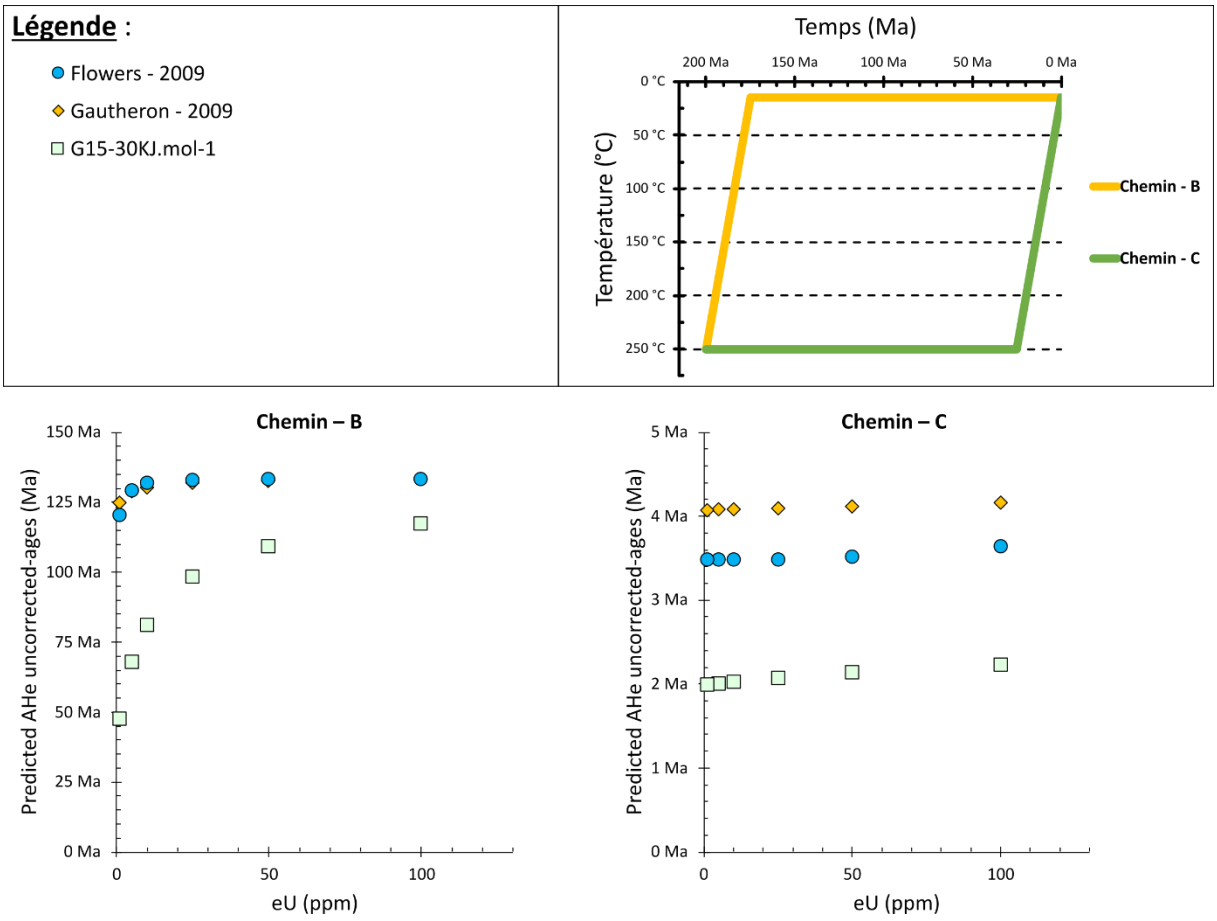


Figure 2.B - II–11 : résultats de modélisations directes dans le cas d'un refroidissement rapide, pour les modèles de Gautheron – 2009, Flowers – 2009 et Gerin – 2017(30)

La différence des résultats des âges AHe prédits entre les modèles illustre la différence de rétention de l'hélium des différents modèles, contrôlée par leurs paramètres intrinsèques et leurs fonctions d'endommagement. Le chemin – C permet de montrer un premier « classement » des modèles, qui dans le cas d'un refroidissement rapide donne des âges plus

vieux pour le modèle de Gautheron – 2009 et plus récent pour le modèle de Gerin – 2017 (30kJ.mol^{-1}).

ii. Refroidissement lent et monotone et variation du paramètre de cicatrisation des défauts (r_{mr0})

Dans la Figure 2.B - II–12, les modélisations sont effectuées pour deux valeurs de r_{mr0} de 0,6 et 0,8 afin de simuler l'impact de la chimie de l'apatite sur la cicatrisation des dommages et donc sur la rétention de l'hélium. Une valeur de r_{mr0}=0.8 représente une apatite de chimie classique et cette valeur est utilisée par défaut dans les modèles. Une valeur de r_{mr0}=0,6 est la valeur minimale utilisée et représente une chimie d'apatite très résistante à la cicatrisation des dommages alpha (Gautheron *et al.*, 2013).

Les âges AHe prédits évoluent, plus ou moins fortement, avec le eU pour chacun des modèles utilisés. L'augmentation de l'âge AHe avec le eU est plus rapide avec le modèle de Flowers – 2009 par rapport aux modèles de Gautheron – 2009 et de Gerin – 2017, qui connaissent tous deux un effet de saturation. À partir d'une certaine valeur de eU (20 ppm dans ce cas), les âges AHe prédits par le modèle de Flowers -2008 sont plus vieux que ceux prédits par le modèle de Gautheron – 2009. Ces résultats mettent en évidence les différences de fonction d'endommagement de chacun des modèles, le modèle de Flowers – 2009 étant le plus affecté par une augmentation de l'eU. Les âges AHe prédits pour le modèle de Gerin – 2017 (DEa=30 KJ/mol) évoluent avec le eU et sont plus jeunes que ceux obtenus avec les modèles de Flowers – 2009 et Gautheron – 2009, illustrant comme pour la Figure 2.B - II–12 la rétention de l'hélium plus faible en comparaison. La Figure 2.B - II–12 met aussi en évidence que la fonction d'endommagement des modèles de Gautheron – 2009 et Gerin – 2017 possède la même tendance, ce qui s'explique par le fait que la loi physique utilisée entre les deux modèles est similaire.

Le graphique de droite de la Figure 2.B - II–12 présente l'évolution de l'âge AHe en fonction du eU pour deux valeurs extrêmes de r_{mr0} (0,6 et 0,8). Les âges obtenus avec la valeur la plus faible du r_{mr0} sont systématiquement plus vieux, ce qui reflète l'effet d'une plus forte résistance des dommages à la cicatrisation. Les cristaux d'apatite ayant une plus forte résistance à la cicatrisation possèdent donc une sensibilité thermique plus élevée.

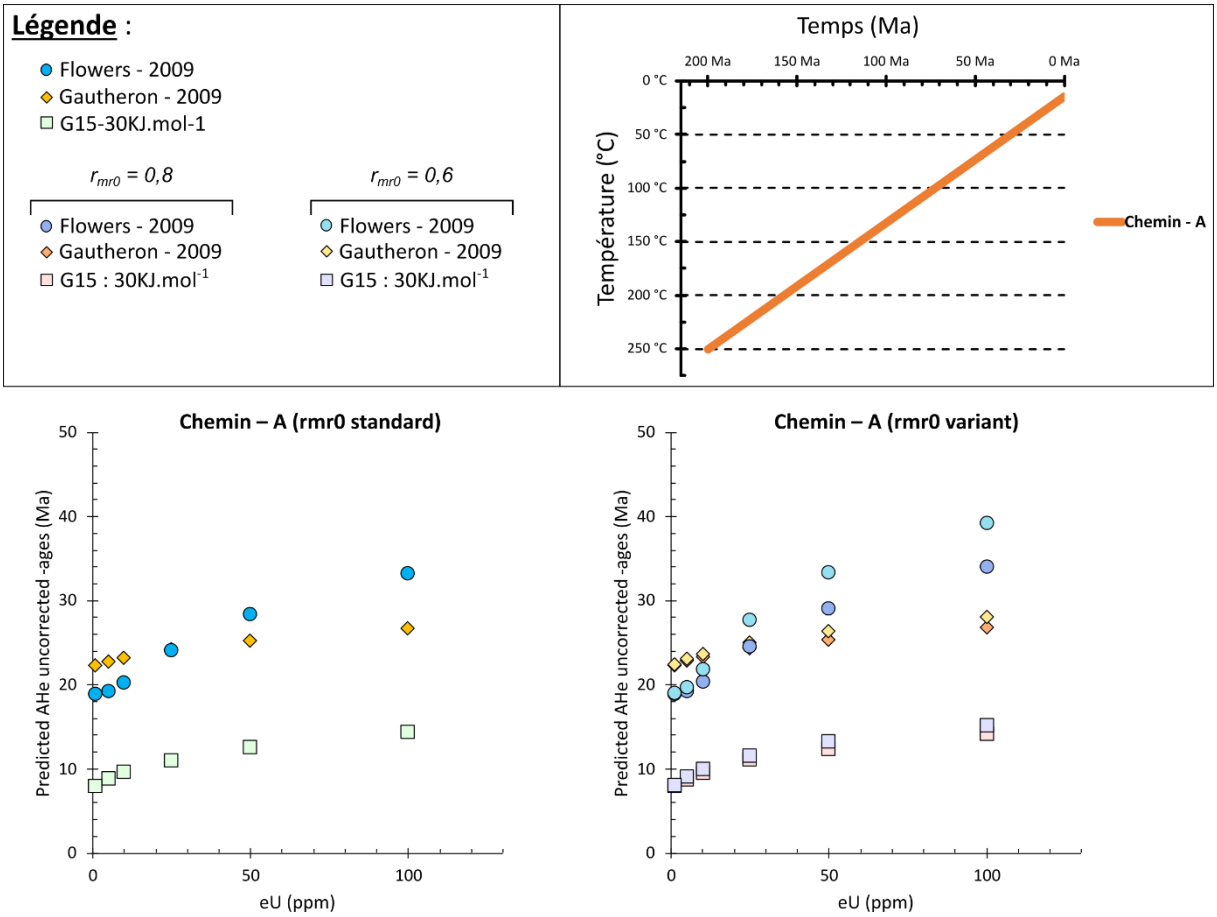


Figure 2.B - II–12 : résultats de modélisations directes dans le cas d'un refroidissement lent, pour les modèles de Gautheron – 2009, Flowers – 2009 et Gerin – 2017(30) et avec deux valeurs de cinétique de cicatrisation r_{mr0} (0,8 et 0,6)

iii. Refroidissement rapide et spécificité du modèle de Gerin – 2017

Pour rappel, le modèle de Gerin – 2017 propose que le ΔE_a augmente avec l'endommagement, contrairement aux modèles de Flowers – 2009 et Gautheron – 2009 qui proposent que celui-ci soit stable. Dans les modélisations précédentes, seul le modèle de Gerin – 2017 avec un ΔE_a = 30 kJ.mol^{-1} a été utilisé, alors que celui-ci peut prendre des valeurs de 30 à 70 kJ.mol^{-1}.

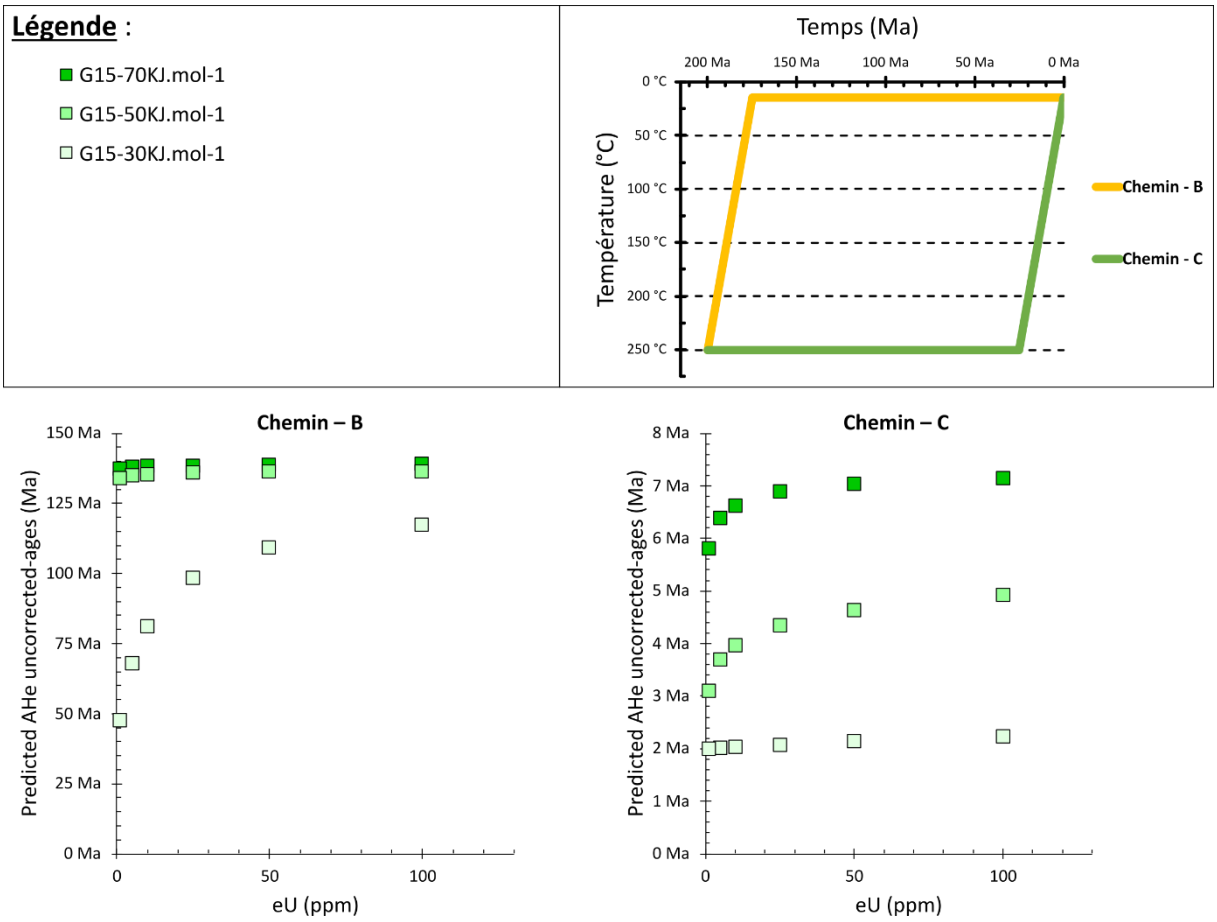


Figure 2.B - II–13 : résultats de modélisations directes dans le cas d'un refroidissement rapide, pour le modèle de Gerin – 2017 pour trois valeurs de ΔE_a (30, 50 et 70 kJ.mol^{-1})

Donc, la Figure 2.B - II–13 présente les résultats de modélisations pour les différentes valeurs de ΔE_a dans le cas de refroidissements rapides vieux et récent (chemin B et C). Ainsi, dans le cas du chemin B, pour des valeurs de ΔE_a égale à 50 et 70 kJ.mol^{-1}, les âges AHe sont pratiquement identiques et varient peu avec le eU ; contrairement aux âges AHe prédits avec un ΔE_a = 30 kJ.mol^{-1}. Pour le chemin C, c'est l'inverse qui se produit, aves les âges prédits variant selon le eU uniquement pour de haut ΔE_a. Les deux chemins mettent en évidence qu'à partir d'une certaine valeur de eU (~50 ppm), les âges AHe prédits évoluent peu.

Les résultats de ces modélisations démontrent que la présence de dommage-α plus « grand » modifie significativement la rétention de l'hélium, et donc modifie l'enregistrement fait par les cristaux lors d'un refroidissement rapide.

iv. Refroidissement lent et monotone, et spécificité du modèle de Gerin – 2017

La Figure 2.B - II–14 présente aussi les résultats de modélisation des âges AHe en fonction du eU pour le modèle de Gerin – 2017 avec différentes valeurs de ΔE_a, mais dans le cas du chemin – A et pour différentes valeurs du r_{mr0} (0,8 et 0,6).

Cette figure fait apparaître que la différence d'âge AHe en fonction des différentes valeurs de ΔE_a, déjà existante dans le cas de refroidissement rapide (Figure 2.B - II–14), est particulièrement accentuée dans le cas du refroidissement lent (graphique de gauche). De plus, les résultats montrent que la rétention d'hélium dans le modèle de Gerin – 2017 est légèrement plus impactée par la variation de valeur du ΔE_a (graphique de gauche) que par à la résistance à la cicatrisation (r_{mr0}, graphique de droite).

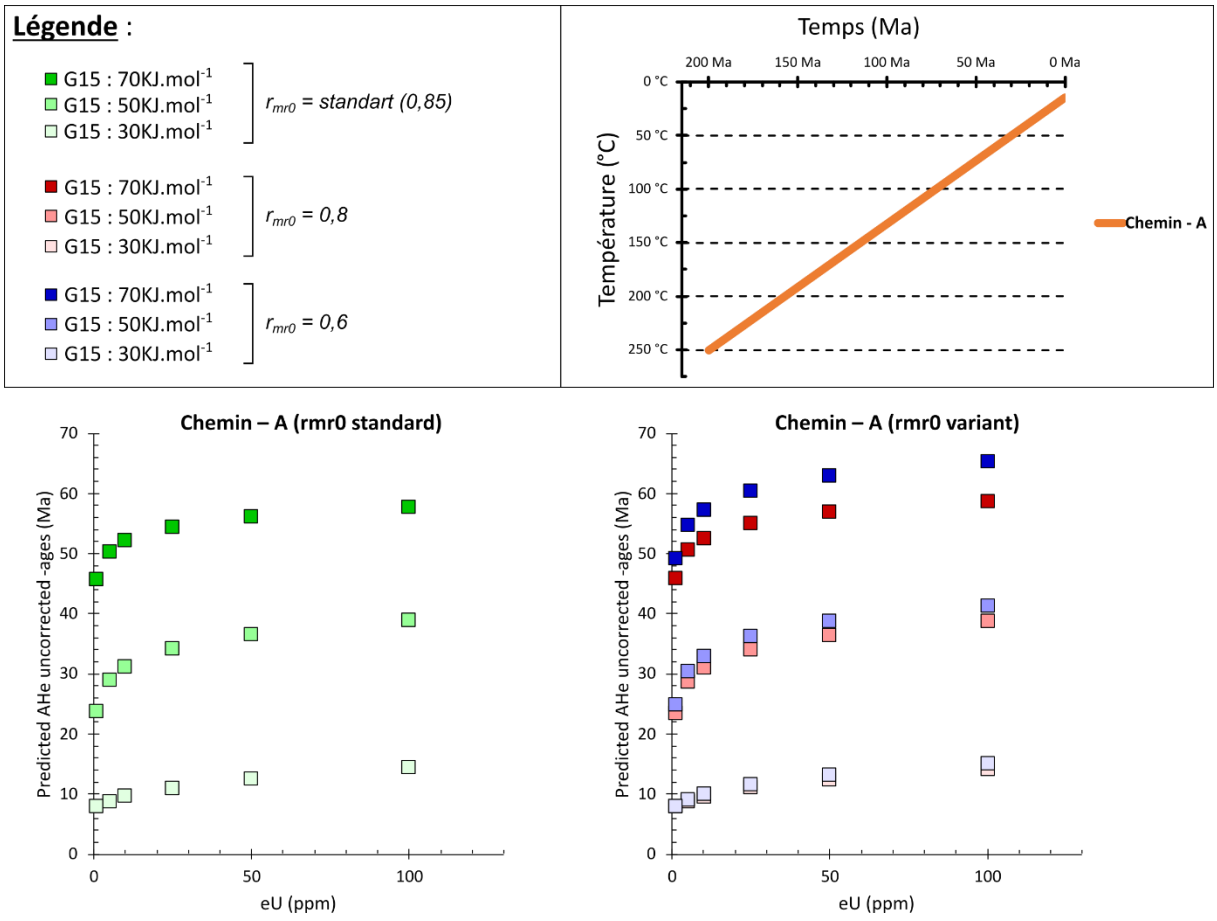


Figure 2.B - II–14 : résultats de modélisations directes dans le cas d'un refroidissement lent, pour le modèle de Gerin – 2017 pour trois valeurs de ΔE_a (30, 50 et 70 kJ.mol^{-1}), et des rmr_0 de 0,8 et 0,6

Le modèle Gerin – 2017 possède donc une dynamique/un paramétrage différent de celui des modèles de diffusion de Gautheron – 2009 et Flowers – 2009 (Figure 2.B - II–12), et il est nécessaire de bien jauger les valeurs de ΔE_a selectionnées.

v. Long temps de résidence dans la ZRP et inversion des âges AFT-AHe

La Figure 2.B - II–15 présente les résultats de modélisation (chemin – D) des âges AHe en fonction du eU pour les modèles de Flowers – 2009, Gautheron – 2009 pour différentes valeurs du rmr0 (0, 6 et 0,8) ; et de Gerin – 2017 pour différentes valeurs de ΔE_a (30, 50 et 70 kJ.mol^{-1}). En addition de ces résultats (tracés selon une échelle logarithmique pour plus de lisibilité), est ajouté le résultat d'une modélisation d'âge traces de fission (croix noire).

Les âges AHe prédits varient peu avec le eU pour le modèle de Flowers – 2009 ; Gautheron – 2009 (Figure 2.B - II–15 ; graphique de gauche) mais l'on observe un effet significatif du r_{mr0} sur la variation des âges AHe (modèles de Flowers – 2009 uniquement). A contrario, pour le modèle de Gerin – 2017, les âges AHe prédits varient significativement.

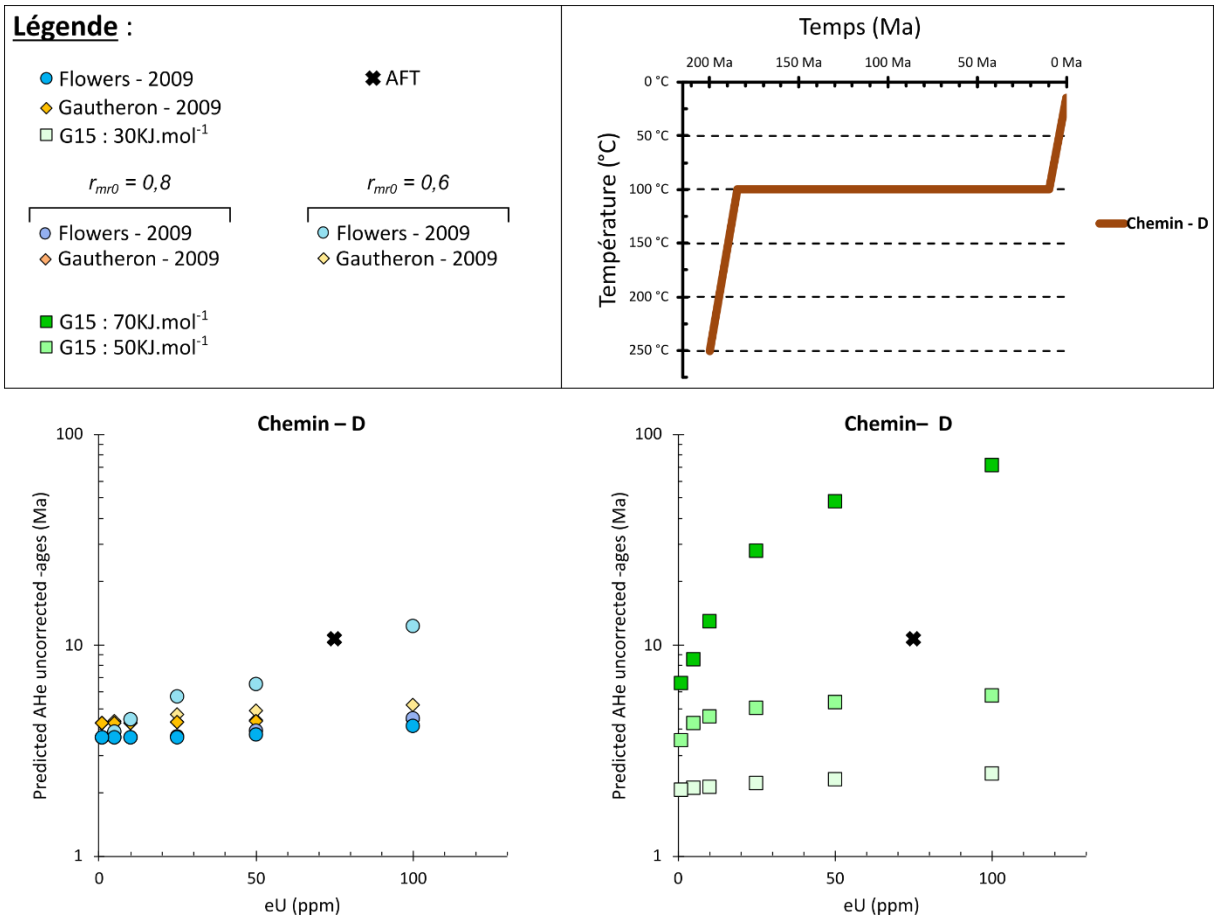


Figure 2.B - II–15 : résultats de modélisations forward dans le cas d'un long temps de résidence dans la ZRP, pour :
les modèles de Gautheron – 2009 et Flowers - 2009 avec différentes valeurs du paramètre rmr_0
le modèle de Gerin – 2017 pour trois valeurs de ΔE_a (30, 50 et 70 kJ.mol^{-1})
le modèle de Ketcham – 2007 (AFT)

Pour rappel, les modèles d'endommagement des apatites ont été développés à la suite d'observations répétées d'âges AFT plus jeunes que les âges AHe, or ce genre d'observations ont souvent été faites dans le cas de longs temps de résidence dans la ZRP. Le chemin – D modélise donc le type de chemin temps-température dans lequel il est attendu d'observer un tel comportement et l'âge AFT modélisé pour cette histoire thermique est reporté dans les graphiques (~10 Ma).

Ainsi, les âges AHe issus des modèles de Gautheron – 2009 et Flowers - 2009 (graphique gauche, Figure 2.B - II–15) montrent que, excepté le modèle de Flowers – 2009 avec un faible r_{mr0} et une valeur importante de eU, il est impossible de produire un âge plus vieux que les données traces de fission. A contrario, les résultats issus du modèle de Gerin – 2017 avec un fort ΔE_a (graphique droite, Figure 2.B - II–15) montrent la possibilité de produire des âges AHe relativement plus vieux que des âges AFT, même pour des concentrations en eU relativement faibles.

Il faut noter que dans d'autres scénarios (histoires thermiques avec un long séjour dans la PRZ à plus faible température, ou des réchauffements), des inversions d'âges AHe – âges AFT ont été observées et modélisées avec les modèles de Gautheron – 2009 et Flowers – 2009 (Gautheron *et al.*, 2009 ; Flowers and Kelley, 2011).

- **Conclusion sur les modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite**

Les résultats présentés dans les paragraphes précédents démontrent les différences existantes entre les modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite, et plus particulièrement la différence majeure entre le modèle de diffusion de Gerin – 2017 et les modèles de Flowers – 2009 et Gautheron - 2009. Ainsi, la variation du ΔE_a avec l'endommagement proposé par le modèle de Gerin – 2017 permet de reproduire des variations d'âges AHe plus importantes que les modèles de Flowers – 2009 et Gautheron – 2009 ; et ce, autant vers des âges plus jeunes que vers de plus vieux.

Même si les modèles de Flowers – 2009 et Gautheron – 2009 sont les plus fréquemment utilisés dans la communauté lors de l'inversion des données AHe, ils ne permettent pas de reproduire l'ensemble des données AHe, ni l'ensemble des contraintes géologiques (p.ex. Wildman *et al.*, 2016; Recanati *et al.*, 2017; Jess *et al.*, 2019). Le modèle de Gerin – 2017, basé sur une nouvelle approche, offre donc une alternative pour tenter de résoudre la limitation des précédents modèles. À l'heure actuelle, seules deux études (Margirier *et al.*, 2019; Derycke *et al.*, 2021) ont utilisé le modèle de Gerin – 2017, toutefois le lien entre endommagement et valeurs de ΔE_a n'a pas encore été calibré. Une calibration physique de ce modèle fait donc partie de ce travail

de thèse et sera présentée dans le Chapitre Calibration du modèle Gerin – 2017 (diffusion de l'hélium dans l'apatite).

2.B - II e) (U-Th)/He sur oxyde de fer et de manganèse

- **Nature des oxydes de fer et de manganèse**

i. Structure cristallographique :

Les échantillons d'oxydes de fer et de manganèse peuvent être constitués de cristaux (ex. : magnétite…) ou bien d'agrégats pluri-cristallins (ex. : hématite…) de cristaux de petite taille (< centaine de microns), appelés cristallite. Dans la nature, il existe une grande diversité de taille de cristaux et cristallites, allant du nanomètre à la centaine de micromètres (pour les cristallites) ou au centimètre (pour les cristaux) ; cette diversité s'explique par la cinétique de cristallisation des oxydes de fer et de manganèse, pouvant s'effectuer dans des conditions et suivant des vitesses variées :

- minéralisation hypogène : issue de fluides profonds qui cristallisent en surface ou sub-surface (1 à 10 km de profondeur), souvent caractérisée par de faibles valeurs de eU, inférieures au ppm (dépendant de l'origine du fluide)
- minéralisation supergène : issue de fluides supergènes (ex : eaux météoriques, nappe phréatique…) associés à de l'altération/remobilisation de roche de surface, souvent caractérisée par de fortes valeurs de eU, supérieures au ppm (dépendant de la nature des roches altérées)

Pour les échantillons polycristallins, l'arrangement des cristallites peut conduire les Ooxydes de Fe/Mn à prendre des configurations macroscopiques particulières (ex : cristal spéculaire, botryoïdal…) ; ainsi qu'à la formation, au sein d'un même agrégat polycristallin, de mélanges d'oxyde de fer et d'oxydes de manganèse.

ii. Composition chimique

Les atomes de fer existant naturellement sous la forme Fe^{2+} (fer ferreux) et Fe^{3+} (fer ferrique), plusieurs oxydes de fer peuvent être retrouvés sur la surface terrestre :

- pôle pur de FeO (oxyde de fer ferreux) : wustite (dans de rares gisements en environnement ultra réduit)
- mélange de FeO-Fe_2O_3 : magnétite
- pôle pur de Fe_2O_3 (oxyde de fer ferrique) : trouvé sous quatre phases différentes : α, β, γ et ε.

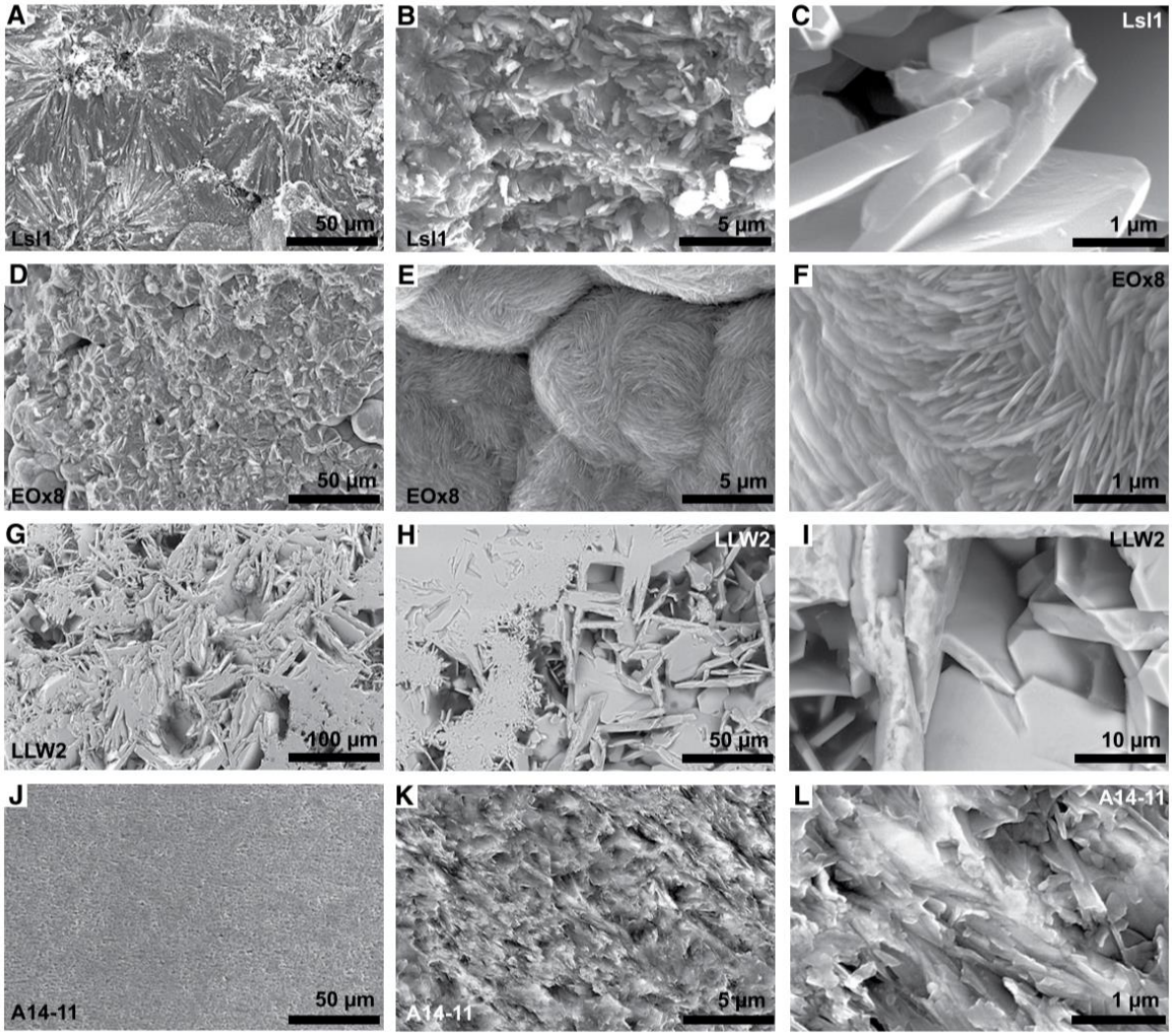


Figure 2.B - II–16 : exemple des différentes morphologies de cristallite dans les hématites, une ligne correspond à l'agrandissement d'un même grain
D'après Ault et al. *(2016)*

Les plus répandus des oxydes ferriques sont le α (hématite) et le γ (maghémite).

Les atomes de manganèse existent eux sous trois formes d'oxydations : Mn^{2+}, Mn^{3+} et Mn^{4+}. Ces différentes formes conduisent à de nombreux oxydes, dont les principaux sont :

- mélange de $MnO\text{-}Mn_2O_4$: hausmannite
- pôle pure MnO(OH) : manganite
- pôle pur de MnO : manganosite
- pôle pur de MnO_2 : pyrolusite

De plus, les groupements FeO et Fe_2O_3 peuvent respectivement se substituer aux groupements MnO et Mn_2O_3 , ce qui conduit dans le cas d'équilibre molaire à la formation des oxydes suivants :

- bixtbyite (Fe^{3+}, Mn^{3+})$_2O_3$
- jacobsite ($Mn^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$)

Dans ce travail, les analyses de microscopie à balayage électronique (MEB) ont révélé des compositions variables en Fe et Mn pour chaque échantillon, évoluant depuis des pôles purs d'oxydes de fer vers des pôles purs d'oxydes de manganèse. Ainsi, le nom générique d'oxydes de fer et de manganèse sera utilisé dans ce manuscrit, abrégé en OFe/Mn.

Il faut néanmoins préciser que les observations des échantillons à majorité d'oxydes de fer (c.-à-d. absence de magnétisme et couleurs de la trace) ont permis de les caractériser comme étant principalement des hématites, voire des maghémites.

- **Spécificité du domaine de diffusion des OFe/Mn**

i. La diffusion de l'hélium mono-domaine : vision historique

Les premiers tests d'utilisation de la méthode (U-Th)/He sur les oxydes de fer et oxydes de manganèse massifs remontent, comme pour beaucoup de minéraux, aux origines de la méthode, soit en 1905 par H.R.J. Strutt. Il fallut ensuite attendre la fin du 20e siècle pour que la méthode (U-Th)/He soit développée sur les oxydes de Fe (hématite) et de Mn (hausmannite).

Les premières expériences de diffusion de l'hélium ultravide sur OFe/Mn furent menées à la fin des années 1980', principalement par Lippolt et ses collaborateurs (*p. ex.* : Wernicke and Lippolt 1993; Lippolt and Hautmann 1995). Celles-ci portaient sur des minéralisations massives, centimétriques et à morphologie séculaire ou botryoïdale, les auteurs proposent alors que le domaine de diffusion des oxydes corresponde à la taille de l'échantillon lui-même. Les résultats révélèrent que la structure cristalline des oxydes (de fer principalement) est très rétentive à l'hélium (Tableau 2.B - II—4).

Dans les années qui suivirent, les échantillons d'oxyde cristallisant en subsurface (inférieur à ~5km) et à relativement basse température, la méthode (U-Th)/He sur OFe (sur gros oxydes) est adaptée comme géochronomètre. Cependant les auteurs questionnent leurs données de diffusion de l'He pour des températures supérieures à 350°C.

ii. La diffusion pluri-domaines : le renouveau

Durant les années 2000-2010, la méthode (U-Th)/He a été progressivement appliquée à d'autres types d'échantillons et des études démontrent le contrôle des cristallites sur la capacité de rétention des oxydes (p.ex. Farley and Flowers, 2012; Evenson *et al.*, 2014; Ault *et al.*, 2016). Ainsi, Farley et Flowers (2012) présentent des données expérimentales de diffusion sur hématite, qu'ils comparent à celles issues des expériences de diffusion Ar/Ar. Ces dernières

étant obtenues sur des échantillons possédant plusieurs domaines de diffusion (MDD, Lovera *et al.*,1989), cette comparaison a permis de démontrer définitivement que les hématites possèdent une diffusion pluri-domaines. Les différents domaines possèderaient des valeurs communes de E_a et de D_0, mais des tailles variables. Les auteurs proposent alors que le domaine de diffusion ne soit plus l'échantillon, mais les cristallites individuelles qui le composent.

Pour les oxydes de fer (hématite), l'accumulation de données expérimentales (p.ex. Evenson *et al.*, 2014; Garcia *et al.*, 2018; Farley, 2018) a permis de déterminer une valeur de D_0 plus ou moins indépendante de la taille du domaine de diffusion pour, respectivement, les oxydes de fer et les oxydes de manganèses. De plus, Balout *et al.* (2017) à l'aide de calcul DFT (approche numérique) obtiennent aussi des valeurs de E_a et de D_0 indépendamment de la taille du domaine de diffusion, confirmant certaines des valeurs déjà obtenues (Tableau 2.B - II—5).

Pour les oxydes de manganèse, seules trois études expérimentales de diffusion ont été réalisées (Lippolt and Hautmann, 1995; Reiners *et al.*, 2014; Garcia *et al.*, 2018) et seule celle de Lippolt et Hautmann (1995) conduit à la définition de valeur pour le D_0. Lippolt et Hautmann (1995) notent que les résultats des expériences de diffusion à forte température (>480°C) sont significativement différents et plus diffusifs qu'à plus basse température. Les résultats de Reiners *et al.* (2014) et Garcia *et al.* (2018) sont similaires aux résultats obtenus à basse température (<480°C), confirmant la fiabilité des résultats de Lippolt et Hautmann (1995).

iii. Conclusion sur la diffusion dans les OFe/Mn

Les OFe/Mn possèdent donc une diffusion type pluri-domaines (Figure 2.A - II–3) qui est fonction des cristallites qui composent le grain d'échantillon analysé. Ainsi, alors que pour des cristaux classiques (ex. : apatites), le domaine de diffusion (tailles de grains) peut varier d'environ un ordre de grandeur (entre ~30 et ~300 micromètres) ; pour les OFe/Mn il est constaté une variation de 7 à 8 ordres de grandeur de ce domaine (du nanomètre au centimètre). Cette très forte variation rend le géochronomètre oxyde influencé de manière unique par la taille de son, ou ses, domaine(s) de diffusion. La caractérisation des différentes tailles de cristallites est donc cruciale.

- **Diffusion dans les oxydes de Fe et de Mn**

i. Paramètres de diffusion de l'hélium dans les OFe/MnHe

Tableau 2.B - II—4 : résumé des différents paramètres de diffusion obtenue pour les oxydes de fer (hématite)

Publication	Commentaire	D_0min	D_0	D_0max	$\ln(D_0)$	E_a
		$cm^2.s^{-1}$	*$cm^2.s^{-1}$*	*$cm^2.s^{-1}$*	*ln ($cm^2.s^{-1}$)*	*kJ.mol^{-1}*
Wernicke and Lippolt (1993)	*Hématite spéculaire*					120 à 180
	Hématite en botryoïde					120
Lippolt *et al.* (1993)	*Hématite spéculaire (0,5 cm)*	$3{,}99 \times 10^{-21}$	$4{,}99 \times 10^{-21}$	$3{,}00 \times 10^{-20}$	-46,7	117 ± 6
	Hématite spéculaire (0,5 cm)	$1{,}18 \times 10^{-23}$	$1{,}58 \times 10^{-23}$	$7{,}86 \times 10^{-23}$	-52,5	116 ± 3
Farley and Flowers (2012)	*Diffusion pluridomaine*					157 ± 6
Evenson *et al.* (2014)	*Compilation des données existante à ~350°C*	$8{,}00 \times 10^{-5}$	$2{,}20 \times 10^{-4}$	$1{,}82 \times 10^{-3}$	-8,45	148
	Expérience de diffusion ^3He artificiel					160 à 180
Balout *et al.* (2017)	*Calcul DFT) diffusion isotrope*		$9{,}32 \times 10^{-3}$		-4,68	157
Farley (2018)	*Hématite monodomaine, entre 300 et 700 µm*	$3{,}64 \times 10^{-1}$	$5{,}17 \times 10^{-1}$	$7{,}33 \times 10^{-1}$	-0,66	171 ± 2,5
Garcia *et al.* (2018)	*Hématite à 4 domaines, caractérisation par calcul MCC*		$\frac{D_0}{a^2}$			159

Tableau 2.B - II—5 : résumé des différents paramètres de diffusion dans les oxydes de manganèse

Publication	Commentaire	D_0min	D_0	D_0max	$\ln(D_0)$	E_a
		$cm^2.s^{-1}$	*$cm^2.s^{-1}$*	*$cm^2.s^{-1}$*	*ln ($cm^2.s^{-1}$)*	*kJ.mol^{-1}*
Lippolt and Hautmann (1995)	*Diffusion à < 470°C (froid)*	$2{,}51 \times 10^{-03}$	$3{,}98 \times 10^{-03}$	$6{,}31 \times 10^{-03}$	-5,53	134 ± 2.5
	Diffusion à > 470°C	$6{,}31 \times 10^{-07}$	$1{,}58 \times 10^{-06}$	$3{,}98 \times 10^{-06}$	-13,35	84 ± 5.4
Reiners *et al.* (2014)	*Expérience de diffusion + caractérisation par MCC*	*$2{,}51 \times 10^{-03}$*	*$3{,}98 \times 10^{-03}$*	*$6{,}31 \times 10^{-03}$*	*-5,53*	*134 ± 2.5*
Garcia *et al.* (2018)	*Oxyde de manganèse à 3 domaines, caractérisation par MCC*		$\frac{D_0}{a^2}$			130

ii. Calcul des T_c

La manière la plus simple de comparer les résultats des différentes études de diffusion de l'He dans les OFe/Mn est de calculer et comparer leurs T_C (Équation 10). Pour rappel, pour le calcul de la T_C sont ici considérés un chemin monotone et une production (pour simplification), de plus, la distance d'éjection dans les OFe/Mn (Tableau 2.B - II—1) étant très inférieure à la taille des échantillons (quelques µm par rapport à plusieurs cm), il n'existe pas de F_T. Dans le cas des oxydes de Fe et Mn, il est pertinent de calculer la variation de T_C en fonction du domaine de diffusion, avec un a allant du nanomètre (0.001 µm) au millimètre (1000 µm) pour couvrir la plupart des tailles de cristallites observées dans la nature (Farley, 2018).

La Figure 2.B - II–17 présente les T_c des oxydes de fer (hématite) pour les paramètres de diffusion les plus récents, l'axe des x est mis en échelle logarithmique pour plus de lisibilité. Comme le montre le graphique, la T_C varie de 0° à plus de 250°C pour une taille du domaine de diffusion de 0,1 nm à 1 mm ; et pour des tailles de 0,01 micromètre (10 nm), les oxydes de fer (hématites) sont rétentifs à une température de surface (inf. à 50°C). Il est aussi constaté que les variations entre les paramètres déterminés par les différentes études ont un impact modéré sur le calcul de la T_C ; les différences les plus importantes intervenant aux valeurs extrêmes de a avec des différences de l'ordre de la dizaine de degrés.

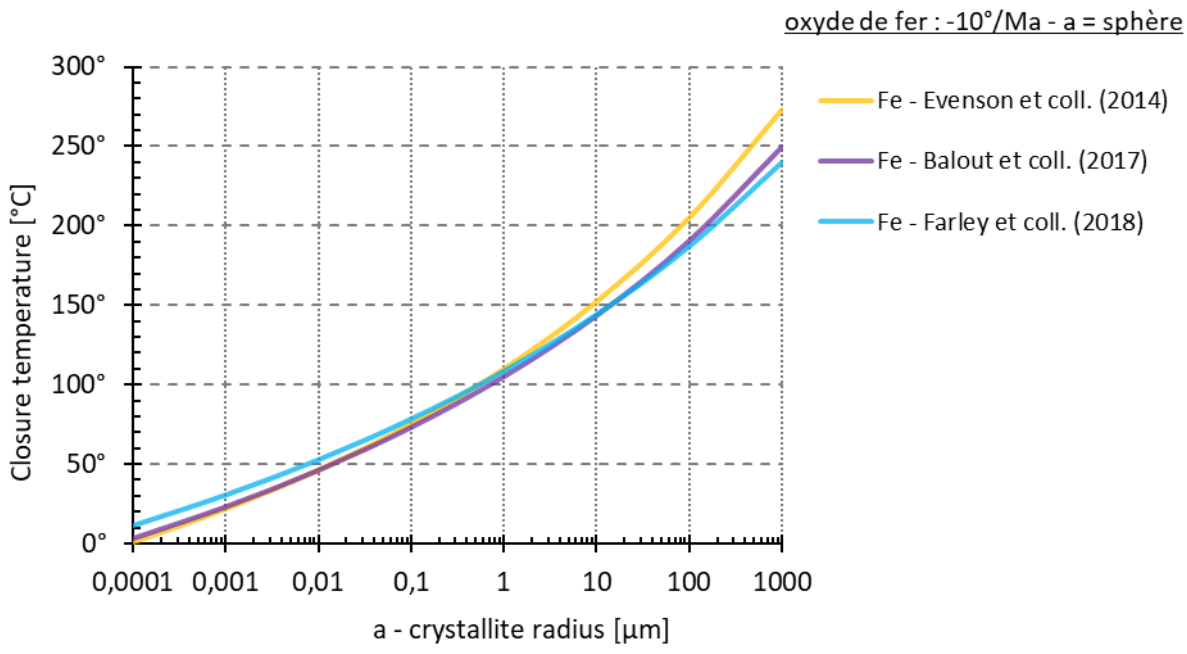


Figure 2.B - II–17 : évolution de la température de fermeture d'oxydes de fer (hématite) en fonction de la taille de cristallites

Les T_c calculés pour les oxydes de manganèse sont présentées dans la Figure 2.B - II–18 ; les expériences menées par Reiners *et al.* (2014) ayant confirmé les valeurs déterminées par Lippolt et Hautmann (1995) à moins de 470°C, seules ces dernières sont présentées. Comme le montre le graphique, la T_C des oxydes de manganèse varient de 0°C à ~200°C entre 0,1 µm et 1 mm, et indique une rétention à des températures de surface (inf. à 50°C) pour des tailles de domaine de diffusion de 1 µm.

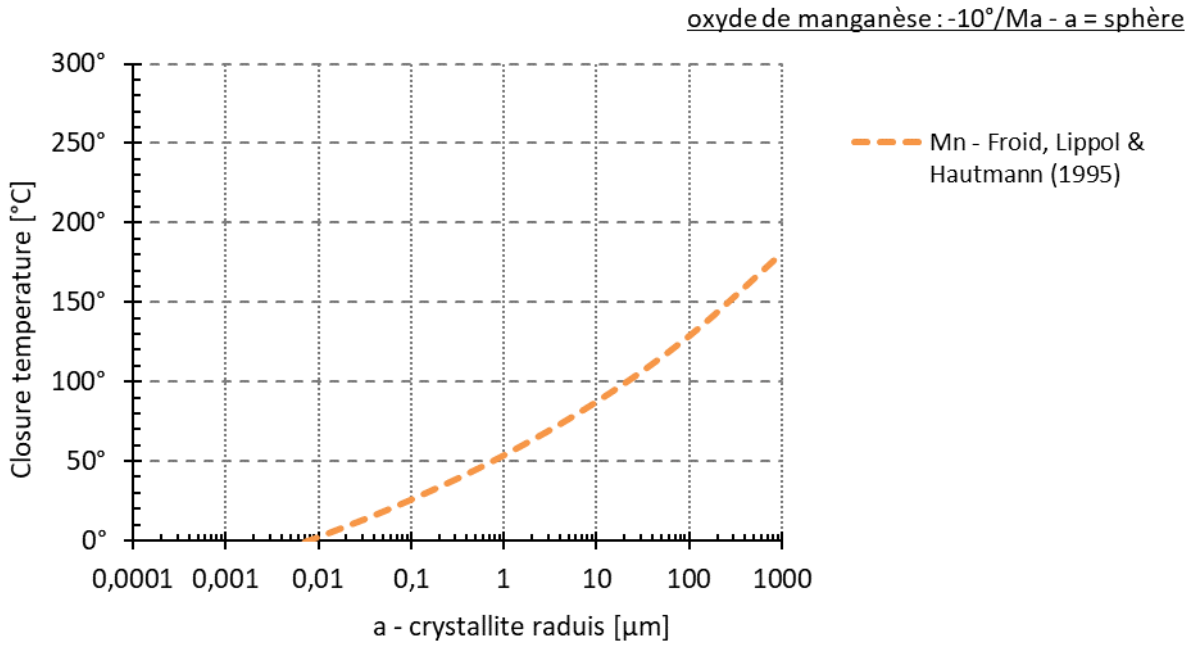


Figure 2.B - II–18 : évolution de la température de fermeture d'oxydes de manganèse en fonction de la taille de cristallites, d'après les paramètres de Lippolt et Hautmann (1995)

Et pour finir, la Figure 2.B - II–19 présente un comparatif entre les T_C des OFe/Mn, les courbes suivent une évolution similaire avec un décalage de T_C d'environ -50°C à taille de domaine de diffusion (cristallite) équivalente pour les oxydes de manganèse.

Les oxydes de manganèse sont donc moins rétentifs que les oxydes de fer (hématite) à taille de cristallite équivalente, mais cela reste à pondérer par la variabilité importante et naturelle de la taille des cristallites. Ainsi, des oxydes de manganèse avec des tailles de cristallite de 2 ordres de grandeur supérieurs à ceux d'oxydes de fer (hématite) possèdent la même T_C, et une telle variation peut être facilement observée naturellement sur un même affleurement.

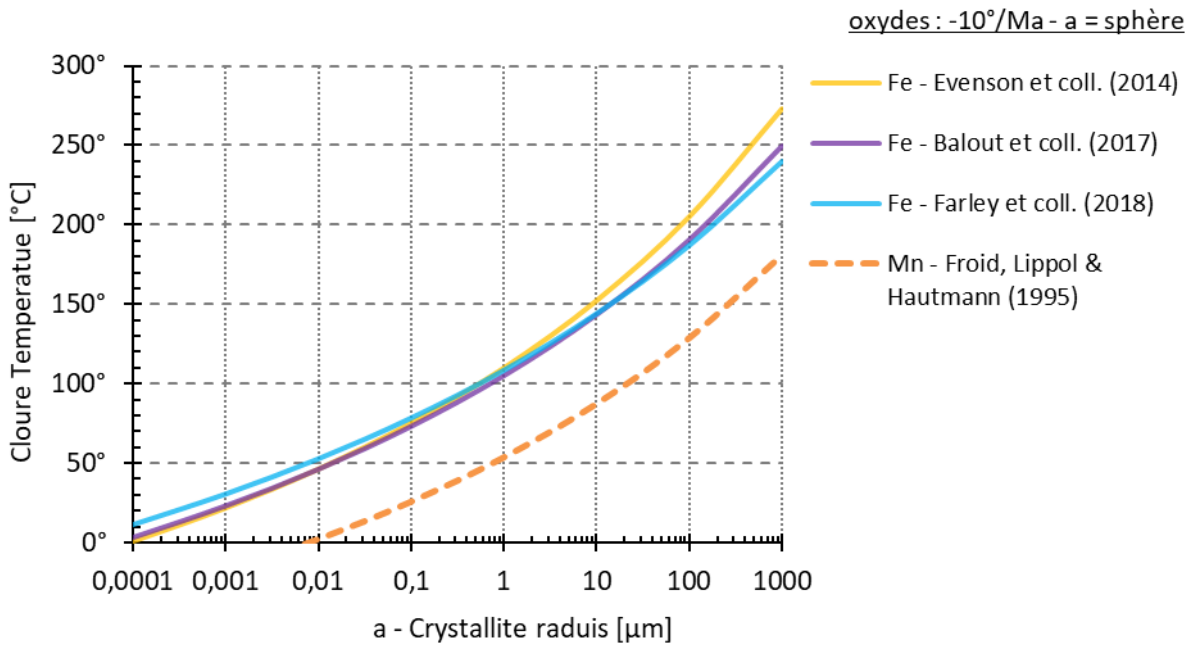


Figure 2.B - II–19 : graphique de la température de fermeture d'oxydes de fer (hématite) et manganèse en fonction de la taille de cristallites

iii. Conclusion

L'ensemble des modélisations de la T_C en fonction de la taille des cristallites démontre l'importance des tailles de cristallite sur la rétention de l'hélium dans les OFe/Mn, et donc sur l'interprétation de l'âge (U-Th)/He associé. Ainsi, la méthode (U-Th)/He sur OFe/Mn (abrégée OFe/MnHe), classiquement utilisée en tant que géochronomètre jusque dans les années 2010-2015, peut être utilisée comme un thermochronomètre en fonction du contexte de cristallisation de ces minéraux.

Pour exemple, des échantillons pouvant s'être retrouvés à des températures supérieures à 50-100°C et ayant des tailles de cristallite inférieures au micromètre, seraient significativement affectés dans leurs capacités à retenir l'hélium et enregistreraient alors une histoire thermique.

- **Les OFe/Mn en tant que thermochronomètre**

Dans le cadre d'échantillons cristallisant à des températures supérieures à celle de leurs T_c, ou possédant une histoire $t(T)$ complexe, il devient alors possible d'utiliser l'OFe/MnHe comme un thermochronomètre. Il faut cependant prendre en compte la variabilité de taille de cristallites observée dans la nature, les échantillons naturels (grains) pouvant être composés :

- d'une seule cristallite centimétrique
- de multiples cristallites de taille homogène
- de multiples cristallites de tailles hétérogènes.

Le cas de grains mono-cristallitiques (mono(domaines) peut être mis de côté, car son comportement est relativement simple et qu'il est rarissime de se trouver face à ce genre de cristaux.

i. Cas des échantillons contenant une taille de cristallite homogène

Dans le cas de grains pluri-domaines et homogènes en taille de cristallite, il est possible de considérer le grain comme ayant un taux de rétention uniquement fonction de la taille unique des cristallites. Dans ce cas, il est relativement simple de calculer le taux de rétention de l'hélium en assimilant le grain à une diffusion mono-domaine et en utilisant la même approche que pour les apatites (Équation 11, A = 55, un refroidissement monotone $\frac{dT}{dt}$ = -10°.Ma^{-1} et T_0 = 200°C, et une production continue).

La Figure 2.B - II–20 présente différents taux de rétention d'oxyde de fer (hématite) pour des tailles de cristallite entre 0,01 et 10 µm. La forme des courbes de taux de rétention des différentes tailles est relativement similaire, variant d'une amplitude de ~50°C pour une taille donnée (ex : de ~100°C à ~50°C pour un a=0,1µm). L'augmentation en taille de cristallite de trois ordres de grandeurs produit donc un décalage en température d'environ plus 125°C.

En comparaison, la Figure 2.B - II–21 présente de façon similaire, les taux de rétention de l'hélium pour des oxydes de manganèse. Les courbes de rétention dans les oxydes de manganèse présentent les mêmes caractéristiques que celles des oxydes de fer, mais avec un taux de rétention de l'hélium systématiquement inférieur. Les résultats mettent aussi en évidence que, dans le cas d'oxydes de manganèse à cristallites inférieures à 1 µm, l'hélium n'est que partiellement retenu à température ambiante (~25°C).

Pour finir, les oxydes de fer et de manganèse pouvant précipiter conjointement dans certaines minéralisations, la Figure 2.B - II–22 présente sur le même graphique des courbes de rétention d'oxyde de fer et de manganèse possédant des tailles de cristallites similaires. Cette comparaison met en évidence qu'une faible variation de tailles de cristallites rend les deux thermochronomètres similaires en termes de sensibilité thermique.

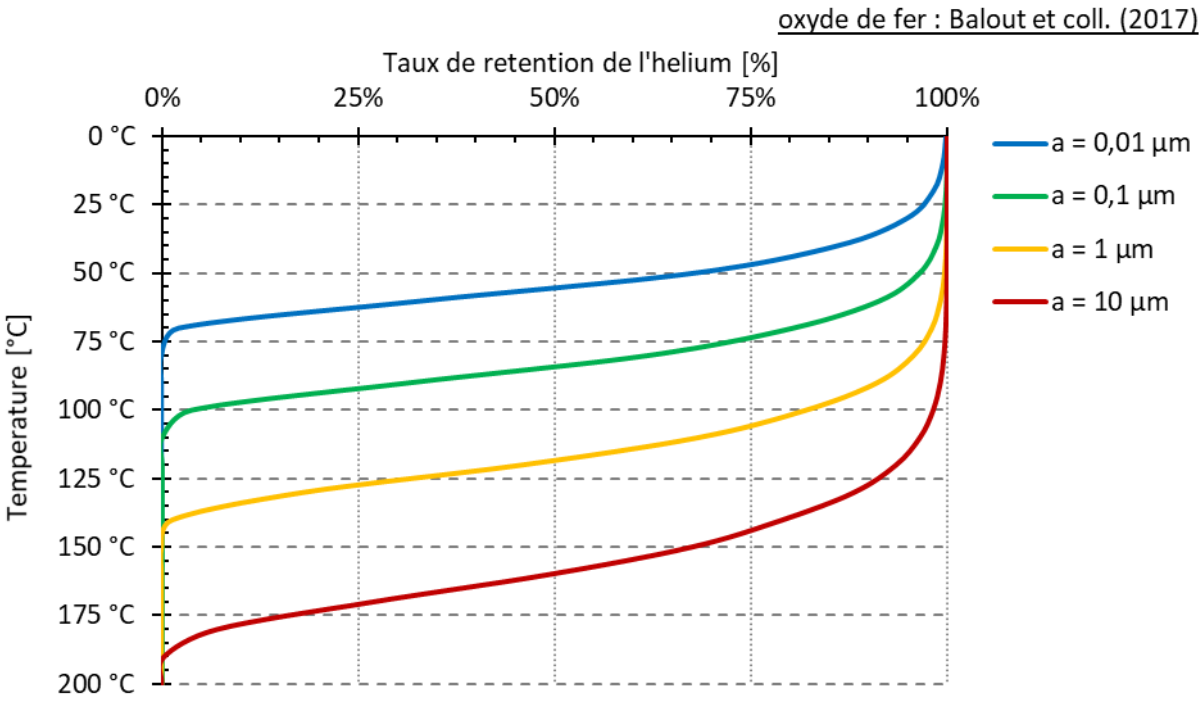


Figure 2.B - II–20 : taux de rétention « monodomaine » d'un oxyde de fer (hématite), selon les paramètres de Balout et al. *(2017), en fonction de différentes tailles de cristallites*

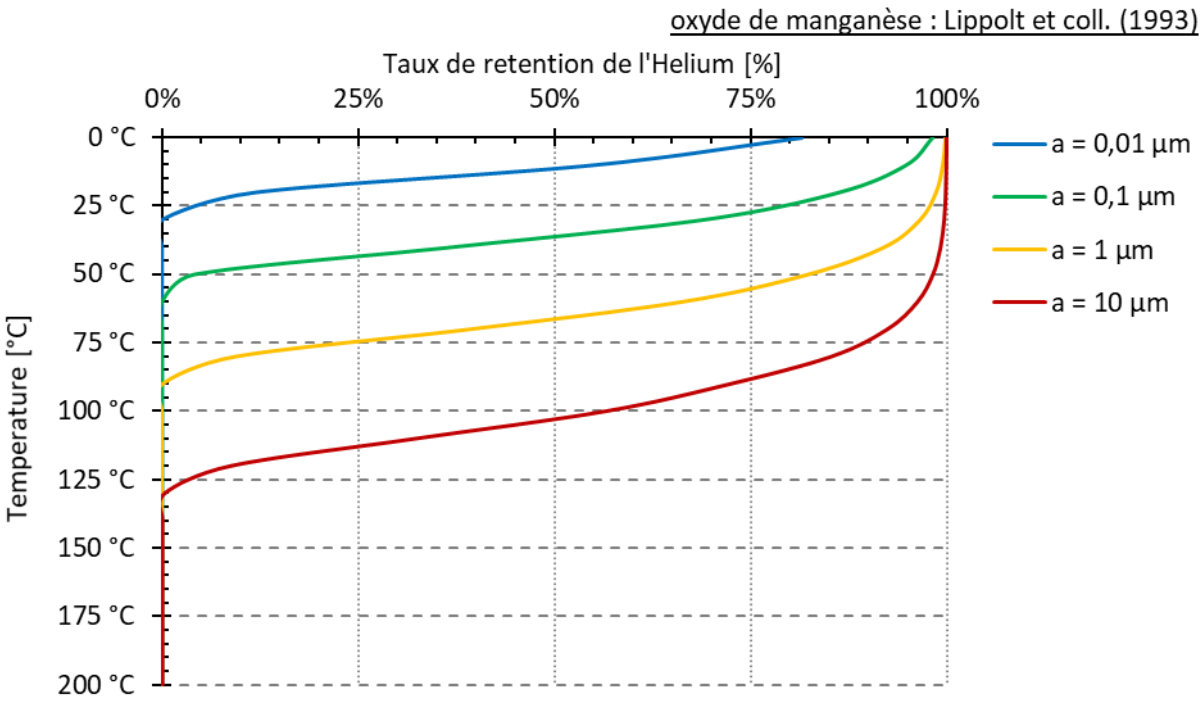


Figure 2.B - II–21 : taux de rétention « monodomaine » d'un oxyde de manganèse, selon les paramètres de Lippolt et Hautmann (1995), en fonction des tailles de cristallites

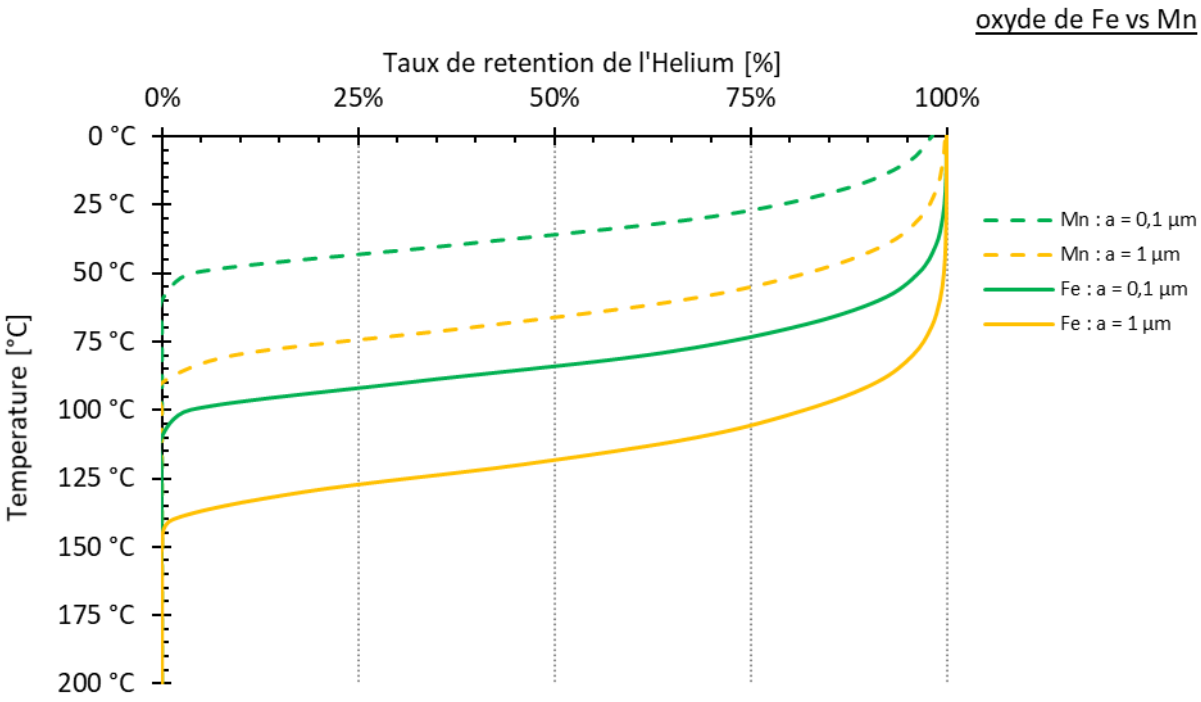


Figure 2.B - II–22 : graphique du taux de rétention « monodomaine » d'oxydes de fer (hématite) et de manganèse, en fonction des tailles de cristallites
Tireté *: oxydes de manganèse, paramètres de Lippolt et Hautmann (1995)*
Trait *: oxydes de fer (hématite), paramètres de Balout* et al. *(2017)*
Vert *: cristallite de 0,1 µm*
Jaune *: cristallite de 1 µm*

ii. Cas des échantillons contenant une taille de cristallite hétérogène

Dans le cas de grains pluri-domaines et hétérogènes en taille de cristallites, il est plus complexe de déterminer le taux de rétention d'un grain. En effet, il est nécessaire d'intégrer au calcul précédent (Équation 11, A = 55, un refroidissement monotone $\frac{dT}{dt}$ = -10°.Ma^{-1} et T_0 = 200°C, et une production continue) une diffusion où plusieurs paramètres supplémentaires doivent être contraints : le nombre de domaines, leurs proportions et leurs tailles.

Les Figure 2.B - II–23 et Figure 2.B - II–24 ci-dessous représentent les taux de rétention de grains d'oxydes de fer et de manganèse, composés de quatre tailles de cristallites différentes (0,01 ; 0,1 ; 1 et 10 µm) à proportion variables. Ces graphiques mettent en évidence que des grains à pluri-domaines hétérogènes constituent des thermochronomètres complexes, avec des ZRP pouvant couvrir toutes les configurations possibles.

iii. Conclusion sur l'utilisation de la méthode OFe/MnHe en tant que thermochronomètre

L'utilisation des oxydes de fer et de manganèse comme des thermochronomètres permet de couvrir des gammes allant de plus de ~200° jusqu'à des températures de surface. Pour cela, il est nécessaire de particulièrement bien contraindre la cristallographie des échantillons étudiés ; avec la détermination de l'homo- ou hétérogénéité des tailles de cristallites, ainsi que la taille des cristallites elles-mêmes.

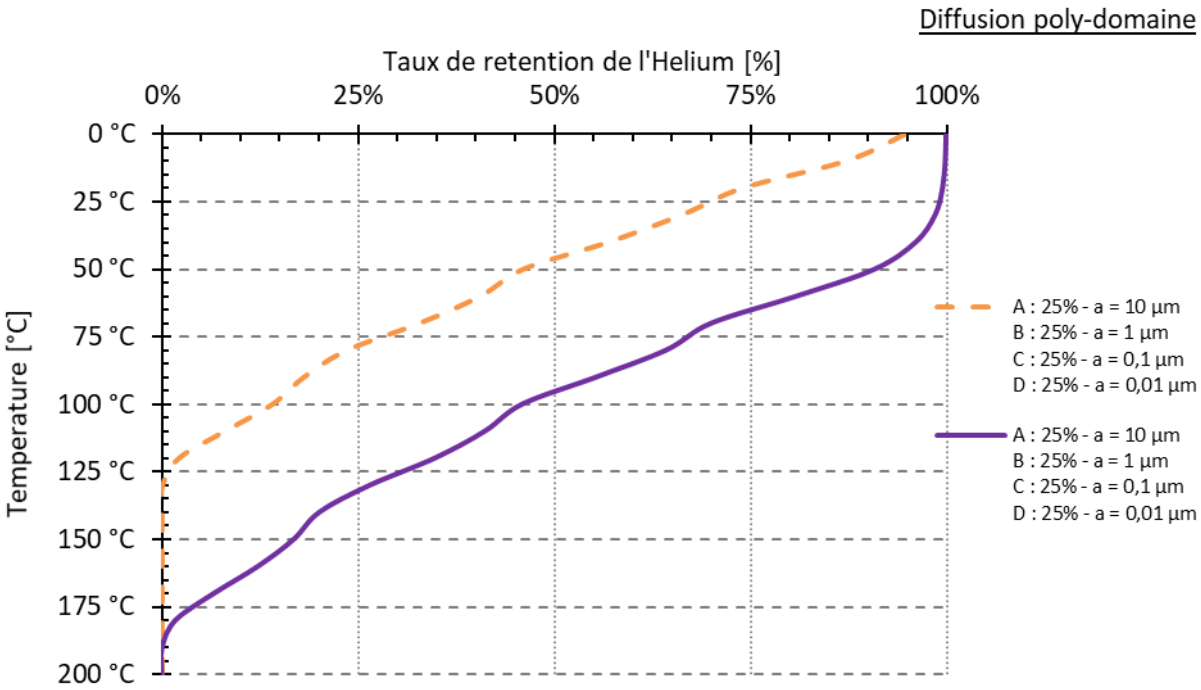


Figure 2.B - II–23 : graphique du taux de rétention polydomaine d'oxyde de fer (hématite) et de manganèse, avec 4 domaines équitablement distribués
Pointillé orange *: oxydes de manganèse, paramètre de Lippolt et Hautmann (1995)*
Trait violet *: oxydes de fer (hématite), paramètres de Balout* et al. *(2017)*

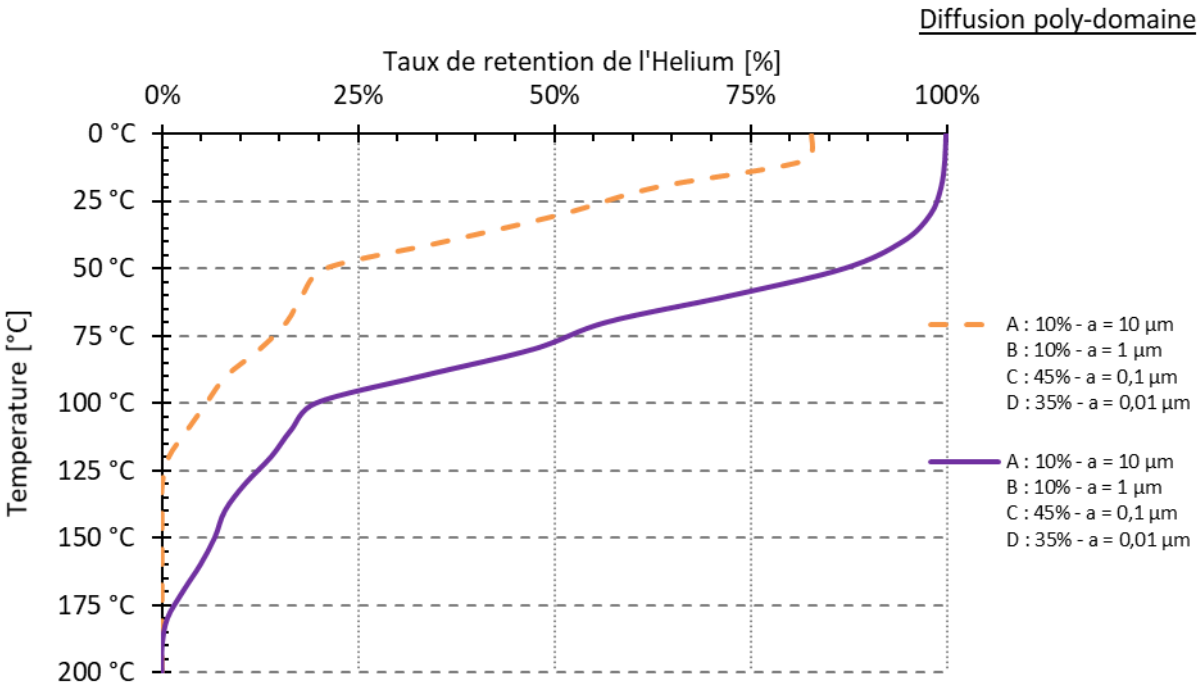


Figure 2.B - II–24 : graphique du taux de rétention polydomaine d'oxyde de fer (hématite) et de manganèse, avec 4 domaines à proportion variables
Pointillé orange *: oxydes de manganèse, paramètre de Lippolt et Hautmann (1995)*
Trait violet *: oxydes de fer (hématite), paramètres de Balout* et al. *(2017)*

2.C) Principes et méthodes d'inversion de données thermochronologiques

L'inversion de données thermochronologiques, qui est le second bras de la thermochronologie, est parfois considérée comme simple et secondaire du fait de son apparition progressive et récente. Au fur à mesure des évolutions de cette discipline, et que les études géologiques se focalisaient sur des histoires thermiques complexes (p. ex. : exhumation lente, réchauffement partiel…), de nombreux débats sur l'interprétation des résultats d'inversions sont apparus et font de cette jeune discipline, un aspect incontournable de la thermochronologie.

Dans un premier temps, cette partie introduit l'origine de l'inversion de données en thermochronologie basse température, parfois appelée « modélisation », ainsi que le vocabulaire et les problématiques qui lui sont propres. Dans un second temps, cette partie présente le processus d'inversion de données de thermochronologie basse température par le logiciel QTQt (Gallagher, 2012) utilisé dans cette étude.

2.C - I. Introduction à l'inversion de données thermochronologiques

2.C - I a) Développement de l'inversion de données thermochronologiques

L'inversion de données thermochronologiques apparaît nécessaire dès la seconde moitié du 20e siècle avec le besoin de quantifier la sensibilité thermique de radiochronomètres. Dans les premiers temps, cet aspect de la thermochronologie fut simplifié, ou évité, en s'intéressant à des cas où l'évolution de la température pouvait être négligée (ex. : cristallisation en surface, système de haute température…). L'arrivée du thermochronomètre traces de fission dans les années 1970-80', et plus particulièrement de la mesure des longueurs de traces de fission, a renforcé le besoin d'utiliser une approche modélisatrice et statistique pour pouvoir interpréter les données en termes d'histoire thermique.

Durant les années 1990', le développement des capacités calculatoires des ordinateurs va rendre le développement de cette approche possible et entrainer l'apparition des premiers logiciels permettant d'inverser les données traces de fission. C'est d'ailleurs avec l'utilisation de ces logiciels que les thermochronomètres ont véritablement révélé leurs potentiels.

Depuis les années 2000', les logiciels n'ont cessé d'évoluer, passant d'outils de modélisation d'âge thermochronologique (c.-à-d. de calcul d'un âge pour un chemin $t(T)$ donné), à de véritables logiciels d'inversion de données (c.-à-d. de détermination d'un chemin $t(T)$ depuis un âge) incluant de nombreux modèles de thermochronomètres et approches statistiques. Cette évolution s'est accompagnée et s'accompagne toujours de nombreuses discussions quant à leurs utilisations, en témoigne l'échange entre P. Vermeesch (utilisateur de logiciels) d'un côté et K. Gallagher et R. Ketcham (concepteur de logiciel) de l'autre (Flowers *et al.*, 2015; Flowers *et al.*, 2016; Vermeesch and Tian, 2014; Gallagher, 2016; Vermeesch and Tian, 2018; Ketcham *et al.*, 2018; Gallagher and Ketcham, 2020; Green and Duddy, 2020).

Cette chronologie souligne le fait que l'inversion de données thermochronologiques est une science particulièrement jeune, même au regard de la discipline de la thermochronologie elle-même.

2.C - I b) Vocabulaire de l'inversion de données thermochronologiques

Les paragraphes suivants présentent les termes propres à l'inversion de données en thermochronologie, ainsi qu'aux concepts qui leur sont affiliés.

- **La modélisation de données thermochronologiques**

Considérant une définition stricte, la modélisation est « [une] *opération par laquelle on établit le modèle d'un système complexe, afin d'étudier plus commodément et de mesurer les effets sur ce système des variations de tel ou tel de ses éléments composants* » (Giraud-Pamart Nouv. 1974).

Le terme de **modélisation** en thermochronologie réfère donc au fait que les logiciels ***d'inversion*** de données incluent des **modèles** de thermochronomètres (ex. : modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite, modèles de cicatrisation des traces de fission dans le zircon…) qu'ils utilisent lors de ***l'inversion*** des données. La « modélisation » de données thermochronologiques, lorsqu'elle est employée pour décrire l'inversion de données (*cf.* paragraphe suivant), représente alors un raccourci imprécis ou un abus de langage.

- **L'inversion de données thermochronologiques**

Le processus d'inversion de données correspond à 1) utiliser des modèles de systèmes naturels pour 2) définir les conditions nécessaires à la reproduction de données naturelles.

Dans le cas de la thermochronologie, l'inversion de données revient donc à 1) utiliser des modèles de thermochronomètres pour 2) définir les chemins temps-températures ($t(T)$) nécessaires à reproduire les données observées. Ce processus inclue donc :

- les modèles de thermochronomètres (ex : production/cicatrisation des traces de fission dans l'apatite, production/diffusion de l'hélium dans l'apatite…), qui ont déjà été présentés
- les logiciels, qui incluent les modèles de thermochronomètres, ainsi que de multiples outils d'inversion de données (présentés ci-après)

L'inversion des données thermochronologiques consiste à proposer de multiples chemins $t(T)$ aux modèles, et d'ensuite confronter les données ainsi prédites, aux données observées. Pour ce faire, les logiciels d'inversion possèdent différents outils statistiques permettant de tester de multiples chemins $t(T)$.

- **Le vocabulaire de la statistique**

L'ensemble des outils utilisés par les logiciels d'inversion de données repose sur une approche statistique, dont le vocabulaire n'est pas trivial en géosciences. Les termes définis dans le Tableau 2.C - I—1 sont généraux, mais permettent de décrire simplement les outils d'inversion de données.

Il existe de nombreuses méthodes d'exploration de l'espace statistique et chaque logiciel fait le choix d'en utiliser une ou plusieurs. En plus de cette diversité de méthodes d'exploration de l'espace statistique, il existe une autre distinction entre les logiciels : la manière de définir le *meilleur* chemin $t(T)$. Ces deux spécificités étant propres à chaque logiciel, elles sont détaillées individuellement ci-après.

Tableau 2.C - I—1 : vulgarisations des termes utilisé en statistique pour l'inversion de données

Terme	Définition	Signification pour l'inversion de données thermochronologiques
univers ou *espace statistique*	représente l'ensemble des configurations et solutions possibles d'une étude statistique	correspond à l'ensemble des chemins $t(T)$ pouvant être testés pour reproduire les données thermochronologiques
le *meilleur résultat*	représente la meilleure configuration / solution d'un espace statistique	représente le chemin $t(T)$ qui reproduit au mieux les données observées, et qui satisfait au mieux les exigences de l'inversion (*cf.* ci-dessous)
l'inversion de données	consiste à explorer l'espace statistique pour trouver le meilleur résultat	consiste à explorer l'ensemble des chemins $t(T)$, pour découvrir le meilleur chemin $t(T)$
la *zone d'exploration*	représente l'espace statistique dans lequel s'effectue l'inversion de données	représente une *boîte* $t(T)$ dans laquelle s'effectue l'inversion de données
les *contraintes d'exploration*	représente des limites supplémentaire à l'espace statistique dans lequel s'effectue l'inversion de données	représente les contraintes externes aux modèles (ex. : âges de cristallisation, cristaux résistant à la cicatrisation…) et internes aux modèles (ex. : taille du grain, concentration en eU…) qui peuvent être appliquées à l'inversion

- **Problématiques de l'inversion de données thermochronologiques**

La difficulté majeure d'extraction de scénarios robustes lors de l'inversion de données correspond à la mise en relation entre : d'un côté les incertitudes des modèles de thermochronomètres et des données analytiques, et de l'autre l'exploration de l'espace statistique.

Cette difficulté, ainsi que le processus d'inversion des données, peuvent être complexes à appréhender. La Figure 2.C - I–1 présente donc une analogie permettant d'expliquer ces deux concepts : celle de la « carte routière ». Dans cette analogie, la carte routière représente la zone d'exploration de l'espace statistique où l'objectif est de déterminer la « meilleure route » (chemin $t(T)$) qu'a suivi la « voiture » étudiée (la roche). La Figure 2.C - I–1 est construite de la manière suivante, dans l'ordre chronologique :

- **Carte A** : la carte à l'état initiale est vide, c'est-à-dire qu'aucune information n'est disponible sur l'échantillon (« voiture » ou roche)
- **Carte B** : sont ajoutées les données obtenues sur l'échantillon (« ville de passage » ou données AFT et AHe)
- **Carte C** : sont ajoutées les contraintes extérieures à l'échantillon ou déjà connues par ailleurs (« position des stations essence » ou contraintes géologiques)
- **Carte D et E** : sont ajoutées les modèles disponibles (« plan d'autoroutes/routes » ou modèles de thermochronomètre peu/très complexe)

Une fois la carte constituée, les logiciels d'inversion de données vont alors explorer l'ensemble des « routes » possibles reliant les points, dans l'objectif d'obtenir le chemin le plus court et passant par le plus grand nombre de points. Et, tout comme les GPS, chaque logiciel utilisant des conditions propres d'exploration de chemin, l'un peut préférer un chemin « court » en distance et l'autre un chemin « court » en temps, donnant des résultats légèrement différents.

De cette analogie simpliste, il est possible d'imager plusieurs problèmes inhérents aux incertitudes de données et modèles, comme le présente la Figure 2.C - I–2 dans les cartes :

- **Carte 1 et 2** : l'incertitude des données (carte 1) et des modèles (carte 2) conduit à des incertitudes ou erreurs sur le chemin déterminé
- **Carte 3** : la simplification extrême des modèles, qui conduit à des non-sens sur le chemin prédit

Ainsi qu'inhérent aux processus d'exploration des chemins :

- **Carte 4** : éliminer les chemins plus complexes, mais satisfaisant mieux à la reproduction des données
- **Carte 5** : prendre un chemin particulièrement long et tortueux, alors qu'il existe un chemin plus direct

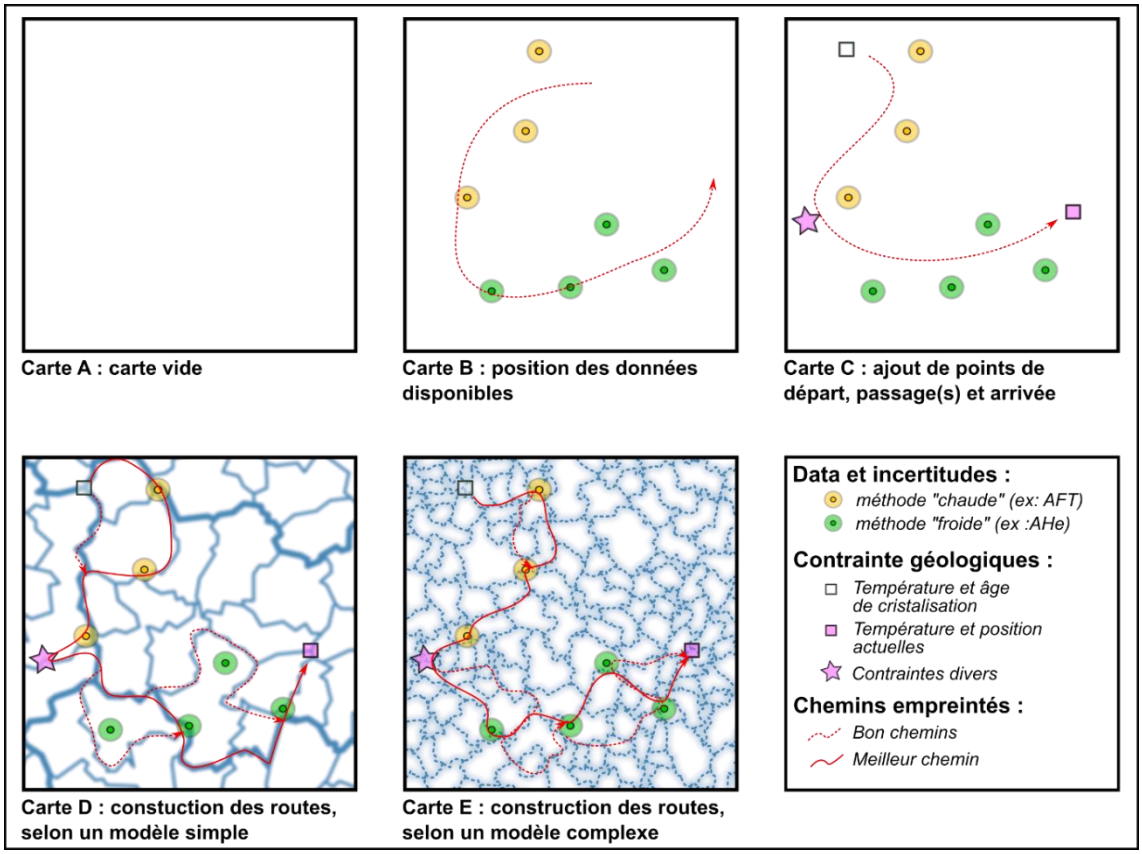


Figure 2.C - I–1 : analogie d'inversion de données thermochronologiques : construction de la « carte routière »

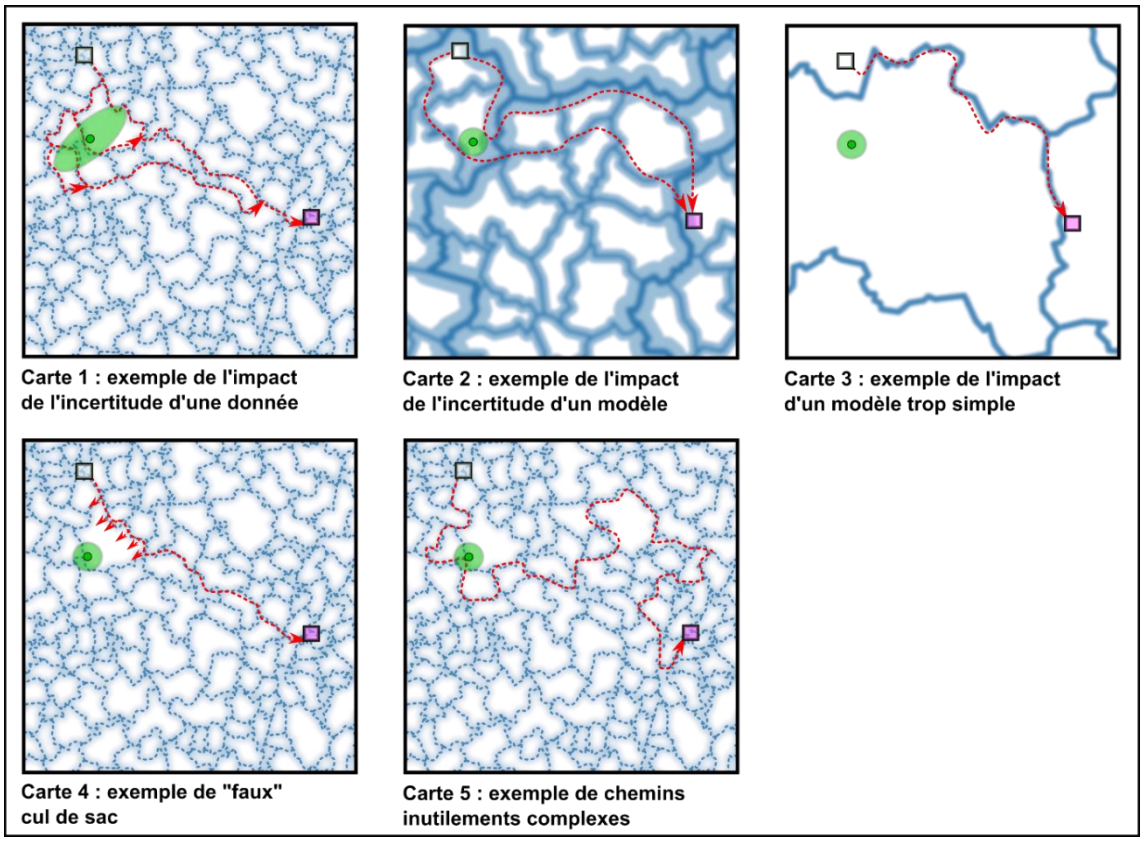


Figure 2.C - I–2 : analogie d'inversion de données : exemple des problématiques rencontrées

Pour terminer cette analogie, il est possible de conclure que : l'exploration de ces cartes (univers/espaces statistiques) nécessite donc à la fois du recul sur la fiabilité des points GPS (des données), du recul sur la conception des cartes (des modèles de thermochronomètre) et du recul sur la manière d'explorer les cartes (l'inversion de données).

- **Résumé des chalenges de l'inversion de données thermochronologiques**

Pour paraphraser R. Ketcham, l'inversion de données thermochronologiques était, et reste toujours, à la fois une science et un art.

« [...] *L'utilisation de logiciels de modélisation inverse est à la fois un art et une science, du moins à en juger par l'éventail des façons dont ces techniques ont été employées. C'est probablement inévitable, car la meilleure utilisation de la modélisation inverse dépendra de la situation géologique, du problème géologique à résoudre et des données thermochronologiques elles-mêmes.*

Compte tenu de la diversité des objectifs et des circonstances, il existe probablement plusieurs façons de faire une modélisation inverse "correcte". Cependant, il y a aussi beaucoup d'autres façons de le faire mal, ce qui devrait bien sûr être évité. [...] »

« [...] *Une règle empirique ancienne en matière de modélisation informatique est que tout modèle n'est valable que dans la mesure où les données et les hypothèses qui le composent sont bonnes ; ce principe est également énoncé de manière succincte "*garbage in, garbage out*"* [traduire : mauvais à l'entrée, mauvais à la sortie]*.*

Un cliché corollaire est que sort de la modélisation ce qu'y est mis, ce qui, dans ce cas, peut faire référence au soin et à l'effort qu'un analyste prend pour calibrer les mesures et vérifier les sources de divergence naturelle par rapport aux hypothèses simplificatrices, telles que la variabilité cinétique pour l'analyse des traces de fission ou la présence d'inclusions ou de zonage pour (U-Th)/He.

Une autre facette de ce courant de pensée, probablement moins appréciée, est que la modélisation intègre également des hypothèses sur des questions plus philosophiques, telles que la signification de la "simplicité" et la forme que devrait prendre une histoire temps-température.

Dans la mesure où un praticien connaît cet éventail d'hypothèses, la modélisation inverse est un outil puissant pour extraire le maximum d'informations des données thermochronologiques. Dans la mesure où ces hypothèses sont ignorées, mal comprises ou tenues pour acquises, il devient de plus en plus possible d'utiliser la modélisation inverse pour

faire des affirmations non fondées ou carrément erronées. Malheureusement, les statistiques semblent tout aussi fiables et les graphiques sont tout aussi bons dans les deux cas. [...] »

Traduit de R. Ketcham *Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data,* 2005

2.C - I c) Logiciels existants

Durant les années 90', un certain nombre de logiciels ont été développés pour modéliser les données thermochronologiques (p.ex. : AFTA solve, R. Ketcham, MonteTracks K. Gallagher, PECUBE J. Braun), deux sont actuellement les plus utilisés et toujours développés :

- HeFTy (lire hélium-F-ty) pour hélium et fission tracks
- QTQt (lire « cutie-cute ») pour Quantitative Thermochronologie on Qt (environnement de programmation)

Ces deux logiciels, développés respectivement par R. Ketcham et K. Gallagher, diffèrent dans leur méthode de recherche et de détermination du meilleur chemin. Les paragraphes suivants s'attèlent à en résumer leurs principes.

Il existe un autre logiciel (ex. : PECUBE, J. Braun, 2003) intégrant des modélisations 3D avec prise en compte de nombreux paramètres (ex. : topographie dynamique, érosion, failles...). Toutefois, ce logiciel implique plus que de simple inversion de données selon le temps et la température, et n'est pas été utilisé dans cette étude, il ne sera pas présenté.

- **HeFty**

Le développement par R. Ketcham d'un logiciel d'inversion de données débute à la fin des années 1990', avec AFTSolve. Puis, en 2005 est publié la première version de HeFTy, permettant d'inverser les données AFT et AHe (Ketcham, 2005). Le logiciel permet de modéliser plusieurs données simultanément pour un même échantillon (ex : données d'âge central et de longueur AFT et données pour 4 aliquotes AHe), mais pas de modéliser plusieurs échantillons simultanément.

i. Espace statistique

Dans le cas d'HeFTy, l'espace d'exploration statistique est défini par l'intermédiaire d'un affichage graphique (Figure 2.C - I–3) permettant de définir des boîtes de contraintes. La boîte d'exploration est générée de manière automatique par HeFTy entre la contrainte temps-température la plus ancienne et chaude, et l'actuel.

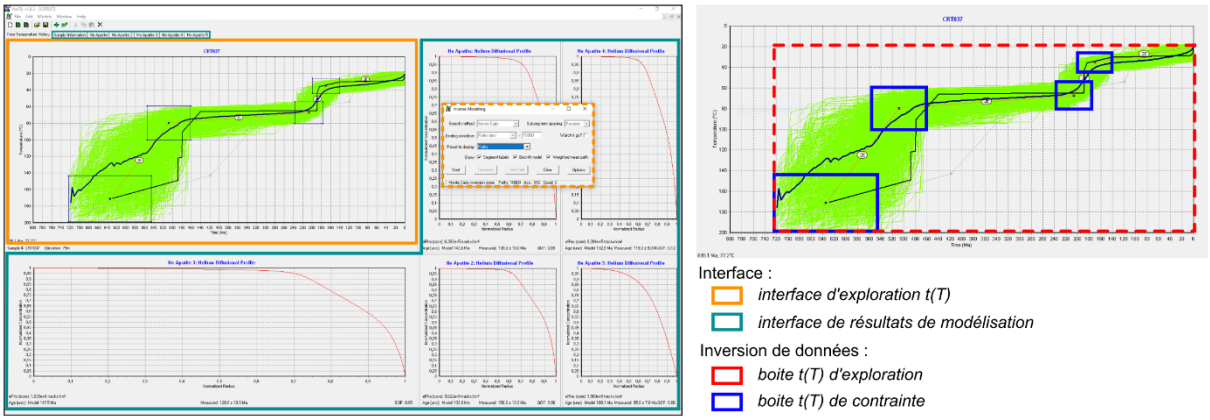


Figure 2.C - I–3 : interface utilisateur du logiciel HeFty

ii. Approche d'exploration statistique

Une fois l'espace défini, HeFTy applique une méthode Monte Carlo (MC) pour échantillonner aléatoirement tous les chemins possibles au sein de la boîte d'exploration et entre chaque boîte de contrainte (Figure 2.C - I–3). Chaque chemin est ensuite jugé en fonction de la reproduction des âges observés par rapport aux âges prédits (paramètre q du logiciel) et est conservé, ou non.

Cette méthode de modélisation est particulièrement robuste et induit deux éléments forts :

- Pas d'artefact de modélisation : si les données sont trop mauvaises, aucun chemin n'est conservé
- Pas de phénomène « d'œillère » : le modèle ne peut pas louper le meilleur chemin (théoriquement)

Mais la force de cette méthode est aussi sa faiblesse, en effet, elle induit un défaut majeur :

- Si les données sont trop « discrètes » (c.-à-d. que le/les chemins $t(T)$ pouvant les reproduire sont particulièrement rares) il y a de très grandes chances de ne jamais les trouver

Pour corriger ce défaut, il existe deux approches : la première consiste à faire un nombre très important d'échantillonnages pour tester tous les cas possibles ; la seconde consiste à diminuer l'exigence de conservation des chemins (paramètre q), et ainsi guider manuellement les modélisations en ajoutant des contraintes. Cette seconde approche est souvent utilisée dans le cas de données complexes (ex. : AHe très dispersé), car il est fréquemment impossible d'effectuer suffisamment d'échantillonnages pour couvrir l'ensemble des possibilités.

Pour donner une analogie simpliste, HeFTy est un marteau qui tape sur un mur. Après un certain temps, s'il le peut, le mur finira par casser. Tout étant une question de temps.

iii. Modèles de thermochronomètres implémentés

Plusieurs modèles de thermochronomètres sont implémentés dans HeFty :

- traces de fission sur apatite et zircon
- évolution de la maturité de la matière organique (R_o de la vitrinite)
- (U-Th)/He sur apatite, zircon et titanite, ainsi que d'autres minéraux où les paramètres de diffusion peuvent être donnés manuellement

Dans les cas du thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite, les modèles de diffusion disponibles sont ceux de Farley – 2000, Shuster – 2006 (non décrit précédemment) et Flowers – 2009

Pour finir, HeFTy ne permet pas le rééchantillonnage statistique de paramètres intrinsèques aux modèles de thermochronomètre (ex : variation du r_{mr0}, de la concentration en eU…).

- **QTQt**

K. Gallagher a publié un premier logiciel durant les années 90' sous le nom de Monte Trax, qui permettait modéliser des données traces de fission. En 2012, K. Gallagher sort la première version de QTQt, permettant cette fois de modéliser également d'autres thermochronomètres (Gallagher, 2012). Ce logiciel permet maintenant de modéliser non seulement un grand nombre de données pour un seul échantillon, mais aussi de modéliser plusieurs échantillons simultanément en prenant en compte une variation verticale en (1D).

i. Espace statistique

Dans le cas de QTQt, la définition de l'espace statistique à explorer se fait par l'intermédiaire de boîtes de dialogue (Figure 2.C - I–4), où il est nécessaire de définir l'ensemble des paramètres (espace d'exploration, contraintes…).

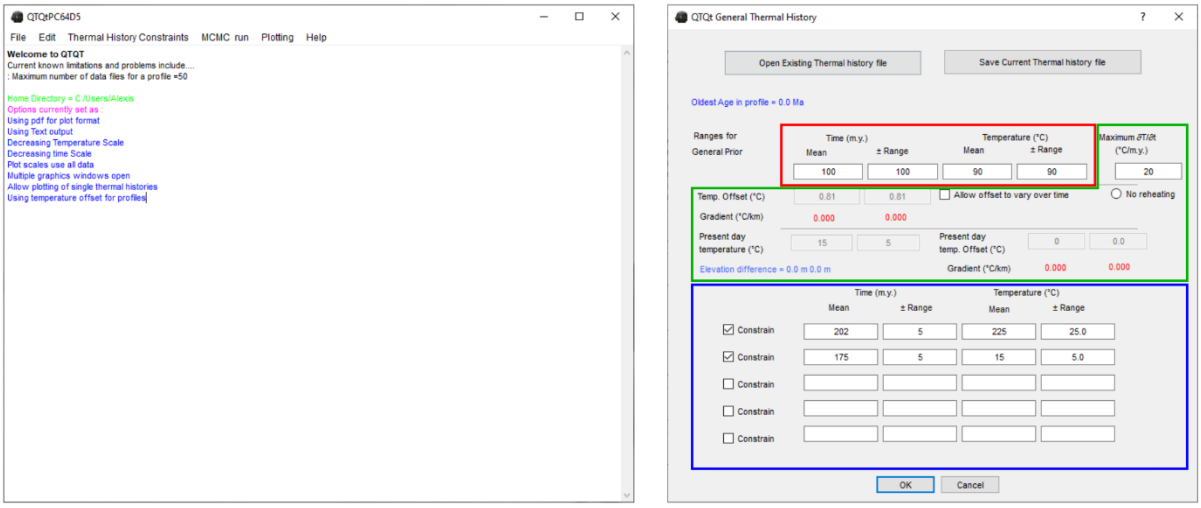


Figure 2.C - I–4 : Interface utilisateur du logiciel QTQt
Carré rouge *: boîte d'exploration*
Carré vert *: contrainte d'exploration*
Carré rouge *: boîte de contrainte*

ii. Approche d'exploration statistique

La méthode d'inversion de données du logiciel QTQt est basée sur une approche bayésienne des probabilités, combinée à une approche stochastique de la recherche du meilleur chemin $t(T)$. Pour ce faire, QTQt utilise une méthode d'échantillonnage dit de Monte-Carlo par chaîne de Markov, *Markov chain Monte-Carlo* (MCMC, Sambridge, 1999a; Sambridge, 1999b).

Cette méthode d'échantillonnage (soit l'inversion de donné) se passe en deux étapes, résumées ainsi :

- Une première étape type MC, appelée *burn-in*, qui échantillonne à l'aveugle les chemins $t(T)$ possibles. Cette étape suit exactement la même approche que celle effectuée par HeFTy.

Ensuite, l'aspect bayésien et stochastique apparaît durant la seconde étape de l'inversion de données :

- La seconde étape type MCMC, appelée *post burn-in*, va déterminer le meilleur chemin issu de l'étape 1 (aspect bayésien) et ensuite repartir de ce chemin pour chercher les chemins proches (aspect stochastique) et tenter d'améliorer le premier chemin (aspect bayésien). Cette partie de la modélisation est dite de « Monte Carlo guidé ».
  Plus de détails sur le fonctionnement du *post burn-in* seront donnés dans la partie « Inversion de donnée avec QTQt »

L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de remonter à des chemins particulièrement « fins » ou « discrets », qui sont complexes à déterminer avec une méthode MC. Évidemment la méthode MCMC possède les faiblesses de sa force :

- Phénomène « mauvais à l'entrée, mauvais à la sortie » : QTQt se base sur le « meilleur » chemin du *burn-in* pour effectuer sa recherche *post burn in* ; donc, quelle que soit la « qualité » de celui-ci, il propose toujours un résultat (même très mauvais)
- Phénomène « d'œillère » : la méthode MCMC, si elle est mal réalisée, peut très facilement conduire à une mauvaise exploration de l'espace statistique

Afin de s'affranchir de ces défauts, il est nécessaire de suivre un protocole de modélisation stricte (décrit plus ci-après) et d'avoir un recul certain sur l'ensemble des paramètres de la modélisation (*cf.* R. Ketcham).

Pour reprendre une analogie précédente du marteau et du mur, QTQt sonde d'abord l'ensemble du mur avec le marteau, pour ensuite s'acharner sur la partie la plus « fragile ». Peu importe qu'elle soit faible ou indestructible.

iii. Modèles de thermochronomètre implémentés

Plusieurs modèles de thermochronomètre sont implémentés dans QTQt :

- Traces de fission sur apatite
- K/Ar (simple et multidomaine)
- Ar/Ar (simple et multidomaine)
- (U-Th)/He sur apatite et zircon, et il est également possible de définir manuellement les paramètres de diffusion de l'hélium pour d'autres minéraux
- Évolution de la maturité de la matière organique (R_o de la vitrinite)

Dans le cas du thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite, les modèles de diffusion disponibles sont ceux de Farley – 2000, Gautheron – 2009, Flowers – 2009 et Gerin – 2017.

Enfin, QTQt permet de rééchantillonner statistiquement certains paramètres pour tous les modèles, tels que le D_{par}, le r_{mr0}, la concentration en eU et en hélium ; ainsi que certains paramètres de modèles, tels que le ΔE_a (Gerin – 2017).

2.C - II. Inversion de données avec QTQt

Les modélisations inverses dans cette étude ont été réalisées à l'aide du logiciel QTQt pour de multiples raisons. D'abord pour l'ensemble des modèles de diffusion de l'He (Flowers – 2009 ; Gautheron – 2009 et Gerin – 2017) qui y sont implémentés, ainsi que les options de rééchantillonnages. Ensuite, pour son approche de l'exploration de l'espace statistique, qui permet de reconstruire des chemins « discrets » (cas de cette étude) et de prendre en compte les incertitudes analytiques. Enfin, le fait que QTQt soit le seul logiciel à avoir implémenté le modèle de diffusion de Gerin – 2017, qui permet de reproduire au mieux les données dans les zones à évolution lente, comme c'est le cas dans notre étude.

2.C - II a) Information préalable sur QTQt

- **Lexique de QTQt**

Comme tout logiciel, QTQt utilise une terminologie qui lui est propre et qui sera donc reprise dans cette étude. Donc, les termes nécessaires à la compréhension de l'inversion de données avec QTQt sont présentés ci-dessous :

Likelihood : correspond à la valeur (ou pourcentage) de « qualité » de reproduction des données observées d'un chemin $t(T)$ donné. Plus la valeur du likelihood d'un chemin $t(T)$ est élevée, mieux ce chemin reproduit les données. Pour plus de lisibilité, la valeur du likelihood est présentée sous forme de logarithme dans QTQt.

Prior-likelihood : correspond à la valeur du likelihood brut

Posterior-likelihood : correspond à la valeur du likelihood, pondérée par l'approche bayésienne de « plus un chemin est simple, plus il est *vrai* » (attention, le terme *vrai* est défini ci-dessous). Pour ainsi dire, plus la valeur du posterior d'un chemin est élevée, mieux ce chemin reproduit « simplement » (référent à « simple » ci-dessous) les données.

Vrai : l'approche d'inversion de QTQt comprend deux partis pris qui ont été établis dans le but de parer à la méconnaissance du fonctionnement de certains thermochronomètres : la nature est simple et les modèles sont trop « parfaits ».

Ces deux partis pris sont définis pour éviter les erreurs d'interprétation et/ou de sur-interprétation des résultats d'inversion. Cette approche s'appuie sur le concept que plus un chemin est « simple » (défini ci-dessous), plus il reflète ce que signifient vraiment les données (en termes géologiques).

Burn-in : première étape de recherche du meilleur chemin, par méthode Monte-Carlo (MC).

Post burn-in : seconde étape de recherche du meilleur chemin, faite suivant une approche bayésienne et stochastique (MCMC).

Exploration/constrain box : boite $t(T)$ d'exploration statistique et de contrainte.

Chemin simple : un chemin $t(T)$ est simple lorsqu'il possède peu de *nœuds* (défini ci-dessous), c-à-d qu'il s'approche au maximum d'une ligne droite. A contrario, un chemin complexe contient de nombreux nœuds et s'approche d'une ligne en « zigzag ».

Nœud $t(T)$: les chemins $t(T)$ sont composés d'une suite de points précis, appelés nœuds, qui sont reliés entre eux par des droites.

Birth/Death : la notion de faire apparaître (birth) ou disparaitre (death) un nœud (lors de l'exploration de l'espace statistique).

Temperature/time : la notion de déplacer en température et en temps un nœud (lors de l'exploration de l'espace statistique).

Ces derniers paramètres (birth/death et temperature/time) sont présentés sous forme de ratio de conservation (rapport à l'approche bayésienne) et permettent de suivre l'avancement dans l'exploration statistique.

- **Interface du logiciel QTQt**

Les figures ci-dessous présentent certaines interfaces de QTQt et permettent de contextualiser certaines des notions présentes dans le logiciel.

Figure 2.C - II–1 présente à gauche l'interface utilisateur qui permet de contrôler le processus d'inversion de données et à droite l'explication simple de chacun des paramètres.

Figure 2.C - II–2 présente un exemple de résultats d'inversion de données, la couleur des chemins $t(T)$ est déterminée par QTQt en fonction de leurs valeurs de likelihood. Ainsi, à gauche est présenté le résultat de l'inversion selon le prior-likelihood, et à droite selon le posterior-likelihood. Les graphiques, en haut à droite de chaque résultat, représentent en fonction du nombre d'itérations (*c-à-d* avancement de l'inversion de donnée) l'évolution du paramètre prior- ou posterior-likelihood, ainsi que le nombre de nœuds (proxy de la complexité de chemin). Cette figure met en évidence la différence entre prior et posterior likelihood, ainsi que le lien entre la complexité du chemin et le calcul du posterior-likelihood.

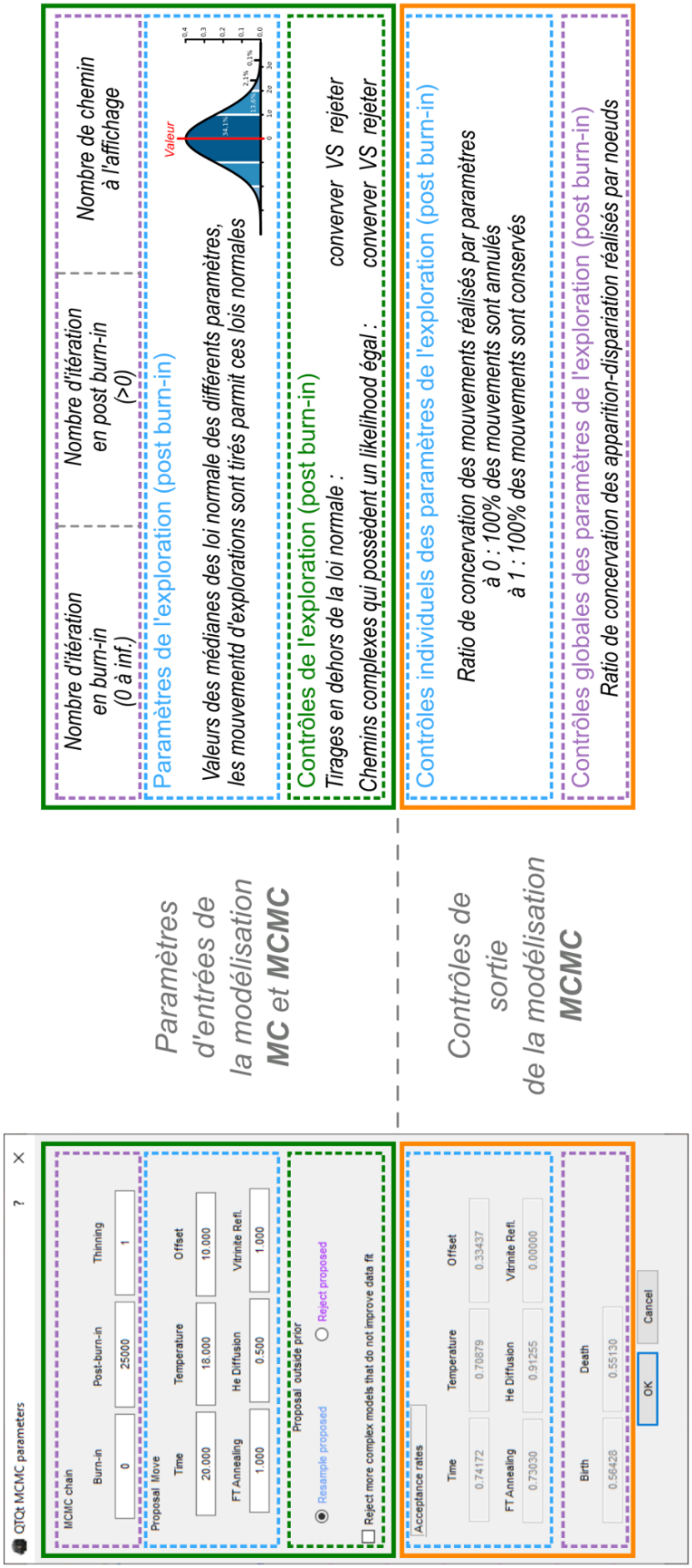


Figure 2.C - II–1 : interface utilisateur de QTQt, contrôle des paramètres d'entrée et de sortie de l'inversion de données

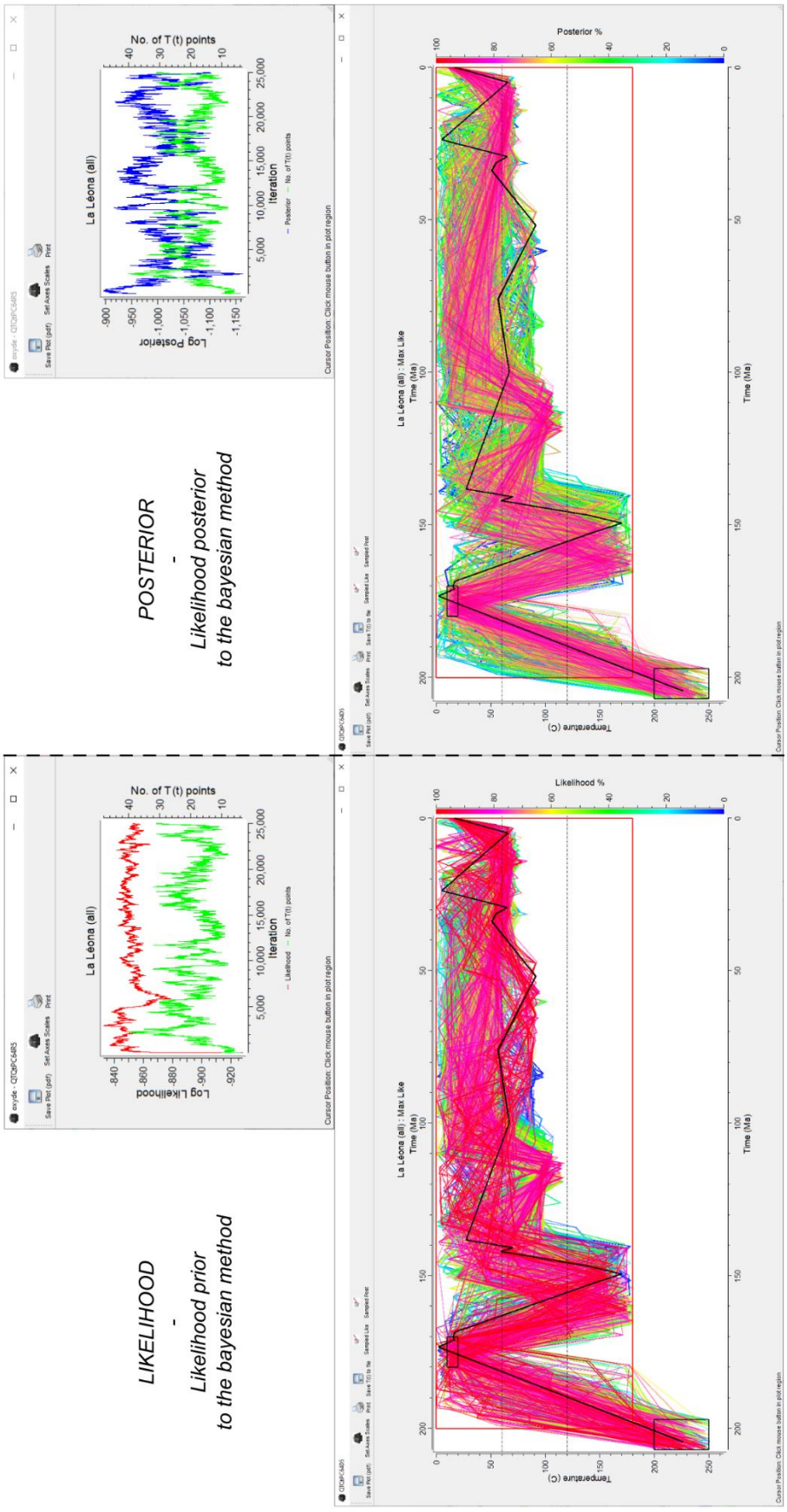


Figure 2.C - II–2 : interface utilisateur de QTQt, résultats d'inversion de données

2.C - II b) Méthode d'inversion de données avec QTQt

L'approche d'inversion du logiciel QTQt possède un avantage, mais aussi des phénomènes « mauvais à l'entrée, mauvais à la sortie » et « d'œillère » qui peuvent mener à des résultats d'inversion erronés. Ces phénomènes peuvent être évités avec une méthode d'inversion spécifique, présentée ci-après.

Cette méthode se divise en trois étapes distinctes (Figure 2.C - II–3) à effectuer dans l'ordre. La seconde étape est, elle, constituée d'une série de sous-étapes à effectuer de manière cyclique, afin d'aboutir à des inversions fiables.

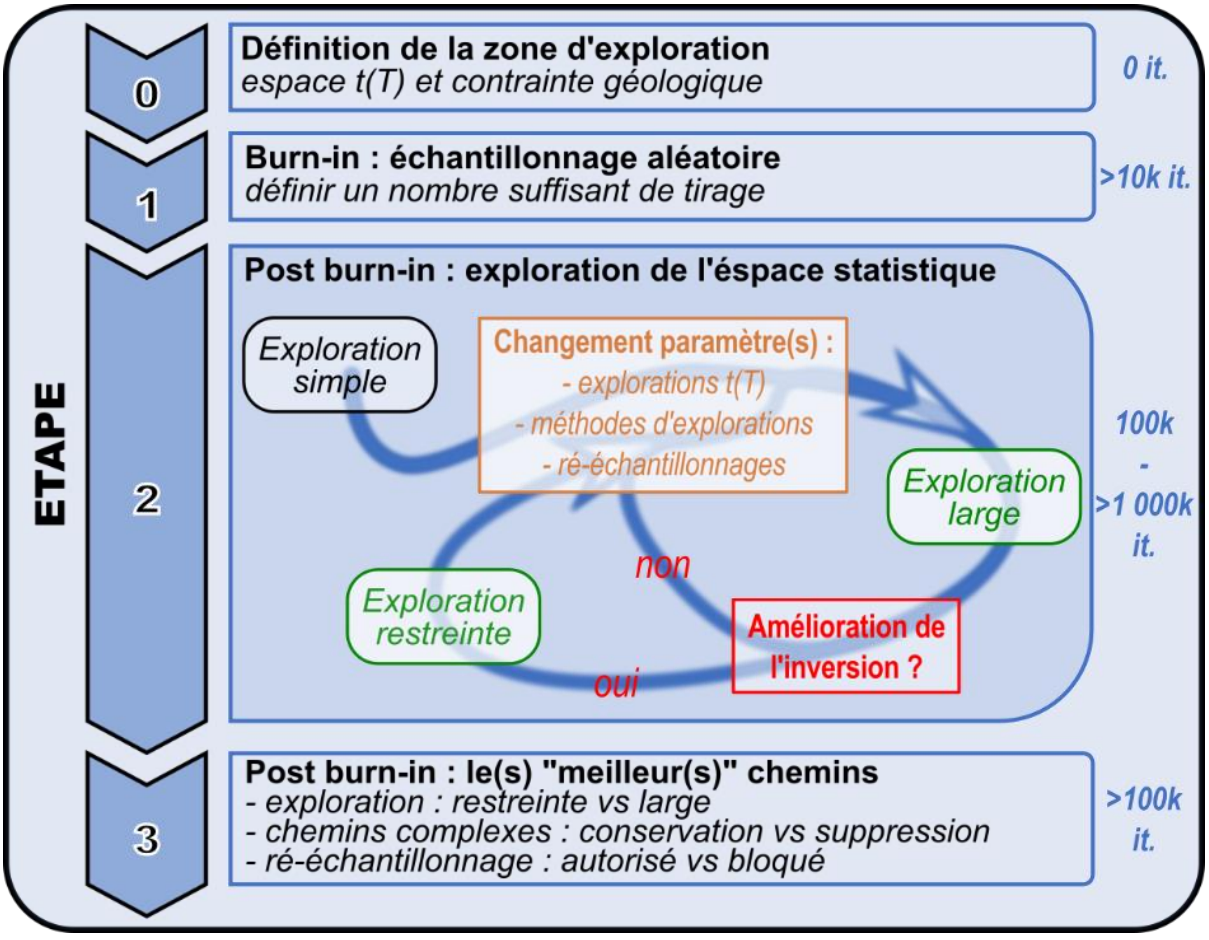


Figure 2.C - II–3 : workflow de l'inversion de données avec le logiciel QTQt
À droite figure un ordre d'idée du nombre d'itérations à effectuer à chaque étape

Les différentes étapes de modélisation seront illustrées sous la forme d'un cas simpliste d'exploration d'un espace statistique 1D, représenté dans la Figure 2.C - II–4. Dans cette représentation, chaque « point de l'axe x » correspond à un chemin $t(T)$ et « l'axe x » correspond à une variation 1D du chemin, deux points proches représentant alors deux

chemins similaires. Le likelihood de chaque chemin est alors affiché en pourcentage (100% représentant le chemin parfait) selon l'axe y.

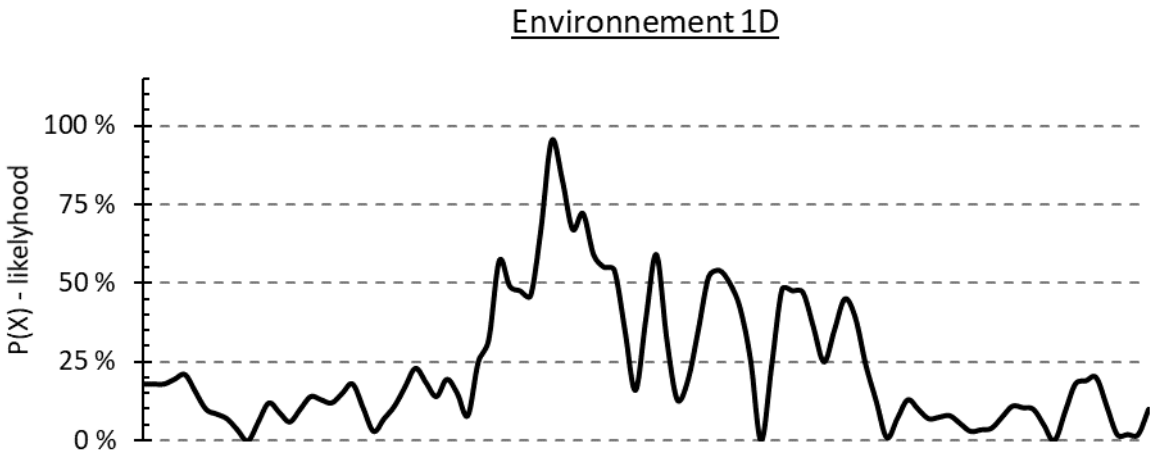


Figure 2.C - II–4 : représentation de la valeur du likelihood (axes-y) d'un espace statistique 1D (axe x)

- **Étape 0 : définition de la zone d'exploration**

Avant de commencer toute modélisation, il faut contraindre la partie de l'espace statistique à explorer, car celui-ci est infini. Cette contrainte, effectuée par l'utilisateur, est imagée par le carré rouge dans l'espace statistique de la Figure 2.C - II–5.

Pour donner un exemple concret simple, le logiciel QTQt peut techniquement tester des modélisations commençantes il y 1 milliard d'années, donnant ainsi une infinité de possibilités, mais n'ayant aucun sens et des likelihood très faibles. Donc l'étape 0 consiste à définir une période restreinte (ex : depuis l'âge de formation de la roche jusqu'à l'actuel) pour éviter de « perdre » le logiciel durant l'inversion.

Cette première étape peut contenir un premier biais : si la zone d'exploration est mal définie, cela peut mener à des erreurs :

  - zone trop contrainte : un phénomène « d'œillère », où le meilleur likelihood est en dehors de la boîte.
  - zone pas assez contrainte : un phénomène « d'œillère inverse », avec une modélisation particulièrement longue qui peut conduire à ne pas trouver le meilleur chemin.

Il est donc nécessaire de définir avec attention cette zone d'exploration, qui comprend de nombreux paramètres tels que : l'exploration box, les constrains box, les modèles de thermochronomètres utilisés…

Après avoir correctement contraint la zone d'exploration, l'espace statistique à explorer se résume à la Figure 2.C - II–6.

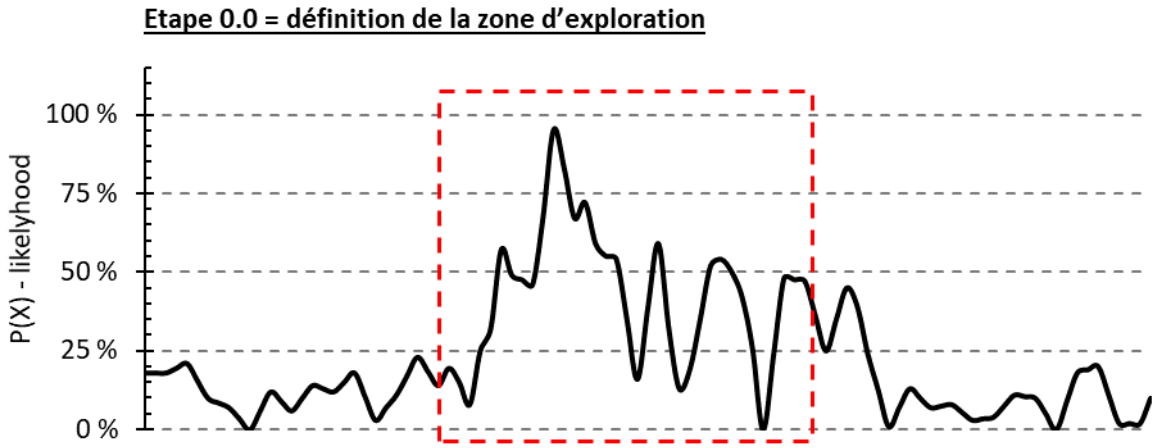


Figure 2.C - II–5 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 0

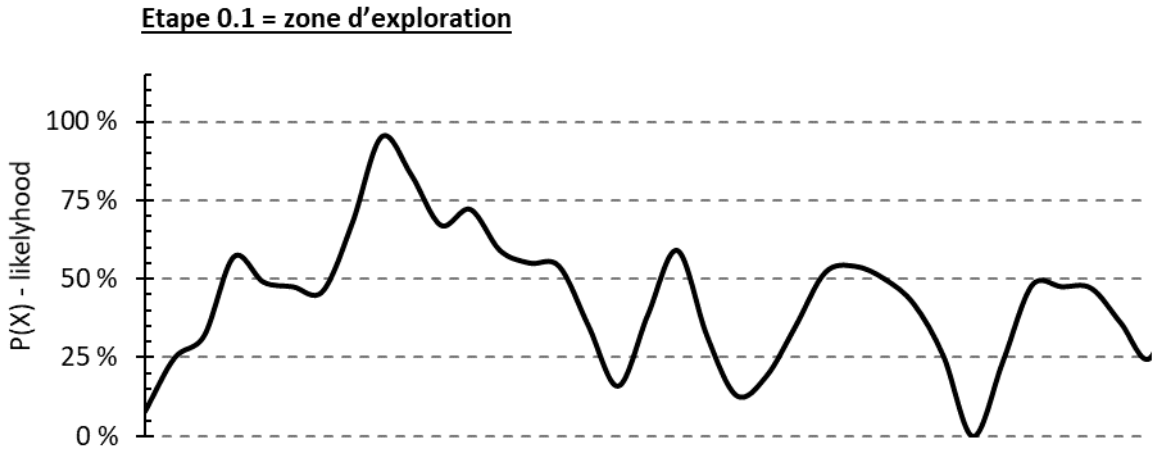


Figure 2.C - II–6 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 0bis

- **Étape 1 : échantillonnage aléatoire – Burn-in**

Le burn-in consiste à tirer aléatoirement des chemins $t(T)$ dans la zone d'exploration, et à lister leurs valeurs de likelihood. Le processus peut être imagé en générant un certain nombre de tirages aléatoires, affichés en trait rouge dans l'espace statistique de la Figure 2.C - II–7.

Sachant que l'exploration post burn-in sera réalisée à partir du meilleur des chemins issus du burn-in, cette étape peut apporter un autre biais :

  - trop peu de tirages aléatoires : phénomène « d'œillère » qui conduira, durant le post burn-in, à ne pas déterminer la zone associée au meilleur chemin.

Avec un nombre infini de tirages, cette étape trouverait le meilleur chemin, à la manière que de HeFTy.

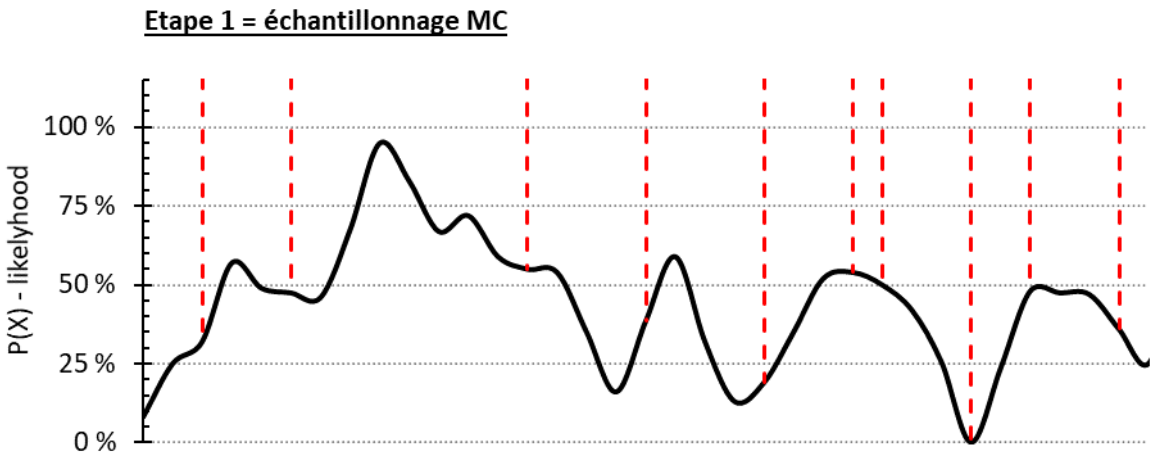


Figure 2.C - II–7 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 1

- **Étape 2 : échantillonnage guidé – Post Burn-in**

i. Résultat du burn-in

Le post burn-in s'initie à partir du meilleur chemin défini dans l'étape précédente, ce chemin est représenté dans la Figure 2.C - II–8 par le point rouge.

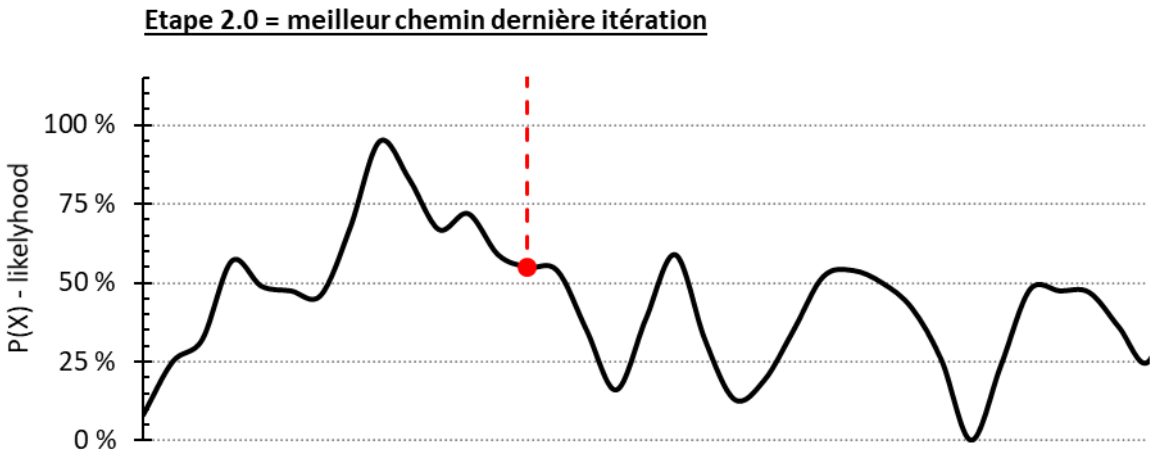


Figure 2.C - II–8 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 2.0

ii. Post burn-in : exploration restreinte

Partant du meilleur chemin, une recherche stochastique explore les chemins voisins, l'enveloppe couverte par cette exploration étant figurée en vert autour du meilleur chemin dans les figures suivantes.

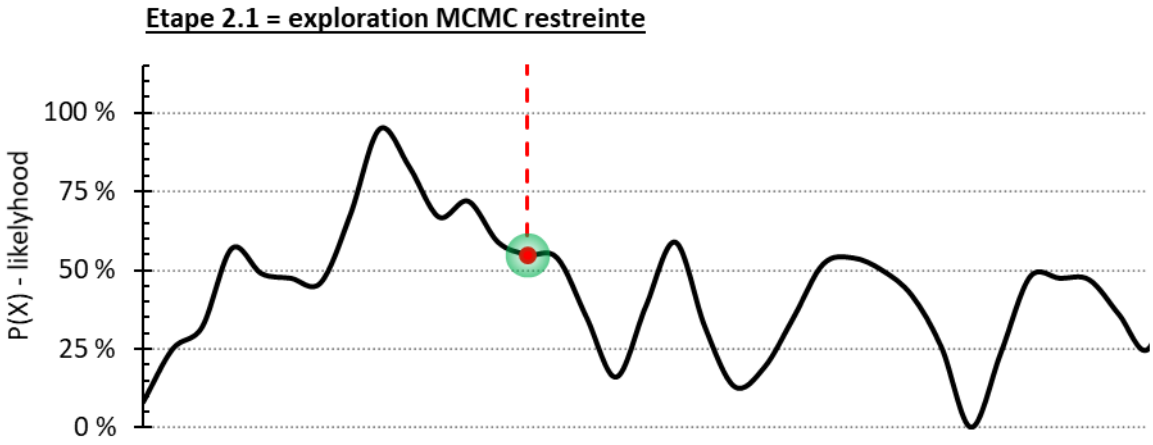


Figure 2.C - II–9 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 2.1

En appliquant une méthode bayésienne, QTQt conserve le meilleur chemin issu de cette exploration, puis en relance une et ainsi de suite. Ce cycle d'exploration-déplacement conduit à l'amélioration progressive du chemin de référence, la métaphore de la montagne est souvent utilisée, l'exploration « remonte » ainsi la « montagne » du likelihood comme le montre la Figure 2.C - II–9.

Après un nombre suffisant de cycles, l'exploration va converger et s'arrêter sur le chemin avec le meilleur likelihood dans l'enveloppe d'exploration stochastique ; en prolongeant la métaphore de la montagne, l'exploration atteint le « haut topographique » local (Figure 2.C - II–10).

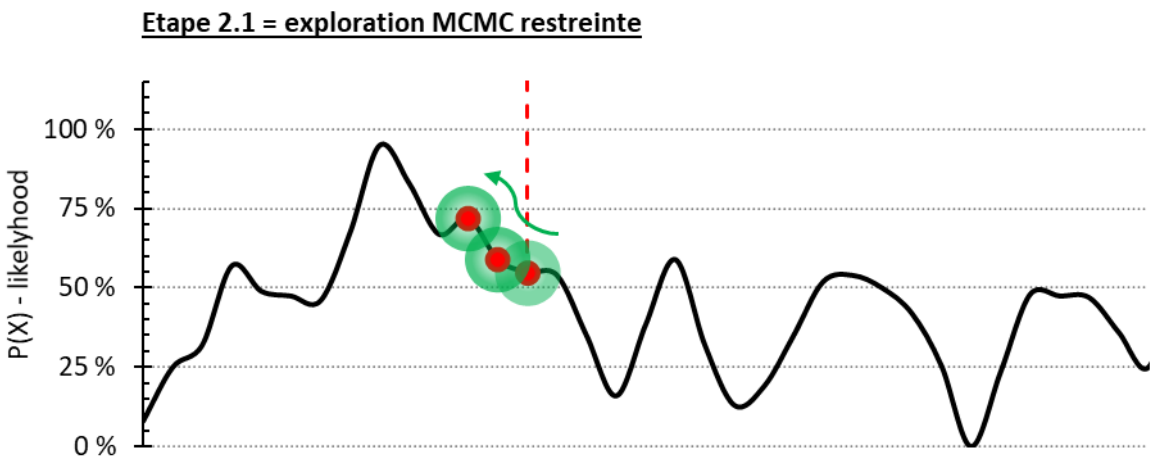


Figure 2.C - II–10 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 2.2

iii. Post burn-in : exploration large

Une fois atteint le meilleur chemin de l'enveloppe stochastique, il est nécessaire d'effectuer une exagération des paramètres de recherche pour vérifier que le « haut topographique » local est bien le plus haut de l'ensemble de la zone d'exploration. Cette étape est symbolisée par l'élargissement de l'enveloppe de recherche verte dans la Figure 2.C - II–11, cette méthode d'exploration large permet d'éviter le phénomène « d'œillère ».

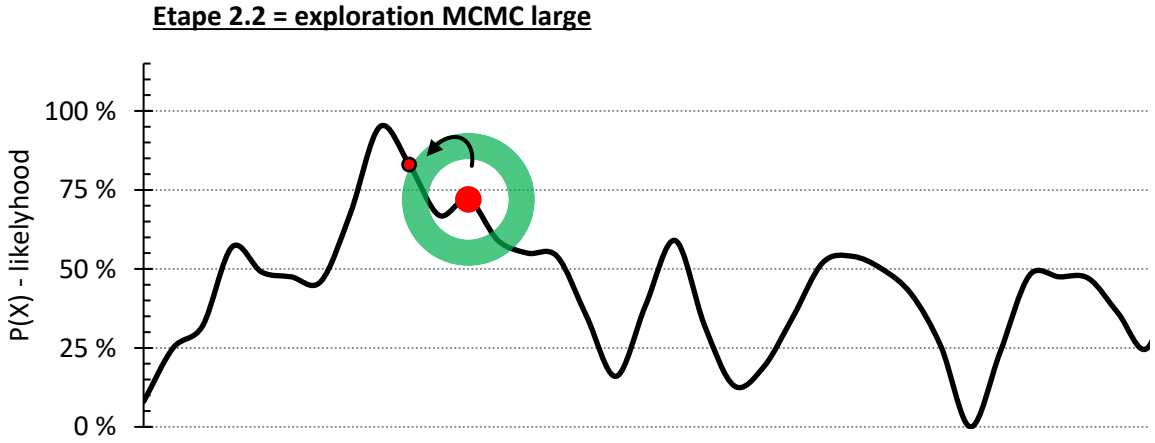


Figure 2.C - II–11 : représentation d'un espace statistique 1D, workflow QTQt – étape 2.3

iv. Fin de l'exploration

Il faut ensuite effectuer plusieurs cycles d'exploration restreinte – exploration large pour atteindre le meilleur chemin de l'ensemble de la zone d'exploration.

Il faut prendre en compte que cette explication du processus d'inversion des données, tout en étant juste, reste une simplification forte, car durant tout le processus du post burn-in, plusieurs paramètres s'additionnent :

- La prise en compte du prior et du posterior likelihood dans l'approche bayésienne
- La multi-dimensionnalité de l'espace statistique, ici présentée en 1D, dans les faits il est plus complexe et peut atteindre 3D voire plus lorsque le logiciel rééchantillonne des paramètres intrinsèques aux modèles des thermochronomètres (eU, ΔE_a…).

L'addition de ces paramètres peut rendre l'exploration en post burn-in relativement longue.

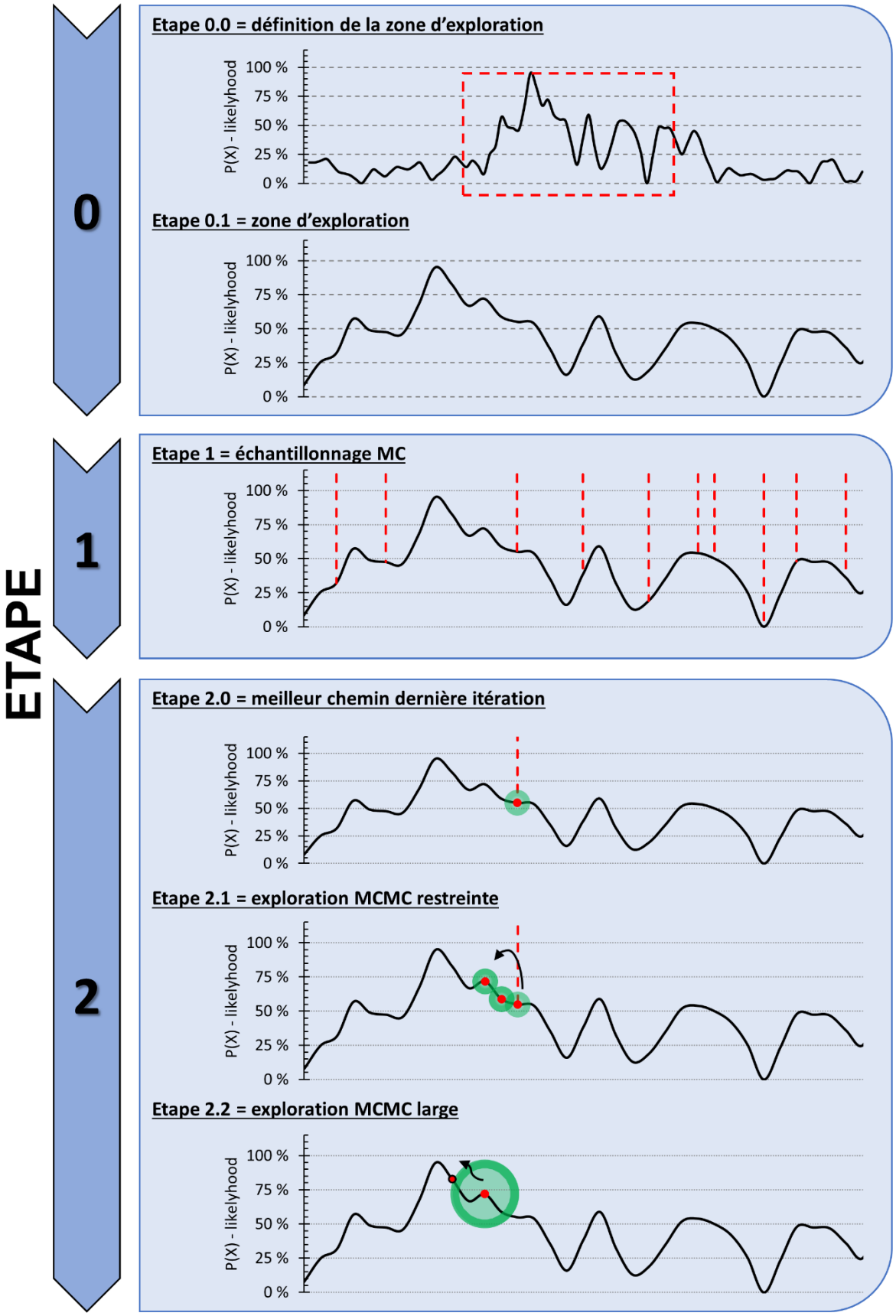


Figure 2.C - II–12 : récapitulatif du workflow d'exploration de l'espace statistique de QTQt

2.C - II c) Inversion des données OFe/MnHe

La diffusion de l'hélium dans les oxydes de fer et de manganèse ne nécessite pas l'utilisation de modèles de diffusion dépendante de l'endommagement. Néanmoins, la composition pluri-domaine des grains et la variation des tailles de cristallite de plusieurs ordres de grandeur impactent significativement la rétention de l'hélium. Cet aspect critique peut être abordé selon deux approches différentes dans le cadre de l'inversion de données :

- une approche mono-domaine : considérer qu'un grain est homogène en taille de cristallites
- une approche pluri-domaines : considérer qu'un grain est hétérogène en taille de cristallites**.**

• Approche monodomaine

i. Description de l'approche

Dans le cas d'un échantillon caractérisé par la présence de cristallites de même taille (mono-domaine), le paramètre *Rs* (le rayon de sphère équivalent) de QTQt est alors considéré comme la taille du domaine de diffusion et donc la taille des cristallites de l'échantillon.

Cette approche permet d'inverser facilement des grains à tailles de cristallite homogènes et bien caractérisées.

ii. Rééchantillonnage du domaine de diffusion

Cette approche est relativement simpliste, mais permet de fournir un premier modèle pour inverser les données (U-Th)/He sur oxydes de fer et de manganèse.

Toutefois l'une des difficultés majeures de l'étude des oxydes est la caractérisation de la taille des cristallites pour un grain. Plus de détails seront apportés dans le chapitre de Matériel et Méthode, mais dans cette étude s'il a été possible de déterminer les tailles des cristallites pour un échantillon, cela ne l'est pas pour des grains individuels. Donc, typiquement, pour un grain, seul une gamme de valeurs (ex. : entre 0.1 et 10 µm) peut être déterminée et non pas une valeur précise (ex. : 1 µm).

Afin de palier à l'erreur sur la détermination de la taille des cristallites, une fonctionnalité spécifique a été apportée au logiciel QTQt. par K. Gallagher, celle d'effectuer un rééchantillonnage de la valeur du Rs entre une valeur minimale et maximale. Ce rééchantillonnage s'effectue sur une échelle logarithmique de base 10, pour pouvoir prendre en compte la variation sur plusieurs ordres de grandeur des tailles de cristallite. À noter que ce

rééchantillonnage peut s'effectuer suivant une méthode MC ou une méthode MCMC durant le post burn-in.

- **Approche pluridomaine**

Dans ce cas, la modélisation est effectuée pour un grain caractérisé par des domaines de diffusion de tailles hétérogènes. Cette approche est plus complexe, mais correspond aux observations réalisées sur des échantillons naturels, dans lesquels est constatée la présence d'en moyenne deux à trois tailles de cristallite différentes.

Cette approche, appelée MDD (*Multi-Domain Diffusion*) et développée par R. McKeon, est implémentée dans QTQt pour pouvoir inverser des données Ar-Ar ou K-Ar. Pour utiliser cette méthode, il est nécessaire que le dégazage des échantillons soit effectué suivant plusieurs paliers, à la manière des expériences de diffusion dans le cas de l'hélium. Malheureusement, comme la multiplicité des pallier est un prérequis à son utilisation, cette approche d'inversion est inaccessible dans le cas de cette étude où les dégazages ont réalisés en 1 ou 2 paliers.

Bibliographie du Chapitre 2 :

Ahadi, F., 2019. Taux et moteurs d'exhumation de complexes plutoniques en contexte intraplaque océanique (archipel de Kerguelen): apports de la thermochronologie basse et moyenne température.

Ault, A.K., Frenzel, M., Reiners, P.W., Woodcock, N.H. and Thomson, S.N., 2016. Record of paleofluid circulation in faults revealed by hematite (U-Th)/He and apatite fission-track dating: An example from Gower Peninsula fault fissures, Wales: *Lithosphere*, **8**, p. 379–385, doi: 10.1130/L522.1.

Ault, A.K., Gautheron, C. and King, G.E., 2019. Innovations in (U–Th)/He, Fission Track, and Trapped Charge Thermochronometry with Applications to Earthquakes, Weathering, Surface-Mantle Connections, and the Growth and Decay of Mountains: *Tectonics*,, p. 2018TC005312, doi: 10.1029/2018TC005312.

Balout, H., Roques, J., Gautheron, C., Tassan-Got, L. and Mbongo-Djimbi, D., 2017. Helium diffusion in pure hematite (α-Fe2O3) for thermochronometric applications: A theoretical multi-scale study: *Computational and Theoretical Chemistry*, **1099**, p. 21–28, doi: 10.1016/j.comptc.2016.11.001.

Bécquerel, Ant.H., 1896. Sur les radiations invisibles émises par les corps phosphorescents: *CR Acad. Sci. Paris*, **122**, p. 501.

Bengtson, A., Ewing, R.C. and Becker, U., 2012. He diffusion and closure temperatures in apatite and zircon: A density functional theory investigation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **86**, p. 228–238, doi: 10.1016/j.gca.2012.03.004.

Born, M. and Oppenheimer, J.R., 1927. On the quantum theory of molecules: *Сборник статей к мультимедийному электронному учебно-методическому комплексу по дисциплине «физика атома и атомных явлений»/отв. ред. Шундалов МБ; БГУ, Физический факультет*,.

Brown, R., 1828. *A brief account of microscopical observations made... on the particles contained in the pollen of plants, and on the general existence of active molecules in organic and inorganic bodies*.

Cherniak, D.J., Watson, E.B. and Thomas, J.B., 2009. Diffusion of helium in zircon and apatite: *Chemical Geology*, **268**, p. 155–166, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.08.011.

Crowley, K., Cameron, M. and Schaefer, R., 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, p. 1449–1465.

Damon, P. and Green, W., 1963. Investigations of the helium age dating method by stable isotope dilution technique: *Radioactive dating*,, p. 55–71.

Damon, P.E. and Kulp, L.J., 1957. Determination of radiogenic helium in zircon by stable isotope dilution technique: *Transactions, American Geophysical Union*, **38**, p. 945, doi: 10.1029/TR038i006p00945.

DeLucia, M.S., Guenthner, W.R., Marshak, S., Thomson, S.N. and Ault, A.K., 2018. Thermochronology links denudation of the Great Unconformity surface to the supercontinent cycle and snowball Earth: *Geology*, **46**, p. 167–170, doi: 10.1130/G39525.1.

Djimbi, D.M., Gautheron, C., Roques, J., Tassan-Got, L., Gerin, C. and Simoni, E., 2015. Impact of apatite chemical composition on (U-Th)/He thermochronometry: An atomistic point of view: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **167**, p. 162–176, doi: 10.1016/j.gca.2015.06.017.

Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**, p. 259–274, doi: 10.1007/BF00373790.

Donelick, R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **58**, p. 49–94, doi: 10.2138/rmg.2005.58.3.

Evenson, N.S., Reiners, P.W., Spencer, J.E. and Shuster, D.L., 2014. Hematite and Mn oxide (U-Th)/He dates from the Buckskin-Rawhide detachment system, western Arizona: Gaining insights into hematite (U-Th)/He systematics: *American Journal of Science*, **314**, p. 1373–1435, doi: 10.2475/10.2014.01.

Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**, p. 2903–2914, doi: 10.1029/1999JB900348.

Farley, K.A., 2018. Helium diffusion parameters of hematite from a single-diffusion-domain crystal: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **231**, p. 117–129, doi: 10.1016/j.gca.2018.04.005.

Farley, K.A., 2002. (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **47**, p. 819–844, doi: 10.2138/rmg.2002.47.18.

Farley, K.A. and Flowers, R.M., 2012. (U–Th)/Ne and multidomain (U–Th)/He systematics of a hydrothermal hematite from eastern Grand Canyon: *Earth and Planetary Science Letters*, **359–360**, p. 131–140, doi: 10.1016/j.epsl.2012.10.010.

Farley, K., Wolf, R. and Silver, L., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U · Th)/He ages: *Geochimica et cosmochimica acta*, **60**, p. 4223–4229.

Fechtig, H., Kalbitzer, S. and Schaeffer, O., 1966. Potassium Argon Dating: *Fechtig, H,*, p. 68–106.

Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M. and Walker, R.M., 1975. *Nuclear tracks in solids: principles and applications*: Univ of California Press.

Flowers, R.M., Farley, K.A. and Ketcham, R.A., 2015. A reporting protocol for thermochronologic modeling illustrated with data from the Grand Canyon: *Earth and Planetary Science Letters*, **432**, p. 425–435, doi: 10.1016/j.epsl.2015.09.053.

Flowers, R.M., Farley, K.A. and Ketcham, R.A., 2016. Response to comment on "A reporting protocol for thermochronologic modeling illustrated with data from the Grand Canyon": *Earth and Planetary Science Letters*, **441**, p. 213, doi: 10.1016/j.epsl.2016.02.024.

Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L. and Farley, K.A., 2009. Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, p. 2347–2365, doi: 10.1016/j.gca.2009.01.015.

Gallagher, K., 2016. Comment on 'A reporting protocol for thermochronologic modeling illustrated with data from the Grand Canyon' by Flowers, Farley and Ketcham: *Earth and Planetary Science Letters*, **441**, p. 211–212, doi: 10.1016/j.epsl.2016.02.021.

Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**, p. n/a-n/a, doi: 10.1029/2011JB008825.

Gallagher, K. and Ketcham, R.A., 2020. Comment on the reply to the Comment on "Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt" by Vermeesch and Tian, Earth-Science Reviews (2014), 139, 279–290: *Earth-Science Reviews*, **203**, p. 102878, doi: 10.1016/j.earscirev.2019.102878.

Garcia, V.H., Reiners, P.W., Shuster, D.L., Idleman, B. and Zeitler, P.K., 2018. Thermochronology of sandstone-hosted secondary Fe- and Mn-oxides near Moab, Utah: Record of paleo–fluid flow along a fault: *GSA Bulletin*, **130**, p. 93–113, doi: 10.1130/B31627.1.

Gautheron, C. and Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology: *Chemical Geology*, **273**, p. 212–224, doi: 10.1016/j.chemgeo.2010.02.023.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J. and Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology: *Chemical Geology*, **266**, p. 157–170, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A. and Dobson, K.J., 2012. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **96**, p. 44–56, doi: 10.1016/j.gca.2012.08.016.

Gautheron, C. and Zeitler, P.K., 2020. Noble Gases Deliver Cool Dates from Hot Rocks: , p. 8.

Gerin, C., Gautheron, C., Oliviero, E., Bachelet, C., Mbongo Djimbi, D., Seydoux-Guillaume, A.-M., Tassan-Got, L., Sarda, P., Roques, J. and Garrido, F., 2017. Influence of vacancy damage on He diffusion in apatite, investigated at atomic to mineralogical scales: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **197**, p. 87–103, doi: 10.1016/j.gca.2016.10.018.

Green, P., 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration: *Earth and Planetary Science Letters*, **89**, p. 335–352.

Green, P.F., Crowhurst, P.V., Duddy, I.R., Japsen, P. and Holford, S.P., 2006. Conflicting (U–Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour: *Earth and Planetary Science Letters*,, p. 21.

Green, P. and Duddy, I., 2020. Discussion: Extracting thermal history from low temperature thermochronology. A comment on recent exchanges between Vermeesch and Tian and Gallagher and Ketcham: *Earth-Science Reviews*,, p. 103197, doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103197.

Green, P., Duddy, I., Laslett, G., Hegarty, K., Gleadow, A.W. and Lovering, J., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales: *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, **79**, p. 155–182.

House, M., Kohn, B., Farley, K. and Raza, A., 2002. Evaluating thermal history models for the Otway Basin, southeastern Australia, using (U-Th)/He and fission-track data from borehole apatites: *Tectonophysics*, **349**, p. 277–295.

Jess, S., Stephenson, R., Nielsen, S.B. and Brown, R., 2019. The source of topography across the Cumberland Peninsula, Baffin Island, Arctic Canada: differential exhumation of a North Atlantic rift flank: *Journal of the Geological Society*, **176**, p. 1093–1106, doi: 10.1144/jgs2018-211.

Ketcham, R.A., 2005. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **58**, p. 275–314, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.

Ketcham, R.A., van der Beek, P., Barbarand, J., Bernet, M. and Gautheron, C., 2018. Reproducibility of Thermal History Reconstruction From Apatite Fission-Track and (U-Th)/He Data: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **19**, p. 2411–2436, doi: 10.1029/2018GC007555.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. and Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite: *American Mineralogist*, **92**, p. 799–810, doi: 10.2138/am.2007.2281.

Ketcham, R.A., Donelick, R.A. and Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales: *American mineralogist*, **84**, p. 1235–1255.

Ketcham, R.A., Gautheron, C. and Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75**, p. 7779–7791, doi: 10.1016/j.gca.2011.10.011.

Ketcham, R.A., Guenthner, W.R. and Reiners, P.W., 2013. Geometric analysis of radiation damage connectivity in zircon, and its implications for helium diffusion: *American Mineralogist*, **98**, p. 350–360, doi: 10.2138/am.2013.4249.

Laslett, G., Green, P.F., Duddy, I. and Gleadow, A., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis: *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, **65**, p. 1–13.

Lippolt, H. and Hautmann, S., 1995. 40 Ar/39 Ar ages of Precambrian manganese ore minerals from Sweden, India and Morocco: *Mineralium Deposita*, **30**, p. 246–256.

Lippolt, H.J., Leitz, M., Wernicke, R.S. and Hagedorn, B., 1994. (Uranium + thorium)/helium dating of apatite: experience with samples from different geochemical environments: *Chemical Geology*, **112**, p. 179–191, doi: 10.1016/0009-2541(94)90113-9.

Lippolt, H.J. and Weigel, E., 1988. 4He diffusion in 40Ar-retentive minerals: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, p. 1449–1458.

Lippolt, H.J., Wernicke, R.S. and Ba, R., 1995. Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): concordant (U+ Th)-He and K-Ar ages: *Earth and Planetary Science Letters*, **132**, p. 43–51.

Lippolt, HansJ., Wernicke, RolfS. and Boschmann, W., 1993. 4He diffusion in specular hematite: *Physics and Chemistry of Minerals*, **20**, doi: 10.1007/BF00203111.

Margirier, A., Braun, J., Gautheron, C., Carcaillet, J., Schwartz, S., Pinna Jamme, R. and Stanley, J., 2019. Climate control on Early Cenozoic denudation of the Namibian margin as deduced from new thermochronological constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, **527**, p. 115779, doi: 10.1016/j.epsl.2019.115779.

McDannell, K.T., Zeitler, P.K., Janes, D.G., Idleman, B.D. and Fayon, A.K., 2018. Screening apatites for (U-Th)/He thermochronometry via continuous ramped heating: He age components and implications for age dispersion: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **223**, p. 90–106, doi: 10.1016/j.gca.2017.11.031.

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Münch, P., Bellanger, M., Bruguier, O., Bonno, M., Taillefer, A. and Mayolle, S., 2019. Mapping a geothermal anomaly using apatite (U-Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France: *Terra Nova*, **31**, p. 569–576, doi: 10.1111/ter.12429.

Murray, K.E., Orme, D.A. and Reiners, P.W., 2014. Effects of U–Th-rich grain boundary phases on apatite helium ages: *Chemical Geology*, **390**, p. 135–151, doi: 10.1016/j.chemgeo.2014.09.023.

Price, P. and Walker, R., 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals: *Journal of Geophysical Research*, **68**, p. 4847–4862.

Recanati, A., Gautheron, C., Barbarand, J., Missenard, Y., Pinna-Jamme, R., Tassan-Got, L., Carter, A., Douville, E., Bordier, L., Pagel, M. and Gallagher, K., 2017. Helium trapping in apatite damage: Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies: *Chemical Geology*, **470**, p. 116–131, doi: 10.1016/j.chemgeo.2017.09.002.

Reich, M., Ewing, R.C., Ehlers, T.A. and Becker, U., 2007. Low-temperature anisotropic diffusion of helium in zircon: implications for zircon (U–Th)/He thermochronometry: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, p. 3119–3130.

Reiners, P.W., Chan, M.A. and Evenson, N.S., 2014. (U-Th)/He geochronology and chemical compositions of diagenetic cement, concretions, and fracture-filling oxide minerals in Mesozoic sandstones of the Colorado Plateau: *Geological Society of America Bulletin*, **126**, p. 1363–1383, doi: 10.1130/B30983.1.

Rutherford, E. and Soddy, F., 1903. LX. *Radioactive Change: The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, **5**, p. 576–591, doi: 10.1080/14786440309462960.

Sambridge, M., 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space: *Geophysical journal international*, **138**, p. 479–494.

Sambridge, M., 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble: *Geophysical Journal International*, **138**, p. 727–746.

Sanchez, C., 2017. Évolution de la dénudation et contexte géomorphologique des minéralisations cuprifères supergènes dans le district Centinela, désert d'Atacama, Chili, à partir de la thermochronologie et des nucléides cosmogéniques.

Shuster, D.L. and Farley, K.A., 2009. The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, p. 183–196, doi: 10.1016/j.gca.2008.10.013.

Shuster, D.L., Flowers, R.M. and Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite: *Earth and Planetary Science Letters*,, p. 58.

Spiegel, C., Kohn, B., Belton, D., Berner, Z. and Gleadow, A., 2009. Apatite (U–Th–Sm)/He thermochronology of rapidly cooled samples: The effect of He implantation: *Earth and Planetary Science Letters*, **285**, p. 105–114, doi: 10.1016/j.epsl.2009.05.045.

Strutt, R.J., 1905. On the radio-active minerals: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, **76**, p. 88–101.

Tagami, T. and O'Sullivan, P.B., 2005. Fundamentals of fission-track thermochronology: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **58**, p. 19–47.

Vermeesch, P. and Tian, Y., 2018. Reply to Comment on "Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt" by K. Gallagher and R.A. Ketcham: *Earth-Science Reviews*, **176**, p. 395–396, doi: 10.1016/j.earscirev.2017.11.015.

Vermeesch, P. and Tian, Y., 2014. Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt: *Earth-Science Reviews*, **139**, p. 279–290, doi: 10.1016/j.earscirev.2014.09.010.

Warnock, A., Zeitler, P., Wolf, R. and Bergman, S., 1997. An evaluation of low-temperature apatite UTh/He thermochronometry: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, p. 5371–5377.

Wernicke, R.S. and Lippolt, H.J., 1993. Botryoidal hematite from the Schwarzwald (Germany): heterogeneous uranium distributions and their bearing on the helium dating method: *Earth and Planetary Science Letters*, **114**, p. 287–300.

Wernicke, R.S. and Lippolt, H.J., 1994. Dating of vein Specularite using internal (U+Th)/ ^{4} He isochrons: *Geophysical Research Letters*, **21**, p. 345–347, doi: 10.1029/94GL00014.

Wildman, M., Brown, R., Beucher, R., Persano, C., Stuart, F., Gallagher, K., Schwanethal, J. and Carter, A., 2016. The chronology and tectonic style of landscape evolution along the elevated Atlantic continental margin of South Africa resolved by joint apatite fission track and (U-Th-Sm)/He thermochronology: Evolution of SW African Passive Margin: *Tectonics*, **35**, p. 511–545, doi: 10.1002/2015TC004042.

Wolf, R., Farley, K. and Kass, D., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer: *Chemical Geology*, **148**, p. 105–114.

Wolf, R.A., Farley, K.A. and Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, p. 4231–4240, doi: 10.1016/S0016-7037(96)00192-5.

Zeitler, P., Herczeg, A., McDougall, I. and Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, p. 2865–2868.

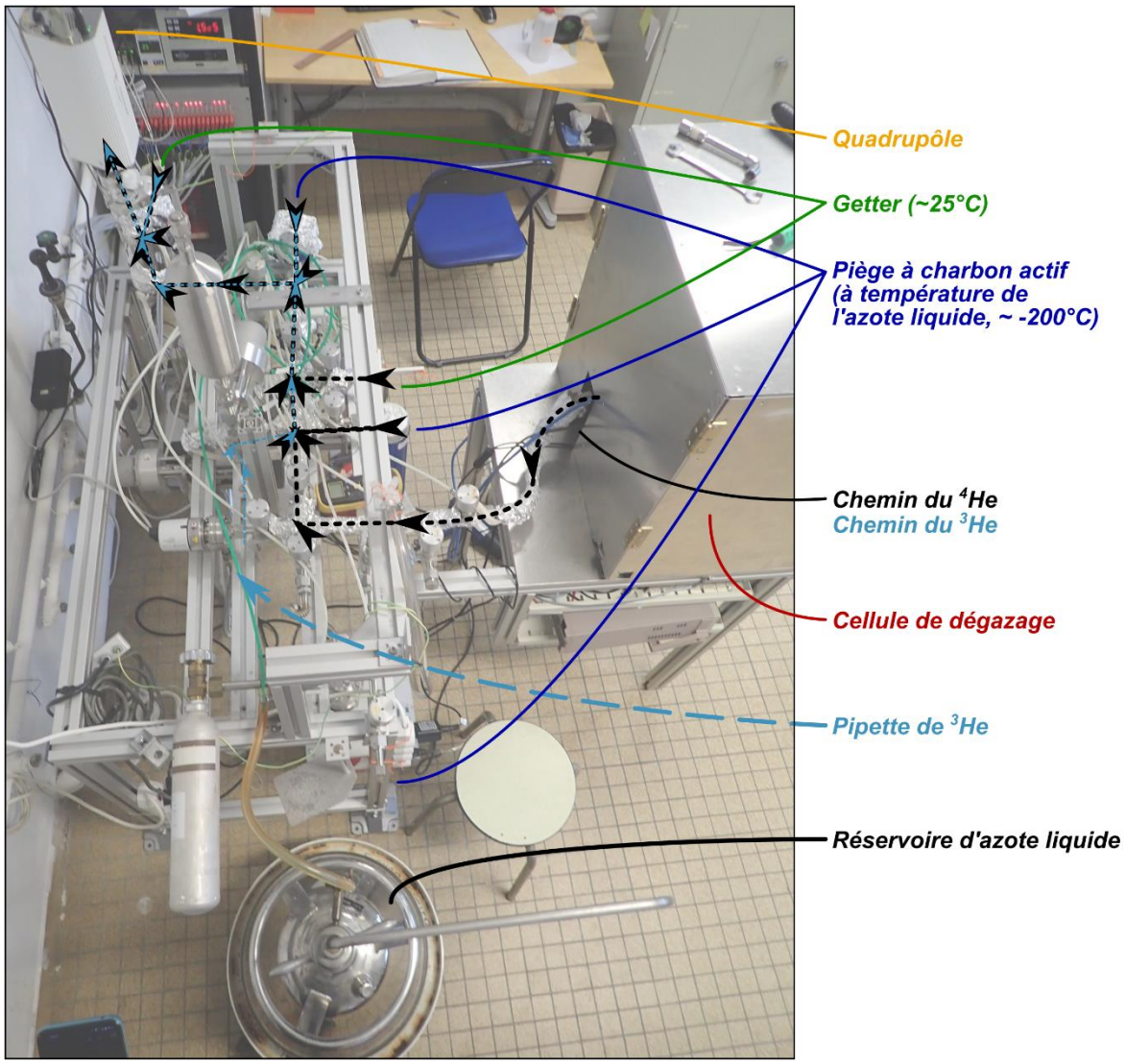


Illustration du Chapitre 3 : Matériels et méthodes analytiques de cette étude

Photo de la ligne d'analyse d'hélium, dit Quad*, du laboratoire GEOPS*

Chapitre 3 : Matériels et méthodes analytiques de cette étude

Introduction :

L'objet d'étude principal de cette thèse étant la reconstitution de l'histoire géodynamique du Massif du Deseado, deux missions de terrain ont été réalisées en Patagonie (Argentine). Ces missions ont permis de collecter les échantillons de cette thèse, qui ont été analysés suivant les différentes méthodes présentées dans le Chapitre 2 (AHe, AFT et OFe/MnHe). Ces missions ont été réalisées dans le cadre d'un projet plus large, portant sur l'ensemble de l'avant-pays Patagonien (basin San Jorge et massif San Bernardo) et impliquant la thèse de Marie Genge, effectué à l'Université de Padova (Italie).

De plus, afin d'évaluer l'utilisation de la méthode (U-Th)/He sur oxydes de fer dans le cadre de la datation d'événements tectoniques et minéralisateurs, un second chantier a été développé au cours de cette thèse. Ce chantier correspond au cas d'étude de l'île d'Elbe, située entre la botte italienne et le bloc Corso-Sarde, et a été réalisé en partenariat avec G. Viola de l'Université de Bologne (Italie).

Dans un premier temps, ce chapitre présente les différentes missions réalisées en Patagonie et l'ensemble des échantillons obtenus et analysés pour l'étude du Massif du Deseado. Les analyses produites durant cette thèse dans le cadre du projet sur l'avant-pays Patagonien sont aussi présentées, et font l'objet d'un article soumis par M. Genge à la revue South American Earth Science (Annexe 10) et ne seront donc pas présentées dans le détail dans cette thèse.

Dans un second temps sont présentées les méthodes analytiques de thermochronologie sur apatite (AHe et AFT), dont l'une d'entre elles (AHe) est le sujet d'un article soumis à la revue Geochronology.

Pour finir, la dernière partie de ce chapitre présente la méthode analytique de l'(U-Th)/He sur oxydes de fer et de manganèse (OHe et MnHe), puis introduit et discute du cas d'étude de l'île d'Elbe. Le chantier de l'île d'Elbe n'est abordé que dans cette partie de la thèse.

Table des matières :

Introduction : 245

3.A) Description du matériels analytiques de cette étude 252

3.A - I. Échantillonnage en Patagonie et dans le Massif du Deseado 252

3.A - I a) Mission de terrain n° 1 : PATA18 252

3.A - I b) Mission de terrain n°2 : DES19 254

3.A - II. Matériels pour la thermochronologie sur apatite 258

3.A - II a) Échantillons provenant du socle 259

- **DES19#09 : Bahia Laura 259**
- **DES19#03 et 19 #05 : Tres Hermanas 260**
- **DES19#28 : La Josefina 261**
- **DES19#06 : Cabo Blanco 262**
- **DES19#02 : Dos Hermanos 263**
- **DES19#11 : Bajo La Leona 264**

3.A - II b) Échantillons provenant de l'unité intrusive de La Leona 265

- **DES19#01, G24 et G25 : pluton La Calandria 265**
- **G26 : affleurement inconnu 267**

3.A - II c) Échantillons provenant du Complexe Volcanique de Bahia Laura 268

- **DES19#15 : formation Cerro Leon 268**
- **DES19#07, 19 #08 : structure volcanique du CVBL 269**
- **DES19#25, 19 #29, 19 #30 : dépôts volcaniques du CVBL 270**

3.A - III. Matériels pour la thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse 274

3.A - III a) Échantillons provenant du site de Bajo La Leona 278

- **Site DES19#12 : Bajo La Leona - Zone 1 ..... 278**
- **Site DES19#13 et #14 : Bajo La Leona – Zone 2 : 280**

3.A - III b) Échantillons provenant du site d'El Tranquilo 281

- **Site DES19#16 : El Tranquilo - Zone 1 : 282**
- **Site DES19#17 : El Tranquilo – Zone 2 : 282**

3.A - III c) Échantillons provenant de la mine Cerro Vanguardia 284

- **Site DES19#20 : Mine Cerro Vanguardia – Zone 1 ..... 285**
- **Les sites DES19#21-22-23 : Mine Cerro Vanguardia – Zone 2 ..... 285**

3.A - III d) Échantillons provenant de la mine La Josefina 287

- **Site DES19#26 : La Josefina – Zone 1 ..... 288**
- **Site DES19#27 : La Josefina – Zone 2 ..... 289**

3.B) Méthodes de thermochronologie sur apatite 294

3.B - I. Préparation des fractions minérales pour la sélection des apatites 294

3.B - II. Analyse des traces de fission sur apatite 295

3.B - III. Analyse de l'(U-Th)/He sur apatite 296

3.B - III a) Méthode d'analyse de l'(U-Th)/He sur apatite (papier soumis à geochronology) 296

3.B - III b) Traitement des données (U-Th)/He (développement d'un traitement automatisé) 327

3.C) Méthodes de thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse 334

3.C - I. Préparation des minéralisations/générations pour la sélection des oxydes de fer et manganèse 359

3.C - I a) Caractérisation des minéralisations et générations (sur le terrain) 364

3.C - I b) Caractérisation et isolation macroscopique des générations (en laboratoire) 369

3.C - I c) Caractérisation et sélection des grains par microscopie (en laboratoire) 369

3.C - II. Analyse de l'(U-Th)/He sur oxyde de Fe et Mn 371

3.C - II a) Emballages des grains pour dégazage 371

3.C - II b) Dégazage et analyse de la concentration en hélium des grains 374

3.C - II c) Dissolution et analyse des concentrations en U, Th et Sm des grains 375

3.C - III. Développement : validation d'un calendrier structural par la méthode (U-Th)/He sur oxyde de fer – cas d'étude de l'île l'Elbe 378

3.C - III a) Introduction à la géologie de l'île d'Elbe 383

- **Le contexte géodynamique : 383**
- **L'origine du socle : 383**
- **La mise en place des plutons : 387**
- **La mise en place des minéralisations 389**

3.C - III b) Calendrier structural et mission de terrain 391

- **Topinetti Beach 395**
- **TerraNera 403**

3.C - III c) Résultats et conclusions 404

- **Résultats et conclusions sur TerraNera 404**
- **Résultats et conclusions sur Topinetti Beach 406**

• **Conclusion générale sur l'utilisation de la méthode (U-Th)/He sur oxyde dans un cadre structural connu et sur l'île d'Elbe 407**

Bibliographie du Chapitre 3 : 407

Table des illustrations :

Figure 3.A - I–1 : tracé et lieux d'échantillonnage de la mission PATA18 407
Figure 3.A - I–2 : tracé et lieux d'échantillonnage de la mission DES19 409
Figure 3.A - II–1 : lieudits et position des échantillons pour la thermochronologie sur apatite 410
Figure 3.A - II–2 : site d'échantillonnage de DES19#09 411
Figure 3.A - II–3 : site d'échantillonnage de DES19#03 et 19 #05 411
Figure 3.A - II–4 : site d'échantillonnage de DES19#28 415
Figure 3.A - II–5 : site d'échantillonnage de DES19#06 415
Figure 3.A - II–6 : site d'échantillonnage de DES19#02 416
Figure 3.A - II–7 : site d'échantillonnage de DES19#11 416
Figure 3.A - II–8 : site d'échantillonnage du pluton de La Calandria (DES19#01, G24 et G25) 418
Figure 3.A - II–9 : équivalence pression-profondeur-température pour une croûte continentale avec un gradient de 25°C.km^{-1} 419
Figure 3.A - II–10 : : site d'échantillonnage de DES19#15 419
Figure 3.A - II–11 : site d'échantillonnage de DES19#07 et 19 #08, avec la carte de Navarrete et al. (2020) en fond 420
Figure 3.A - II–12 : site d'échantillonnage de DES19#25, 19 #29 et 19 #30 421
Figure 3.A - III–1 : lieudits et position des échantillons pour la thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse 421
Figure 3.A - III–2 : site d'échantillonnage du secteur de Bajo La Leona 422
Figure 3.A - III–3 : site d'échantillonnage DES19#12 423
Figure 3.A - III–4 : site d'échantillonnage DES19#13 424
Figure 3.A - III–5 : site d'échantillonnage du secteur de El Tranquilo 424
Figure 3.A - III–6 : site d'échantillonnage DES19#16 425
Figure 3.A - III–7 : site d'échantillonnage DES19#17 426
Figure 3.A - III–8 : site d'échantillonnage de la mine Cerro Vanguardia 427
Figure 3.A - III–9 : site d'échantillonnage DES19#20 427
Figure 3.A - III–10 : site d'échantillonnage DES19#21-22-23 427
Figure 3.A - III–11 : : site d'échantillonnage de la mine de La Josefina 430
Figure 3.A - III–12 : site d'échantillonnage DES19#26 431
Figure 3.A - III–13 : site d'échantillonnage DES19#27 431
Figure 3.B - III–1 : impression d'écrans des feuilles de traitement du document Depouillement (U-Th) l He (V21m03a).xlsm permettant le traitement automatisé des données (U-Th)/He (réalisé dans le cadre de cette thèse) 434
Figure 3.B - III–2 : impression d'écran du bandeau de traitement et de l'affichage des données du document Depouillement (U-Th)lHe (V21m03a).xlsm permettant le traitement automatisé des données (U-Th)/He (réalisé dans le cadre de cette thèse). 438
Figure 3.B - III–3 : estimation de l'incertitude absolue sur le calcul du Rs et du FT 440
Figure 3.B - III–4 : estimation de l'incertitude relative sur le calcul du Rs, de la masse et du FT 442

Figure 3.B - III–5 : variation du FT en pourcentage, dans le cas d'une erreur de caractérisation de la morphologie 442

Figure 3.B - III–6 : aide pour la création des fichiers injectés dans QT_LFT (Gautheron et al., 2012) 442

Figure 3.B - III–7 : aide à la création des fichiers (U-Th)/He pour le logiciel QTQt (Gallagher, 2012) et tableau de suivi des inversions de données 444

Figure 3.C - II–1 : calcul de l'incertitude de pesée des capsules de niobium 444

Figure 3.C - III–1 : a) carte géodynamique et positionnement de l'île d'Elbe (d'après Westerman et al., 2004; Bonini et al., 2014; Liotta et al., 2015) ; b) coupe schématique à l'échelle crustale de la collision des blocs Corso-Sarde et Apennins (Bonini et al., 2014) 444

Figure 3.C - III–2 : évolution géodynamique de l'île d'Elbe (Bonini et al., 2014) 445

Figure 3.C - III–3 : carte géologique simplifiée de l'île d'Elbe (modifiée d'après Liotta et al., 2015) et schéma d'une coupe E-O simplifié. 447

Figure 3.C - III–4 : carte géologique de l'île d'Elbe et localisation des échantillons prélevés et des différents gisements (d'après Lippolt et al., 1995; Tanelli et al., 2001; Dini et al., 2008). 448

Figure 3.C - III–5 : calendrier structural et échantillonnage de la plage Topinetti 448

Figure 3.C - III–6 : carte de la plage TerraNera et photo de la gouge Zuccalia 449

Figure 3.C - III–7 : échantillonnage de la gouge de l'accident Zuccalia pour la méthode OHe 450

Figure 3.C - III–8 : échantillonnage des failles secondaires de la plage de TerraNera 453

Figure 3.C - III–9 : résultats des analyses (U-Th)/He et géochimiques des échantillons de la plage de Terra Nera 455

Figure 3.C - III–10 : résultats des analyses (U-Th)/He et géochimiques des échantillons de la plage de Topinetti 455

Figure 3.C - III–11 : âges (U-Th)/He obtenus pour l'île d'Elbe pour les minéralisations syn- et post-tectoniques, mis en parallèle l'âge des plutons et des minéralisations massives 456

Table des Tableaux :

Tableau 3.A - I—1 : position et nature des échantillons pour les analyses AHe et AFT de cette étude 256

Tableau 3.A - II—1 : analyses réalisées sur les échantillons pour la thermochronologie sur apatite __ 272

Tableau 3.A - III—1 : position et nature des échantillons analysés par la méthode OFe/MnHe_____ 276

Tableau 3.A - III—2 : récapitulatif des échantillons récoltés et des analyses réalisées sur les échantillons pour la thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse _____ 290

Tableau 3.A - III—3 : récapitulatif des mesures réalisées au MEB pour les échantillons d'oxydes datés par la méthode (U-Th)/He (en rose : échantillons à majorité d'oxydes de fer) _____ 292

3.A) Description du matériels analytiques de cette étude

Dans le but de contraindre l'évolution géodynamique du Massif du Deseado, en particulier du point de vue de l'exhumation et de l'enfouissement des roches, plusieurs échantillons de pétrologies différentes ont été récoltés. Les échantillons collectés sont principalement des roches ignées et volcaniques pour l'utilisation des méthodes traces de fission et (U-Th)/He sur apatite (respectivement AFT et AHe), et des filons d'oxydes de fer et de manganèse provenant de générations massives pour la méthode (U-Th)/He sur oxydes (OFe/MnHe).

Dans un premier temps, cette partie présente les deux missions de terrain qui ont permis l'échantillonnage nécessaire pour cette thèse. Dans un second temps seront présentés les contextes géologiques, natures pétrographiques et les sites d'échantillonnage des échantillons de cette thèse.

3.A - I. Échantillonnage en Patagonie et dans le Massif du Deseado

Les échantillons de cette thèse ont été récoltés au cours de deux missions de terrain ; celles-ci ont eu lieu durant les étés australs (mois de janvier et février) de l'année 2018 et 2019, qui est la période climatiquement la plus idéale. Ces missions ont été réalisées dans le cadre d'une étude de plus grande échelle portant sur l'avant-pays Patagonien : depuis le Massif de San Bernardo jusqu'au Massif du Deseado. Ces zones sont respectivement associées au travail de thèse de Marie Genge (Université de Lille et Padoue) et de celui-ci. Du fait de l'aspect multi-études et multi-méthodes des missions de terrains, celles-ci couvrent des zones étendues, néanmoins seuls les échantillons concernant cette thèse seront présentés ci-après.

3.A - I a) Mission de terrain n° 1 : PATA18

Cette première mission fut réalisée entre le 19 janvier et le 02 février 2018, avec la participation de Massimiliano Zattin, Stefano Mazzoli, César Witt, Marie Genge et Alexis Derycke.

L'itinéraire de cette première mission est présenté dans la Figure 3.A - I–1, ainsi que les différents sites d'échantillonnage représentés en fonction des cibles (roches contenant des apatites pour l'AFT, AHe, des calcites pour l'U/Pb, ou des oxydes de fer et de manganèse pour

l'OHe). Cette mission de 10 jours de terrain effectif, a permis d'échantillonner 47 affleurements dans le cadre de l'étude grande échelle, et ce en parcourant approximativement 2 300 km.

Dans le cadre de cette thèse, l'objectif principal de cette mission était l'obtention d'un premier groupe d'échantillons d'oxydes de fer et de manganèse provenant du Massif du Deseado. Cependant, l'absence de réponse de la part des entreprises minières du Massif du Deseado, combiné à des imprévues logistiques (c.-à-d. véhicules non adaptés), ont conduit à réviser les objectifs de la mission. Ainsi, une partie des jours dédiés à l'échantillonnage dans le Massif du Deseado ont été alloués à de l'échantillonnage la Cordillère andine, du bassin de San Jorge et du Massif de San Bernardo.

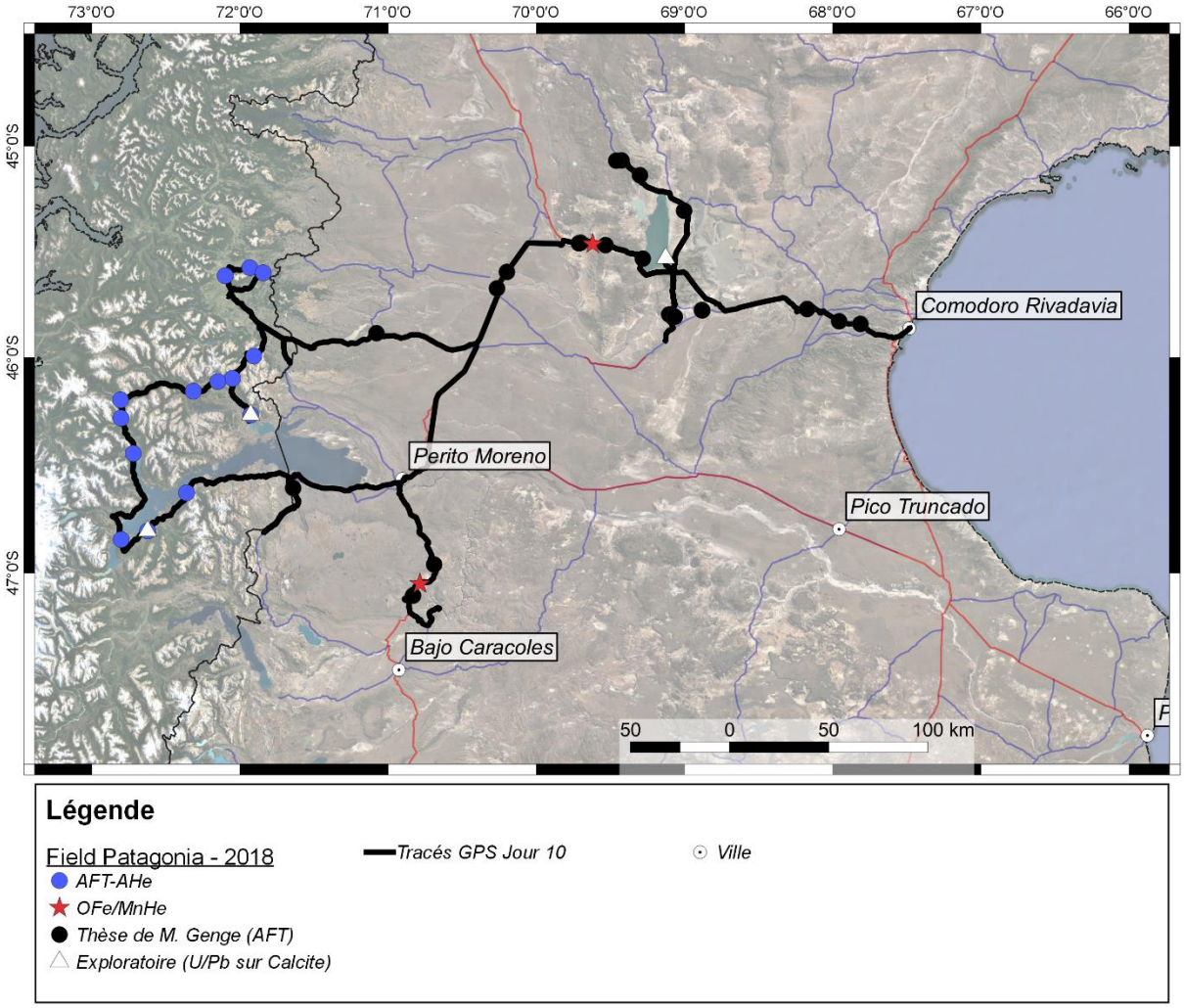


Figure 3.A - I–1 : tracé et lieux d'échantillonnage de la mission PATA18

Les échantillons de cette mission sont référencés avec le préfixe PATA18, en correspondance à la mission Patagonie-2018. Les échantillons de la chaîne Andine (Figure 3.A - I–1) n'ont pas été analysés afin de focaliser le travail sur le Massif du Deseado, cependant certains échantillons

prélevés pour le travail de Marie Genge ont été datés par la méthode AHe au cours de ce travail de thèse.

3.A - I b) Mission de terrain n°2 : DES19

La seconde mission de terrain en Patagonie fut réalisée entre le 29 février et le 15 janvier 2019, avec la présence de Cécile Gautheron, Stefano Mazzoli, César Witt, Marie Genge et Alexis Derycke. Cette mission doit beaucoup au concours de Marcelo Marquez, géologue à la SEGEMAR et spécialiste de la géologie Patagonienne, qui nous a accompagné durant la mission et facilité l'accès aux différentes compagnies minières.

Suivant les mêmes figurés que la mission précédente, le tracé de la mission n°2 est présenté dans la Figure 3.A - I–2. Durant cette mission de terrain, 2 jours ont été consacrés à des échanges avec l'équipe du bureau du SEGEMAR de Comodoro Rivadavia et 12 jours de terrain effectif ont été réalisés. Une totalité de 54 affleurements ont pu être échantillonnés durant cette mission pour l'étude grande échelle, avec un parcours total d'environ 3400 km. Cette mission a aussi permis le ré-échantillonnage d'affleurements de la mission PATA18.

L'objectif de cette mission dans le cadre de cette thèse était double, avec d'un côté l'échantillonnage d'un maximum de points du Massif du Deseado avec des roches potentiellement exploitables pour la thermochronologie AFT et AHe. Et de l'autre, l'échantillonnage d'oxydes de fer et de manganèse en des points précis et référencés du Massif du Deseado. Dans le cadre de cette thèse, un total de 41 échantillons ont été collectés pendant cette mission et seront identifiables dans cette étude au préfixe DES19 (pour la mission Deseado – 2019).

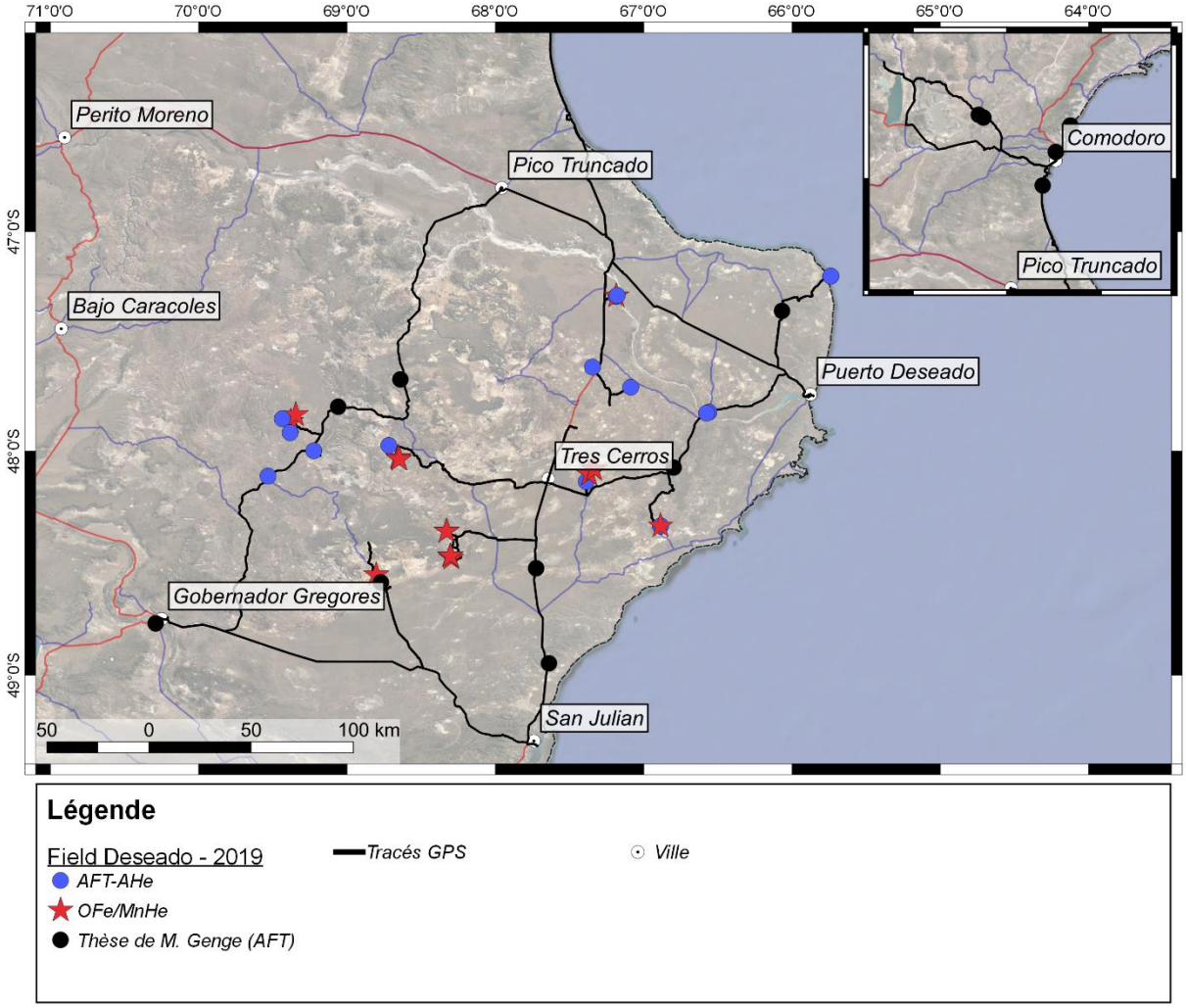


Figure 3.A - I–2 : tracé et lieux d'échantillonnage de la mission DES19

Tableau 3.A - I—1 : position et nature des échantillons pour les analyses AHe et AFT de cette étude

Mission	Échantillons	Longitude	Latitude	Altitude	Lieudits ou mine	Unité géologique	Formation	Lithologie
		(° WGS84)	*(° WGS84)*	*(m)*				
Échantillons échantillonnés, analysés et intégrés dans le cadre de cette thèse :								
DES19	#01	-67,3447	-47,6188	114	Estancia La Calandria	Intrusion de la Léona	La Leona	Granite, latéralement évolution en aplite (riche en Cu)
DES19	#02	-67,0877	-47,7106	138	Dos Hermanos	Socle		Granitoïde (faciès greenschiste)
DES19	#03	-67,1870	-47,2975	74	Tres Hermanas	Socle		Quartzite à ferromagnésien
DES19	#05	-67,1791	-47,2927	69	Tres Hermanas	Socle		Granitoïde acide
DES19	#06	-65,7380	-47,2041	5	Cabo Blanco		Roca Blanca	Quartzite
DES19	#06 bis	-65,7380	-47,2041	5	Cabo Blanco		Roca Blanca	Quartzite à ferromagnésien
DES19	#07	-66,5599	-47,8234	60		CVBL	Chon Aike	Ignimbrite
DES19	#08	-66,5758	-47,8281	32		CVBL	Chon Aike	Rhyolite
DES19	#09-A	-66,8863	-48,3358	59	Bahia Laura	Socle		Paragneiss / amphibolite
DES19	#09-B	-66,8863	-48,3358	59	Bahia Laura	Socle		Paragneiss / amphibolite
DES19	#09-C	-66,8863	-48,3358	59	Bahia Laura	Socle		Paragneiss / amphibolite
DES19	#09-D	-66,8863	-48,3358	59	Bahia Laura	Socle		Paragneiss / amphibolite
DES19	#11	-67,3875	-48,1371	106	Bajo La Leona	Socle	Bajo La Leona	granitoïde ferromagnésien
DES19	#15	-68,7195	-47,9741	432	El Tranquilo	CVBL	Cerro Leon	Granitoïde
DES19	#25	-69,5331	-48,1122	832		CVBL	Chon Aike	Ignimbrite à ferromagnésien
DES19	#28	-69,4372	-47,8533	752	La Josefina	Socle	La Mathilde	Gneiss
DES19	#29	-69,3843	-47,9161	758	La Josefina	CVBL	Chon Aike	Ignimbrite
DES19	#30	-69,2247	-47,9980	698	La Josefina	CVBL	Chon Aike	Ignimbrite
DES19	#MG52	-69,0604	-47,7991	650			Bajo Grande	Sandstone

Mission	Échantillons	Longitude	Latitude	Altitude	Lieudits ou mine	Unité géologique	Formation	Lithologie
		(° WGS84)	*(° WGS84)*	*(m)*				
Échantillons analysés et intégrés dans le cadre de cette thèse :								
Fernandez *et al.* (2020)	G24	-67,3291	-47,6438	141			La Leona	
	G25	-67,3463	-47,6183	140			La Leona	
	G26	-67,4266	-47,7358	176			La Leona	
	G28	-67,4794	-47,9555	116			Bajo Pobre	

3.A - II. Matériels pour la thermochronologie sur apatite

La Figure 3.A - II–1 présente une carte géologique simplifiée du Massif du Deseado, avec les différents lieux d'échantillonnage pour la thermochronologie sur apatite, ainsi que les différents lieudits utilisés comme référence aux échantillons.

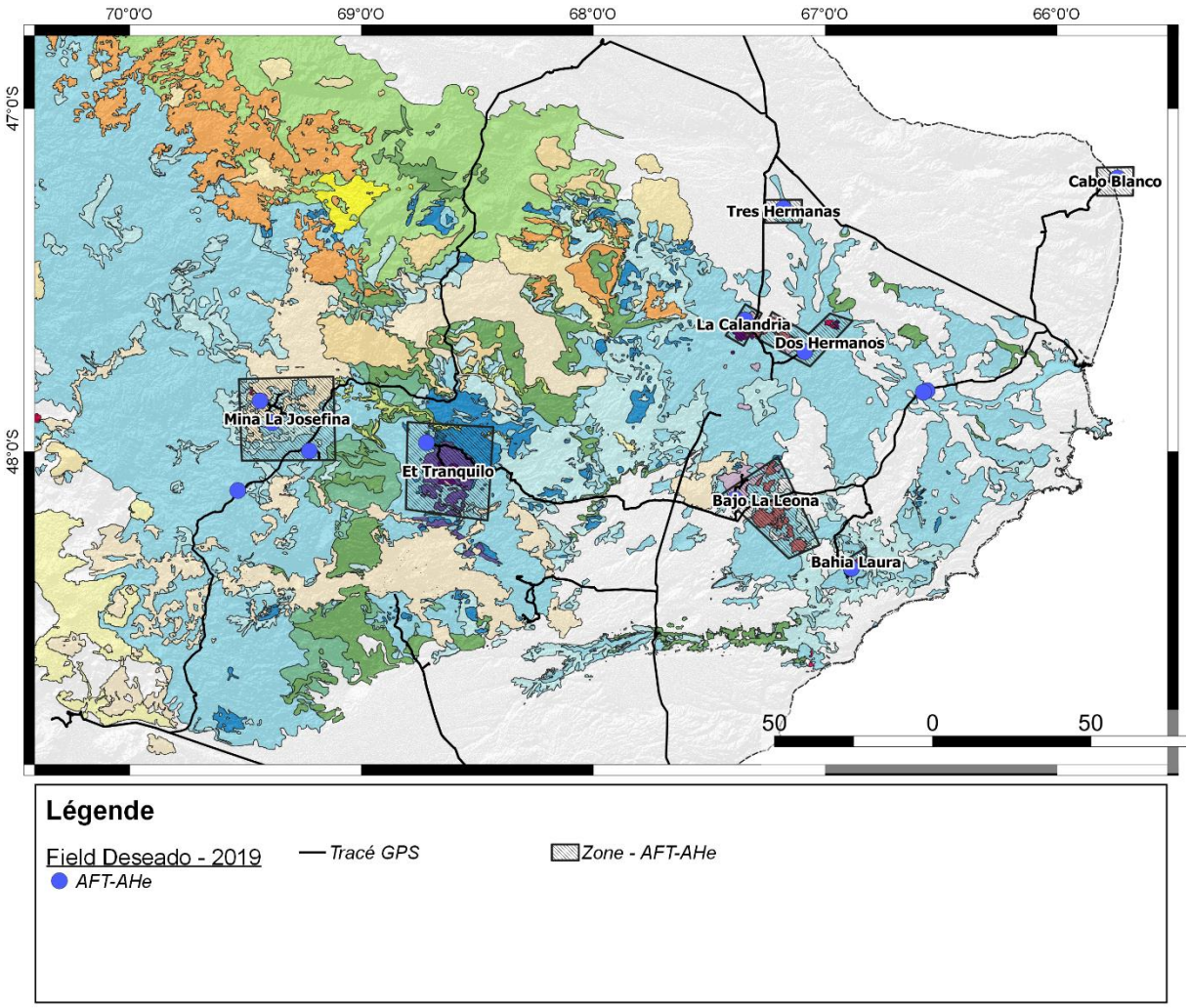


Figure 3.A - II–1 : lieudits et position des échantillons pour la thermochronologie sur apatite

3.A - II a) Échantillons provenant du socle

Les échantillons du socle proviennent de différentes formations, situées en différents points du Massif du Deseado. Une majorité de ces échantillons font partie de la sous-unité supérieure du Complexe Rio Deseado (CRD), et sont aussi bien des roches plutoniques que sédimentaires. Les échantillons de cette unité, sont présentés ci-après par ordre chronologique (plus vieux au plus jeune) de la série lithologique.

- **DES19#09 : Bahia Laura**

L'échantillon DES19#09 provient d'une roche métamorphique paradérivée, faisant partie de la sous-unité inférieure du CRD. Cet échantillon est le seul du secteur de Bahia Laura, les roches du pluton tonalitique de El Laurel étant introuvable dû à la nature du terrain et la faible qualité de l'affleurement.

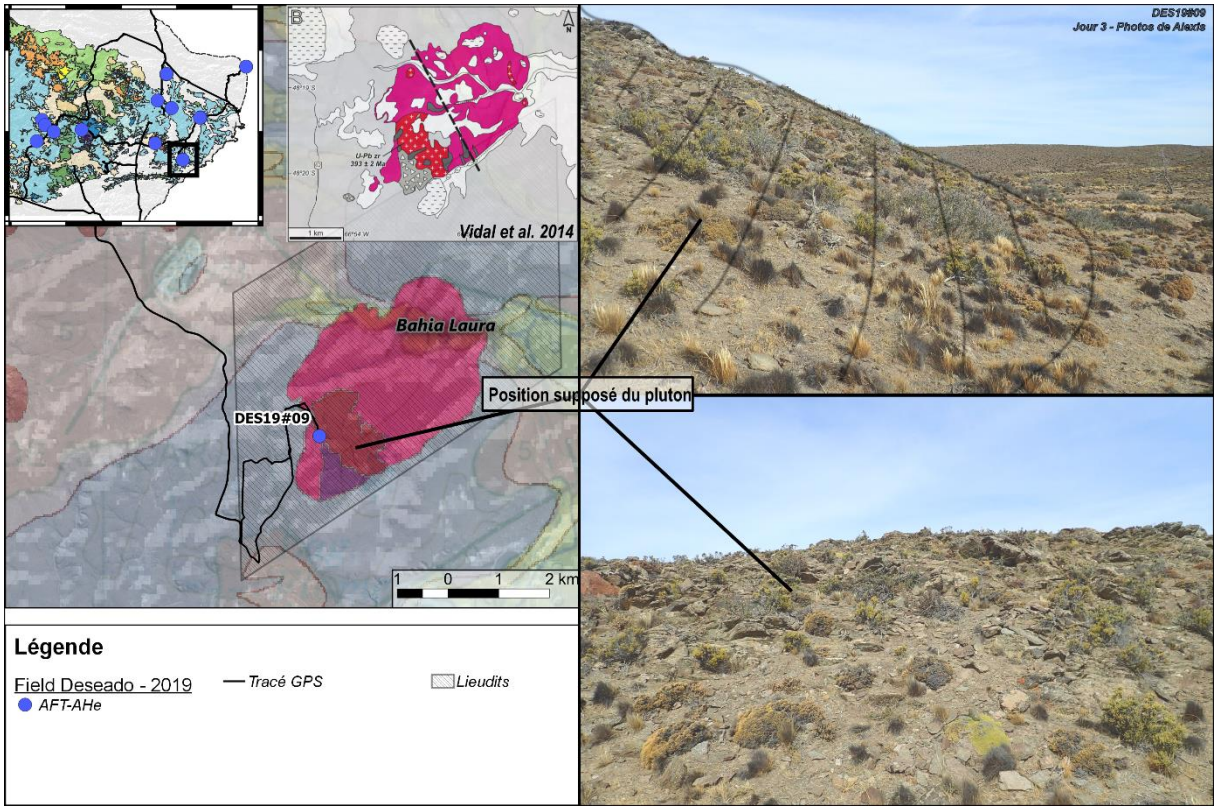


Figure 3.A - II–2 : site d'échantillonnage de DES19#09
D'après Vidal et al. *(2014)*

- **DES19#03 et 19 #05 : Tres Hermanas**

L'échantillon DES19#03 provient d'un affleurement de quartzite (roche sédimentaire détritique, riche en quartz) ayant enregistré un épisode de métamorphisme non daté (*cf.* Chapitre 1) et appartenant probablement à la formation La Modesta.

L'échantillon DES19#05 provient d'une partie riche en ferromagnésien (c.-à-d. probablement plus riche en apatite) d'un filon granitique à grano-dioritique, échantillonnée dans le lit asséché du Río Deseado. Cet échantillon n'est pas associé à un pluton spécifique, mais fait toutefois partie de la sous-unité supérieure du CRD et est daté à 423±3 Ma par U/Pb sur zircon (Vidal *et al.*, 2014, et les références incluses, Annexe 1).

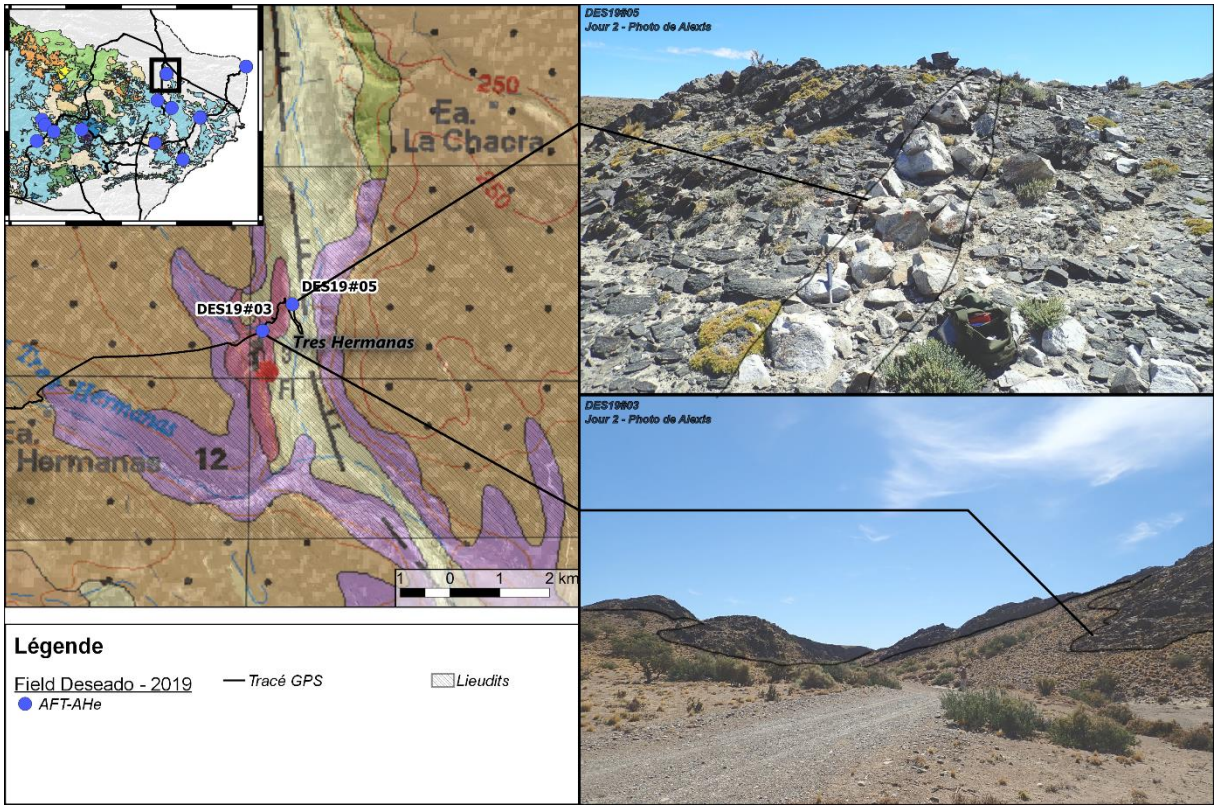


Figure 3.A - II–3 : site d'échantillonnage de DES19#03 et 19 #05

- **DES19#28 : La Josefina**

L'échantillon DES19#25 provient de la formation La Modesta et a été échantillonné dans le secteur de la mine La Josefina. Pour rappel, la formation La Modesta est interprétée comme une formation sédimentaire détritique, dont la source serait potentiellement les plutons de la sous-unité supérieure du CRD.

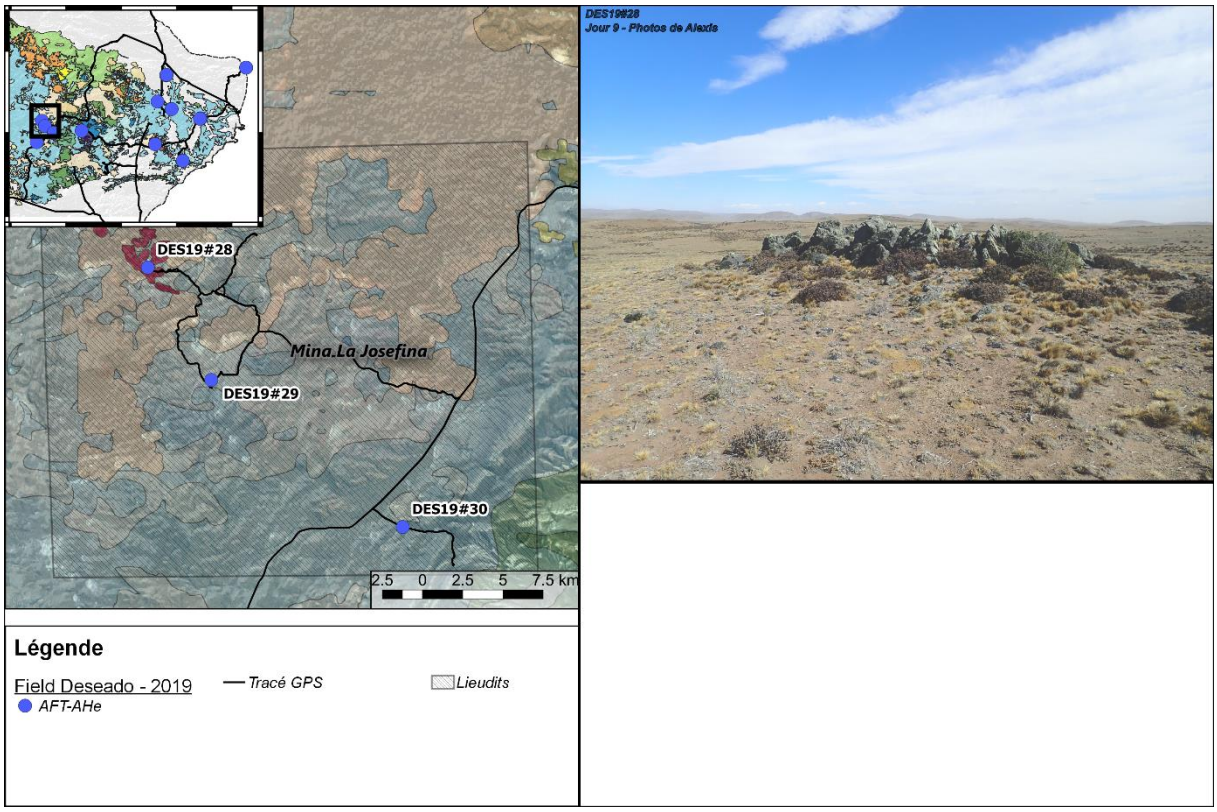


Figure 3.A - II–4 : site d'échantillonnage de DES19#28

- **DES19#06 : Cabo Blanco**

La nature et l'origine des roches de l'affleurement de Cabo Blanco (extrémité Nord-Est du Massif du Deseado) sont encore discutées dans la communauté (*cf.* Chapitre 1). Les roches de ces affleurements peuvent être attribuées à :

- des dépôts détritiques de la formation La Modesta (ou équivalent), selon Ramos and Naipauer (2014)
- des dépôts détritiques de la formation Roca Blanca, selon M. Marquez (communication personnelle)
- des dépôts volcaniques du CVBL, comme indiqué sur les cartes géologiques.

Dans le cas de notre étude, l'échantillon DES19#06 (et #06bis) correspond à une roche métamorphique, de protolithe probablement détritique. Le métamorphisme serait associé à un métamorphisme de contact (M. Marquez, communication personnelle), mais aucun pluton n'affleure sur le terrain. Des zircons provenant de cette formation seraient datés à l'âge de la SLIP Chon Aike (U/Pb), mais indiqueraient une réouverture du système (données non publiées, M. Marquez, communication personnelle).

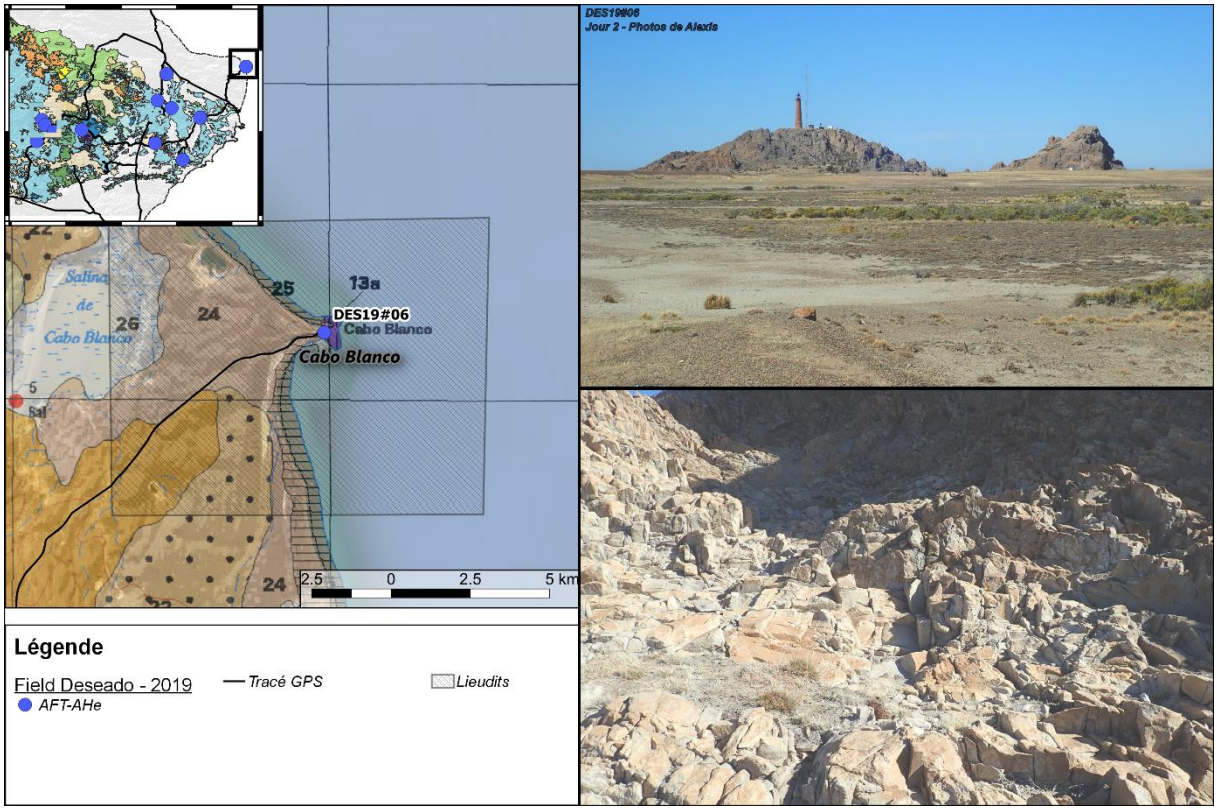


Figure 3.A - II–5 : site d'échantillonnage de DES19#06

- **DES19#02 : Dos Hermanos**

L'échantillon DES19#02 provient du secteur de Dos Hermanos, plus particulièrement du pluton tonalitique El Laurel daté à 359 ±4 Ma (Vidal *et al.*, 2014, et les références inclues, Annexe 1).

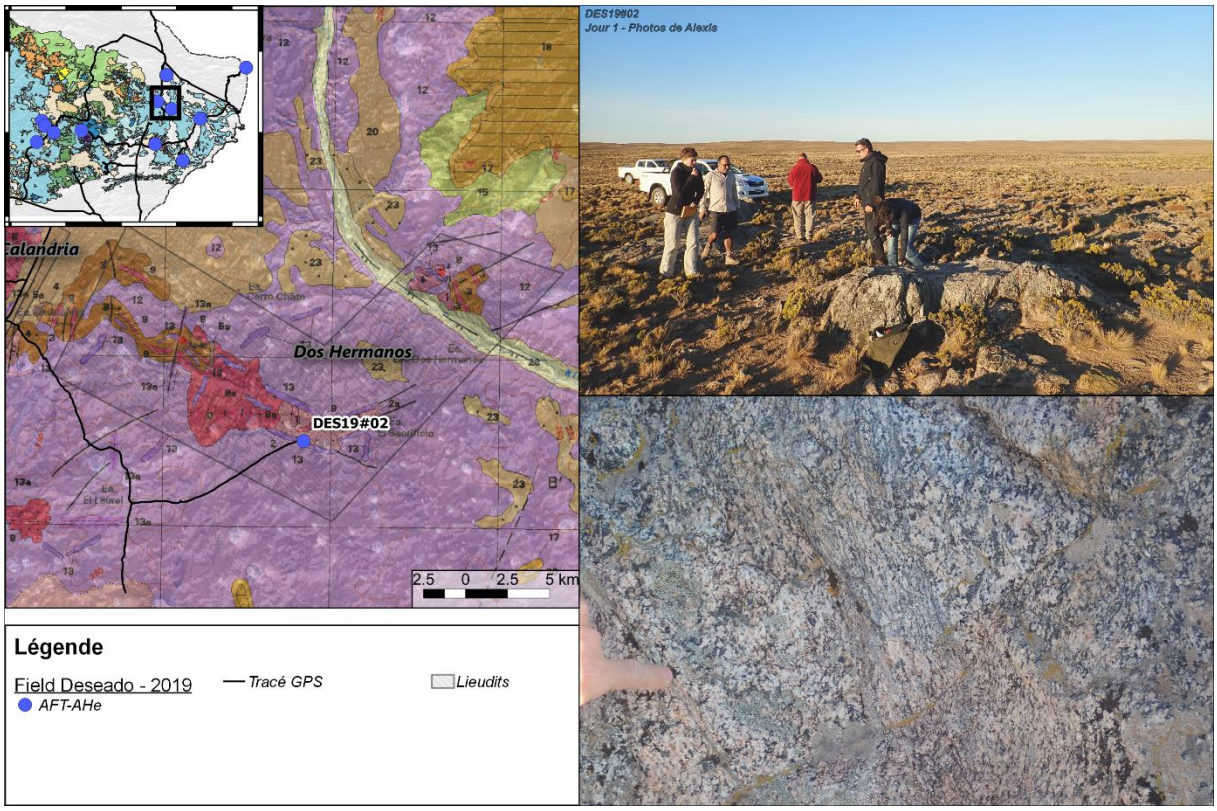


Figure 3.A - II–6 : site d'échantillonnage de DES19#02

- **DES19#11 : Bajo La Leona**

L'échantillon DES19#11 provient du Sud de la mine La Leona, à la frontière entre le secteur de Mina La Leona et Bajo La Leona. Cet échantillon fait partie d'une série d'affleurements de petites tailles (< 10' m) du leucogranite Bajo La Leona, qui est intrudé par le pluton La Leona (à l'origine de nom d'unité intrusive de La Leona).

Un affleurement proche du pluton Bajo La Leona a été daté à 344 ±4 Ma (Vidal *et al.*, 2014, et les références inclues, Annexe 1), ce qui en fait le plus jeune pluton de la sous-unité supérieur du CRD.

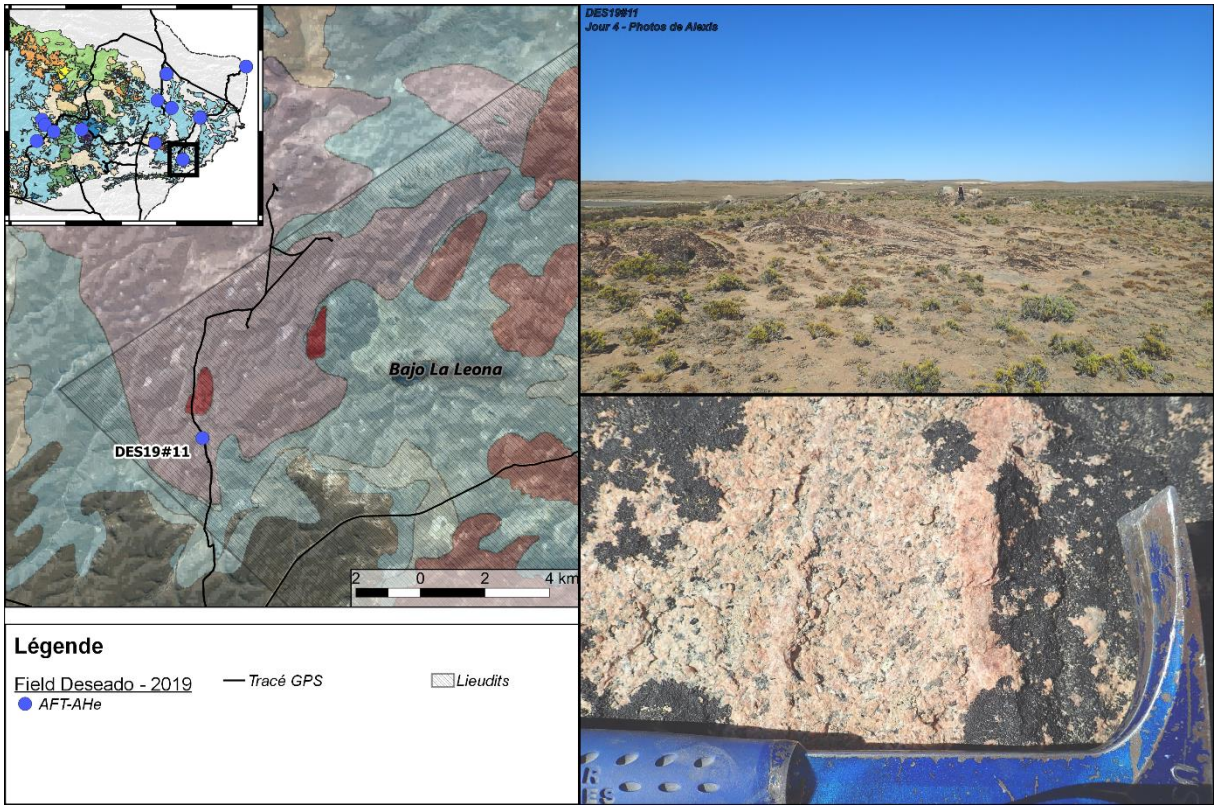


Figure 3.A - II–7 : site d'échantillonnage de DES19#11

3.A - II b) Échantillons provenant de l'unité intrusive de La Leona

Les roches de l'unité intrusive de la Leona affleurent notoirement en deux endroits dans le Massif du Deseado. Le premier correspond à l'affleurement de référence (premier décrit), situé au sein de la mine La Leona ; le second correspond à l'affleurement du pluton La Calandria, situé au Nord près du secteur de Dos Hermanos.

Les échantillons utilisés dans cette thèse proviennent majoritairement du pluton La Calandria, ils sont issus de la mission Deseado – 2019, ainsi que de l'étude de Fernández *et al.* (2020) dont proviennent les données traces de fission sur apatite (intitulé « GXX »). Dans le cadre de ce travail, les analyses AHe ont été réalisées sur les apatites provenant des fractions minérales de ces échantillons.

- **DES19#01, G24 et G25 : pluton La Calandria**

La Figure 3.A - II–8 présente la carte géologique modifiée du pluton La Calandria, avec la position de l'échantillon DES19#01 et des échantillons G24 et G25. Plusieurs plutons de l'unité intrusive de La Leona ont été datés entre 210 et 190 Ma (Rapela and Pankhurst, 1996; Pankhurst *et al.*, 2003; Guido *et al.*, 2004; Jovic, 2010; Navarrete *et al.*, 2019), et le pluton de la Calandria a spécifiquement été daté à 203 ±2 Ma (Rapela and Pankhurst, 1996).

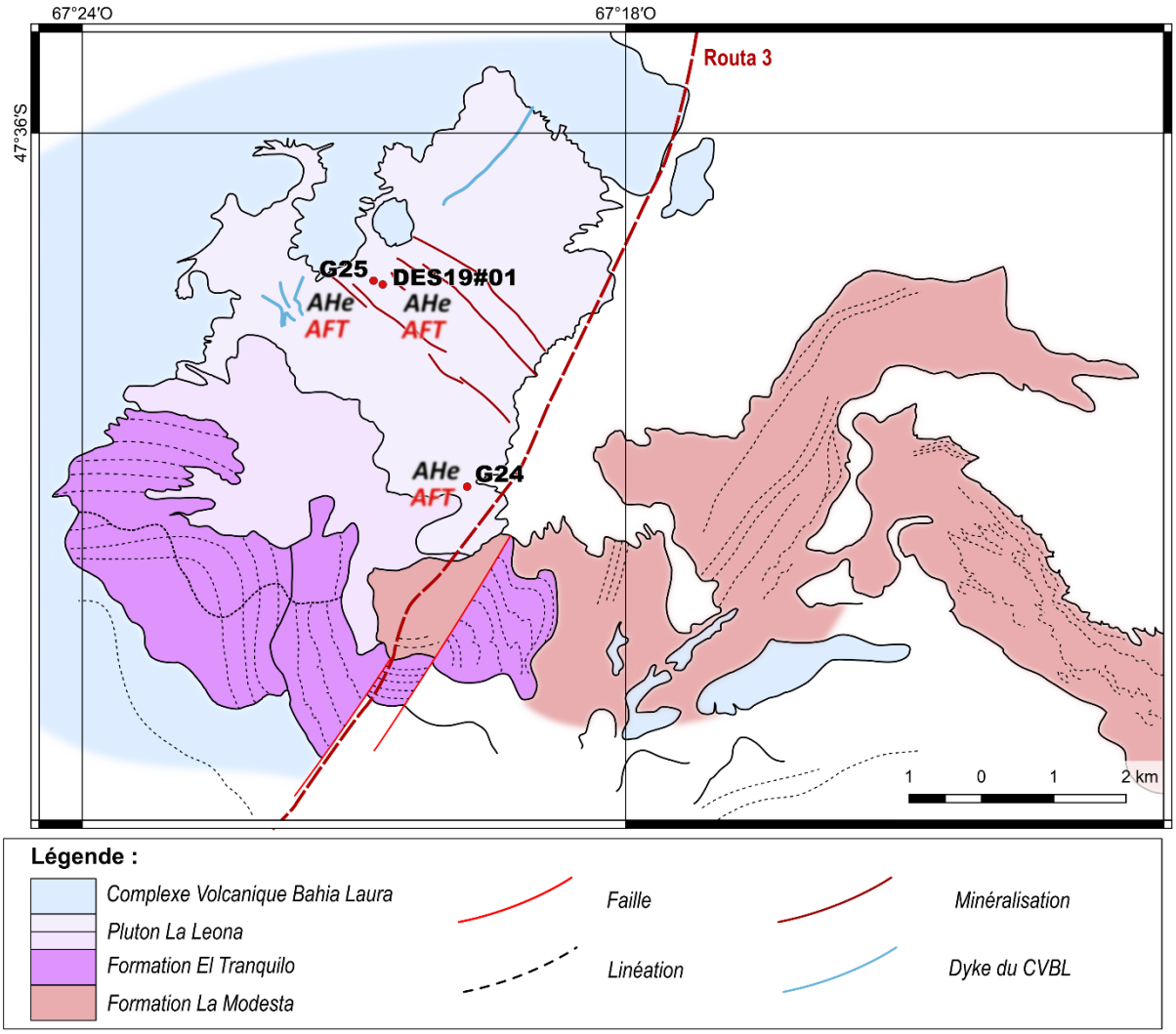


Figure 3.A - II–8 : site d'échantillonnage du pluton de La Calandria (DES19#01, G24 et G25)

Des données barométriques sont disponibles pour le pluton de La Calandria (Rapela and Pankhurst, 1996) et indiquent une cristallisation à moins 2,5 kBar ; de plus les derniers filons de cristallisation du pluton (aplites) indiquent eux des pressions entre 1 et 0,5 kBar.

Comme le montre le graphique de la Figure 3.A - II–9, ces pressions équivalent à des profondeurs de 9 à 2 km et des températures de ~275 ° à ~75 °C. Ces données indiquent une cristallisation en subsurface et basse température, sous-entendant un refroidissement probablement très rapide.

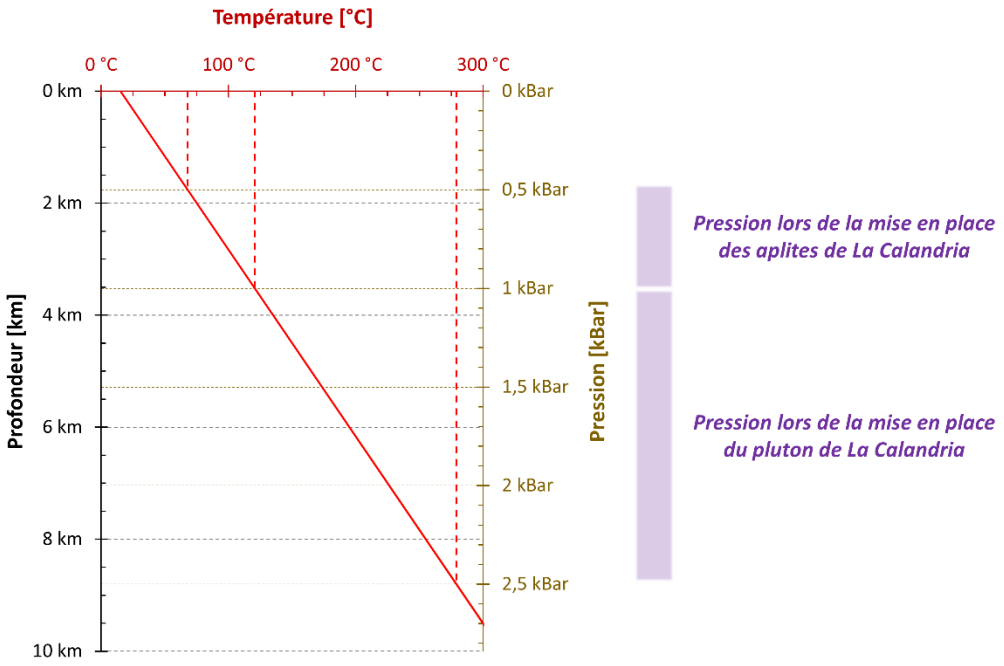


Figure 3.A - II–9 : équivalence pression-profondeur-température pour une croûte continentale avec un gradient de 25°C.km^{-1}

- **G26 : affleurement inconnu**

L'échantillon G26 provient d'un affleurement de l'étude de Fernández *et al.* (2020), qui est malheureusement non référencé dans la littérature et sur les cartes géologiques. Il est situé au Sud du pluton La Calandria. Les seules informations disponibles sur cet échantillon sont sa position géographique et son origine déterminée par Fernández *et al.* (2020).

Il faut noter que de nombreuses intrusions de petite taille de l'unité de La Leona affleurent au travers de la partie Est du Massif du Deseado ; donc, au vu du manque de données cartographiques, le non-référencement de l'affleurement dont G26 n'est pas nécessairement problématique.

3.A - II c) Échantillons provenant du Complexe Volcanique de Bahia Laura

Du fait de l'abondance des dépôts du CVBL dans le Massif du Deseado, celui-ci a été échantillonné en de nombreuses positions, aussi bien géographiques, que stratigraphiques. Les échantillons sont présentés ci-dessous suivant leurs ordres stratigraphiques.

- **DES19#15 : formation Cerro Leon**

La formation Cerro Leon n'est référencée précisément qu'en deux endroits dans le Massif du Deseado : dans le secteur de Bajo La Leona et dans le secteur d'El Tranquilo.

L'échantillon DES19#15 provient du secteur d'El Tranquilo, où la formation Cerro Leon correspond à des coulées supposément mises en place en subsurface et de type laccolitique. Plus particulièrement l'échantillon provient d'une zone riche en minéraux ferromagnésiens du laccolithe.

Les roches de la formation Cerro Leon sont les plus rares du CVBL, et restent peu étudiées. Dans le secteur de Bajo La Leona, les dykes associés sont datés à 180±2 Ma (Guido *et al.*, 2002). Dans le secteur d'El Tranquilo, l'étude de Jovic (2010) a daté la formation Cerro Leon à 167±2 Ma suivant différentes méthodes (*cf.* Annexe 1).

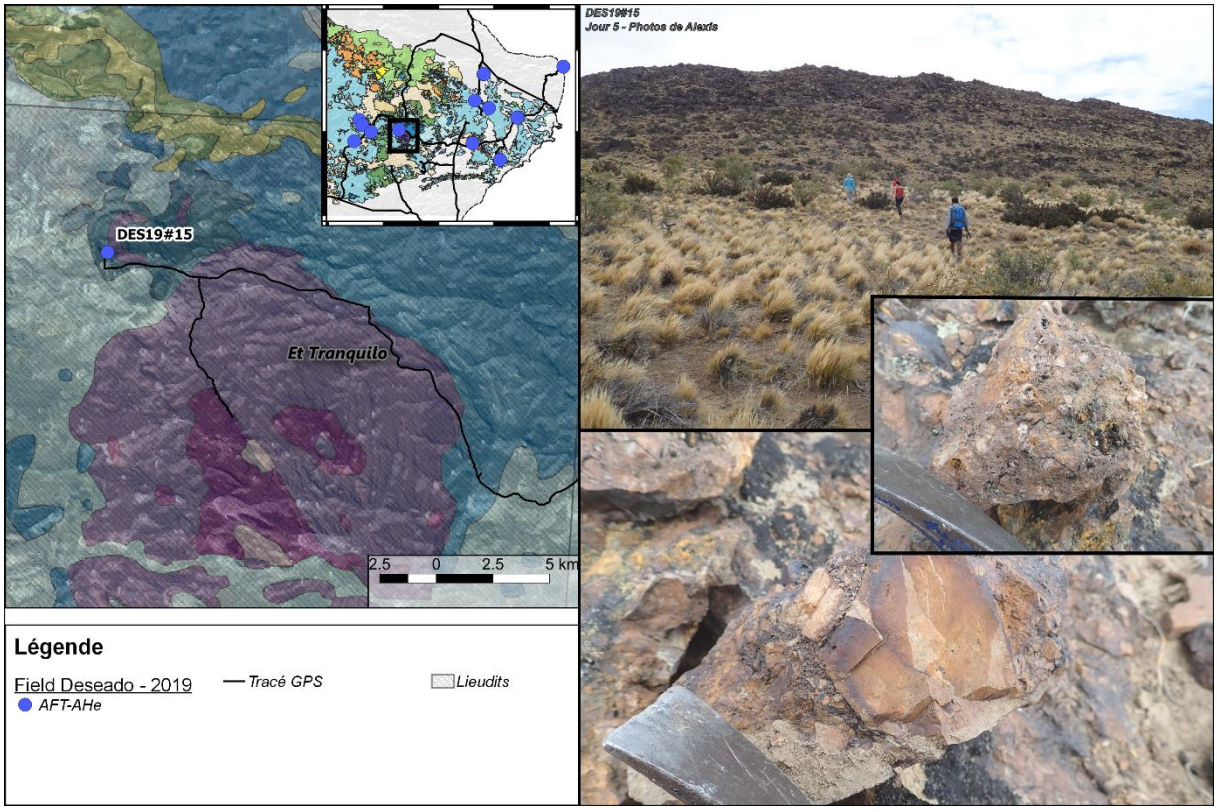


Figure 3.A - II–10 : : site d'échantillonnage de DES19#15

- **DES19#07, 19 #08 : structure volcanique du CVBL**

Ces échantillons proviennent de deux positions différentes d'une structure de dôme rhyolitique du CVBL, située dans la partie Est du Massif du Deseado. Cette structure correspond à celle caractérisée par Navarrete *et al.* (2020) comme un graben de caldera, et dont les « dômes » rhyolitiques ont été datés dans cette étude à 179 ±2 Ma.

Plus précisément l'échantillon DES19#07 provient de la bordure d'un dôme, caractérisé comme brèche d'ignimbrite par Navarrete *et al.* (co-ignimbrite lag breccia, MBr). L'échantillon DES19#08 provient lui directement d'une coulée rhyolitique (riche en ferromagnésien et cristaux) faisant partie intégrante du dôme (rhyolithic lava dôme, cR et cfR).

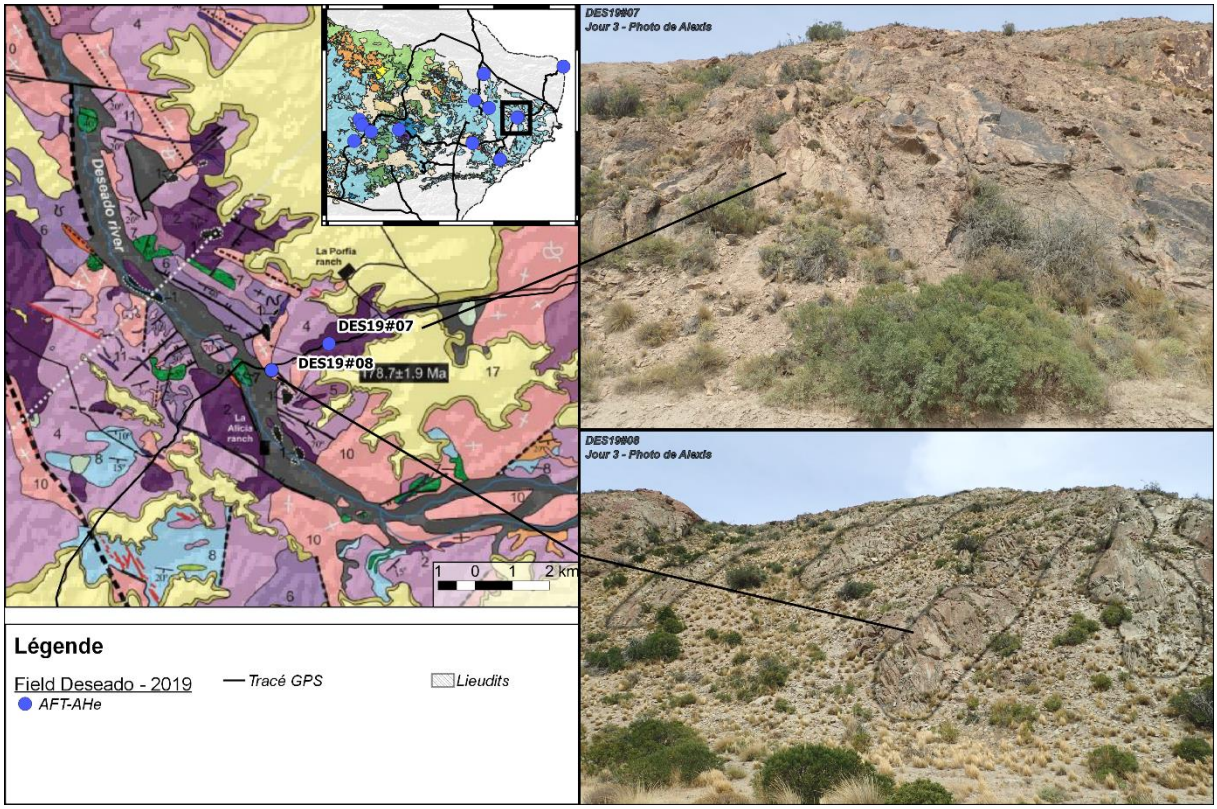


Figure 3.A - II–11 : site d'échantillonnage de DES19#07 et 19 #08, avec la carte de Navarrete et al. *(2020) en fond*

- **DES19#25, 19 #29, 19 #30 : dépôts volcaniques du CVBL**

Ces échantillons proviennent de différents niveaux volcaniques, d'ignimbrites à phénocristaux ou de coulées rhyolitiques, échantillonnés dans la partie Ouest du Massif du Deseado. L'échantillonnage a été réalisé dans les niveaux les plus riches en cristaux macroscopiques et avec la présence de minéraux ferromagnésiens.

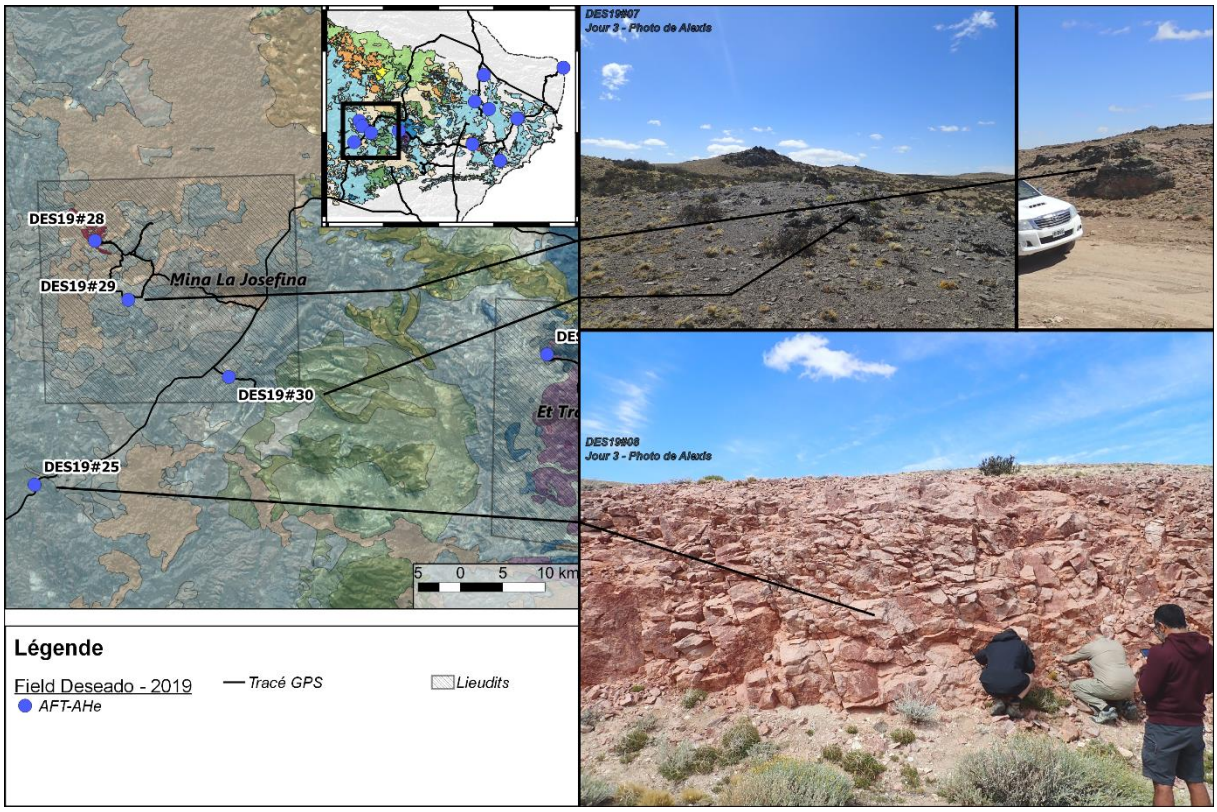


Figure 3.A - II–12 : site d'échantillonnage de DES19#25, 19 #29 et 19 #30

Tableau 3.A - II—1 : analyses réalisées sur les échantillons pour la thermochronologie sur apatite

Échantillon	Unité	Sélection (cathodo)	Préparation	AHe		AFT		
				Analyses	***Résultats***	***Analyses***	***Âge***	***Longueurs***
Échantillons échantillonnés, analysés et intégrés dans le cadre de cette thèse :								
DES19#01	Intrusion La Leona	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*
DES19#02	Socle	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	
DES19#03	Socle	*X*	*X*	*zircon*				
DES19#05	Socle	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*
DES19#06	Socle	*non*						
DES19#07	Complexe V.B.L.	*non*						
DES19#08	Complexe V.B.L.	*X*	*X*	*X*	*X*			
DES19#09	Socle	*X*	*X*					
DES19#11	Socle	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*
DES19#15	Complexe V.B.L.	*X*	*X*	*X*	*X*	*no traces*		
DES19#25	Complexe V.B.L.	*X*	*X*	*zircon*				
DES19#28	Socle	*X*	*X*	*zircon*				
DES19#29	Complexe V.B.L.	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	*X*	
DES19#30	Complexe V.B.L.	*X*	*X*	*zircon*				

Échantillon	Unité	Sélection (cathodo)	Préparation	AHe		AFT		
				Analyses	***Résultats***	***Analyses***	***Âge***	***Longueurs***
Échantillons analysés et intégrés dans le cadre de cette thèse :								
G24	Intrusion La Leona	*Fernandez* et al. *(2020)*		*X*	*X*	*X*	*X*	*X*
G25	Intrusion La Leona			*X*	*X*	*X*	*X*	
G26	Intrusion La Leona			*X*	*X*	*X*	*X*	
G28	CVBL			*zircon*		*X*	*X*	
Échantillons analysés dans le cadre de cette thèse (mais non présentés) :								
MG17	Formation Bajo Real	*Genge* et al. *(2021)*		*X*	*X*	*X*	*X*	
MG20	Formation Castillo			*X*	*X*	*X*	*X*	
MG9	Formation Castillo			*X*		*X*	*X*	
MG7	Formation Matasiete			*X*	*X*	*X*	*X*	
G55	Massif Nord Patagonien			*X*	*X*	*X*	*X*	

3.A - III. Matériels pour la thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse

Afin de pour pouvoir utiliser la méthode (U-Th)/He sur les oxydes, il est nécessaire de caractériser précisément le matériel échantillonné, aussi bien à l'échelle de l'affleurement lors de l'échantillonnage ; qu'à l'échelle de l'échantillon lors de l'isolation des fragments. Cette chaine de caractérisation macroscopique est réalisée en amont des analyses (U-Th)/He, afin de sélectionner des grains homogènes en composition chimique, et surtout en taille des cristallites.

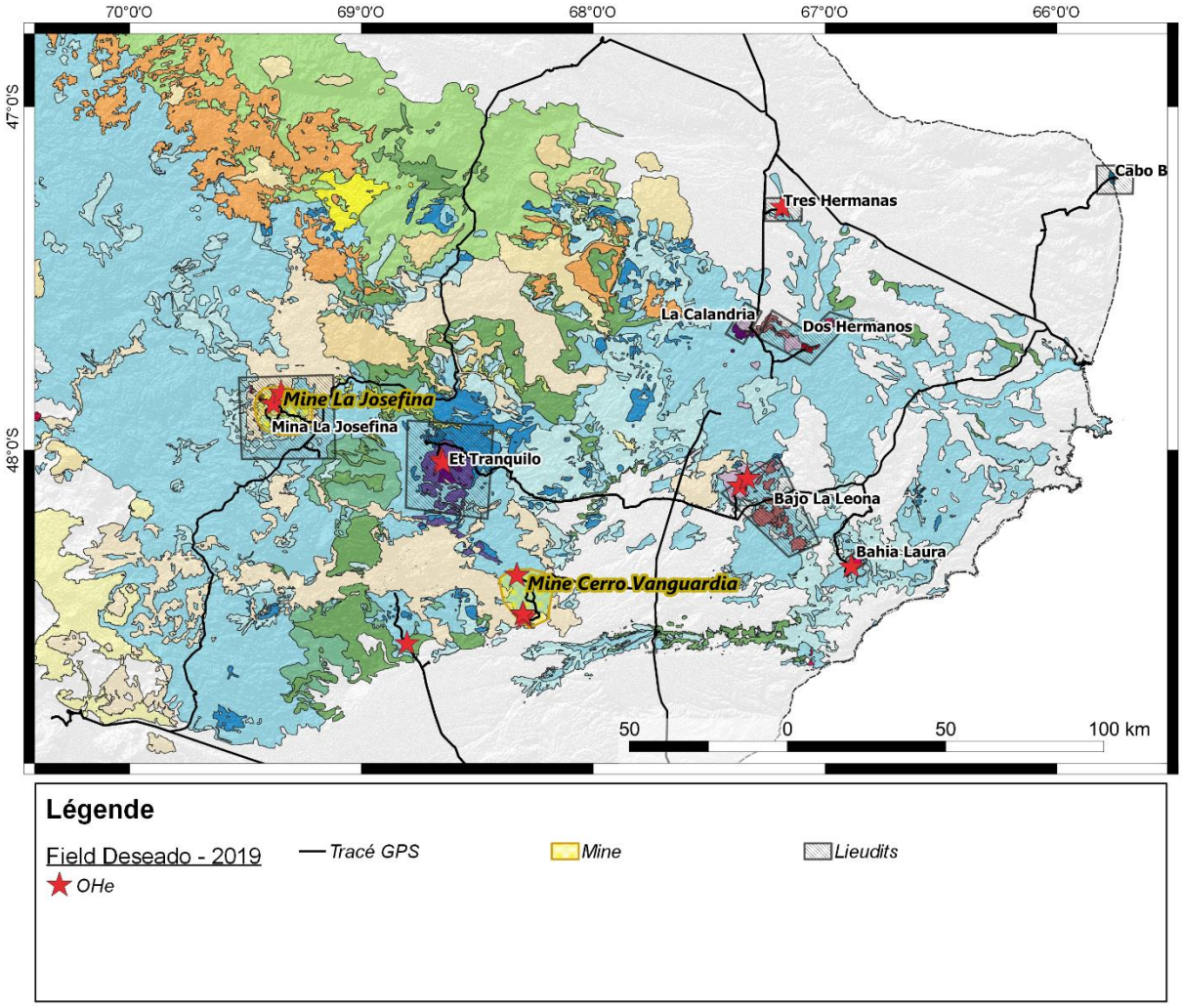


Figure 3.A - III–1 : lieudits et position des échantillons pour la thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse

L'ensemble des observations et conclusions réalisées durant ces différentes étapes de caractérisations (affleurement, échantillons et MEB) est reporté en totalité dans l'Annexe 3, et

seul un résumé des conclusions est présenté ci-après. La Figure 3.A - III–1 présente la carte des différents sites d'échantillonnage des oxydes, sur la carte géologique simplifiée en fond et les lieudits associés.

La nomenclature de nommage des échantillons d'oxydes diffère de celle des échantillons pour la thermochronologie sur apatite, du fait du plus grand nombre d'échantillons.



Le nom des échantillons est toujours précédé du préfixe DES19#, correspondant donc à la mission Deseado-2019 ; puis ils sont composés d'un chiffre (ex : DES19#17) correspondant au site d'échantillonnage de la mission. Pour un même site d'échantillonnage (c.-à-d. un affleurement), plusieurs échantillons ont pu être collectés, ils sont alors différenciés par une lettre (ex. : DES19#17B) correspondant généralement à différentes générations visibles sur le terrain. Dans le cas où plusieurs échantillons d'une même génération sont collectés, un nouveau chiffre vient s'ajouter (ex. : DES19#17B2). Pour finir, si, lors de l'observation en laboratoire plusieurs générations sont observées au sein d'un échantillon ; alors une lettre s'ajoute pour définir sa morphologie cristalline(ex : DES19#17B2-s pour spéculaire) ou un chiffre si celui-ci n'existait pas déjà (ex : DES19#12B-2).

Tableau 3.A - III—1 : position et nature des échantillons analysés par la méthode OFe/MnHe

Mission	Échantillons	Longitude	Latitude	Altitude	Lieudits ou mine	Structure	Orientation	Note :
		(° WGS84)	*(° WGS84)*	*(m)*				
DES19	#10 (#09-D)	-66,8863	-48,3358	59	Bahia Laura			trouver à terre
DES19	#12A	-67,3686	-48,1040	92	Bajo La Leona	Faille décrochantes inverse, dextre	N136-80N (SW236°)	- faille majeur minéralisée (anté/syn) - dépôt du type porphyres - encaissant : amphibolite ? - échantillons sur le plan de faille
DES19	#12B	-67,3686	-48,1040	92	Bajo La Leona	""	""	- échantillon dans le cœur de faille
DES19	#12C	-67,3686	-48,1040	92	Bajo La Leona	""	""	- collecte des meilleurs (à terre)
DES19	#13	-67,3348	-48,0814	73	Bajo La Leona			- extraction d'une mine - hématite de 1re génération avec chalcopyrite
DES19	#14	-67,3335	-48,0822	71	Bajo La Leona	Failles normales senestres	N112-57°E (N022°57°W)	- issue de l'altération supergène d'un granite - fracture principale associer
DES19	#16A	-68,6552	-48,0292	392	El Tranquilo		N140 (trend)	- Brèche matrice supported et anguleuse - matrice d'oxyde de fer (brèche hydraulique) - échantillon dans la brèche
DES19	#16B	-68,6552	-48,0292	392	El Tranquilo		""	- goethite secondaire due à l'altération
DES19	#16C	-68,6552	-48,0292	392	El Tranquilo		""	- seconde génération d'oxyde de fer
DES19	#17A	-68,6486	-48,0363	388	El Tranquilo	Partie Est du Filon : Normal sub-décrochant Dextre)	N130 avec secondaire N110° (N56 d66°E)	- Filon massif (5-10m' de large) - brèche sub anguleuse à remplissage multiple - Massif, puis botryoïdale, puis spécularite - Échantillon génération A
DES19	#17B	-68,6486	-48,0363	388	El Tranquilo	""	""	- Échantillon génération B

Mission	Échantillons	Longitude	Latitude	Altitude	Lieudits ou mine	Structure	Orientation	Note :
		(° WGS84)	*(° WGS84)*	*(m)*				
DES19	#18	-68,3293	-48,3601	306	Mina Cerro Vanguardia	Faille cataclasé post minéralisation	N110°	- bloc minéraliser repris dans la bréchification - oxyde pris dans le mur de cette cataclase - 2 phases d'oxydation visible
DES19	#19	-68,3293	-48,3601	306	Mina Cerro Vanguardia	Faille secondaire dans le mur		- marche d'oxyde pris sur un plan secondaire
DES19	#20	-68,2967	-48,4802	166	Mina Cerro Vanguardia		N40° - subv E	- veine massive
DES19	#21	-68,3041	-48,4711	154	Mina Cerro Vanguardia	filon vertical connecter au un filon horizontal	N40-05°E N150-80°E	- horizontale = oxyde de fer - verticale = oxyde de Mn
DES19	#22	-68,3041	-48,4711	154	Mina Cerro Vanguardia	""	""	""
DES19	#23	-68,3029	-48,4704	156	Mina Cerro Vanguardia	""	""	
DES19	#24	-68,8034	-48,5551	177			NNW + ENE	- contact entre le K et le Jurassique - oxyde de fer mis en place dans les diaclases supposé cooling joint - mise en place potentiellement en surface
DES19	#26A	-69,3801	-47,8671	747,2	Mina La Josefina	faille décrochantes	NW	- spécularite
DES19	#26B	-69,3801	-47,8671	747	Mina La Josefina	""	""	- Brèche de quartz et oxyde de fer - Hématite
DES19	#26C	-69,3803	-47,8668	752,1	Mina La Josefina	""	""	- cristallisation de spécularite selon l'ouverture terminal de la faille
DES19	#27	-69,3464	-47,8353	797,9	Mina La Josefina			- dépôt microbien de surface associée aux circulations de fluide (précipitation de silice) -intercalation de minéralisation de spécularite

3.A - III a) Échantillons provenant du site de Bajo La Leona

Le site de Bajo La Leona se localise au Sud de la mine de La Leona et correspond à d'anciens sites de prospection ou d'exploitation. Les encaissants des minéralisations de cette zone sont aussi bien les plutons de Bajo La Leona (CRD – sous unité supérieure), que l'unité intrusive de La Leona.

Les zones 1 et 2 de ce site correspondent respectivement à un ancien site d'exploration (fin du 20e siècle), associé à des minéralisations en surface ; et à une ancienne mine sous terre datant de la fin du 19e - début 20e siècle.

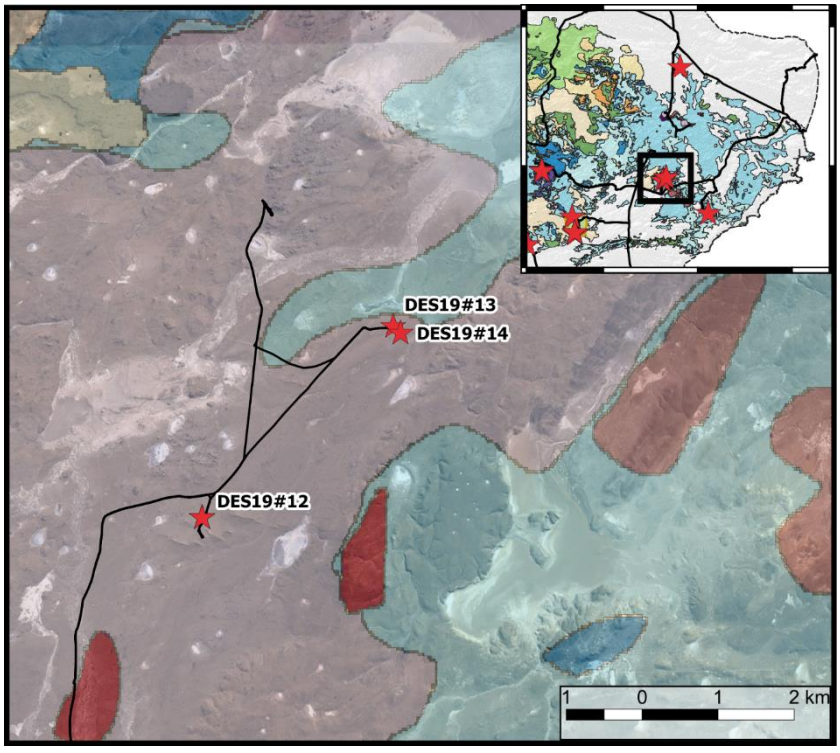


Figure 3.A - III–2 : site d'échantillonnage du secteur de Bajo La Leona

- **Site DES19#12 : Bajo La Leona - Zone 1**

Ce site, présenté dans la Figure 3.A - III–3, correspond à un fossé d'exploration associé à un filon massif d'oxyde fer/manganèse avec des traces d'oxyde de cuivre. Ce filon est d'orientation N136-80N et mesure entre 10 cm et 50 cm d'épaisseur et l'encaissant montre des signes d'altérations hydrothermales.

Trois échantillons ont été collectés sur ce site : #12A, #12B et #12C, ils correspondent respectivement à :

- un échantillon bien cristallisé à l'extérieure du fossé, directement sur le filon

- un fragment du filon dans le fossé, avec des marqueurs tectoniques (stries)
- un échantillon d'oxyde botryoïdal dans le terril d'exploration

Ces échantillons se sont révélés contenir deux générations, notés -1 et -2, composés à majorité d'oxydes de manganèse (Annexe 3).

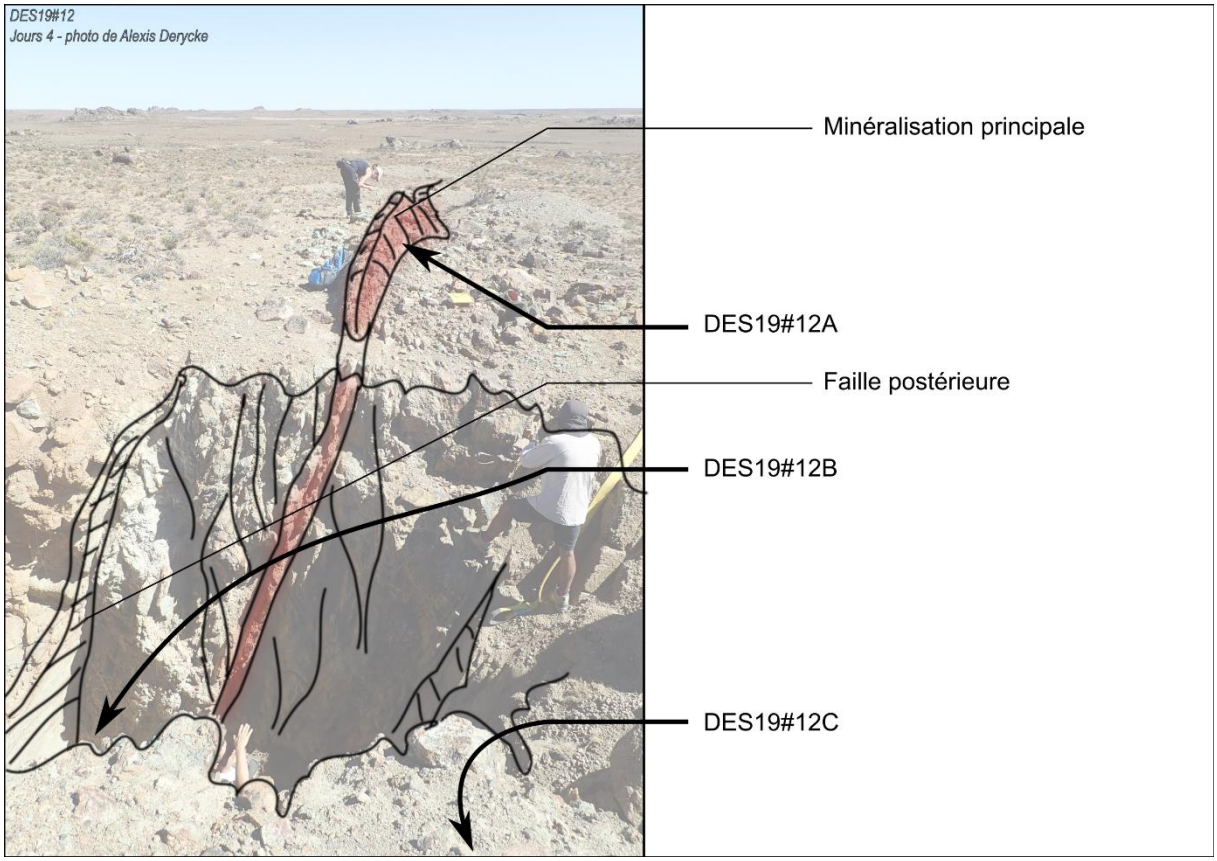


Figure 3.A - III–3 : site d'échantillonnage DES19#12

- **Site DES19#13 et #14 : Bajo La Leona – Zone 2 :**

Les échantillons #13A et #13B proviennent d'un terril de mine de cuivre abandonné dans lequel est trouvé pelé-mêlé des minéralisations d'oxydes de cuivre, d'hématite, de chalcopyrite. Les deux échantillons correspondent respectivement à des oxydes de fer précipitant sous forme de filon, et précipitant sous forme de brèche (Figure 3.A - III–4).

Le site DES19#14 correspond à un niveau d'altération supergène du socle situé au côté de la mine. Sur ce site a été récupéré un échantillon de goethite supergène, non exploité dans ce travail.

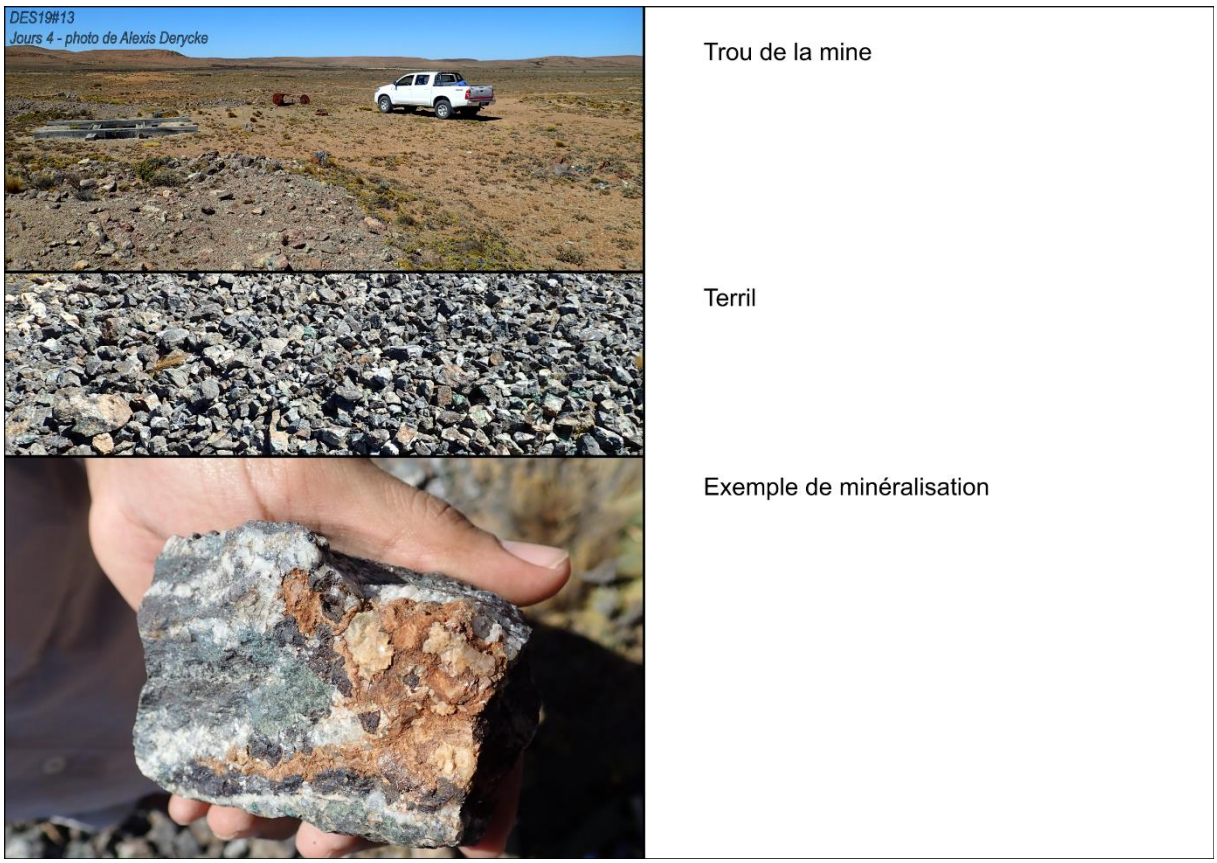


Figure 3.A - III–4 : site d'échantillonnage DES19#13

3.A - III b) Échantillons provenant du site d'El Tranquilo

Au niveau de l'anticlinal d'El Tranquilo (Figure 3.A - III–5), des minéralisations massives d'oxydes de fer et de manganèse affleurant ont déjà été décrites dans la littérature (Jovic *et al.*, 2011; Moreira and Fernández, 2015; Giacosa *et al.*, 2010; Guido and Campbell, 2014; Sillitoe, 2019), celles-ci font partie d'une zone actuellement en prospection par diverses sociétés. L'encaissant des minéralisations dans cette zone correspondent à des roches du socle, avec plus spécifiquement le groupement El Tranquilo et la formation Roca Blanca.

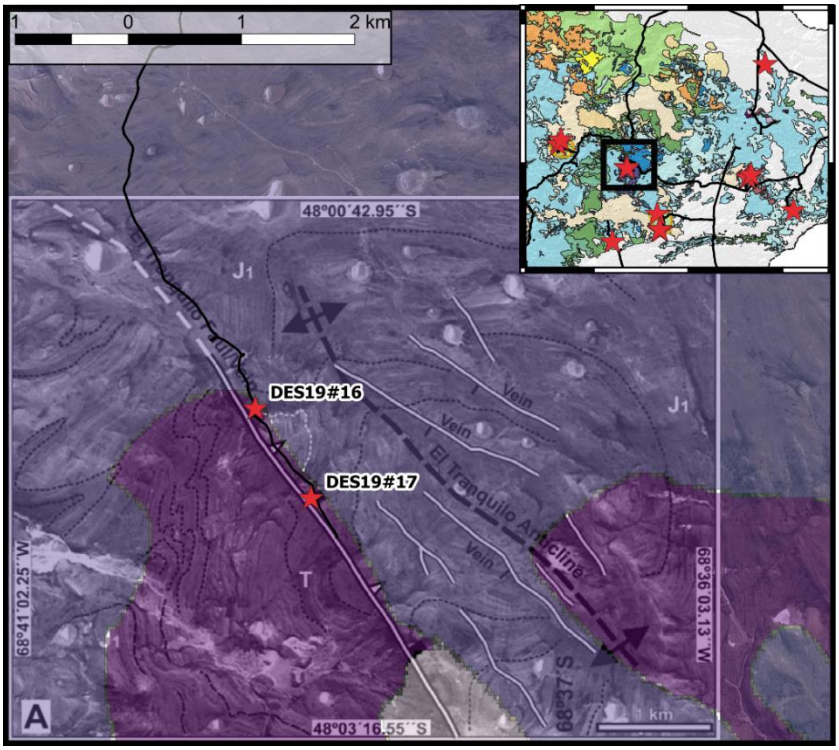


Figure 3.A - III–5 : site d'échantillonnage du secteur de El Tranquilo

- **Site DES19#16 : El Tranquilo - Zone 1 :**

Ce site correspond à un filon bréchique, orienté N140-subvertical, d'épaisseur métrique et d'extension kilométrique (Figure 3.A - III–5). La brèche, matrice supported, est composée d'une matrice d'oxydes de fer présentant une porosité ; les clastes sont sub-anguleux et composés d'oxydes de fer massif, de fragments de la roche encaissante et de fragments de quartz.

L'échantillon #16A correspond à la matrice de la brèche et l'échantillon #16C à des clastes d'oxydes de fer.

L'échantillon #16B correspond à une partie altérée de la brèche, où les oxydes de fer primaires (probablement de l'hématite) semblent s'être oxydés en goethite.

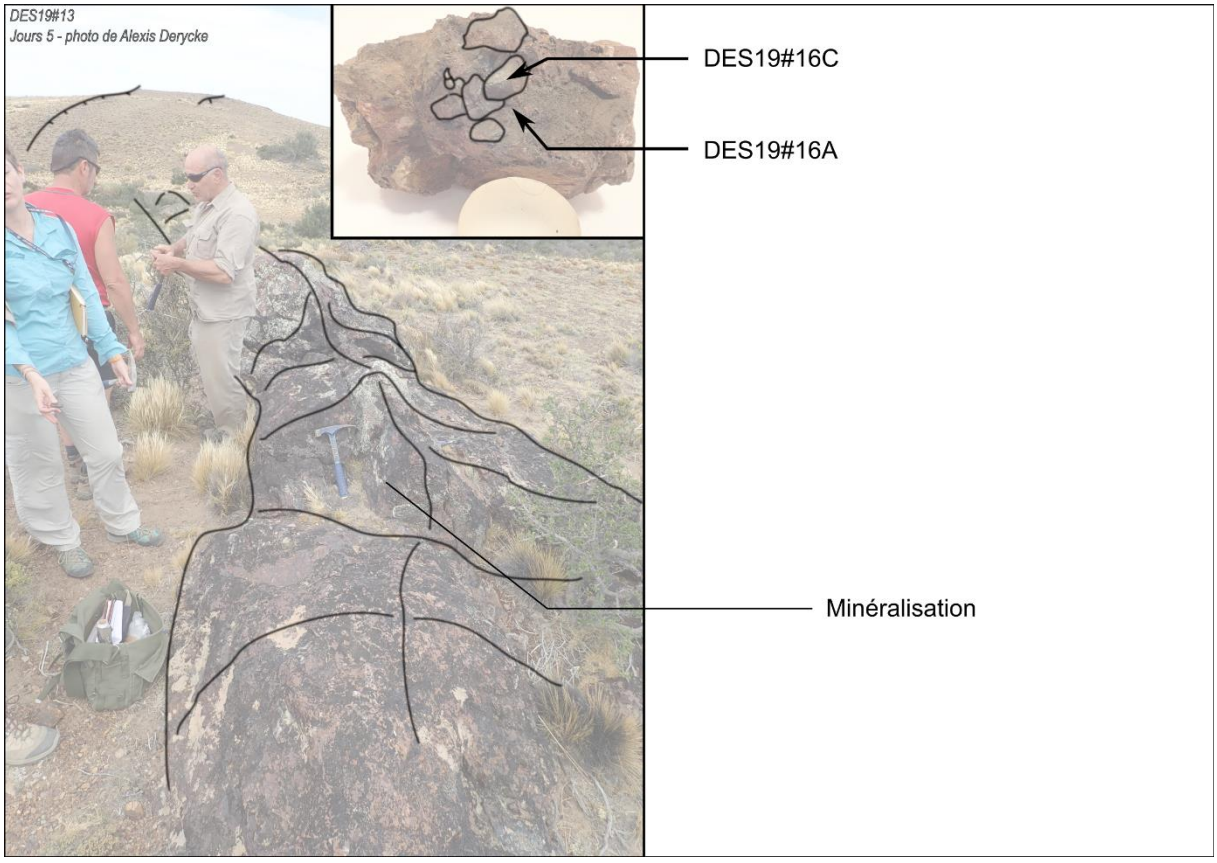


Figure 3.A - III–6 : site d'échantillonnage DES19#16

- **Site DES19#17 : El Tranquilo – Zone 2 :**

Ce site, présenté dans la Figure 3.A - III–7, est une section d'un filon (N130/100-66 °E) homogène d'une dizaine de mètres d'épaisseur et de plusieurs dizaines de kilomètres d'extension. La minéralisation, composée exclusivement d'oxyde de manganèse, correspond à l'accumulation de multiples générations dont certaines remobilisant les précédentes en brèche.

Les échantillons #17A correspondent à des surcroissances en bordure de filon (sans marqueurs tectoniques), et les échantillons #17B proviennent du filon lui-même. Les échantillons #17B1, #17B2 et #17B3 correspondent respectivement aux parties centrales, intermédiaires et à la bordure (Est) du filon. Une grande diversité de morphologies cristallines est identifiée au travers du filon (ex. : massive, botryoïdale, spéculaire…) et chacun des échantillons #17B a été sélectionné afin de collecter les différentes morphologies cristallines de chaque partie du filon.

Pour finir, les observations en laboratoire ont mis en évidence que certains échantillons possédaient plusieurs des morphologies cristallines, ce qui permet de définir la séquence de cristallisation suivante : oxydes massifs > oxydes botryoïdals > oxydes spéculaires. Cette séquence ayant dû se répéter plusieurs fois durant la génération du filon.

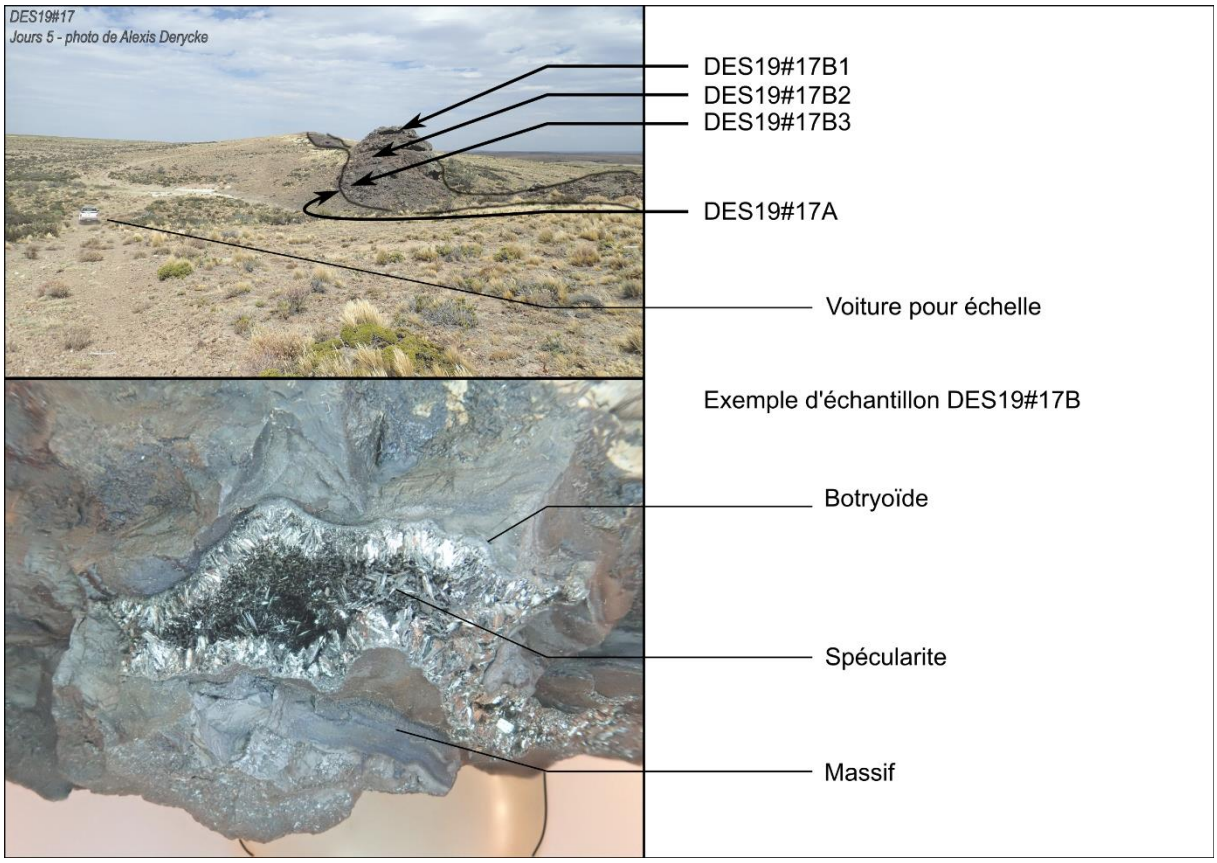


Figure 3.A - III–7 : site d'échantillonnage DES19#17

3.A - III c) Échantillons provenant de la mine Cerro Vanguardia

La mine Cerro Vanguardia comprend les sites d'échantillonnage de #18 à #23 et leurs positions sont reportées sur la carte Figure 3.A - III–8. L'ensemble des minéralisations de la mine Cerro Vanguardia se mettent en place dans le Complexe Volcanique Bahia Laura, plus précisément dans les niveaux ignimbritiques de celui-ci. Les études géophysiques suggèrent l'existence d'une structure circulaire sous la mine, qui est interprétée comme une caldera masquée par les dépôts d'ignimbrites (Chernicoff, 2017; Echeveste *et al.*, 2020).

Sont présentés ci-dessous uniquement les échantillons utilisés plus tard dans cette étude, toutefois, l'ensemble des sites sont décrits dans les annexes (Annexe 3).

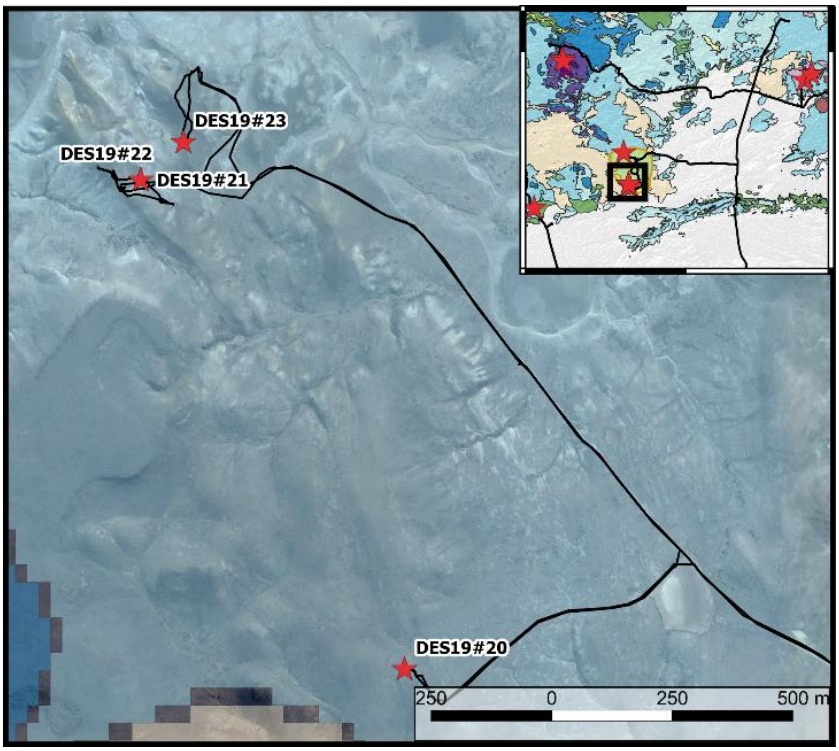


Figure 3.A - III–8 : site d'échantillonnage de la mine Cerro Vanguardia

- **Site DES19#20 : Mine Cerro Vanguardia – Zone 1**

Ce site se situe dans la zone de prospection de la mine, il correspond à des filons visibles en surface, inférieurs à 1 m d'épaisseur et de quelques centaines de mètres d'extension. Ces filons, orientés N40 ° et subverticaux, sont composés d'oxydes de fer massif et de quartz, cristallisés de manière diffuse dans une roche encaissante totalement altérée en argile.

Le seul échantillon collecté, DES19#20, correspond à un échantillon particulièrement massif d'oxyde de fer (Figure 3.A - III–9).

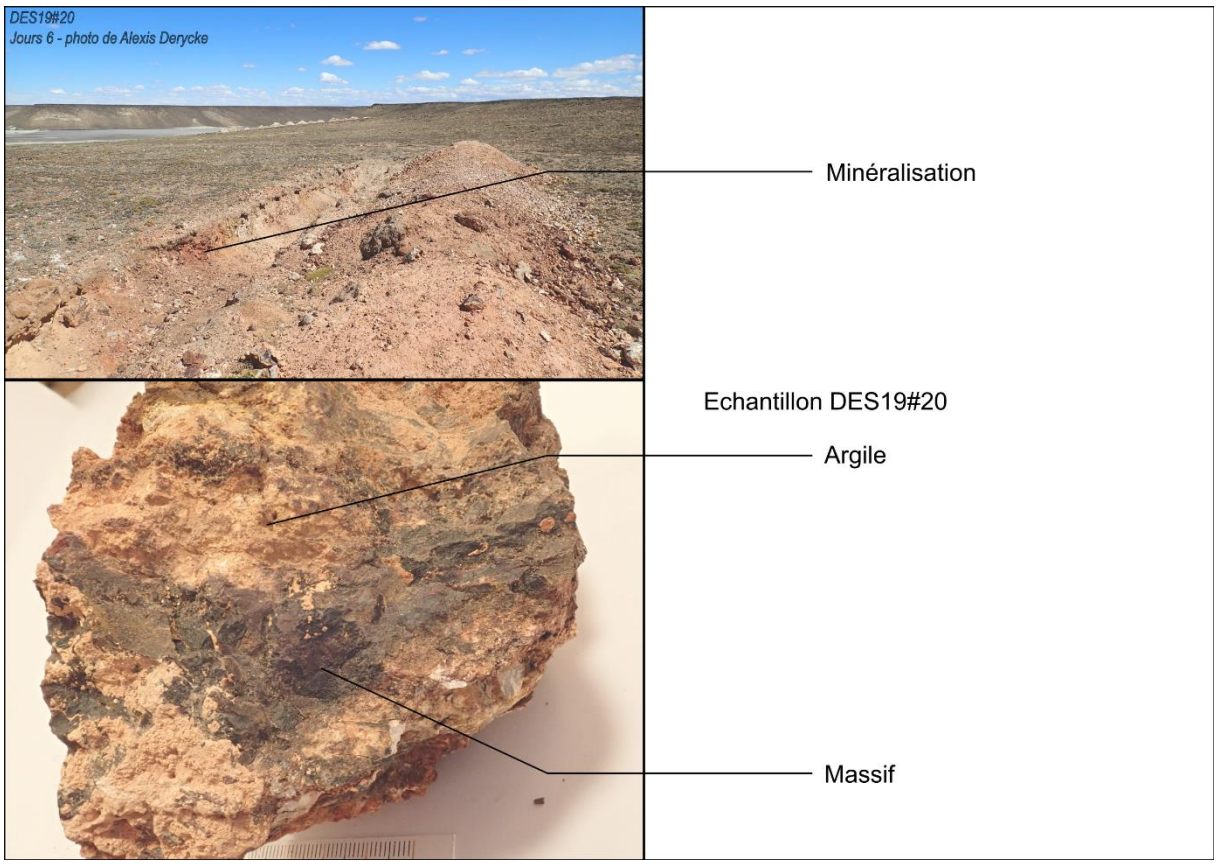


Figure 3.A - III–9 : site d'échantillonnage DES19#20

- **Les sites DES19#21-22-23 : Mine Cerro Vanguardia – Zone 2**

Ces différents sites sont situés à une centaine de mètres les uns des autres et possèdent des minéralisations similaires sur le terrain, raison pour laquelle ils sont présentés ensemble. La minéralisation globale de cette zone correspond à deux générations distinctes et visibles sur le terrain, l'ensemble étant toujours inclus dans un encaissant totalement altéré en argile.

Le site et échantillon DES19#21 correspond à la première génération : des oxydes de fer se mettant en place de manière planaire, en intercalation dans des niveaux du CVBL. Cette

minéralisation est relativement étendue (plusieurs dizaines de mètres), mais aussi très diffuse, l'échantillon #21 correspond à une des zones les plus concentrées en oxydes de fer.

Le site et échantillon DES19#22 est situé au plus proche de la génération d'oxyde de fer, il représente l'extrémité d'un filon d'oxydes de manganèse qui se mélange à la génération d'oxyde de fer (DES19#21). La minéralisation en cet endroit du filon est de petite taille et diffuse et l'échantillon correspond aussi à la zone la plus concentrée possible.

Le site et échantillon DES19#23 est situé dans un filon massif d'oxyde de manganèse, mais à plusieurs centaines de mètres de l'échantillon DES19#22. Ce filon fait plus d'un mètre d'épaisseur et quelques centaines de mètres d'extension (sans orientation précise), la minéralisation y est massive.

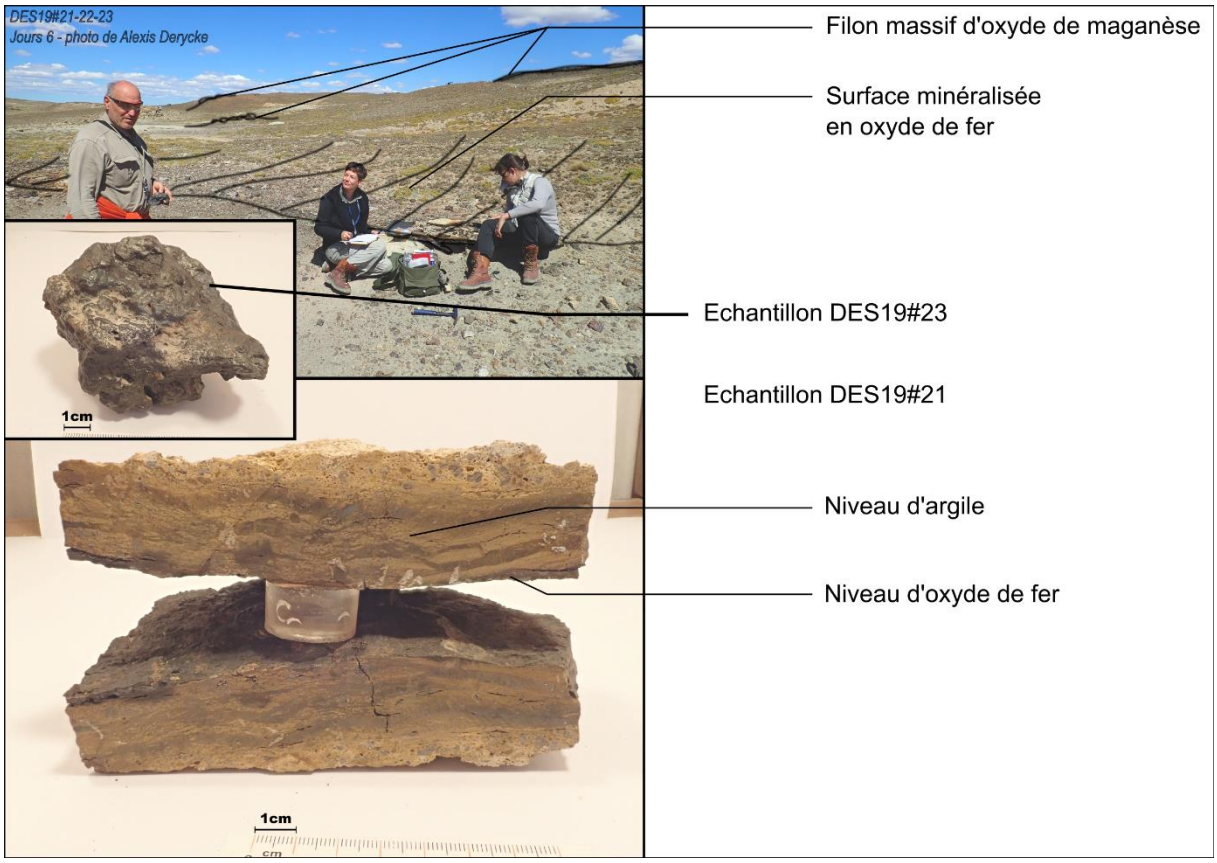


Figure 3.A - III–10 : site d'échantillonnage DES19#21-22-23

3.A - III d) Échantillons provenant de la mine La Josefina

La mine La Josefina, située dans la partie Ouest du Massif, correspond à un site de prospection, mais pas encore au stade d'exploitation. Les deux sites d'échantillonnage sont reportés sur la Figure 3.A - III–11 et correspondent à deux minéralisations de nature très différentes.

Tout comme la mine Cerro Vanguardia, l'encaissant des minéralisations de la mine est la partie ignimbritique du CVBL ; toutefois, la présence d'affleurement de roche du socle (formation La Modesta) à quelques kilomètres pourrait être le marqueur d'une faible épaisseur de dépôt.

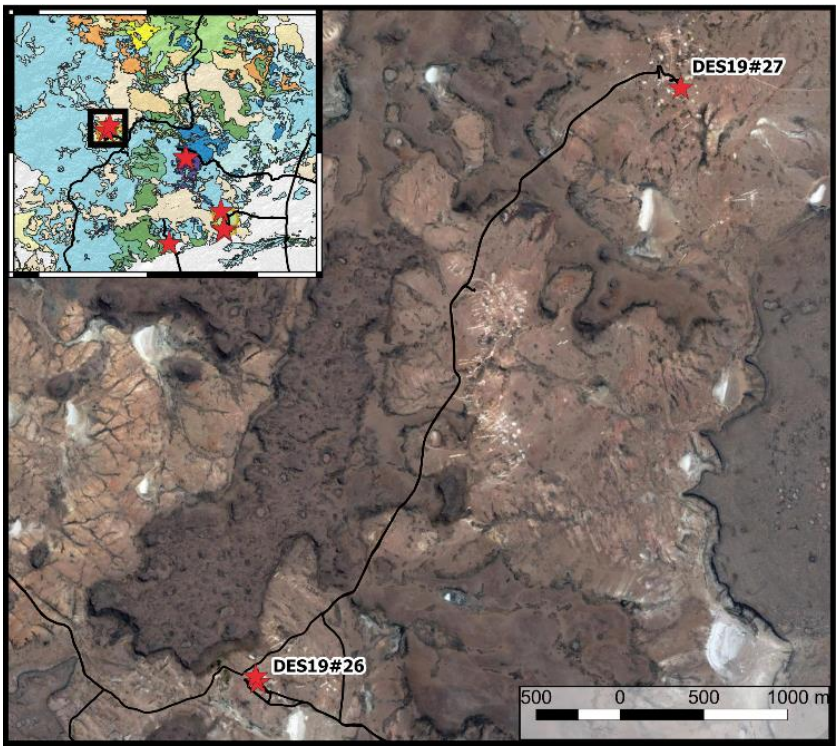


Figure 3.A - III–11 : : site d'échantillonnage de la mine de La Josefina

- **Site DES19#26 : La Josefina – Zone 1**

Ce site correspond à un accident tectonique, avec des marqueurs de dernier jeu en décrochement. La minéralisation semble être syn- et post-tectonique, avec la présence majoritaire d'oxydes de fer et de quartz, sont aussi trouvées de la galène et d'autres minéralisations mineures comme de la chalcopyrite.

Les échantillons #26A et #26B correspondent à une minéralisation d'oxyde de fer spéculaire et de quartz automorphe ; l'ensemble étant présent sous la forme de brèche syn-tectonique.

L'échantillon #26 A provient d'une zone loin du dernier marqueur de déplacement, et est caractérisé par de « gros » cristaux (supérieur au mm). L'échantillon #26B est quant à lui situé au plus proche du plan de faille, et est caractérisé par la présence de cristaux de petites tailles (non visibles à l'œil).

L'échantillon #26C provient d'une génération d'oxydes de fer et de galène, collecté au cœur de la gouge et avec une croissance orientée suivant l'ouverture de celle-ci démontrant de sa mise en place syntectonique.

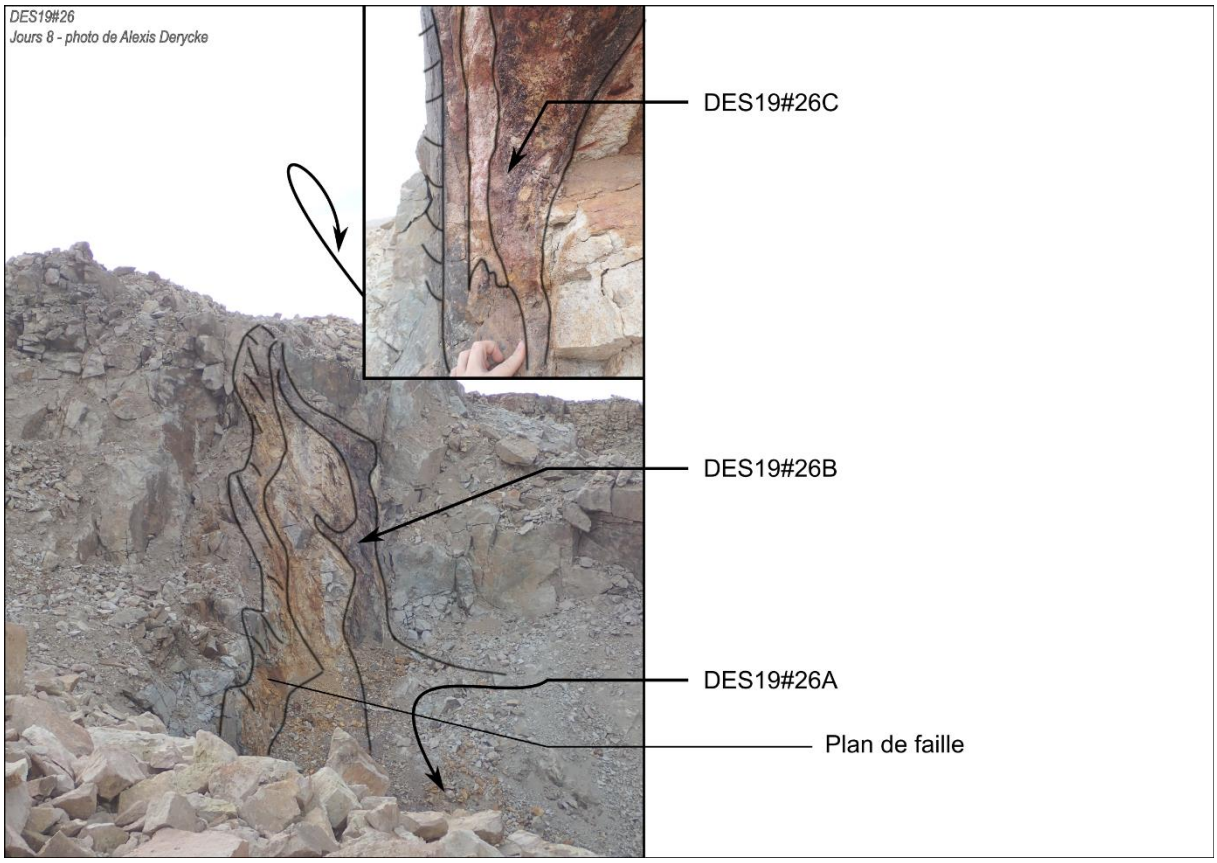


Figure 3.A - III–12 : site d'échantillonnage DES19#26

- **Site DES19#27 : La Josefina – Zone 2**

Ce site correspond à une minéralisation particulière, de type sinter, situé dans la partie Nord de la mine.

Un sinter correspond à une formation sédimentaire se mettant en place dans un environnement hydrothermal, avec la participation potentielle d'un organisme microbien dans la précipitation des minéraux. Ce processus correspond à l'accumulation successive de niveaux de quartz et d'oxyde de fer, comme peuvent l'être les BIF (Banded Iron Formation), mais dans un contexte de lac hydrothermal (ex. : Yellowstone, Moreira and Fernández, 2015).

L'échantillon #27 a été collecté dans une zone de l'affleurement où les intercalations d'oxydes de fer et de quartz sont les mieux individualisées, avec des niveaux d'oxydes de fer bien développés, comme illustrée sur la Figure 3.A - III–13.

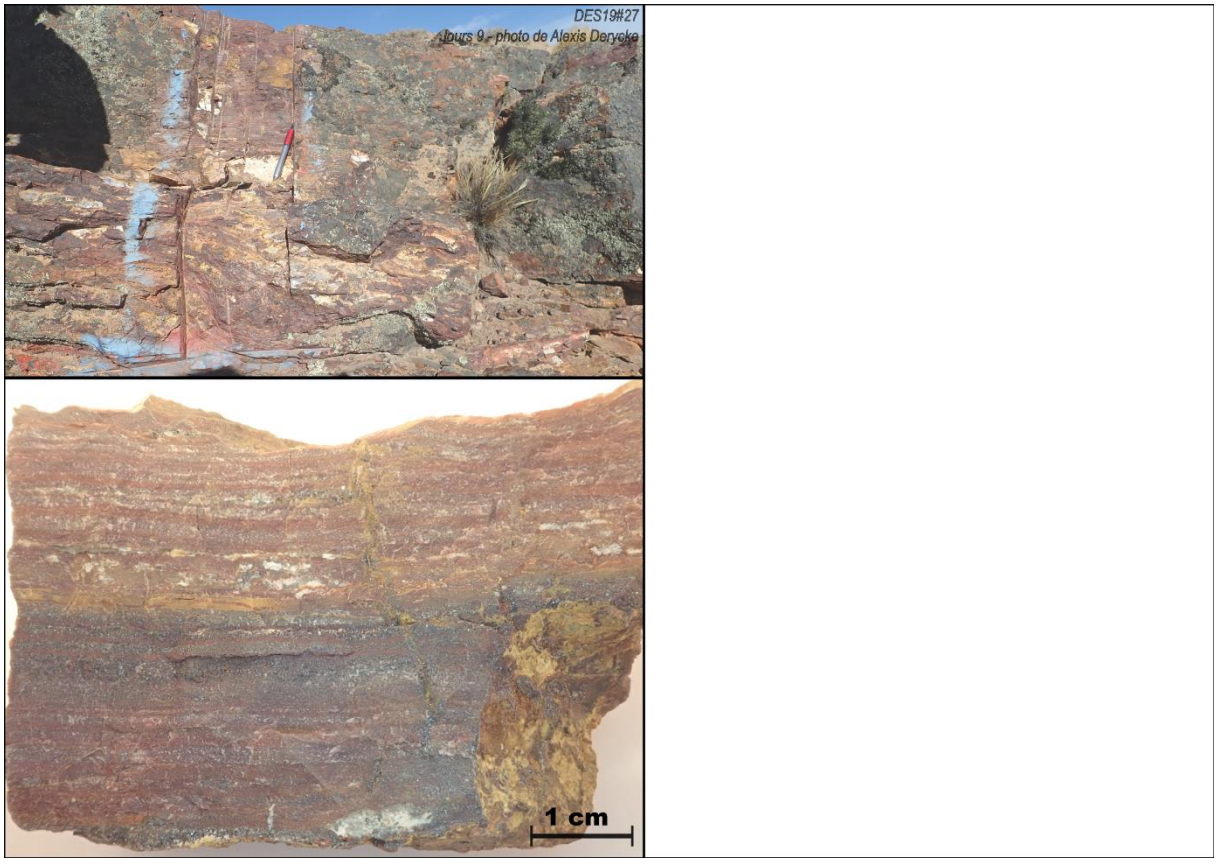


Figure 3.A - III–13 : site d'échantillonnage DES19#27

Tableau 3.A - III—2 : récapitulatif des échantillons récoltés et des analyses réalisées sur les échantillons pour la thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse

Lieudits/mines	Site (DES19)	Échantillons	Analyse (U-Th)/He
Tres Hermanas	#10		
Bajo La Leona – Zone 1	#12	A	X
		B	X
		C	X
Bajo La Leon – Zone 2	#13	A	X
		B	
	#14		
El Tranquilo – Zone 1	#16	A	X
		B	
		C	X
El Tranquilo – Zone 2	#17	A	
		B	X
		C	
Cerro Vanguardia (Nord)	#18		
	#19		
Cerro Vanguardia (Sud)	#20		X
Cerro Vanguardia (Sud)	#21		X
	#22		
	#23		X
Sud du Massif du Deseado	#24		
La Josefina – Zone 1	#26	A	
		B	
		C	X
La Josefina – Zone 2	#27		X

Tableau 3.A - III—3 : récapitulatif des mesures réalisées au MEB pour les échantillons d'oxydes datés par la méthode (U-Th)/He (en rose : échantillons à majorité d'oxydes de fer)

Site	Échantillon	% de Fe	% de Mn	Morphologie de cristallites	Épaisseur des cristallites	Extension des cristallites	Commentaire
#12	A-1 A-2	30 50	70 50	------ Plaquette (arrangées en boules)	0.001 - 0,1 µm	0,1 – 1 µm	
	B	30	70	Plaquettes euhédraux, filon	0.01 – 0,1 µm 2-7 µm	0,1 – 1 µm	
	C	< 10	> 90	Plaquettes, euhédraux (rare)	~0,01 µm 1-10 µm	0,1 – 5 µm	
#13		> 95	< 5	Plaquette empilée	0,1 – 1 µm	1 µm – 1 cm	
#16	A	100	0	Euhédraux (arrangées en boule), matrice amorphe	1 µm	1 – 10 µm	
	C	100	0	Matrice, spicule, euhédraux	0,1 – 1 µm	0,1 – 5 µm	*Il est possible que la matrice soit exclusivement formée de spicules indissociables à MEB (< 10 nm)* *On note aussi l'existence de zone amorphe type « verre » qui pourrait être interprétée comme des cristallites à taille > 100 µm*

Site	Échantillon	% de Fe	% de Mn	Morphologie de cristallites	Épaisseur des cristallites	Extension des cristallites	Commentaire
#17	B1-m	60	40	Plaquettes, grains	0,1 – 1 µm	5 – 10 µm	
	B1-b	< 10	> 90	Allumette et matrice	0,01 – 1 µm	< 10 µm	
	B1-s	0	100	Plaquettes	1 – 25 µm	∞	
	B2-m	< 10	> 90	Euhédraux, allumettes	0,1 – 1 µm	1 – 2 µm	
	B2-mc	< 20	> 80	Allumettes	0,1 – 2 µm	1 – 100 µm	
	B3-m	< 5	> 95	Matrice, spicule, grains	0,001 – 1 µm	0,1 – 1 µm	*On note aussi l'existence de zone amorphe type « verre » qui pourrait être interprétée comme des cristallites à taille > 100 µm*
	B3-b	0	100	Allumettes	0,1 – 10 µm	∞	
#20		100	0	Plaquettes	0.100 – 0,500 µm	1 µm	
				Euhédraux	2 – 10 µm	2 – 10 µm	
#21		50	50	Grains	0,001 – 1 µm	0,1 – 1 µm	*Deux phases pures distinctes Fe vs Mn*
				Allumettes	1 - 5 µm	5 – 25 µm	
#23		0	100	Allumettes « fibres de bois »	1 – 10 µm	∞	
#26	A	100	0	Plaquettes	2 – 10 µm	∞	
#27		100		Matrice, allumettes « fibres de bois »	0,1 – 10 µm	∞	*Poudre riche en grains de quartz*

3.B) Méthodes de thermochronologie sur apatite

3.B - I. Préparation des fractions minérales pour la sélection des apatites

i. Sélection des échantillons

Aux vues des différentes pétrologies (volcanique, métamorphique, granitique) des échantillons utilisés dans le cadre de cette thèse, qui pourraient ne pas contenir d'apatite, une première étape de sélection des échantillons a été réalisée. Cette étape correspond à la réalisation de lame mince dans les échantillons, et leurs observations en cathodoluminescence pour déterminer la présence ou l'absence d'apatite.

ii. Broyage des échantillons

Les échantillons sélectionnés sont préalablement découpés, puis concassés dans un broyeur à mâchoires jusqu'à la taille de 2 mm. Entre 2 et 5 kg de chaque échantillon a été broyé, avec la conservation des « sucres » pour la traçabilité. Les poudres résultantes ont été tamisées à sec, et la fraction 250-64 µm a été conservée pour la suite de la préparation. Durant la totalité du processus, toutes les fractions ont été conservées.

iii. Séparation densimétrique des poudres

Après un rinçage à l'eau, l'ensemble des poudres minérales ont été séparées par liqueur dense, avec l'utilisation de Bromoforme. Cette séparation permet d'obtenir des fractions minérales inférieures et supérieures à 2,89 $g.cm^{-3}$ (pour rappel la densité des apatites est de 3,1 à 3,2 $g.cm^{-3}$).

iv. Séparation magnétique des poudres

Les fractions minérales d'une densité supérieure à 2,89 ont ensuite été séparées magnétiquement avec un Frantz suivant une séparation progressive à 0,5>0,7>1>1,2 mA pour raffiner au maximum la séparation minérale. La totalité des poudres a été conservée durant le processus.

3.B - II. Analyse des traces de fission sur apatite

Les analyses traces de fission sur apatites de cette thèse ont été réalisées à l'Université de Padova, dans le cadre de l'étude grande échelle sur l'avant-pays Patagonien. Ces données ont été acquises par Marie Genge. Le paragraphe suivant présente les méthodes d'analyse issues de son manuscrit et des différentes publications associées (Annexe 10).

« [...]

We performed AFT analysis at the University of Padua (Italy). Apatite grains were mounted in epoxy resin, polished and etched at 5.5M HNO_3 during 20 seconds at 20°C to reveal spontaneous tracks. The samples were analyzed by applying the external detector method (Gleadow, 1981) using low-uranium muscovite foils, as external detector, to cover apatite mounts then irradiated at the Radiation Center of Oregon State University with a nominal fluence of 9×10^{15} neutrons/cm^2. After irradiation, we etched mica detectors for 40 minutes in 40% HF at 20°C to reveal induced tracks. We counted tracks and measured track length distribution using an Olympus optical microscope at a magnification of ×1250. We carried out age calculation and statistics with Trackkey software (Dunkl, 2002). We report AFT ages as central age with 1σ errors (Galbraith and Laslett, 1993), using a zeta calibration approach (Hurford and Green, 1983) with a zeta value of 346 ± 12 for the CN5 dosimeter glass. Dpar measurements were used to characterize the chemical kinetic properties of the apatite crystals (Burtner et al., 1994).

[...] »

3.B - III. Analyse de l'(U-Th)/He sur apatite

3.B - III a) Méthode d'analyse de l'(U-Th)/He sur apatite (papier soumis à geochronology)

Les analyses (U-Th)/He de cette thèse ont été réalisées au sein du laboratoire GEOPS (Université Paris Saclay) en suivant la méthode décrite dans la note technique : *Technical note : apatite and zircon (U-Th)/He analysis using quadrupole and magnetic sector mass spectrometry*, soumis à Geochronology en janvier 2021 et reproduit ci-dessous.

Apatite and zircon (U-Th)/He analysis using quadrupole and magnetic sector mass spectrometry

Cécile Gautheron[1], Rosella Pinna-Jamme[1], Alexis Derycke[1], Floriane Ahadi[1], Caroline Sanchez[1], Fréderic Haurine[1], Gael Monvoisin[1], Damien Barbosa[1], Guillaume Delpech[1], Joseph Maltese[2], Philippe Sarda[1], Laurent Tassan-Got[2]

[1]Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France
[2]Université Paris-Saclay, CNRS/IN2P3, IJCLab, 91405 Orsay, France
Correspondence to: Cécile Gautheron (cecile.gautheron@universite-paris-saclay.fr)

Abstract. Apatite and zircon (U-Th)/He thermochronological data are obtained through a combination of crystal selection, He content measurement by extraction from crystal and analysis using noble gas mass spectrometry, and measurement of U, Th and Sm contents by dissolution and solution analysis using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). In this contribution, we detail the complete protocols developed for over more than a decade that allow apatite and zircon (U-Th)/He data to be obtained with precision. More specifically, we show that the He content can be determined with a high precision using a calibration of the He sensibility based on the Durango apatite and its use also appears crucial to check for He, U-Th-Sm analytical problems. The Durango apatite used as a standard is therefore a suitable mineral to perform precise He calibration and yield (U-Th)/He ages of 31.1±1.4 Ma with an analytical error of less than 5%. The (U-Th)/He ages for the FCT zircon standard yields a dispersion of about 9%, with mean age of 27.0±2.6 Ma comparable to other laboratories. For the long-term quality control of the (U-Th)/He data, attention has been paid to evaluate the drift of He sensibility, blanks through time and those of (U-Th)/He ages and Th/U ratios (with Sm/Th when possible), all associated with the use of Durango apatite and Fish Canyon Tuff zircon as standards.

1 Introduction

Apatite and zircon (U-Th)/He (AHe and ZHe respectively) thermochronology is now a mainstream tool to reconstruct the Earth evolution (e.g. Farley, 2000; Farley, 2002; Gautheron and Zeitler, 2020; Reiners, 2005; Reiners and Brandon, 2006). The geological implications of these data rely on the precision of measurements of He, U, Th and Sm contents of apatite and zircon crystals, by: (i) crystal picking; (ii) non-destructive He degassing and content determination by mass spectrometry; (iii) U, Th and Sm analysis after crystal dissolution and solution analysis by ICP-MS . Different contributions have already presented parts of the analytical protocols, for example, He degassing using laser beam (e.g. Foeken et al., 2006; House et al., 2000), dissolution and analysis of U, Th, Sm, Ca or Zr (e.g. Evans et al., 2005; Guenthner et al., 2016; Reiners and Nicolescu,

2007) or improvements of the noble gas analysis by magnetic sector mass spectrometry (Burnard and Farley, 2000). In this contribution, we aim to present all the developed and used methodologies, focused on He degassing and He content analysis, dissolution, ICP-MS analysis and data reduction that lead to (U-Th)/He thermochronological data. Specifically, analytical details are given on two homemade noble gas extraction-purification lines that are coupled either to a quadrupole mass spectrometer for one or a magnetic sector mass spectrometer. An inexpensive method of He content calibration using the Durango apatite crystals standard is presented. Finally, (U-Th)/He data obtained in the laboratory for Durango apatite and Fish Canyon Tuff (FCT) zircon over a period of 6 to 8 months are presented. The results allow discussing about data acquisition, analytical difficulties and the He, U, Th (Sm for apatite) contents and (U-Th)/He data reproducibility.

2 Methods

2.1 Apatite and zircon samples preparation, picking and packing

Apatite and zircon crystals are extracted from plutonic or sedimentary rocks by classical crushing methods, sieved (mesh < 400 μm), and separated following density (tribromomethane and di-iodomethane – VWR®) and magnetic (L-1 Frantz Isodynamic® Separator) methods. For Durango apatite gem crystal, a gentle crushing into an agate mortar allows getting fragments of different sizes. Inclusion-free automorphic apatite and zircons or Durango apatite fragments are picked under a binocular microscope (SZX12 – Olympus) and selected as a function of fragment size (>60 μm). For an automorphic crystal, the length, height and width are measured, and the termination geometry of the crystal (broken faces, pyramids, no pyramids) are recorded. Ejection factor (F_T) and equivalent sphere radius (Rs or named also ESR) are determined using the Monte Carlo simulation of Gautheron and Tassan-Got (2010); Gautheron et al. (2012) and Ketcham et al. (2011). As the ejection length for the Th decay chain is higher than that for the U decay chains, the value of Th/U ratio is fixed to the measured value to avoid over or under- corrections (Ketcham et al., 2011; Ziegler, 2008). An internal modification of the Monte Carlo simulation (QTLFT software), coupled with an excel automatic file generation, is used to calculate the F_T, Rs and crystals weight from a list of different crystals geometries.

Each apatite and zircon crystal or fragment were placed respectively into a platinum tube (99.95% purity, 1.0×1.0 mm – Johnson Matthey®) or a niobium tube (purity 99.95%, 1.0×1.0 mm – Alpha Aesar®). The choice of the capsule (Nb, Pt) for

packaging is strictly related to the acid attack protocol. During U, Th and Sm analysis by means of ICP-MS instruments, the presence of Pt^+ ions at high concentration (>320 µg/ml) in the sample solution may lead to the formation of complex, platinum argides $^{194}Pt^{40}Ar^+$, $^{195}Pt^{40}Ar^+$, $^{198}Pt^{40}Ar^+$, that cause isobaric interferences with the measured U isotopes at masses 234, 235 and 238 (Evans et al., 2005; Reiners and Nicolescu, 2007). Apatite chemical digestion can be achieved using acid digestion at low concentration (HNO_3 5N ultra-pure) and low temperature (65°C), is not able to dissolve the capsule, therefore Pt tubes can be used. However, an acid digestion method using concentrated acids is instead adopted for zircon (HCl and pure HF 27N) at high temperatures (220°C), which leads to a total dissolution of the Pt capsule, therefore, Nb tubes were adopted instead. Although niobium-argon complexes do not create isobaric interferences with the analyzed U masses, the solution, highly concentrated in Nb may, however, cause a partial precipitation of the uranium and thorium (Evans et al., 2005).

2.2 Helium analysis protocol

The helium content analyses were performed at GEOPS laboratory, Paris Saclay University (Orsay, France). Each capsule containing a crystal, fragments, or grain(s) was degassed using either a homemade He extraction line coupled with a quadrupole mass spectrometer (Prisma QMG 100 Pfeiffer©), further referred to as the He line, or another homemade line connected to a rehabilitated VG5400 magnetic sector mass spectrometer, further referred to as the VG line. The He and VG lines are fully automated using LabView Std, from the heating phase to the helium analysis. Each portion of the line is divided into sections (extraction, purification, analysis) by pneumatic Swagelok© valves coupled to electro-valves (E.V 3/2 NF Direct Flasque.D2,4 ALU BUNA, TH France) and activated by pressurized air. Ultra-high vacuum conditions (<10^{-9} mbar) are guaranteed by using a system of turbomolecular (HighCube – Pfeiffer SAS©) and ionic pumps (StarCell – Varian©). Figure 1 presents the schematic geometry of the two homemade He and VG lines, with the different parts that are controlled using LabView.

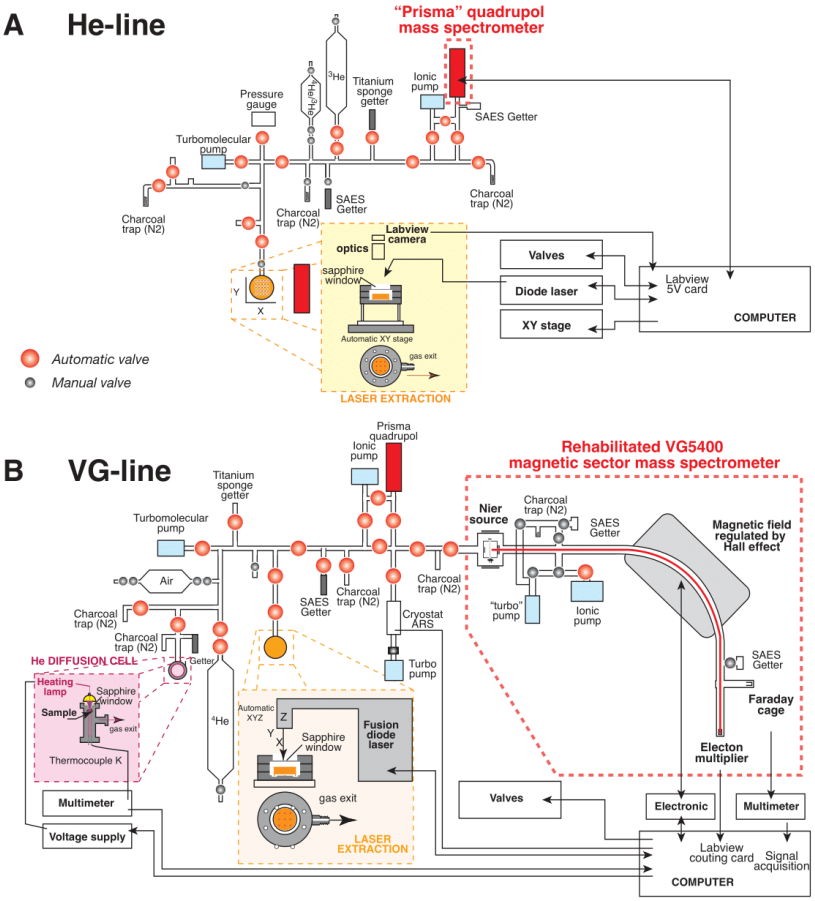


Figure 1: Schematic representation of the homemade systems for He extraction, purification and analysis by mass spectrometer: (A) He line and (B) VG line.

Platinum and niobium tubes adopted for sample packaging are suitable because of the low hydrogen they release at high vacuum, their malleability and their U, Th, Sm and REE purity. Being metallic materials, they ensure a homogeneous heat transfer during laser shooting. For the He line, the Pt/Nb tubes are deposited on a copper planchette containing 25 or 49

positions and are placed into a cell that moves in front of the laser beam using a X-Y motor system (SMC100CC – Newport ©) controlled by LabView. An Ytterbium doped infra-red diode laser coupled with an optic (wavelength 1064 nm – 1080 nm, 10W ManLight; Laser2000), placed at a focal distance of 4 cm from the sample, allows heating up the capsules with a beam of 70 μm diameter. For the VG line, the Pt/Nb tubes are placed on an inox or copper planchette containing 12 or 49 positions and the heating is ensured using an infrared diode fusion laser (Teledyne, USA) moving in front of the cell. After each sample loading, the line (He and VG line) is heated overnight at low temperature (<50°C) to remove any gas absorbed on the inner walls of the lines. In addition, ultra-high vacuum can be quickly obtained by heating an empty capsule placed in the planchette in order to remove air absorbed on the cupper/inox planchette. Cupper or inox were selected for planchette material due to their good thermal conductivity and their inertia in vacuum conditions. The cell is sealed with a CF63 sapphire window (Caburn) allowing a good transmission of the whole IR laser beam. Each capsule is heated using the heating protocol summarized on Table 1.

Table 1: samples packing and He purification and analysis protocols

Minerals	Packing	Degassing	Purification	Mass spectrometer	Standard
Apatite	Pt tube	5 min at 1050°C	Liquid N_2 active charcoal + SAES 701 10 min	**Prisma quadrupole:** H_2, ^3He, ^4He, mass 5, H_2O, ^{40}Ar, CO_2 Electron multiplier 850 V **VG5400:** ^4He Electron multiplier 3500 V + LabView counting system	Volcanic Durango apatite 31.02±1.01 Ma; McDowell et al. (2005)
Zircon	Nb tube	30 min at >1250°C	Liquid N_2 active charcoal + SAES 701 10 min		Volcanic Fish Canyon zircon 28.5±0.06 Ma; Schmitz and Bowring (2001)

The heating scheduled procedure was repeated on each sample until all ^{4}He was degassed giving a signal back to the background level. The sample temperature achieved using the laser of the He line is recorded by means of a LabView camera and a homemade algorithm that converts the total red, green and blue visible light into a temperature. We used the light emission in visible light associated with black body light emission during heating. For this aim, a Pt capsule has been heated with increasing values of the laser intensity and pictures have been taken at different temperature settings, as presented in Figure 2A. At the same time, the temperature of the heated capsule has been measured using an external filament extinction pyrometer. This type of pyrometer is currently used to calibrate TIMS filament temperatures. For each recorded picture, a simple image treatment has been realized using LabView in order to retrieve the red, blue and green value on the RGB colorimetric coding system that ranges from 0 to 255 (Fig. 2B). As the red signal is already saturated when the capsule is emitting visible light, we chose to sum the RBG signal of the three colors, as shown on Figure 2C. The obtained RBG is correlated with the temperature of the heated capsule. The simple image treatment procedure has been calibrated from 950 to 1150°C for a fixed value of the exposure time of 500 ms. The same heating calibration has been automatically applied to each heated capsule, with an estimated error of ± 20°C on temperature calculation.

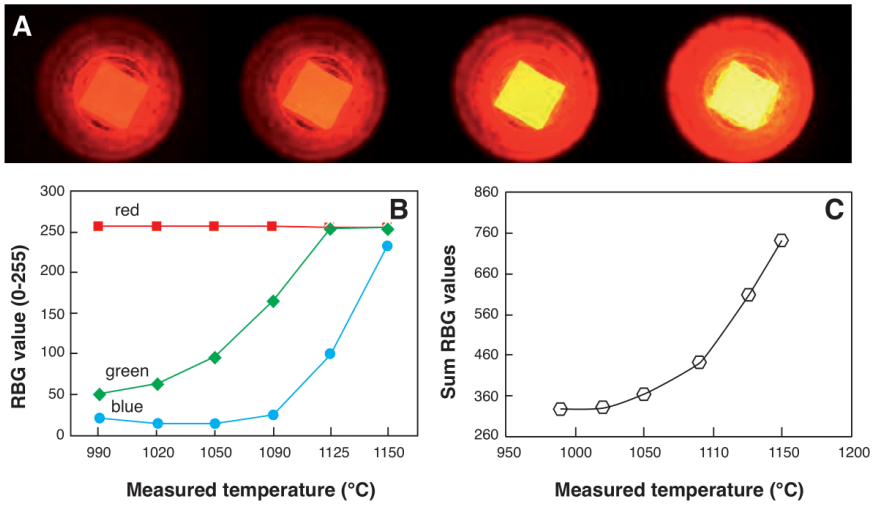


Figure 2: *temperature calibration procedure of the heated capsule in visible light.* ***A)*** *Example of heated capsules with different laser beam intensities showing the change in color.* ***B)*** *and* ***C)*** *Evolution as a function of the measured temperature using a pyrometer of the RBG code values and sum of the RBG values, respectively.*

The analysis protocols differ as a function of the type of mass spectrometer used and the type of analyzed minerals.

2.2.1 Helium line

The diffused ^{4}He gas is mixed with a known amount of ^{3}He in the purification line, used as a spike, in concentration of about 100 to 1000 times higher than the ^{4}He to be determined. A ~4000 cc (cubic centimeter) cylinder (V1), filled by ^{3}He gas, is connected to a pipette made by two welded valves with a small, 5 mm diameter, stainless steel cylinder placed inside to reduce the volume of the pipette (Fig. 1). The approximate volume of the pipette is ~0.5 cc (V2) and allows an ^{3}He amount of 10^{-9} to 10^{-10} ccSTP (cubic-centimeters-at-standard-temperature-and-pressure) to be introduced into the line. The amount of ^{3}He decreases in the cylinder by a factor of ~0.9999 (V1/(V1+V2)) for every shot of gas extracted, therefore the number of pipettes taken is automatically recorded to take the decrease of ^{3}He in the cylinder into account. These statistics allow the data for He age computation to be calculated with the right amount of ^{3}He spike introduced into the line. According to the spike conditions

reported above (^{3}He in concentration of about 100 to 1000 times higher than ^{4}He), it has been observed that the He line can perform a total of about 6000 analyzes.

The sample gas is purified from most of the H_2O, CO_2, H_2, Ar gases using two liquid nitrogen-cooled traps of activated charcoal, a ST707 and a ST701 SAES getter, according to different purification protocols adapted for various minerals (Table 1). The use of a hot (>850°C) titanium sponge getter is dedicated to minerals with high CO_2 or H_2O contents. The access to the entire system of traps, individually connected to the line by means of ultra-high vacuum valves (Fig. 1), allows the analysis of a large variety of minerals containing variable abundances of CO_2 or H_2O such as calcite or goethite (Allard et al., 2018; Cros et al., 2014). Beside helium isotopes (^{3}He and ^{4}He), H_2O, CO_2, H_2 and Ar gases are additionally measured on the electron multiplier of the Prisma QMG 100 Pfeiffer quadrupole mass spectrometer to check for the effective purification of the analyzed gas. Such measurements of the gas are repeated 16 times and a linear regression of the data for the ^{4}He/^{3}He ratio is then calculated and includes a correction of the HD^+ isobaric contribution on the ^{3}He signal, even if this contribution is insignificant compared to the ^{3}He spike signal. In addition, we also observe that the signal at mass 4 slightly increases when the H_2 signal is higher, which we interpret as either a double H_2 molecule having an isobaric impact on mass 4 or the tail of the H_2 peak having an influence on the shape of the mass 4 peak. This effect is not negligible for the low ^{4}He signals of typical samples, but an adapted H_2 purification protocol allows to remove this effect: a 707 SAES getter unit is positioned in the quadrupole mass spectrometer (Fig. 1).

The gas purification protocol ensures to get a close to constant (although slightly decreasing) total pressure in the line and in the quadrupole mass spectrometer. The ^{4}He concentration is calculated using the ^{3}He content such as:

$$4_{He} = \left(\left(\frac{4_{He}}{3_{He}}\right)_s - \left(\frac{4_{He}}{3_{He}}\right)_b\right) \times 3_{He} \quad (1)$$

with $(^4He/^3He)_s$ and $(^4He/^3He)_b$ the ratios measured for the sample and blank respectively. The ^{3}He content is determined using the following equation:

$$3_{He} = \times 3_{He_c} \times \left(\frac{V1}{V1+V2} \times D\right)^N \quad (2)$$

V1 is the volume of the ^{3}He cylinder (~4000 cc), V2 the pipette volume (~0,5 cc) and N the pipette number (i.e. N is the number of introductions of the pipette volume). ^3He_c is the ^{3}He content value adapted for each calibration and D is the 'drift',

an additional parameter introduced allowing to take into account the evolution of sensitivity of the quadrupole mass spectrometer along with external parameters such as temperature or even power failures. D acts as if the pipette volume V2 could vary to mime the variations of the quadrupole sensitivity. D is determined manually and changes according to the Durango standard results, especially every time the source is tuned again. The product $3_{He_c} \times \left(\frac{V1}{V1+V2} \times D\right)^N$ thus decreases regularly and homogeneously.

2.2.2 VG line

The diffused ^{4}He is purified from the H_2O, CO_2, H_2, Ar gases using two ST707 SAES-getters and a Ti sponge getter (Fig. 1B). A cryogenic trap from Advanced Research Systems (ARS)©, installed more recently, has the capacity to cool activated charcoal down to 8 K. At this temperature He is efficiently trapped, then further released into a smaller volume at about 50 K. Again, according to the nature of the sample to be analyzed, different purification protocols are adopted (Table 1). Every protocol is fully automatized and the ^{4}He gas is introduced into the VG5400 magnetic sector mass spectrometer. The filament amperage is fixed at a compromising value ranging from 300 to 400 µamps, lower than the recommended value for He analysis but ensures a longer life of the filament. Isotope ^{4}He is analyzed using a Pfeiffer electron multiplier (17 dynodes) which is connected to an Ortec discriminator and a LabView counting card. 20 analyzes of the ^{4}He signal integrated over 1 sec are performed and the mean ^{4}He signal is recorded. The linear regression over the 20 measurements allows us to get a mean signal and the associated standard deviation. The dead time of the electronic chain is close to the width of the signal delivered by the electron multiplier which is a few ns. The maximal recorded counting rate being about 3×10^5 c/s, the dead time correction is always lower than 1% and it is neglected. The system sensitivity is determined using an internal ^{4}He standard from a ~4000 cc cylinder calibrated over the Durango apatite analyses. The ^{4}He concentration is computed using

$$4_{He} = \left(4_{He_s} - 4_{He_b}\right) \times s \quad (3)$$

with ^4He_s and ^4He_b are the signal for the sample and blank respectively and *s* the sensitivity (He/cps; cps: counts per second).

Durango apatite fragments and/or Fish Canyon Tuff zircon crystals are analyzed regularly (1 Durango/Fish Canyon standard analyzed every 7 unknown samples) to check the (U-Th)/He analysis reproducibility.

2.3 Digestion chemistry protocol

2.3.1 Vessel cleaning

For apatite, we used single-use 4 ml polypropylene (PP) snap-cap tubes (supplier VWR) that do not need prewashing for our purpose. For zircon, the dissolution is made in 350 µl PFA (PerFluoroalkoxy Teflon) parrish style vials (Savillex SAS) placed into a high pressure-high temperature dual wall digestion vessel. Before their use for acid digestion, the vials undergo a series of acid baths in a 250 ml beaker (borosili–ate glass - VWR) placed on a hot plate at 100°C, according to the following sequence: cycle 1: 24h bath in diluted 5% Extran MA 02 (Merk) in MilliQ water (Milli-Q® HX 7000 SD); cycle 2: 24h bath in HCl 5N (Emsure 32% - VWR); cycle 3: 24h bath in HCl/HNO_3 3/1 (HCl Emsure 32% VWR; HNO_3 Emsure for analysis 65% VWR); cycle 4: 24h bath in HNO_3 5N (Emsure 65% VWR) (Table 2). Between each bath, vials are rinsed with MilliQ water (18 MΩ Direct 8 System – Merck Millipore). Vials are finally dried in an oven at 50°C and stored in a hermetically closed PP box until further use.

The degree of cleanness after the series of baths is checked by analysis of ^{238}U, ^{232}Th natural isotopes intensities and spike isotopes ^{230}Th and ^{235}U. The tests were carried out by filling 200 µl MilliQ water in cleaned vials, refluxed for 2h at 100°C, and transferred to PP tubes with the addition of 800 µl MilliQ water.

2.3.2 Samples digestion protocol

After degassing, each Pt/Nb-conditioned sample is transferred from the planchette into a vial for grain dissolution by acid digestion. The sample digestion is carried out by adding a volume of 50 µl of a spike solution in each vial (in HNO_3 5N and containing a known amount of ^{235}U, ^{230}Th - plus addition of ^{149}Sm and ^{42}Ca for apatite). According to the nature of the sample, a specific dissolution protocol may be followed (acids and heating temperature) (Table 2).

Table 2: Cleaning chemistry and chemistry protocols for prepared solution

Mineral	Vial type	Cleaning protocol	Spikes	Dissolution protocol	Solutions
Apatite	4 ml single use PP tube	No cleaning needed	50 µl (^{235}U ~4 ppb; ^{230}Th ~4	+ 50 µL of 5N HNO_3 and heating for 3 h at 65°C.	**Blk:** acid blank

			ppb, ^{149}Sm ~4 ppb; ^{42}Ca ~800 ppb)	+ cooling time (30 min) + 1.9 ml 1N HNO_3	**Blk-ch:** acid blank chemistry
Zircon	350 μl PFA tubes + PFA container + stainless steel digestion bomb + oven + 4 ml single use PP tube	PFA vials: on a hot plate at 100°C: Extran 5% bath (24h); HCl 5N Emsure bath (24h); HCl: HNO_3 (1:3) Emsure bath (24h); HNO_3 5N Emsure bath (24h)	100 μl (^{235}U ~40-55 ppb; ^{230}Th ~15-20 ppb)	**Step 1:** Vial: +200 μL HF 27N + few drops HNO_3 7N vessel: 10 ml HF 27N + 1 ml HNO_3 7N oven: 220 °C for 96h **Step 2:** Evaporation at 100 °C **Step 3:** Vial: + 300μL HCl 6N; Vessel: 12 ml HCl 6N; Oven: 220°C for 12h **Step 4:** Evaporation at 100°C **Step 5:** Add 200 μL HNO_3 1N + some drops HF 0.1N; 1h reflux at 100°C **Step 6:** Transfer to PP vial, add 800 μL HNO_3 1N **Step 7:** dilution 1/10 with HNO_3 1N	**BSP:** spiked blank **BSP-ch:** spiked blank chemistry **BSP-ch-Pt:** spiked blank chemistry with a Pt capsule for apatite **BSP-ch-Nb:** spiked blank chemistry with a Nb capsule for zircon **DUR:** natural Durango **Sp:** spiked sample including standard

For apatite, the dissolution protocol has been adapted from Farley (2002). The dissolution requires a soft acid digestion (HNO_3 5N – bidistilled from HNO_3 65– Normapur - VWR) performed in a 4 mL single-use polypropylene tube (VWR) by adding 50 μL of spike (~4 ppb of ^{235}U, ^{230}Th, ^{149}Sm and ~800 ppb ^{42}Ca) and 50 μl of HNO_3 5N. The tube is then placed on a hot plate at 65°C during 3 h for digestion. After digestion, samples are diluted with 1.9 ml of HNO_3 1N and stored at 4°C before ICP-MS analysis (Table 2). Due to the digestion conditions (using diluted acids), the Pt capsule does not dissolve and does not interfere during ICP-MS analysis. Sample digestion is always made with freshly diluted nitric acid by addition of MilliQ water. To minimize possible source contaminations from the environment, storing tubes, evaporation, ICP-MS analysis is programmed within a few days of sample digestion. After analysis, the Pt capsules are promptly collected, cleaned and sent back to the factory company in a recycling/reselling loop contract.

For zircon, the dissolution protocol was slightly adapted from Reiners (2005) and Reiners and Nicolescu (2007). The dissolution is performed in 350 μl PFA parrish style vials (Savillex SAS). Zircons are first spiked with 100 μL of ^{235}U and ^{230}Th (~45 to ~55 ppb of ^{235}U, ~15 to ~20 ppb of ^{230}Th; Table 2). The vials are then placed into a digestion vessel hermetically sealed with a metallic gasket (IN/PFA OUT/Stainless steel PA4748, Parr Instrument Company) to hold high pressures. The digestion follows several steps summarized in Table 2. Step 1: inside the vials: addition of 200 μL HF 27N (Suprapur® – VWR) and few drops of HNO_3 7N (Suprapur® – VWR); inside the digestion vessel: addition of 10 ml HF 27N and 1 mL of HNO_3 7N. Once sealed, the vessel is heated up at 220°C and held at high pressure for 96 hours. Step 2: the acid solution is evaporated to dryness by placing the vials on a hot plate at 100°C. Step 3: 300 μL HCl 6N (Suprapur® – VWR) are added to each vial, the Parr vessel is filled with 12 ml HCl 6N, sealed and heated back at 220°C, under pressure for 24 hours in an oven. Step 4: the vials are evaporated to dryness on a hot plate at 100°C. Step 5: a reflux is carried out with a combination of HNO_3 5N (200 μL) and HF 0.1 N (few drops) at 100°C for 1 hour. Step 6: the solutions are transferred to 4 ml polypropylene tubes where 800 μL HNO_3 1N are added. Step 7: a final dilution (1/10) is done with freshly prepared HNO_3 1N in a second 4 mL PP single-use tube. The solutions are stored at 4°C before isotopic analysis. To avoid pollution released from the storage tubes or changes in concentration by evaporation of the solutions, the ICP-MS session is always scheduled within a few days after samples dissolution.

In addition to the apatite and zircon samples, the following solutions are also prepared as summarized in Table 2; spiked sample (Sp), including Durango and FCT standards samples; acid blank (Blk): to check acid purity and potential contaminations of tubes; chemistry acid blank (Blk-ch): to check the enrichment contamination in acid caused by the chemistry protocol; spiked blank (BSP): a weighted volume of spike is added to a volume of acid in order to check variations in concentration of the spike and to take into account the contribution of natural isotopes contained in the spike; spiked blank chemistry (BSP-ch): a volume of spike in acid undergoes the same dissolution protocol than the samples, which allows to quantify contamination coming from contingencies during the dissolution protocol (vessel, user, acid); Durango solution (DUR): a single fragment of Durango is dissolved in a volume of acid, no spike is added, which allows the natural isotopic ratio the uranium to be measured for checking, as it has to be in isotopic equilibrium with $^{235}U/^{238}U=0.00725$.

2.4 Spike solution composition and calibration

As reported above, for every sample to be analyzed and according to the isotopic dilution method, a volume of 50 μl of the spike solution MR2 is introduced into the vial before the dissolution protocol. The spike solution is prepared (60 ml) every 6 to 12 months from elemental mother solutions MR1 and MR (Table 3), these being obtained from certified concentrated mono-elemental solutions: ^{235}U (10 ml, IRRM-50, 4.2543(11) nmol $^{235}U.g^{-1}$, JRC - Belgium), ^{230}Th (5 ml, IRRM-61, 2.474(18) nmol $^{230}T–\cdot g^{-1}$, JRC - Belgium) and ^{149}Sm (10 ppm, 90%, 100 ml, 47,01 nmol $^{149}Sm.g^{-1}$, Berry and Assoc - USA). For apatite analysis, ^{42}Ca (97.8%, Buy Isotope - Sweden) is added. Detention of JRC materials is authorized under Laboratory License for Radioactive Materials (RMs). Other isotopes, such as ^{233}U or ^{229}Th, are also available as isotopic spikes at JRC; however, their high cost due to the radioactive nuclear materials transport fees is not negligible; for this reason, we chose to use isotopes ^{235}U and ^{230}Th. In over ten years of research at the GEOPS laboratory, 16 solutions of spike for apatite and 3 solutions of spike for zircon have been produced. Since the early development of the (U-Th)/He dating method at GEOPS, other isotopes such as ^{149}Sm and ^{42}Ca were recently added to the protocol. For zircon, the addition of the isotope ^{149}Sm into the Zr-spike solution was discarded due to the negligible impact of the He budget associated with ^{147}Sm decay, compared to the He production from ^{238}U and ^{232}Th.

Before use, the spike solution MR2 is calibrated using a series of weighted solutions, obtained by mixing a volume of a mono-elemental standard solution with a volume of spike (MR2). The U_{SS} solution contains ^{238}U mono-elemental solution at

1015 ppm (99.96%, Analab France) mixed with ^{235}U spike; the Th_{SS} solution contains ^{232}Th mono-elemental solution at 993 ppm (99.93%, Analab France) mixed with ^{230}Th spike; the Sm_{SS} solution contains natural Sm 1006 ppm (^{147}Sm = 14.99%, ^{149}Sm = 13.82%, Analab France) mixed with ^{149}Sm spike and the Ca_{SS} solution contains natural Ca at 1003 ppm (^{42}Ca=0.65%, ^{43}Ca=0.13%, Analab France) mixed with ^{42}Ca spike (Table 3). These solutions are then analyzed by ICP-MS in order to properly calibrate the MR2 spike solution.

Table 3: U, Th, Sm and Ca spike calibration

Comment	Isotope	Volume	Solutions
Spike solutions preparation			
MR: concentrated mono-elemental mother solution and solid	$^{235}U_{MR}$ $^{230}Th_{MR}$ $^{149}Sm_{MR}$ $^{42}Ca_{MR}$	10 ml 5 ml 100 ml 10 ml	HNO_3 5N 1 ppm (solution) HNO_3 5N 0.56 ppm (solution) HNO_3 5N 10 ppm (solution) 2.44 mg $CaCO_3$ (solid)
MR1: first-dilution mother spike solution obtained by dilution from the concentrated mother solution or solid (MR)	 $^{230}Th_{MR1=}$100 ppb $^{42}Ca_{MR1=}$1000 ppm	 10 ml 10 ml	No need to prepare ^{235}U and ^{149}Sm (already at adapted concentration) 2 ml $^{230}Th_{MR}$ +8 ml HNO_3 5N 2.44 mg $CaCO_3$(solid) in 10 ml HNO_3 5N
MR2: second-dilution mother spike solution obtained by mixing dilution of the concentrated (MR) and first-dilution mother spike (MR1)	$^{235}U_{MR2=}$4ppb $^{230}Th_{MR2}$=4 ppb $^{149}Sm_{MR2}$=4ppb $^{42}Ca_{MR2}$=1ppm	60 ml	600 μL $^{42}Ca_{MR1}$(1000 ppm) + 250 μL $^{235}U_{MR}$ (1 ppm) + 2.4 ml $^{230}Th_{MR1}$ (100 ppb) + 0.034 μL $^{149}Sm_{MR}$ (7 ppm) + 56.766 mL HNO_3 5N
Spiked solutions for spikes calibration			
S: concentrated standard solutions used for spike	$^{238}U_S$ $^{232}Th_S$	125 ml	^{238}U tailored solution HNO_3 5N 1015ppm ^{232}Th tailored solution HNO_3 5N 993 ppm

calibration	Sm_S natural Ca_S natural		Sm natural solution HNO_3 5N 1006 ppm (^{147}Sm =14.99%; ^{149}Sm = 13.82%) Ca natural solution HNO_3 5N 1003 ppm (^{40}Ca=96.94%, ^{42}Ca=0.65%, ^{43}Ca=0.14%)
U_s(III): freshly made multi-step dilutions to obtain 4 ppb ^{238}U mono-elemental standard solution	$^{238}U_S$ (I) $^{238}U_S$ (II) $^{238}U_S$ (III)	8 ml ml 8ml	**I) 10 ppm ^{238}U**=80 μL ^{238}U 1015ppm +7.92 ml HNO_3 5N **II) 100 ppb ^{238}U**=10 μL ^{238}U 80 ppm +7.92 ml HNO_3 5N **III) 4 ppb ^{238}U**=320 μL ^{238}U 100 ppb + 7.68 ml HNO_3 5N
Th_s(III): freshly made multi-step dilutions to obtain 4 ppb ^{232}Th mono-elemental standard solution	$^{232}Th_S$ (I) $^{232}Th_S$ (II) $^{232}Th_S$ (III)	8 ml ml 8ml	**I) 10 ppm ^{232}Th** = 80 μL ^{232}Th 993ppm +7.920 ml HNO_3 5N **II) 100 ppb ^{232}Th** = 80 μL ^{232}Th 10 ppm +7.920 ml HNO_3 5N **III) 4 ppb ^{232}Th** = 320 μL ^{232}Th 100 ppb + 7.680 ml HNO_3 5N
Sm_s(III): freshly made multi-step dilutions to obtain 4 ppb ^{149}Sm mono-elemental standard solution	$^{149}Sm_S$ (I) $^{149}Sm_S$ (II) $^{149}Sm_S$ (III)	10 ml 1l 8 ml	**I) 1 ppm Sm nat**= 10 μL Sm nat + 9.990 ml HNO_3 5N **II) 70 ppb Sm nat**= 0.7 ml Sm nat 1 ppm + 9.3 ml HNO_3 5N **III) 4 ppb Sm nat** = 0.460 ml Sm nat 70 ppb + 7.54 ml HNO_3 5N
SS: freshly spiked standard solutions prepared using MR2	U_{SS}	2 ml	50 μL $^{238}U_S$ (III) (4 ppb) + 50 μL $^{235}U_{MR2}$ (4 ppb) + 1.900 ml HNO_3 1N

and S solutions	Th_{SS}		50 μL $^{232}Th_S$ (III) (4 ppb) + 50 μL $^{230}Th_{MR2}$ (4 ppb) + 1.9 ml HNO_3 1N
	Sm_{SS}		50 μL $^{149}Sm_S$ (III) (4ppb) + 50 μL $^{149}Sm_{MR2}$ (4ppb) + 1.9 ml HNO_3 1N
	Ca_{SS}		5 μL Ca_S (1000 ppm) + 50 μL $^{42}Ca_{MR2}$ (1 ppm) + 1.945 ml HNO_3 1N

2.5 U, Th (Sm and Ca) analysis by ICP-MS

The solutions obtained by chemical dissolution of the samples are then analyzed with an ICP-MS in order to determine the U, Th and Sm (Ca for apatite) signal intensities. We now mainly use a High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer –HR-ICP-MS - ELEMENT XR from Thermo Scientific) at GEOPS laboratory since 2016, that allows the U, Th and Sm isotopes to be measured at low resolution (300) while Ca is measured at high resolution (10 000). In addition, we also use a quadrupole ICP-QMS seriesII CCT Thermo-Electron at LSCE (Gif/Yvette; France) and an Agilent 7900 quadrupole ICP-MS at IPGP (France) in order to measure the U, Th and Sm contents.

The U, Th, Sm and Ca abundances are then deduced from the measured $^{235}U/^{238}U$, $^{230}Th/^{232}Th$, $^{149}Sm/^{147}Sm$ and $^{42}Ca/^{43}Ca$ ratios and the following equations derived from Evans et al. (2005) with a homemade Excel WorkBook based on VBA automatization software.

$$^{238}U = \left(m_{spk}(g) \times \left[^{235}U_{spk}\right] \times 10^{-9}\right) \times \frac{1}{\left(\left(\frac{^{235}U}{^{238}U}\right)_{spk}\right)} \times \left(\frac{\left(\frac{^{235}U}{^{238}U}\right)_{sp} - \left(\frac{^{235}U}{^{238}U}\right)_{BSP}}{\left(\frac{^{235}U}{^{238}U}\right)_{Nat} - \left(\frac{^{235}U}{^{238}U}\right)_{sp}}\right) \quad (4)$$

$$^{232}Th = \left(m_{spk}(g) \times \left[^{230}Th_{spk}\right] \times 10^{-9}\right) \times \frac{1}{\left(\left(\frac{^{230}Th}{^{232}Th}\right)_{spk}\right)} \times \left(\frac{\left(\frac{^{230}Th}{^{232}Th}\right)_{BSP} - \left(\frac{^{230}Th}{^{232}Th}\right)_{sp}}{\left(\frac{^{230}Th}{^{232}Th}\right)_{sp}}\right) \quad (5)$$

$$^{147}Sm = \left(m_{spk}\left(g\right)\times\left[^{149}Sm_{spk}\right]\times10^{-9}\right)\times\frac{1}{\left(\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{spk}\right)}\times\left(\frac{\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{sp}-\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{BSP}}{\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{Nat}-\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{sp}}\right) \quad (6)$$

$$^{43}Ca = \left(m_{spk}\left(g\right)\times\left[^{42}Ca_{spk}\right]\times10^{-9}\right)\times\frac{1}{\left(\left(\frac{^{42}Ca}{^{43}Ca}\right)_{spk}\right)}\times\left(\frac{\left(\frac{^{42}Ca}{^{43}Ca}\right)_{sp}-\left(\frac{^{42}Ca}{^{43}Ca}\right)_{BSP}}{\left(\frac{^{42}Ca}{^{43}Ca}\right)_{Nat}-\left(\frac{^{42}Ca}{^{43}Ca}\right)_{sp}}\right) \quad (7)$$

with spk (spike), sp (sample), BSP (spiked blank), Nat (natural ratio: $^{235}U/^{238}U = 0.00725$; $^{149}Sm/^{147}Sm=0.9$ ($^{147}Sm=14.99\%$ and $^{149}Sm=13.8\%$) and $^{42}Ca/^{43}Ca=4.8$ ($^{42}Ca=0.647\%$ and $^{43}Ca=0.135\%$). We obtain abundances in nanogram (10^{-9} g) and spike concentrations in ppb. In addition, the same equations can be reversed to determine the concentration of the spike isotopes ^{235}U, ^{230}Th, ^{149}Sm and ^{42}Ca.

We obtain the weight of the apatite grain(s) from the measurement of ^{43}Ca, for which we use the composition of a pure fluoro-apatite ($Ca_5(PO_4)_3F$) containing 40 wt. % Ca in one apatite crystal. Thus, the apatite weight is given by equation (8):

$$weight(\mu g) = \frac{^{43}Ca\times10^{-9}}{0.135/100}\times\frac{1}{0.4\times10^{-6}} \quad (8)$$

The factor 0.135 refers to the natural isotope abundance of the ^{43}Ca isotope.

The measurement of the Ca content and the deduced apatite crystal weight combined to the measurements of U, Th, Sm abundances then allow the U, Th and Sm concentrations of the Durango fragments to be determined. Determination of crystal weight is also useful to ensure that the criteria imposed for grain selection, i.e. (i) crystal size (L,W,T > 60 μm), (ii) geometry (well-shaped prisms), and (iii) purity (inclusion-free crystals) have been respected. Guenthner et al. (2016) have already performed a complete work on determining apatite and zircon weights by measuring the Ca and Zr contents.

2.6 (U-Th)/He age reduction

The (U-Th)/He age (in Ma) is calculated assuming a linear production of ^{4}He with time, using the determined U, Th and Sm concentrations such as:

$$\frac{(U-Th)}{He} age(Ma) = \frac{^4He}{P*\times 10^{-6}} \quad (9)$$

where P^* is the instantaneous production of ^{4}He, i.e. the ^{4}He concentration produced in one year in ccSTP/g, and ^{4}He is the measured ^{4}He concentration in ccSTP/g. P^* is calculated using the following equation:

$$P * \left(\frac{8\times[^{238}U]\times 10^9}{238\times 0.69} \times \lambda_{238U} + \frac{7\times[^{238}U]\times 10^9}{235\times 137.88\times 0.69} \times \lambda_{235U} + \frac{6\times[^{232}Th]\times 10^9}{232\times 0.69} \times \lambda_{232Th} + \frac{[^{147}Sm]\times 10^9}{147\times 0.69} \times \lambda_{147Sm}\right) \times 22414 \quad (10)$$

With $\lambda 238_U(y^{-1}) = Ln(2)/(4.47 \times 10^9)$; $\lambda 235_U(y^{-1}) = Ln(2)/(7.04 \times 10^8)$; $\lambda 232_{Th}(y^{-1}) = Ln(2)/(1.40 \times 10^{10})$; $\lambda 147_{Sm}(y^{-1}) = Ln(2)/(1.06 \times 10^{11})$, and with [^{238}U], [^{232}Th] and [^{147}Sm] the measured concentrations in ppb. The value of 137.88 is the ^{238}U/^{235}U natural isotopic ratio, and 1 mol occupies 22414 cc at standard pressure and temperature conditions (ccSTP). The assumption that the ^{4}He production is linear is valid for ages lower than ~150 Ma, as the half-life of the U, Th and Sm are important compared to 150 Ma.

For an ICP-MS session, the (U-Th)/He data reduction Excel WorkBook is able to calculate the U-Th-Sm contents and their associated standard deviations for the different minerals analyzed, according to the chemical dissolution protocol followed. The Excel WorkBook also calculates the (U-Th)/He data, which include U, Th, Sm contents and the effective uranium content (eU) both in ppm, the Th/U and Sm/Th ratios and the (U-Th)/He age.

3 (U-Th)/He results and discussion

3.1 Helium quadrupole analysis

One aspect of quadrupole mass spectrometry is the variable response in terms of ionization and signal analysis of such instruments. This behavior has also been observed on the quadrupole adopted here for analyses of rare gases and is illustrated on Figure 3A. The signal of the ^{3}He spike is reported as a function of the number of the pipettes extracted, over a period of 5 months of analysis. The ^{3}He signal fluctuates significantly although the ^{3}He amount in each pipette should decrease smoothly following a law that depends on the volume of the cylinder and the pipette volume (here ~4000 and ~0.5 cc, respectively; see equation (1)). The advantage of using a ^{3}He spike for isotopic dilution is to thwart the impact of the nonlinear answer of the

quadrupole mass spectrometer with time (Farley, 2002; House et al., 2000), but it also allows the total gas pressure to be buffered in the mass spectrometer if the introduced ^{3}He signal is large enough compared to the other signals.

Figure 3B presents the various signals measured with the quadrupole mass spectrometer (H_2, ^{3}He, ^{4}He, ^{40}Ar, CO_2, and masse 5 that represents the background noise) during the same 5 months of analysis (~10 to 30 analyses per days, 5 days a week). The ^{3}He clearly controls the total pressure inside the mass spectrometer during the analysis, independently from the pressure of ^{4}He gas released from the sample. The use of spike rich in ^{3}He allows to get a stable and uniform total pressure in the mass spectrometer, for any degassed sample analyzed.

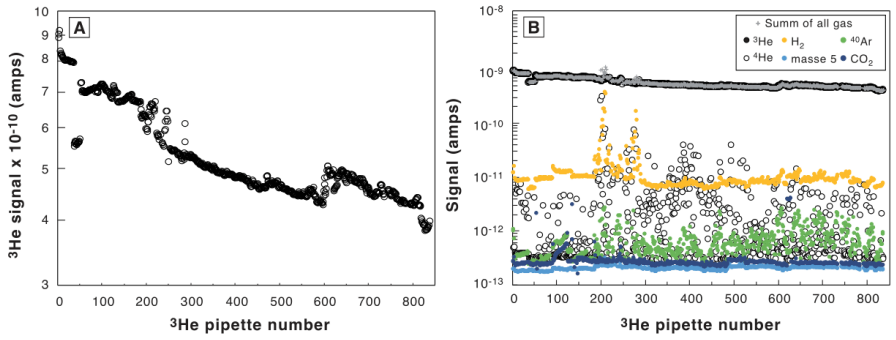


Figure 3: *Evolution of the measured ^{3}He signal with the pipette number (from January to June 2019). (A) Decrease of the spike ^{3}He signal. (B) Evolution of all the measured signals (^{3}He black dots; ^{4}He: open black dots; H_2: orange dots; masse 5 (background noise): light blue dots; ^{40}Ar: green dots and CO_2: dark blue dots; crosses: summation of all the signals).*

However, the quadrupole signals are variable and sometimes erratic within few percent of the signal over weeks to months periods of time (Fig. 3A). To correct for the quadrupole drift, we introduce a correcting factor, noted D in the calculation of the ^3He_s pipette content (equation 1). This parameter acts by modifying the value of the pipette volume, V2 in equation (1), to counterbalance the variations of the quadrupole sensitivity. Figures 4C and D presents the Durango apatite (U-Th)/He ages obtained from measurements over a period of two months using two coupled values of the drift parameter D and ^3He_c calibrated content. One can observe that the (U-Th)/He ages obtained for the Durango apatite remain constant and are more reproducible using a D value of 99.937x10^{-2} as compared to 99.987x10^{-2}. In the present case, it just depletes the tank in ^{3}He more quickly.

This operation is done for every batch of (U-Th)/He analysis that corresponds to mostly to 1 to 2 months of He analysis. Each couple of values of the ^3He_c and D parameters are recorded allowing to detect any problem during the measurements. Most of the time, the sensibility is not evolving and the same D and ^3He_c values are used. However, each time the filament or the voltage of the multiplier are changed, those values needed to be tuned. This way determining the mass spectrometer sensitivity makes precise knowledge of the volumes of the pipette system (V1 and V2) not so important.

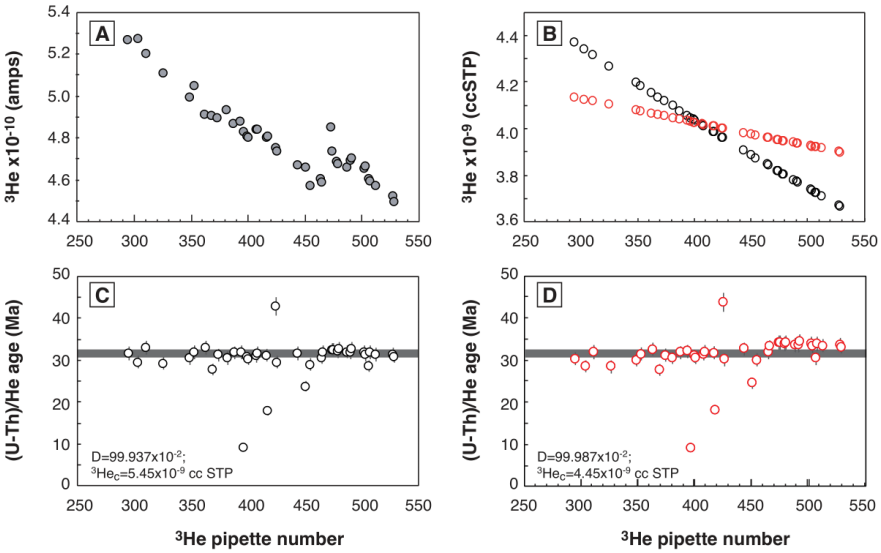


Figure 4: *Evolution of the Durango apatite age as a function of the pipette number.* ***(A)*** *Evolution of the ^3He signal over the period of analysis.* ***(B)*** *Evolution of the calculated ^3He content of each pipette for two different drift value D (black dots or red dots) and ^3He_c calibrated content, using equation (1).* ***(C)*** *and* ***(D)*** *calculated Durango AHe ages for the different D drift value and ^3He_c calibrated content.*

In addition to the ^3He pipette number associated to each measurement, we use a specific code name. As an example, for the Durango apatite, the code name D19P11A can be read as Durango, year 2019, planchette n°11, aliquot A. This designation using the name of sample and its analysis date allows to better organize the He analyses database and data backup from a chronological point of view.

3.2 Helium magnetic sector analysis

In comparison to quadrupole mass spectrometers, magnetic sector mass spectrometers have a more stable and linear response of ionization and thus allow for a better analysis. To test the response of the modified VG5400 mass spectrometer and better calibrate the ^{4}He cylinder, we performed multiple analyzes of fragments of Durango apatites having different sizes (dozens to hundreds of micrometers long fragments). After degassing, the U, Th and Sm contents of the fragments are determined and, assuming an age of 31.02±1.01 (McDowell et al., 2005), the amount of ^{4}He for each fragment is calculated. This operation was performed twice at different times, using the VG5400 tuned with different source parameters and using different He line conditions, one with the use of a cryogenic trap allowing to concentrate the gas in a smaller volume, the other without. Using the correlation between the calculated ^{4}He in ccSTP and the ^{4}He signal in count per second (cps), the sensitivity was determined (Fig. 5).

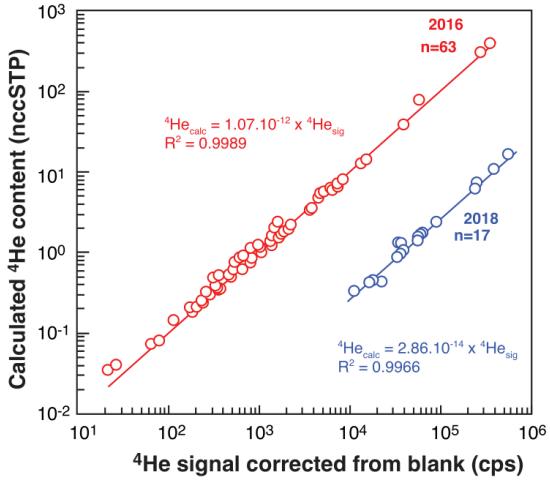


Figure 5: VG5400 magnetic sector mass spectrometer sensitivity determined using fragments of Durango apatite. In 2016, a He sensitivity of 1.1×10^{-12} ccSTP He/cps was obtained. In 2018, the addition of a cryogenic trap and modifications of source parameters allowed to get a better sensitivity of 2.9×10^{-14} ccSTP He/cps (cps: counts per second). n is the number of analyzed fragments.

For the two different conditions, the measured ^{4}He signal and the ^{4}He content calculated from measured U-Th-Sm display a very good linear correlation (r^2>0.99, Fig. 5). Sensitivity values of 1.1×10^{-12} ccSTP He/cps and 2.9×10^{-14} ccSTP He/cps were thus determined, additionally showing that the use of the cryogenic trap increases the sensitivity by a factor ~40. Such analyzes of Durango apatite fragments are therefore useful to test the electron multiplier and counting system responses, which turned out to be linear from thousands to hundreds of thousands of cps for He, without any impact of the dead counting time. The use of both a ^{4}He cylinder and the Durango apatite fragments is thus important to follow the evolution of the filament and analyzer conditions through time.

3.3 U, Th, Sm chemistry and blanks

Acid blanks are regularly analyzed and allow the acid quality to be controlled. Low intensities are measured for ^{235}U and ^{230}Th, i.e. <20 cps, meanwhile the intensities for ^{238}U and ^{232}Th are hundred times higher. Higher signal intensities for all the isotopes are measured in Blk-ch, indicating that the chemical dissolution method adds some contamination to the sample solutions. Such contribution is nevertheless very negligible compared to the intensities of the signals observed for the apatite and zircon samples (100 000 cps).

For apatite, U, Th and Sm in blanks are low in comparison with the U, Th, Sm contents of the apatite, as already stated by Reiners and Nicolescu (2007). Figure 6 presents the evolution of the measured $^{235}U/^{238}U$, $^{230}Th/^{232}Th$ and $^{149}Sm/^{147}Sm$ isotopic ratios for spiked blank (BSP), spiked blank chemistry (BSP-ch) and for Durango apatite sample (Sp) solutions. For a spiked sample (Sp), the $^{235}U/^{238}U$, $^{230}Th/^{232}Th$ and $^{149}Sm/^{147}Sm$ ratios range between the BSP-ch value and the natural value (i.e. $^{235}U/^{238}U$=0.00725; $^{230}Th/^{232}Th$=0 (no natural ^{230}Th atoms) and $^{149}Sm/^{147}Sm$=0.9), as can be observed in Figure 6. The isotopic ratio values for the BSP and BSP-ch blanks do not vary by more than few percent through the different analyzes and are orders of magnitude higher than for the sample (Sp). The BSP-ch display lower $^{235}U/^{238}U$, $^{230}Th/^{232}Th$ and $^{149}Sm/^{147}Sm$ values compared to the BSP (Fig. 6), showing that the chemistry protocol has an impact on the U, Th and Sm isotopes in solution. However, this effect remains insignificant compared to the Durango apatite U, Th, Sm contents, and does not influence the (U-Th)/He age. Nevertheless, blanks are always well characterized, as for natural apatite crystals, the U, Th and Sm contents are usually lower than for Durango.

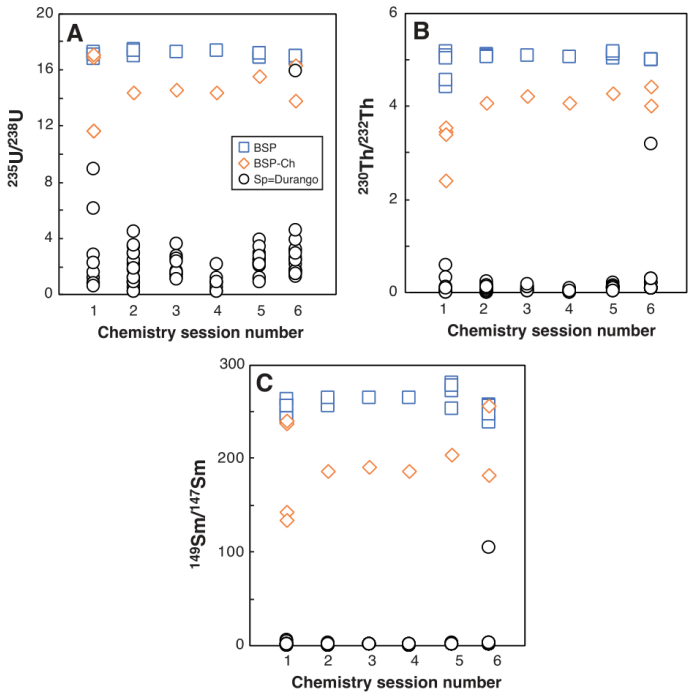


Figure 6: *Evolution of the $^{235U/238}U$, $^{230}Th/^{232}Th$ and $^{149}Sm/^{147}Sm$ ratios obtained for BSP, BSP-ch and Durango apatite Sp solutions, for 6 different chemistry session.*

In opposition to apatite, the chemical dissolution for zircon requires the acquisition and maintenance of more complex laboratory material, such as PFA vials and a high temperature/high pressure Parr bomb and concentrated acids like HF. Tests carried out on all types of blanks BSP, BSP-ch and BSPch-Nb have been done over 18 series of sample analyzes performed between March 2016 and February 2018. Under constant vessel cleaning protocol and acid quality conditions, comparison of the analyzed U and Th isotopes are presented in Figure 7. Isotopic ratios measured in BSP-ch ($^{235}U/^{238}U$=16.1±0.3; $^{230}Th/^{232}Th$=4.8±0.5) showed a slight reduction of their values compared to those found in BSP ($^{235}U/^{238}U$=17.3±1.0; $^{230}Th/^{232}Th$=5.1±0.2), indicating again a small contamination during the chemical protocol (Fig. 7). The loss of elements and

more specifically of Th when $HF+HNO_3$ acids are used has already been well described (e.g. Révillon and Hureau-Mazaudier, 2009; Yokoyama et al., 1999), and the effect can be seen on Figure 7, where the $^{235}U/^{238}U$ and $^{230}Th/^{232}Th$ ratios are lower than for the BSP. In addition, the use of Nb capsules (BSP-ch-Nb) also impacts the U and Th budgets and leads to a massive reduction of the ratios (maxima $^{235}U/^{238}U$=16.2±1.0; $^{230}Th/^{232}Th$=4.1±0.9 and recorded minima down to $^{235}U/^{238U}$=12.0; $^{230}Th/^{232}Th$=1.7; Fig. 7).

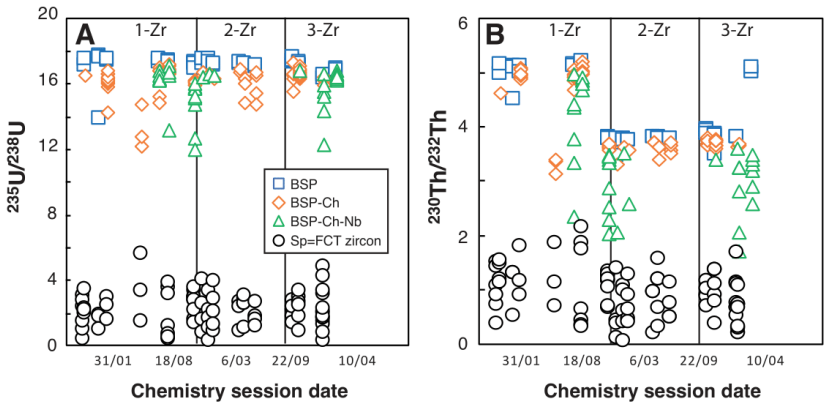


Figure 7: *Evolution of the $^{235}U/^{238}U$ and $^{230}Th/^{232}Th$ ratios obtained for BSP, BSP-ch, BSP-ch-Nb and FCT zircon solutions for different chemistry session. 1-Zr, 2-Zr and 3-Zr refer to the spike solution names used during the dissolution.*

The impact of the niobium capsule on U and Th signals has already been noted by Reiners and Nicolescu (2007), and reported to be more significant for the Th content. The differences in $^{235}U/^{238}U$ and $^{230}Th/^{232}Th$ ratios between the different blanks (BSP, BSP-ch, BSP-Ch-Nb) are associated with some isotope fractionation, with a calculated decrease of respectively 4 to 6% for the $^{235}U/^{238}U$ ratio and 10 to 20% for the $^{230}Th/^{232}Th$ ratio, compared to the expected ratios given by the spiked solutions without Nb. The shift for these ratios is systematic but variable from one solution to another, particularly for the $^{230}Th/^{232}Th$ ratio, showing values down to 60% of the expected spiked solution ratio. A correction of the impact of the niobium capsule on the U and Th solution needs to be considered as this effect can result in a shift of the zircon (U-Th)/He ages up to ~20%.

3.4 Durango apatite and FCT zircon (U-Th)/He age reproducibility

The Durango apatite is constantly analyzed in the laboratory to check for the He mass spectrometer sensitivity evolution though time as well as the evolution of (U-Th)/He age and U, Th and Sm contents. As the dissolution protocol for apatite has a very low impact on the U, Th and Sm content determination by ICP-MS analysis, the measurement of Durango apatite acts as a sensor and regularly allows to detect any analytical problem. As an example, Figure 8 presents the values of the (U-Th)/He ages, and Th/U and Sm/Th ratios acquired from March to December 2019 by both the He and VG lines, and values are reported in Table S1. The mean of the (U-Th)/He age is 31.1±1.4 Ma in agreement with the age of 31.02±1.01 Ma from McDowell et al. (2005).

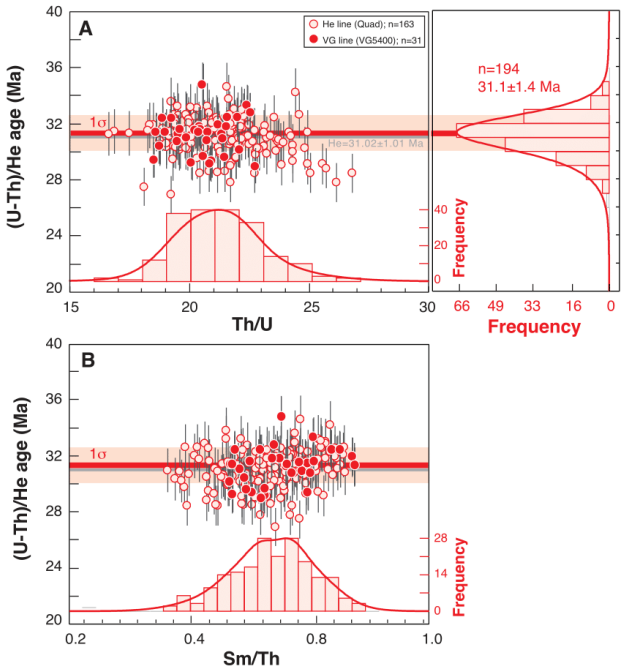


Figure 8: Durango (U-Th)/He age dispersion (at 1σ) as a function of Th/U (A) or Sm/Th ratios (B). Durango AHe ages and elemental ratios acquired from March to December 2019 using the He line (open red circles) or the VG line (red circles).

Histogram representation of the He ages, Th/U and Sm/Th ratios has been constructed using Radial Plotter (Vermeesch, 2009).

A typical mean error of <5% (1σ) is obtained on each AHe age by using either quadrupole or magnetic sector mass spectrometers, without any evident difference over a large period of time. This error can be interpreted as the quadratic sum of the errors on the coupled analyzes of the U-Th-Sm and the He contents and are associated with the calibration. Our (U-Th/He) ages on unknown apatite compare well within error with other laboratories data (e.g Ketcham et al., 2018). In addition, our strategy developed to determine the Ca concentration allows us to obtain the weight of the Durango fragment(s) and thus to calculate the U, Th, Sm concentrations in ppm (Table S1). Mean values of U=19±4 ppm, Th=412±68 ppm and Sm=38±7 ppm have been obtained and the U content is similar to that obtained by Schneider et al. (2015) and Yanga et al. (2014).

Fish Canyon Tuff zircon crystals have been analyzed at the GEOPS laboratory as standards for the ZHe method. The U and Th losses during dissolution, due to the niobium impact, are corrected for the determination of the U and Th concentrations in zircons. (U-Th)/He ages were obtained on 57 crystals of FCT zircons analyzed using the He and VG lines and are reported in Figure 9 as a function of the Th/U ratio, and in Table S2.

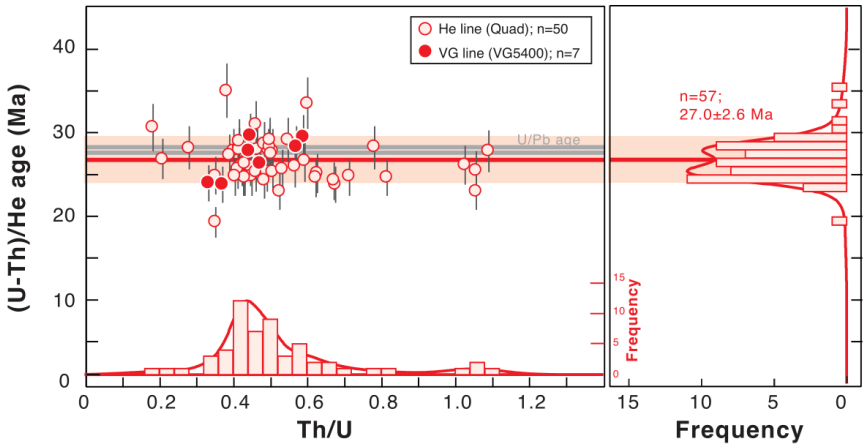


Figure 9: *FCT zircon (U-Th)/He age dispersion as a function of the Th/U ratio, for the data obtained in 2018 using the He and VG lines. Histogram representation of the (U-Th)/He age and Th/U ratio values have been constructed using Radial Plotter (Vermeesch, 2009). An U/Pb age of 28.5±0.06 Ma has been published by Schmitz and Bowring (2001).*

We obtained a mean age of 27.0±2.6 Ma (1σ) and a mean Th/U ratio of 0.4 on zircon crystal from C.W. Naeser collection (K/Ar age of 27.9±0.7 Ma; Naeser et al., 1991) (Fig. 9). The standard dispersion of the ZHe ages is ~9% and is comparable to the natural dispersion observed in the ZHe values given in the literature (e.g. Ault et al., 2018; Guenthner et al., 2014; Reiners, 2005). The Th/U dispersion of 37% also corresponds to the natural dispersion observed in the Th/U ratio of the Fish Canyon zircon standard (e.g. Reiners et al., 2002). The (U-Th)/He age results are comparable with (U-Th)/He literature data that range from 27.3±1.0 to 29.8±2.7 Ma (Dobson et al., 2008; Gleadow et al., 2015; Reiners et al., 2002; Tagami et al., 2003; Tibari et al., 2016). Th/U ratios vary between 0.42±0.15 Ma (Tagami et al., 2003) and 0.63±0.14 Ma (Tibari et al., 2016) in the literature. The mean (U-Th)/He age obtained in this study is slightly younger by 5% than the U/Pb age of 28.5±0.06 Ma obtained by Schmitz and Bowring (2001), but still in good agreement within error bars (Fig. 9). The slight ZHe age difference could also be explained by the measured variable ages of the Fish Canyon Tuff zircon as a function of the sampling site (Gleadow et al., 2015). An second option is that since similar ages are obtained by degassing either on the He or VG line, that the slight shift in the (U-Th)/He age may be associated with the He content determination for few percent, but also associated to the U and Th content determination and finally to the impact of the niobium precipitation during zircon dissolution. The loss of U and more specifically of Th associated to the use of $HF+HNO_3$ (Révillon and Hureau-Mazaudier, 2009; Yokoyama et al., 1999), and from the use of Nb capsule (Reiners and Nicolescu, 2007) have already been taken into account on the blank correction. However, the slight lower ZHe ages obtain in this study could also be associated with an under correction of the impact of the zirconium brought into solution that could cause a slight loss in Th that is not taken into account in the blank correction. To estimate such an impact, additional work should be carried out to fully understand the U and Th isotope fractionation during this chemical protocol.

4 Conclusion

This contribution presents the (U-Th)/He analysis protocols developed for over more than ten years and shares all the empirical and analytical aspects observed during the different steps of the protocol: sample preparation, mineral hand picking, He analysis, dissolution and U, Th and Sm content determination. In the light of our experience, we propose:

- a simple method to determine the temperature of the heated metallic (Pt and Nb) capsules that contain the apatite or zircon crystals during laser firing in the range 900-1200°C (visible light emission wavelength);
- a method to calibrate He sensitivity using quadrupole and magnetic sector mass spectrometers;
- the protocols to dissolve apatite and zircon crystals and to clean laboratory vessels after chemical digestion;
- the protocol to calibrate the U, Th and Sm spikes;
- the method used to track the U, Th and Sm blank evolution and determine U, Th and Sm contents;

We adopted the Durango apatite as a standard to perform the He calibration and check for He, U-Th-Sm analytical problems and are able to determine (U-Th)/He ages with an error of less than 5%. Our choice is also related to the fact that Durango is an easy-to-use mineral due to its high purity, its rapid dissolution protocol and the strong reproducibility during analyses. For the long-term quality control of the (U-Th)/He data, attention needs to be paid to evaluate precisely the drift of blanks through time and those of the (U-Th)/He ages and Th/U ratios (with Sm/Th when possible) obtained on standards (Durango apatite and Fish Canyon Tuff zircon).

Author contribution: CG, RP, PS, LT, JM and DB designed the experiments, CG, RP, FA, AD, CS, FH, GM, GD participated in the data acquisition. LT developed the Monte Carlo simulation QTLFT software and AD the Excel WorkBook automatization software. CG prepared the manuscript with contributions from all co-authors.

Competing interests: The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgments

The analytical work and the He and VG lines building have been funded thanks to INSU-Relief, FORPRO and Tellus programs, INSU mi-lourd, Division de la recherche of the Paris Sud University, ERM Paris Sud program, ANR-06-JCJC-0079 and ANR-12-NS06-0005-01 HeDiff projects. M. Pagel is warmly thanked for his help in funding the cryogenic trap. IUT mesure physique internships trainees P. Marty, S. Lemaire, E. Cornier, M. Di Giacomo, G. Ya, P. Boutteville, M. Form, N. Etienne, C. Morelière, H. Vicente and B. Canguilhem are warmly thanked for their work and implication in LabView programming of

the different parts of the He and VG lines. We thanked P. Reiners and U. Chowdhury for sharing their knowledge on zircon dissolution protocols and J. R. Metcalf for the location of the FCT outcrop and advices. We warmly thanked PC Hackspacher for the donation of gem quality Durango apatite crystals and C.W. Naeser for the donation of Fish Canyon Tuff zircon fraction. M. Moreira is thanked for his help on building the valves controlling electronics and help on the building of the VG line. J.L. Birck is thanked for the loan of the external filament extinction pyrometer. P. Burckel, E. Douville and L. Bordier are thanked for the U-Th-Sm analyses at IPGP and LSCE.

References

Allard, T., Gautheron, C., Bressan-Riffel, S., Balan, E., Selo, M., Fernandes, B.S., Pinna-Jamme, R., Derycke, A., Morin, G., Taitson Bueno, G. and Do Nascimento, N.R., Combined dating of goethites and kaolinites from ferruginous duricrusts. Deciphering the Late Neogene erosion history of Central Amazonia. Chem. Geol. 479, 136-150. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.004, 2018.

Ault, A.K., Guenthner, W.R., Moser, A.C., Miller, G.H., and Refsnider, K.A., Zircon selection reveals (de)coupled zircon metamictization, radiation damage, and He diffusivity. Chem. Geol., https://doi.org/10.1029/2018TC005312490: 1-12, 2018.

Burnard, P.G., and Farley, K.A., Calibration of pressure-dependent sensitivity and discrimination in Nier-type noble gas ion sources. Geochem., Geophy. Geosy., 1: 2000GC000038, 2000.

Cros, A., Gautheron, C., Pagel, M., Berthet, P., Tassan-Got, L., Douville, E., Pinna-Jamme, R. and Sarda, P., 4He behavior in calcite filling viewed by (U-Th)/He dating, 4He diffusion and crystallographic studies. Geochim. Cosmochim. Acta, 125: 414-432, http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2013.09.038, 2014.

Dobson, K.J., Stuart, F.M., and Dempster, T.J., U and Th zonation in Fish Canyon Tuff zircons: Implications for a zircon (U-Th)/He standard. Geochim. Cosmochim. Acta, 72(19): 4745-4755, doi:10.1016/j.gca.2008.07.015, 2008.

Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T., and Dotter, L.E., Determination of uranium and thorium in zircon, apatite, and fluorite: Application to laser (U-Th)/He thermochronology. J. Ana. Chem., 60(12): 1300-1307, 2005.

Farley, K.A., Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite, J. Geophy. Res., 105: 2903-2914, 2000.

Farley, K.A., (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. In: geochemistry, R.i.m. (Ed.), Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry, pp. 819-844, DOI:10.2138/rmg.2002.47.18, 2002.

Foeken, J.P.T., Stuart, F.M., Dobson, K.J., Persano, C., and Vilbert, D., A diode laser system for heating minerals for (U-Th)/He chronometry. Geochem Geophys, 7(4): 1-9, https://doi.org/10.1029/2005GC001190, 2006.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., A Monte Carlo approach of diffusion applied to noble gas/ helium thermochronology. Chem. Geol., 273: 212-224, doi:10.1016/j.chemgeo.2010.02.023, 2010.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A., and Dobson, K.J., Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion. Geochim. Cosmochim. Acta, 96: 44-56, http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.016, 2012.

Gautheron, C., Zeitler, P.K., Noble Gases Deliver Cool Dates from Hot Rocks. Elements, 16: 303-309, DOI: 10.2138/gselements.16.5.303, 2020.

Gleadow, A., Harrisson, M., Kohn, B.P., Lugo-Zazuta, R., and Phillips, D., The Fish Canyon Tuff: A new look at an old low-temperature thermochronology standard. Earth Planet. Sci. Lett., 424: 95-108, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.003, 2015.

Guenthner, W.R., Reiners, P.W., and Chowdhury, U., Isotope dilution analysis of Ca and Zr in apatite and zircon (U-Th)/He chronometry. Geochem Geophys, 17: 1623-1640, DOI 10.2475/03.2013.01, 2016.

Guenthner, W.R., Reiners, P.W., DeCelles, P.G., and Kendall, J., 2014. Sevier belt exhumation in central Utah constrained from complex zircon (U-Th)/He data sets: Radiation damage and He inheritance effects on partially reset detrital zircons. GSA Bulletin, B31032: 1, https://doi.org/10.1130/B31032.1, 2014.

House, M.A., Farley, K.A., and Stockli, D., Helium chronometry of apatite and titanite Nd-YAG laser heating. Earth Planet. Sci. Lett., 183: 365-368, 2000.

Ketcham, R.A., Gautheron, C., and Tassan-Got, L., Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: refinement of the baseline case. Geochim. Cosmochim. Acta, 75: 7779-7791, doi:10.1016/j.gca.2011.10.011, 2011.

Ketcham, R.A., van der Beek, P., Barbarand, J., Bernet, M. and Gautheron, C., Reproducibility of Thermal History Reconstruction From Apatite Fission-Track and (U-Th)/He Data. Geochem Geophys, 19, 2411-2436, https://doi.org/10.1029/2018GC007555, 2018.

McDowell, F.W., McIntosh, W.C., and Farley, K.A., A precise 40Ar-39Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. Chem. Geol., 214(3-4): 249-263, doi:10.1016/j.chemgeo.2004.10.002, 2005.

Naeser, C.W., Zimmermann, R.A. and Cebula, G.T. Fission-track dating of apatite and zircon: An interlaboratory comparison. Nuclear Tracks 5, 65)72, 1981.

Reiners, P.W., Zircon (U-Th)/He thermochronometry. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.), Thermochronology, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, 151-179, ttps://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.6, 2005.

Reiners, P.W., and Brandon, M.T., Using thermochronology to understand orogenic erosion. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., 34: 419-466, https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202, 2006.

Reiners, P.W., Farley, K.A., and Hiskes, H.J., He diffusion and (U-Th)/He thermochronology of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. Tectonophysics, 349: 297-308, https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00058-6, 2002.

Reiners, P.W., and Nicolescu, S., Measurement of parent nuclides for (U–Th)/He chronometry by solution sector ICP-MS. ARHDL Report 1: 1-33, 2007.

Révillon, S., Hureau-Mazaudier, Improvements in Digestion Protocols for Trace Element and Isotope Determinations in Stream and Lake Sediment Reference Materials (JSd-1, JSd-2, JSd-3, JLk-1 and LKSD-1). Geostandards and Geoanalytical Research, 33(3): 397-413, https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00008.x, 2009.

Schmitz, M.D., and Bowring, S.A., U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high precision U-Pb geochronology and its application to young volcanic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 65: 2571-2587, https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00616-0, 2001.

Schneider, S., Hammerschmidt, K., Rosenberg, C.L., Gardes, A., Frei, D. and Bertrand, A. U–Pb ages of apatite in the western Tauern Window (Eastern Alps): Tracing the onset of collision-related exhumation in the European plate. Earth Planet. Sci. Lett., 418(15): 53-65, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.02.020, 2015.

Tagami, T., Farley, K.A., Stockli, D.F., (U+Th)/He geochronology of single zircon grains of known Terciary eruption age. Earth Planet. Sci. Lett., 207: 57-67, https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01144-5, 2003.

Tibari, B. Tibari, B., Vacherat, A., Stab, M., Pik, R., Yeghicheyan, D. and Hild, P., An Alternative Protocol for Single Zircon Dissolution with Application to (U-Th-Sm)/He Thermochronometry. Geostandards and Geoanalytical Research, 40: 365-375, https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00375.x, 2016

Vermeesch, P., RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. Radiation Measurements, 44: 409-410, 2009.

Yanga, Y.-H., Wua, F.-Y., Yanga, J.-H., Chew, D.M., Xie, L.-W., Chua, Z.-Y., Zhang, Y.-B. and Huang, C., Sr and Nd isotopic compositions of apatite reference materials used inU–Th–Pb geochronology. Chem. Geol., 385: 35-55, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.07.012, 2014.

Yokoyama, T., Makishima, A., Nakamura, E., Evaluation of the coprecipitation of incompatible trace elements with fluoride during silicate rock dissolution by acid digestion. Chem. Geol., 157: 175-187, https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00206-X, 1999.

Ziegler, J.F., SRIM-2008 The stopping range of ions in matter. United States Naval Academy, Annapolis, 2008.



Figure 1: The logo of Copernicus Publications.

3.B - III b) Traitement des données (U-Th)/He (développement d'un traitement automatisé)

Une partie du travail de thèse s'est focalisée sur l'amélioration de la méthode de traitement des données (U-Th)/He, appelée classiquement « dépouillement ».

Pour ce faire, un fichier Excel (WorkBook) a été développé par l'intermédiaire du langage VBA (macros Excel) afin de réaliser un traitement automatique des données (U-Th)/He, et ce pour tout type de minéraux. Ce fichier est disponible dans l'Annexe 4 (ainsi que des exemples de fichier d'input), il comprend et permet :

- l'importation et la mise en page automatisée et universelle des données de chimie (ex : U, Th, Sm, Ca…), d'hélium (^{4}He et rapport ^{4}He/^{3}He) et de paramètres cristallins (ex : Rs, F_T, poids…)
- le calcul automatisé des abondances en U, Th, Sm et Ca, comprenant le calcul de propagation des incertitudes analytiques (Figure 3.B - III–1)
- le calcul automatisé des âges et âges corrigés (U-Th)/He, avec a), la propagation des incertitudes issues des analyses de concentrations en U, Th, Sm, des incertitudes d'analyses de la concentration en hélium (incluant le dégazage multi-pallié), des incertitudes de mesure de F_T et poids ; et b), la calibration des analyses en hélium (expliqué dans la note technique ci-dessus) et des outils de contrôle qualité de celle-ci (Figure 3.B - III–1)
- la production, modification et exportation automatisée de graphiques (ex : âges corrigé*s vs* eU, Th/U *vs* Sm/Th…) permettant l'affichage des données (Figure 3.B - III–2)

Cette macro est opérationnelle et couramment utilisée au laboratoire GEOPS depuis 2019, elle est maintenant distribuée sur demande à suite la publication dans Geochronology.

Feuille de traitement et calcul des abondances chimiques :



Feuille de calcul des données (U-Th)/He :

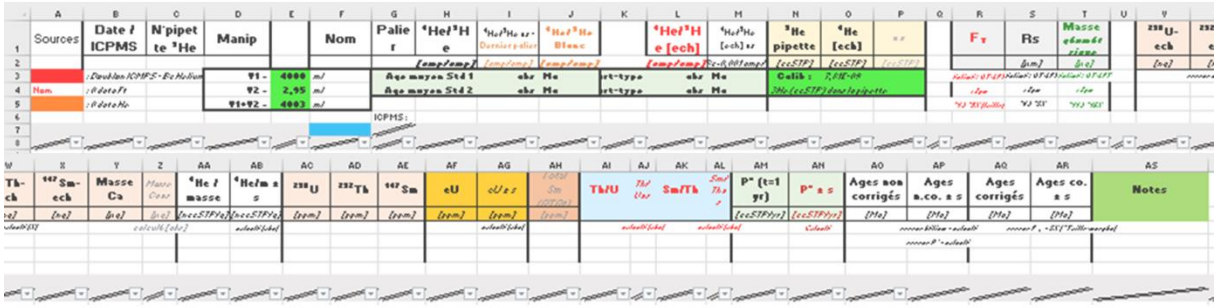
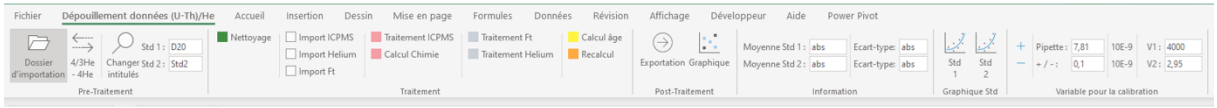


Figure 3.B - III–1 : impression d'écrans des feuilles de traitement du document Depouillement (U-Th) l He (V21m03a).xlsm *permettant le traitement automatisé des données (U-Th)/He (réalisé dans le cadre de cette thèse)*

Bandeau de traitement des données (U-Th)/He :



Interface de visualisation des données (U-Th)/He :

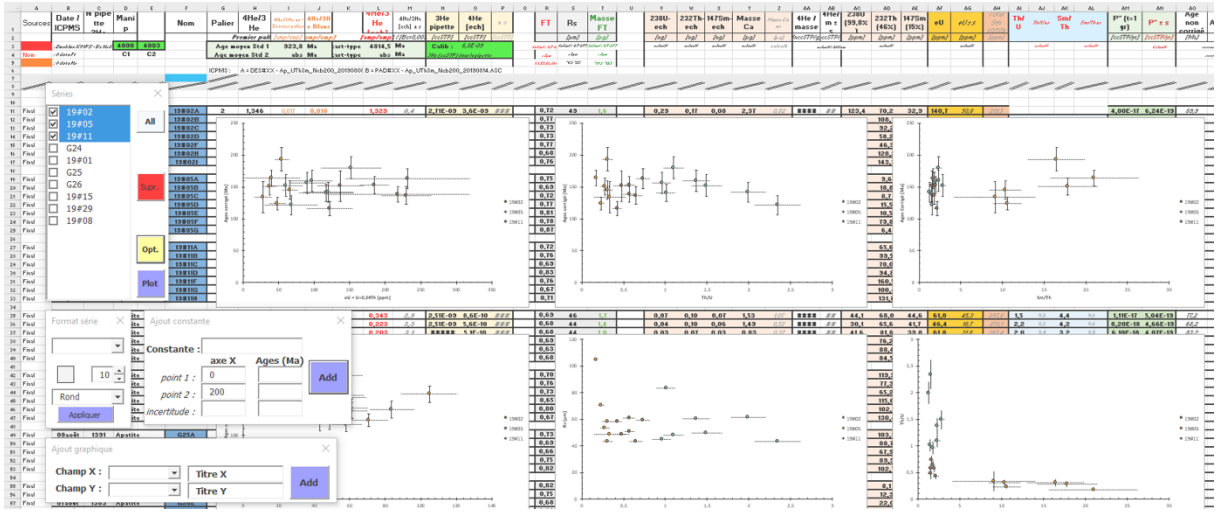


Figure 3.B - III–2 : impression d'écran du bandeau de traitement et de l'affichage des données du document Depouillement (U-Th)lHe (V21m03a).xlsm *permettant le traitement automatisé des données (U-Th)/He (réalisé dans le cadre de cette thèse).*

Dans le cadre du calcul de propagation d'erreur sur le calcul de l'âge corrigé, une estimation de l'incertitude sur le F_T a dû être réalisée. Le calcul du F_T étant issue de la mesure de la taille et de la morphologie d'apatite au microscope, pour le calcul de son erreur, il a été définit une incertitude de mesure absolue de ±2 µm. Basé sur cette incertitude, la Figure 3.B - III–3 présente les incertitudes absolues pour le calcul de F_T et Rs (par l'intermédiaire du logiciel QT_LFT, Gautheron and Tassan-Got, 2010 ; Gautheron *et al.*, 2012) dans le cas d'un grain de grandes et petites tailles. Ces résultats permettent ensuite d'estimer des incertitudes relatives pour chacun des trois paramètres Rs, masse et F_T, qui sont présentés dans la Figure 3.B - III–4.

Les incertitudes utilisées dans le fichier de traitement automatique sont donc 15% d'incertitude sur la masse dans le cadre du calcul des concentrations (eU), et de 5% d'incertitude sur le F_T pour le calcul de l'âge corrigé.

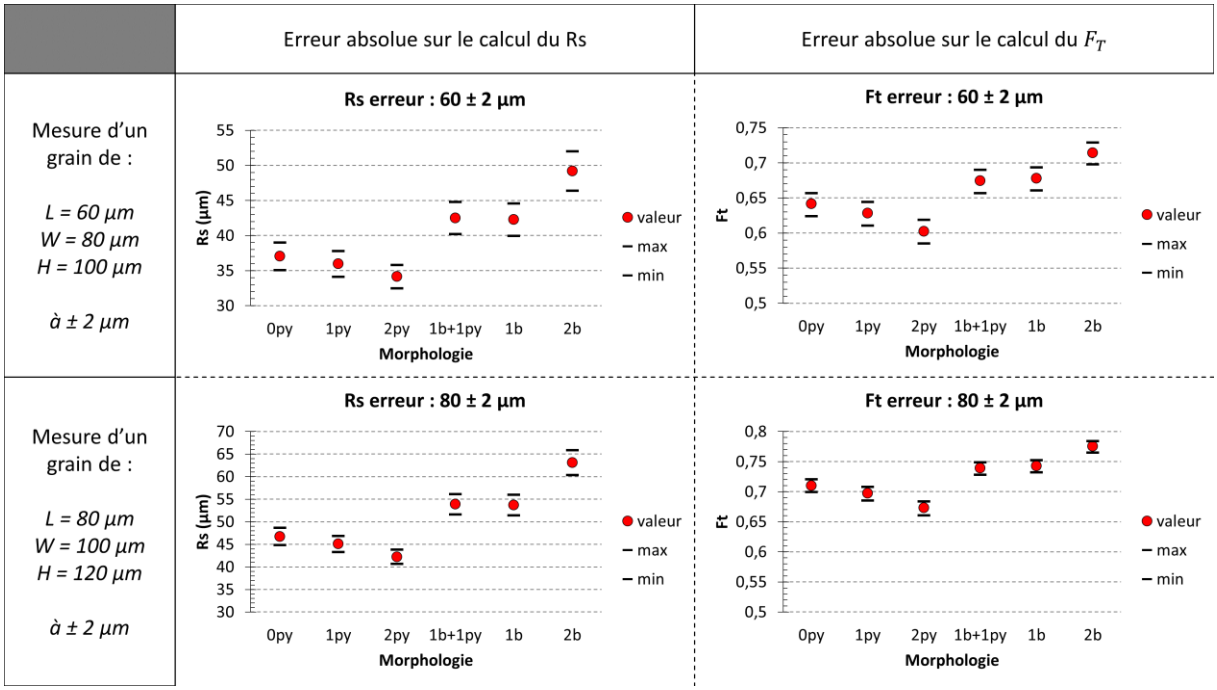


Figure 3.B - III–3 : estimation de l'incertitude absolue sur le calcul du Rs et du F_T

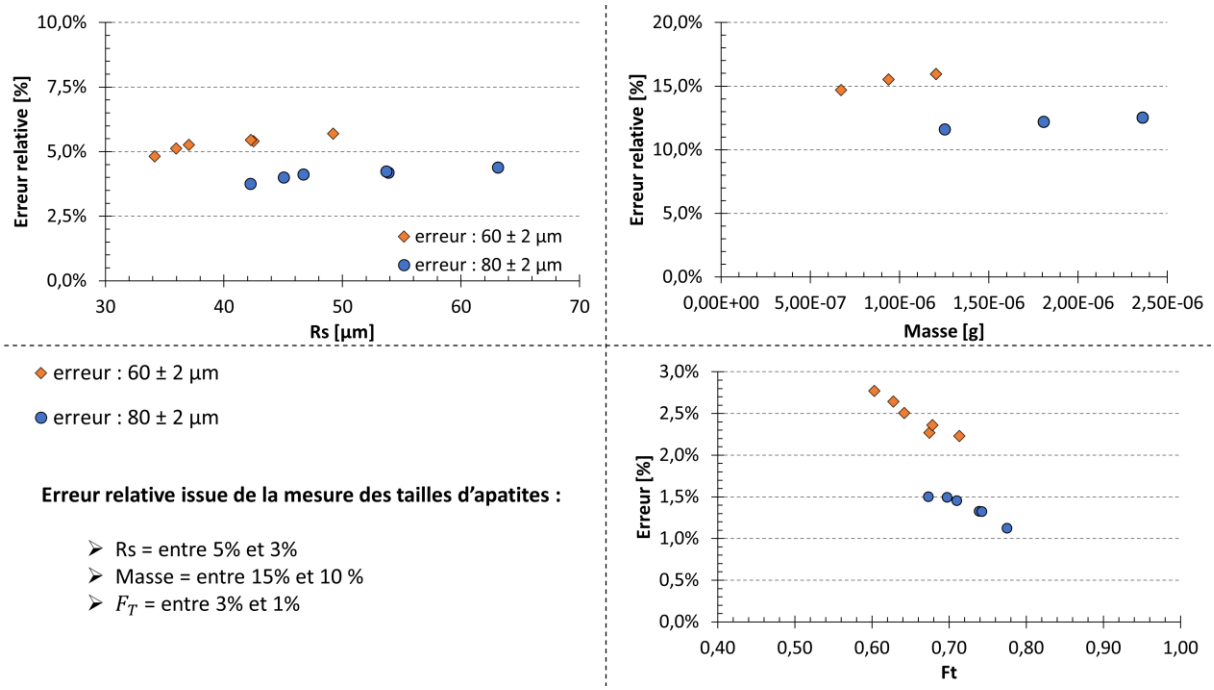
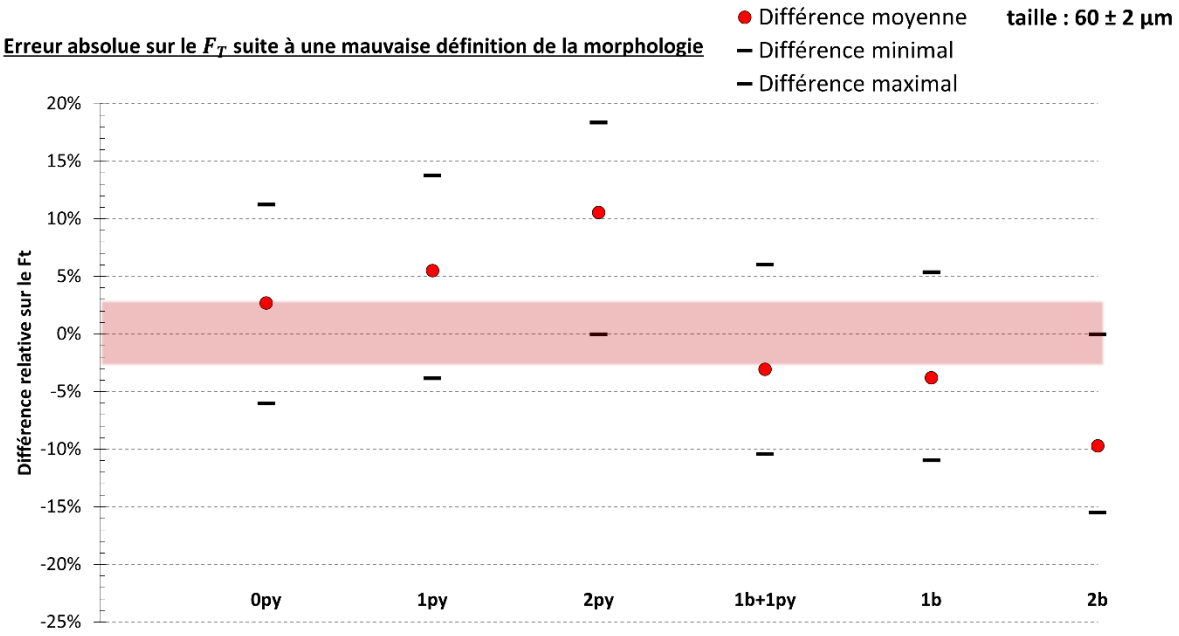


Figure 3.B - III–4 : estimation de l'incertitude relative sur le calcul du Rs, de la masse et du F_T

Néanmoins, cette estimation de l'incertitude sur le F_T n'est valide que si la morphologie du cristal d'apatite est correctement définie. Ainsi, la Figure 3.B - III–5 présente les différences relatives de F_T calculé pour un même grain, mais possédant des morphologies différentes. Ces résultats indiquent des écarts importants, pouvant significativement changer la valeur du F_T ; néanmoins, cette incertitude n'est pas considérée dans le fichier de traitement des données (U-Th)/He.



Morphologie		*0py*	*1py*	*2py*	*1py+1b*	*1b*	*2b*
	Valeurs du Ft	0,64	0,63	0,60	0,67	0,68	0,71
0py	0,64	*0,0%*	-2,2%	-6,0%	4,9%	5,6%	11,2%
1py	0,63	2,3%	*0,0%*	-3,9%	7,3%	8,0%	13,8%
2py	0,60	6,4%	4,0%	*0,0%*	11,6%	12,3%	18,4%
1b+1py	0,67	-4,7%	-6,8%	-10,4%	*0,0%*	0,6%	6,0%
1b	0,68	-5,3%	-7,4%	-11,0%	-0,6%	*0,0%*	5,4%
2b	0,71	-10,1%	-12,1%	-15,5%	-5,7%	-5,1%	*0,0%*

Figure 3.B - III–5 : variation du F_T en pourcentage, dans le cas d'une erreur de caractérisation de la morphologie

Pour finir, en accompagnement de cet outil, sont aussi disponibles deux fichiers Excel (WorkBook) développés sous VBA durant cette thèse (Annexe 4). Le premier (Figure 3.B - III–6) permet la mise en forme des mesures de tailles et morphologies d'apatite (ex : longueur, largeur, bipyramidale…) en vue du calcul automatisé de F_T, masses et Rs pour plusieurs grains (logiciel QT_LFT (Gautheron *et al.*, 2012). Le second (Figure 3.B - III–7) permet une production automatisée de fichier de données (U-Th)/He pour le logiciel QTQt d'inversion de données.

Tableau de création des fichiers pour le calcul des masses, Rs et F_T avec le logiciel QTLFT:

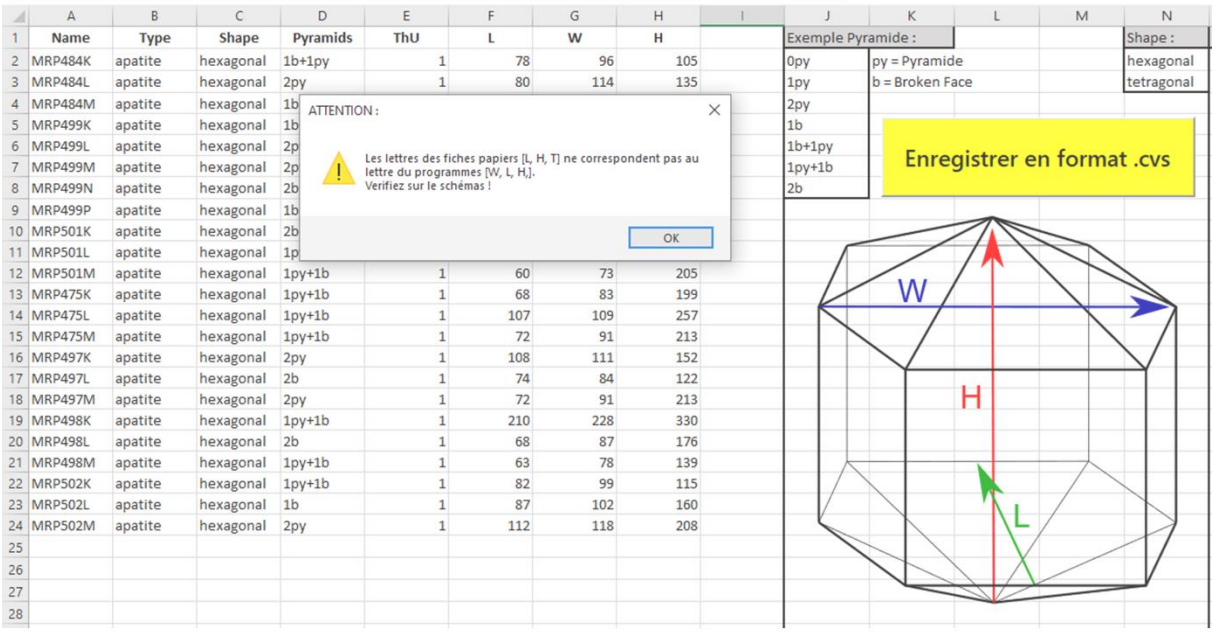


Figure 3.B - III–6 : aide pour la création des fichiers injectés dans QT_LFT (Gautheron et al.*, 2012)*

Tableau de création des fichiers de données (U-Th)/He pour QTQt :

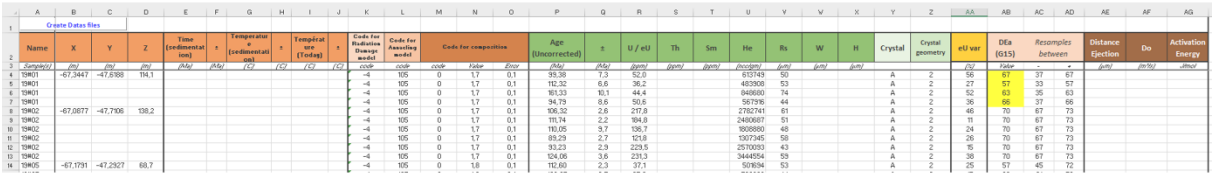


Tableau de suivit des inversions de données avec QTQt :

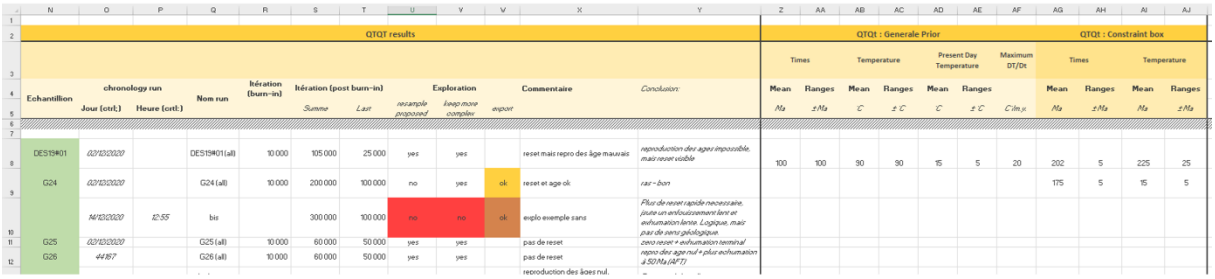


Figure 3.B - III–7 : aide à la création des fichiers (U-Th)/He pour le logiciel QTQt (Gallagher, 2012) et tableau de suivi des inversions de données

3.C) Méthodes de thermochronologie sur oxydes de fer et de manganèse

3.C - I. Préparation des minéralisations/générations pour la sélection des oxydes de fer et manganèse

3.C - I a) Caractérisation des minéralisations et générations (sur le terrain)

La première étape de préparation des échantillons d'oxydes de fer et de manganèse est réalisée directement sur le terrain. Lors de l'échantillonnage, chaque affleurement sélectionné est caractérisé par l'intermédiaire d'observations de base (ex : principe de recoupement, d'inclusion…), ce qui permet de définir les points suivants :

- nombre de minéralisations distinctes (ex : composition/temporalité différente)
- nombre de générations au sein de chaque minéralisation (ex : composition/temporalité différente)
- relation ou contrôle de la minéralisation par la structurale (ex : failles conductrices, chronologie de mise en place…)
- nature de la roche encaissante
- relation avec l'encaissant

Ces informations sont capitales pour interpréter au mieux les âges (U-Th)/He sur oxydes de fer et de manganèse, il ne peut qu'être recommandé de déterminer un maximum d'informations sur le terrain. De même, l'échantillonnage de la plus grande diversité de minéralisations possible, semblant prometteuses ou non, est recommandé. Il est évident que de prime abord les minéralisations massives, homogènes et bien cristallisées sont les plus prometteuses, mais pas nécessairement les plus communes ni les plus pertinentes dans le cadre de l'étude effectuée.

Pour l'échantillonnage, l'utilisation de (plusieurs) burins de différentes tailles (10 à 30 cm de long, diamètre 1 à 5 cm) a été utilisée afin d'extraire les minéralisations le plus proprement et rapidement possible. Finalement, afin de conserver un maximum d'intégrité des échantillons (parfois fragiles), chaque échantillon a été emballé dans du papier aluminium épais et une attention a été porté aux fragments d'aluminium présents dans les échantillons a posteriori.

3.C - I b) Caractérisation et isolation macroscopique des générations (en laboratoire)

La seconde étape de préparation des échantillons a été réalisée au laboratoire GEOPS, où chaque échantillon a été observé et décrit en macroscopie. Cette étape permet de caractériser chaque échantillon d'un point de vue :

- du nombre de générations
- de la nature de chaque minéralisation (ex. : aspect, homogénéité, taille…)

Cette étape permet de sélectionner les échantillons les plus propices aux différentes analyses (ex. : datation (U-Th)/He, analyse géochimique…), et pertinents dans le cadre de l'étude. Pour exemple, la quantité de matériel nécessaire pour la méthode (U-Th)/He ou des observations aux MEB (fragments de quelques millimètres) n'est pas la même que celle pour des analyses élémentaires (quelques milligrammes) ou pour des analyses DRX (quelques grammes).

Après avoir déterminé pour les échantillons la zone à analyser, il est nécessaire d'extraire le matériel de l'échantillon, généralement sous la forme de fragments centimétriques à millimétriques. Dans le cas de cette étude, le choix de l'utilisation de mini-burin (5 à 10 cm de long, diamètre de 1 à 10 mm) a été privilégié à celui d'outils de micro-prélèvement de type Dremel trop fragile. Dans certains cas, les fragments obtenus ont ensuite été concassés à l'aide d'un mini-pilon.

Dans le cas où il a été impossible d'isoler un grain sans contamination (ex. : argile, quartz…), certaines fractions ont été nettoyées à l'eau, afin d'enlever des contaminations. À noter qu'il est possible d'effectuer le nettoyage à l'aide d'une cuve à ultrason, mais pour une durée de moins de 5 min afin d'éviter une perte d'hélium (non réalisé dans cette étude).

Il est recommandé de documenter chaque étape à l'aide de photos et de schémas, les échantillons complets résistant rarement à l'ensemble de la procédure.

3.C - I c) Caractérisation et sélection des grains par microscopie (en laboratoire)

À ce stade de la préparation, les échantillons sont réduits à l'état de « poudres », celles-ci étant constituées de grains centimétriques à micrométriques. Il est alors possible de sélectionner ces grains pour effectuer de manière distincte :

- des analyses en microscopie électronique à balayage (MEB) afin de quantifier la ou les tailles et morphologies des cristallites et de réaliser des analyses chimiques semi-quantitatives.

- les analyses (U-Th)/He

Dans le cas de cette étude, des fragments millimétriques d'oxydes ont été sélectionnés et analysés en microscopie électronique à balayage (MEB) par Alexis Derycke, en collaboration avec Nathaniel Findling. Les images et analyses semi-quantitatives ont été réalisées à l'ISTERRE (Grenoble, France), à l'aide d'un MEB TESCAN VEGA-3 opéré à16 kW et équipé d'un détecteur RAYSPEC EDS (SSD 30 mm2).

Il est donc souligné que les grains analysés en (U-Th)/He sont différents de ceux observés au MEB (pour des raisons pratiques), mais proviennent des mêmes poudres. Les grains sont donc considérés comme représentatifs.

3.C - II. Analyse de l'(U-Th)/He sur oxyde de Fe et Mn

Ce travail de thèse s'inclut dans le développement global de la méthode (U-Th)/He sur oxydes de Fe et de Mn au sein du laboratoire GEOPS. Ce développement s'est fait sur deux aspects différents, le premier d'un point de vue expérimental, qui a participé à l'établissement du protocole présenté ci-après. Le second, d'un point de vue évaluatif, avec une application géologique de la méthode aux minéralisations d'oxydes de fer de l'île d'Elbe, présentée plus loin.

3.C - II a) Emballages des grains pour dégazage

Dans le cadre de l'approche utilisée dans cette étude, pour pouvoir déterminer les concentrations en éléments mesurés des échantillons, il est nécessaire d'estimer leurs poids.

Pour ce faire, des capsules de niobium (de 1 mm par 1 mm) sont aux préalables pesées, avec une balance possédant une précision de 1 µg. Les grains sont ensuite emballés individuellement dans la capsule de niobium (pure à 99,9%), puis de nouveau re-pesés. La Figure 3.C - II–1 présente un graphique avec le poids de 8 capsules différentes, et le poids d'une même capsule pesée 8 fois successivement, ce qui démontre une incertitude de ±2 µg pour une pesée, et donc une incertitude absolue de ±4 µg (due à la double pesée) pour le poids d'un grain d'oxyde (situé en moyenne entre ~10 et ~50 µg).

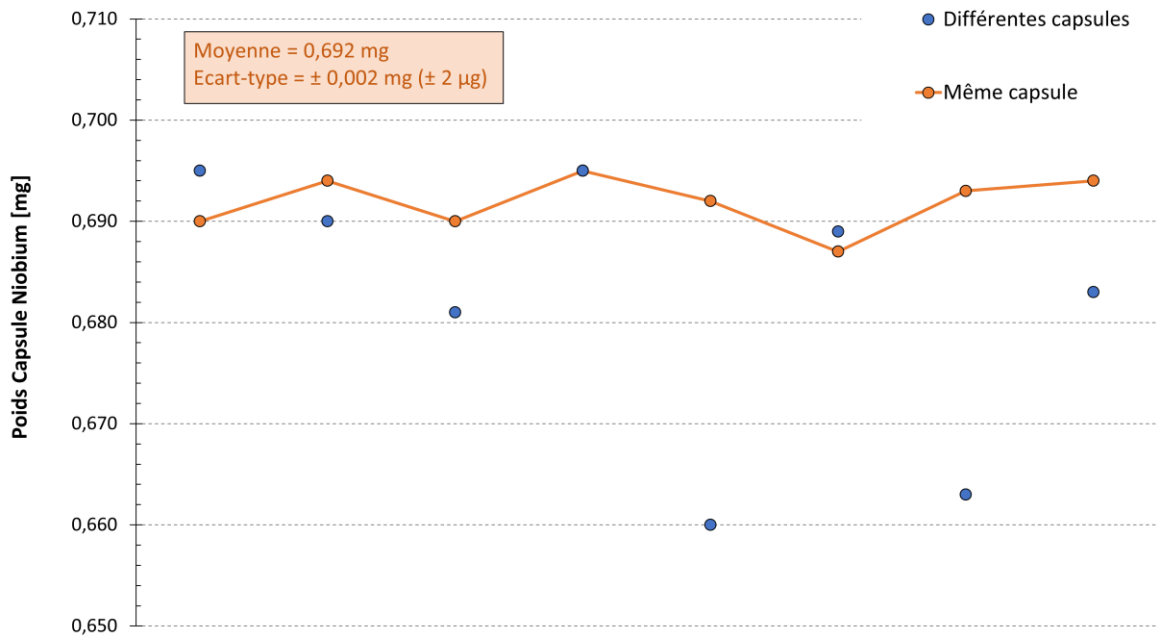


Figure 3.C - II–1 : calcul de l'incertitude de pesée des capsules de niobium

Dans le cas d'échantillon à faible concentration en hélium, il a pu être nécessaire d'analyser des grains de tailles supérieurs. Dans ce cas, les grains ont été pesés individuellement (entre 200 et 1000 µg), puis emballés dans une feuille de niobium.

3.C - II b) Dégazage et analyse de la concentration en hélium des grains

Les capsules de niobium sont placées dans une planchette en cuivre ou inox, respectivement pour les lignes d'analyse Quad et VG décrites dans l'article soumis à Geochronology (ci-dessus).

Les échantillons ont été dégazés sous ultravide à l'aide d'un laser infrarouge pour une température inférieure à 800°C afin d'éviter des pertes d'U et Th (Vasconcelos *et al.*, 2013). Le dégazage a été réalisé suivant au minimum 2 sessions de 30 minutes de chauffe et jusqu'au dégazage complet des échantillons. Certains fragments caractérisés par des tailles de cristallites importantes ont nécessité plus de paliers de chauffage reflétant la taille du domaine de diffusion.

Le gaz extrait est purifié à l'aide d'un four à mousse de titane porté à 850°C, de SAES Getter et de pièges cryogéniques (charbon actif refroidit à la température de l'azote liquide ou tête froide), puis introduit dans un spectromètre de masse quadripolaire (ligne Quad) ou à secteur magnétique (ligne VG).

3.C - II c) Dissolution et analyse des concentrations en U, Th et Sm des grains

L'analyse des concentrations en U, Th et Sm est faite par voies liquides, il est donc nécessaire de dissoudre les échantillons en amont. Pour ce faire, les capsules niobium sont placées dans un savilex en teflon de 5 mL ou 10 mL, puis dissoutes selon le protocole suivant :

- ajout de 100 µl de spike (^{235}U, ^{230}Th et ^{149}Sm ~ 4 ppb) + 400 µl de HCl concentré à 40% + quelques gouttes de HF concentrée à 38%;
- chauffage pendant 12 h à 100°C;
- évaporation à 100°C de la solution ;
- ajout de 5N HNO_3 afin de porter la solution à moins de 100 ppm d'oxyde

La solution dissoute est ensuite analysée à l'aide de l'ICP-MS-HR ELEMENT XR Thermofisher (GEOPS, Paris Saclay), et les concentrations en U, Th et Sm sont obtenues par dilution isotopique, tout comme pour les apatites (*cf.* article de Geochronology).

3.C - III. Développement : validation d'un calendrier structural par la méthode (U-Th)/He sur oxyde de fer – cas d'étude de l'île l'Elbe

Durant ce travail de thèse s'est présentée l'opportunité d'effectuer une étude préliminaire visant à évaluer l'utilisation de la datation par (U-Th)/He sur oxydes de fer, dans le cadre de la datation de structures tectoniques. Ce travail a été réalisé en collaboration avec Giulio Viola de l'université de Bologne (Italie), spécialiste du cadre structural de l'île d'Elbe.

En effet, l'île d'Elbe est un laboratoire parfait pour appliquer la méthode (U-Th)/He sur oxydes de fer dans le cadre d'un calendrier tectonique complexe. Tout d'abord, l'Elbe est l'un des plus gros gisements d'oxydes de fer au monde (Tanelli *et al.*, 2001), ceux-ci affleurant quasiment systématiquement dans toutes les roches de l'île. Des études géochronologiques ont d'ailleurs déjà permis la datation des minéralisations à ~7 Ma, que ce soit par la méthode OFeHe et Ar/Ar sur Adulaire (Lippolt *et al.*, 1995 ; Wu *et al.*, 2018). De plus, la construction géologique de l'île d'Elbe est associée à de nombreuses phases tectoniques d'orientations et de directions variées.

Ainsi, l'objectif de ce développement est de combiner l'expertise de G. Viola, par rapport aux affleurements et au calendrier tectonique relatif, à la datation OFeHe pour tenter de dater les différentes phases tectoniques de la zone.

Durant l'été 2018, une mission de terrain a été réalisée (A. Derycke, G. Viola), dans le but d'échantillonner des oxydes de fer dans des structures associées à un calendrier tectonique précis. Cette partie présente les résultats de cette étude, avec dans un premier temps une introduction à la géologie de l'île d'Elbe ; suivie par la présentation du calendrier structural et des échantillons associés. Pour finir, les résultats sont présentés succinctement suivis d'une conclusion quant à l'utilisation de l'OHe.

3.C - III a) Introduction à la géologie de l'île d'Elbe

Comme illustré par la Figure 3.C - III–1, l'île d'Elbe se situe entre la chaine des Apennins (qui forme l'Italie) et le bloc continental Corso-Sarde, en mer Tyrrhénienne. Cette île correspond à la prolongation plus à l'Ouest de la chaine des Apennins et est composée d'un fragment de croûte continentale isolé affleurant dans la mer Tyrrhénienne.

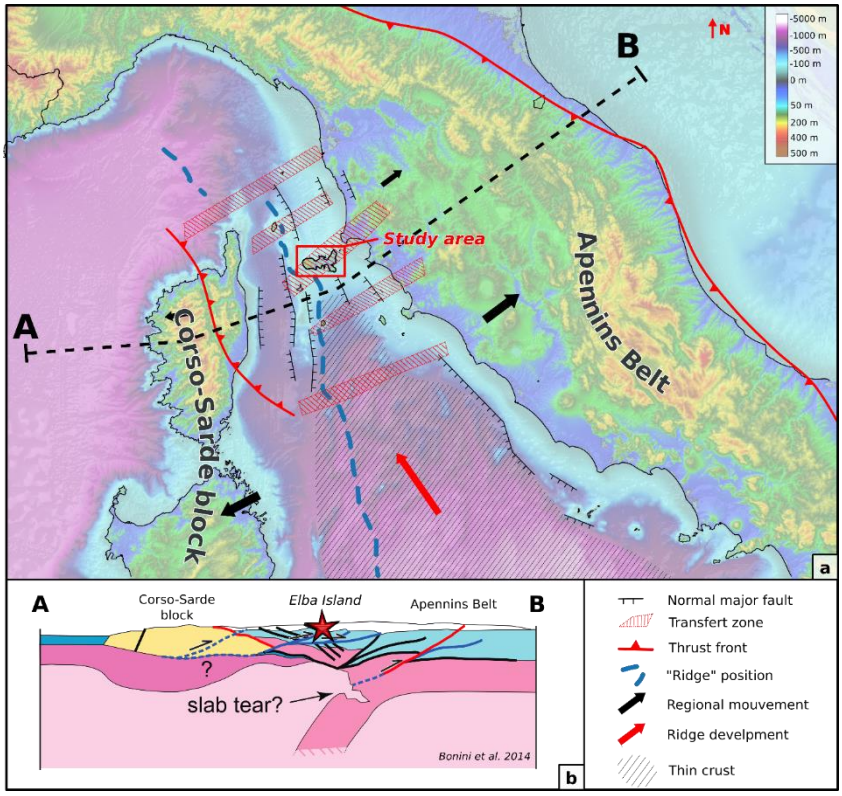


Figure 3.C - III–1 : a) carte géodynamique et positionnement de l'île d'Elbe (d'après Westerman et al.*, 2004; Bonini* et al.*, 2014; Liotta* et al.*, 2015) ; b) coupe schématique à l'échelle crustale de la collision des blocs Corso-Sarde et Apennins (Bonini* et al.*, 2014)*

- **Le contexte géodynamique :**

La Figure 3.C - III–2 présente l'évolution géodynamique de l'île d'Elbe de l'Éocène à l'actuel d'après Bonini *et al.* (2014). Dans un premier temps, avant 40 Ma, le bloc Corso-Sarde se trouvait rattaché à la plaque européenne au niveau de la chaine pyrénéenne (toujours en discussion dans la littérature) ; durant cette période se trouvait une subduction à pendage Est sous le bloc continental Adria (future chaine des Apennins). Lorsque cette subduction prend fin, la collision entre le bloc Corso-Sarde et le bloc continental Adria entraine l'initiation de la formation des Apennins, ainsi qu'une subduction contient-continent à pendage Ouest (toujours en discussion dans la littérature). Au Miocène moyen, le rollback supposé de cette subduction entraine progressivement la migration du bloc Corso-Sarde vers l'Est, ainsi que l'ouverture du Golf du Lyon. L'ensemble de cette évolution (subduction, collision, subduction, rollback) est à l'origine du polyphasage tectonique enregistré dans les roches de l'île d'Elbe.

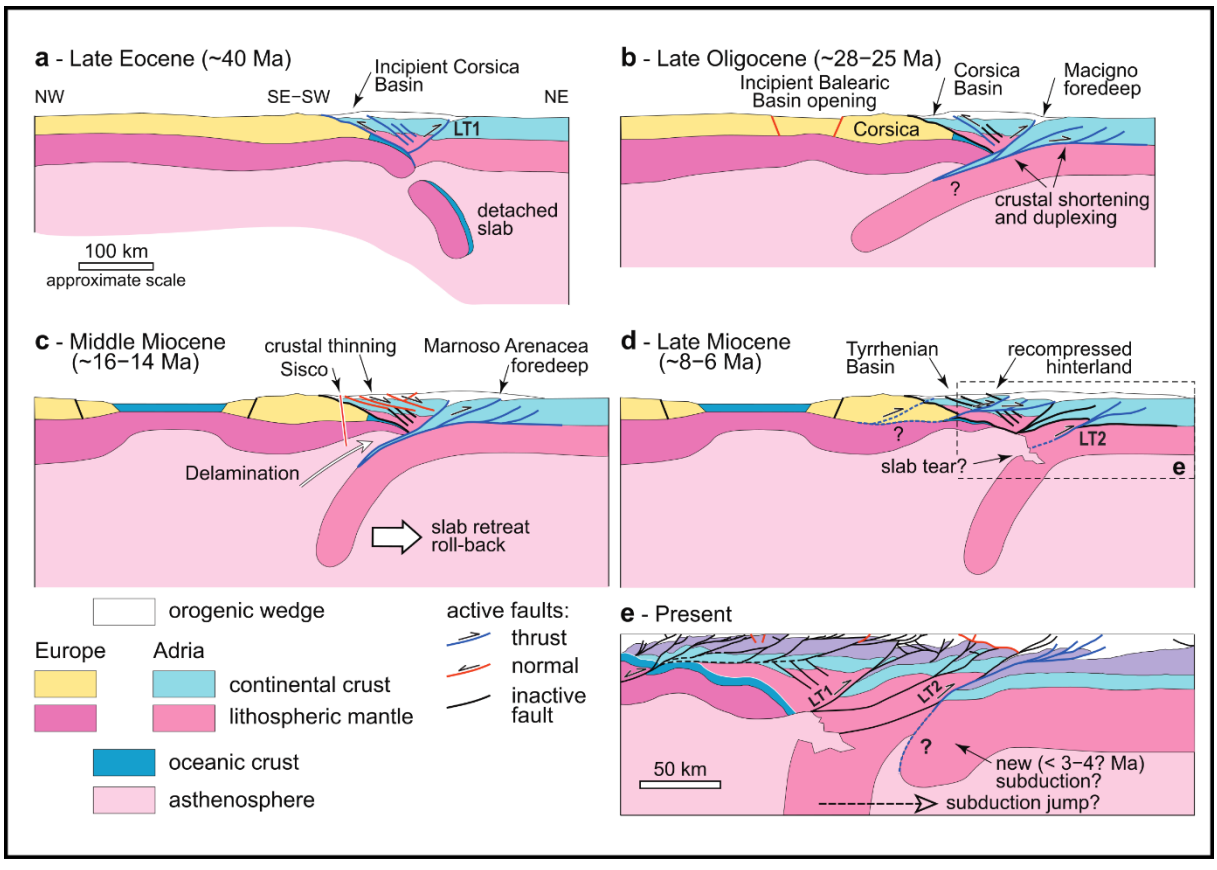


Figure 3.C - III–2 : évolution géodynamique de l'île d'Elbe (Bonini et al.*, 2014)*

- **L'origine du socle :**

Le socle de l'île d'Elbe correspond à une série de roches complexes d'âge Dévonien à Paléogène (Figure 3.C - III–3). Les plus anciennes de ces roches du socle Paléozoïque correspondent à l'histoire ancienne du bloc continental Adria, non détaillée ici. Ces roches forment un pré-socle sur lequel se sont déposées les séries sédimentaires marines Mésozoïques à Cénozoïques de la paléo-mer Tyrrhénienne (aujourd'hui disparue).

Durant la première subduction (à pendage est), le pré-socle, ainsi que les dépôts marins Mésozoïque-Cénozoïque se sont retrouvés déformés, empilés et métamorphisés. Par la suite, les déformations accumulées depuis les 40 dernières Ma (Figure 3.C - III–2) ont entrainé le chevauchement majeur d'une partie de la plaque océanique sur la plaque Adria (Figure 3.C - III–3). Ce chevauchement est à l'origine de la différenciation entre le Complexe Supérieur (reliquat océanique) et le Complexe Inférieur (plaque Adria) des roches formant le socle.

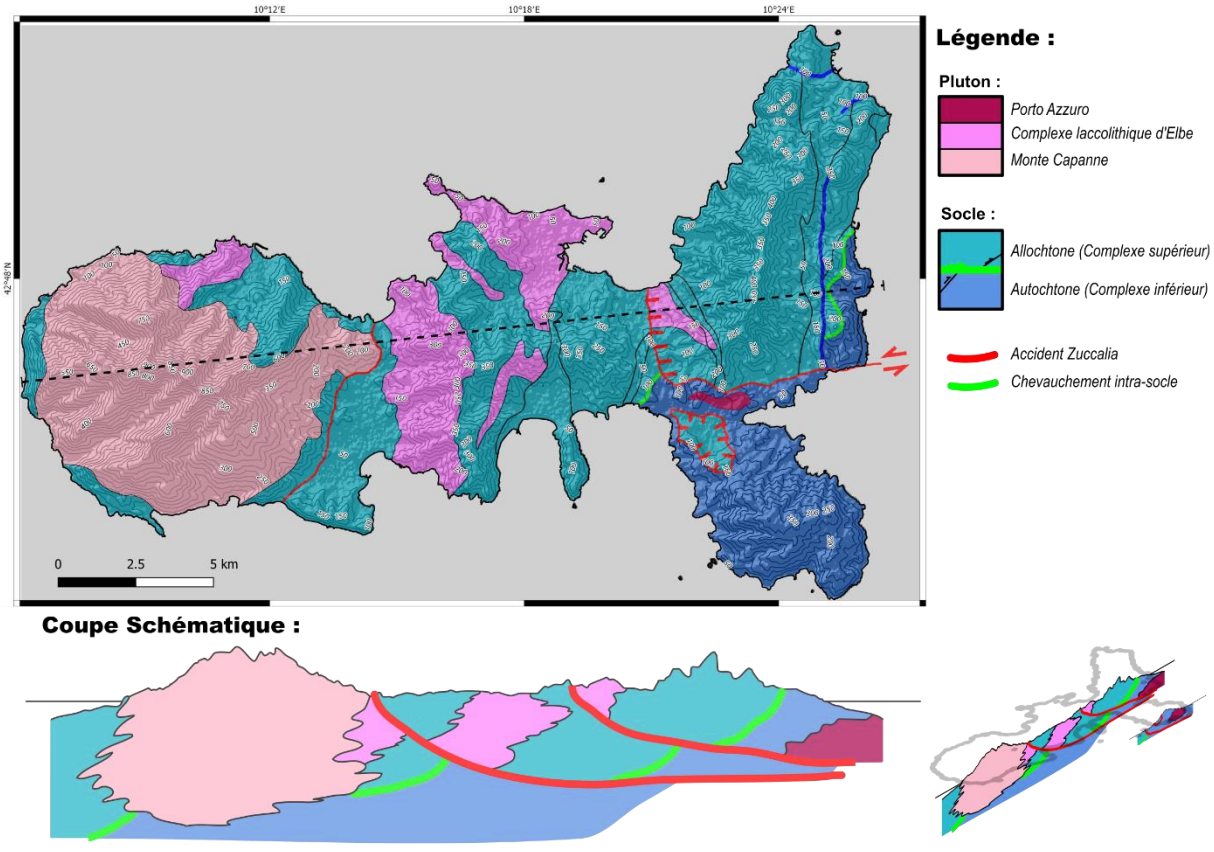


Figure 3.C - III–3 : carte géologique simplifiée de l'île d'Elbe (modifiée d'après Liotta et al.*, 2015) et schéma d'une coupe E-O simplifié.*

- **La mise en place des plutons :**

Durant les 15 derniers millions d'années, le socle de l'île d'Elbe est intrudé par différents complexes plutoniques et batholites (Figure 3.C - III–3). La mise en place de ces batholites s'est faite progressivement de l'Est vers l'Ouest ; en commençant par celui du Monte Capanne, puis le Complex Laccolithique Centrale et pour finir par le monozogranite de Porto Azzuro qui est encore actuellement sous la surface comme illustrée dans la coupe schématique de la Figure 3.C - III–3.

L'exhumation de ces plutons (toujours en discussion dans la littérature) se serait faite par l'intermédiaire de l'exhumation du Monte Capanne selon un mécanisme de type « Metamorphic Core Complexe ». Cette exhumation serait associée à une série de grandes failles normales subhorizontales à pendage Est (Figure 3.C - III–3) qui tronçonnent l'île d'Elbe (Caggianelli et al., 2014). Si le calendrier de la mise en place des plutons (Monte Capanne et monozogranite de Porto Azurro) est bien contraint avec des âges de mise en place de 7,2 à 5,1 Ma (Dini *et al.*, 2008), le calendrier de la déformation reste quant à lui controversé.

- **La mise en place des minéralisations**

Les minéralisations, issues de la mise en place des plutons, sont riches en fer (principalement sous forme d'hématite/pyrite/magnétite), et se localisent majoritairement sur la partie Est de l'île (Figure 3.C - III–4). Si la plus grande partie des gisements sont stratiformes, associés à la scarnification des sédiments paléozoïques, des gisements filoniens sont aussi présents généralement en association avec des réseaux de diaclases (Rocchi *et al.*, 2003). Ces gisements sont concentrés dans la région de Porto Azzuro et TerraNera où l'accident Zuccalia a été identifié (accident subhorizontal lié à l'exhumation du Monte Capanne).

L'origine des métaux dans la minéralisation peut être liée à deux processus différents :

- à la fin de la mise en place des plutons, des fluides terminaux à composition majeure de H_2O ou CO_2, et riches en métaux, qui vont s'infiltrer dans le socle et former les minéralisations.
- les roches sédimentaires du socle sont riches en eau chargée en éléments métalliques contenus dans les roches du socle durant l'histoire tectonique et la mise en place des plutons, ou leurs exhumations, va entrainer la reprécipitassions des métaux.

Lippolt *et al.* (1995) ont daté le gisement filonien de Rio Marina (Nord-Est de l'île d'Elbe, Figure 3.C - III–4) par l'utilisation de méthode K-Ar sur adulaire et (U-Th)/He sur hématites spéculaires. Les auteurs ont déterminé des âges (respectivement 5,32 ± 0,11 et 5,4 ± 0,7 Ma) concordants

avec la mise en place du batholite de Porto Azzuro et la mise en place supposée de l'accident Zuccalia. D'autres âges OHe obtenues sur d'autres générations au Sud de l'île (gisement stratiforme) varient de 6,4 ±0,4 à 7,3 ±0,4 Ma (Wu *et al.*, 2018).

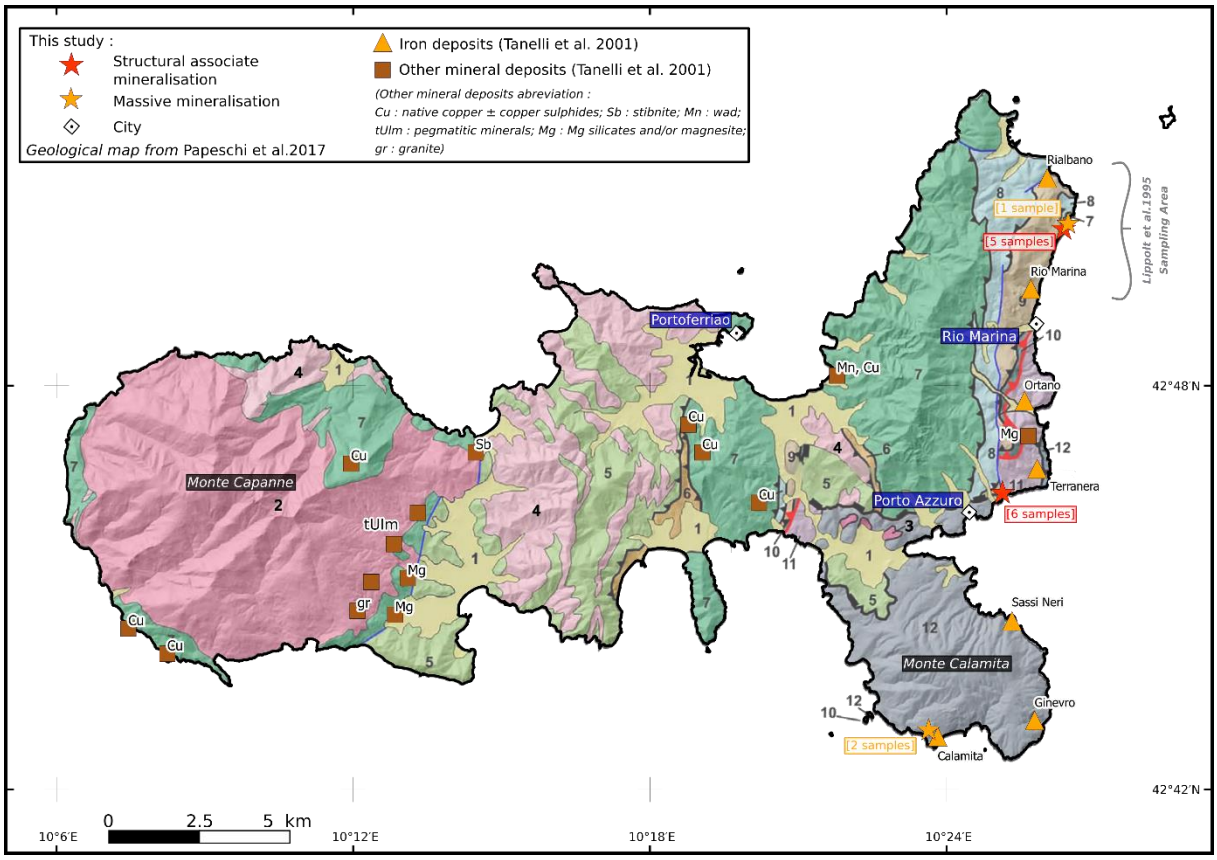


Figure 3.C - III–4 : carte géologique de l'île d'Elbe et localisation des échantillons prélevés et des différents gisements (d'après Lippolt et al.*, 1995; Tanelli* et al.*, 2001; Dini* et al.*, 2008).*

3.C - III b) Calendrier structural et mission de terrain

La mission de terrain a été réalisée durant l'été 2018, entre le 15 et 22 juin, avec un total de 4 jours effectifs de terrain (Giulio Viola et Alexis Derycke). Durant cette mission, intitulée ELBA18#, deux affleurements ont été décrits et échantillonnés en détail, les plages de Topinetti et TerraNera.

- **Topinetti Beach**

La plage Topinetti se situe sur la côte est de l'île, proche des minéralisations massives datées par Lippolt *et al.* (1995) et Wu *et al.* (2018). L'affleurement des roches de cette plage est caractérisé par de multiples phases tectoniques et minéralisations associées. Quatre périodes de déformations différentes nommées V0, V1, V2 et V3 ont été observées et sont reportées sur deux structures F1 et 204 (note : les noms de structure et d'événement font référence à un calendrier complexe établi à l'échelle de l'île par G. Viola).

Les périodes de déformation sont réparties de la manière suivante :

- V0 et V1 sont observées sur la structure F1
- La période V2 est associée à la faille 204-01 et 204-03 (deux parties de la structure 204)
- La période V3 est associée à la faille 204-03, mais sans localisation observable sur cet affleurement.

Sur cette plage, la minéralisation est principalement composée d'oxyde de fer, identifié comme des hématites/maghémites avec de rares zones à magnétite. Dans cette minéralisation, 4 générations distinctes sont visibles et noté chronologiquement comme M1, M2, M3 et M4. Ces générations sont associées à des phases de déformations de la manière suivante :

- M1 est associé à la faille F1, durant la période V1 (échantillons : V1-2)
- M2 est associé à la faille 204, durant la période V2 (échantillons : 204-01[A, B et C])
- M3 recoupe (donc postérieur à) la faille 204 (échantillons : 204-03[A, B et C])
- M4 recoupe la génération M3 (échantillons 204-05 à la même position que 204-03, et V3-2 à la même position que V1-2)

La Figure 3.C - III–5 présente un schéma de l'affleurement et reporte l'ensemble des structures et minéralisation décrite ci-dessus.

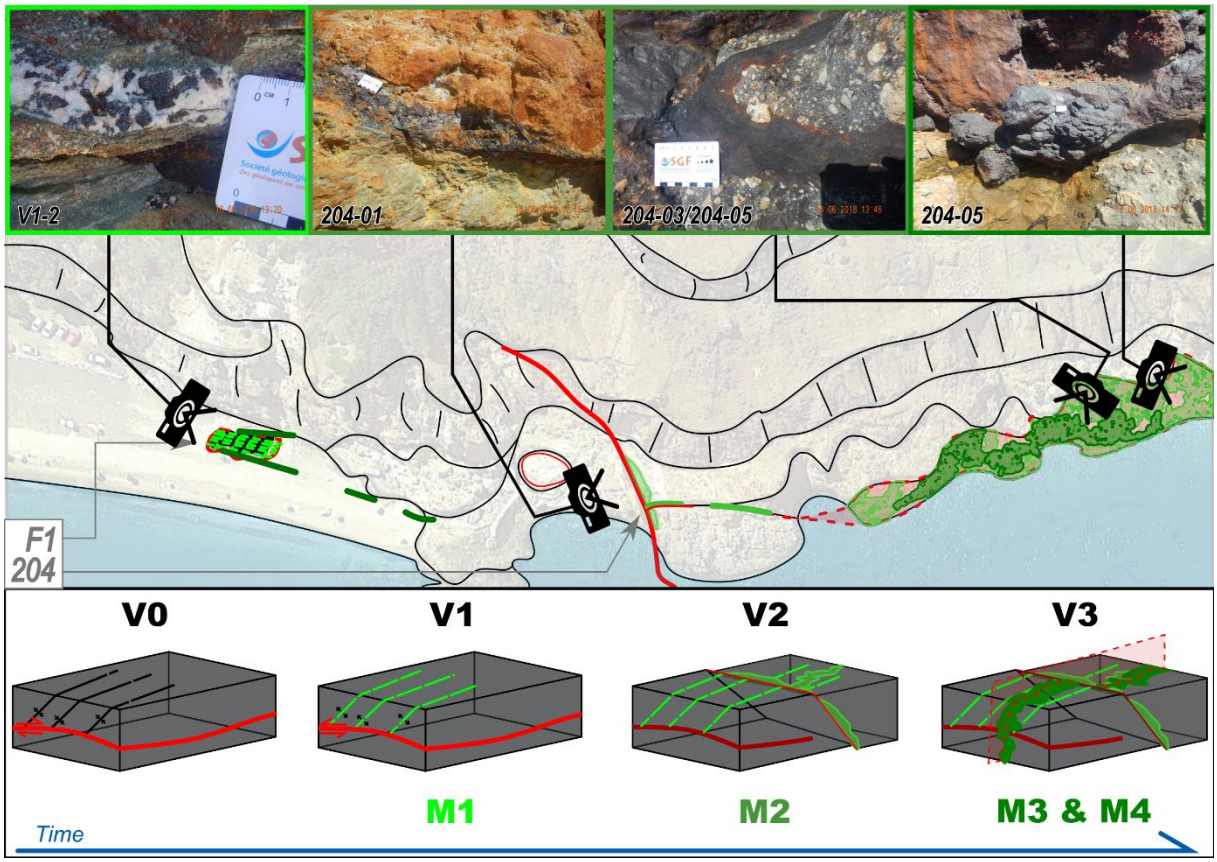


Figure 3.C - III–5 : calendrier structural et échantillonnage de la plage Topinetti

- **TerraNera**

La plage de TerraNera est positionnée dans la partie Est de l'île, mais sur la côte Sud (faisant face au reste de l'île). Cette plage est caractérisée par la présence d'un affleurement connu et étudié de l'accident Zuccalia, illustré dans la Figure 3.C - III–6 . Cet affleurement est minéralisé en oxyde de fer : hématite/maghémite, supposé syn- et post-tectonique.

Il est aussi observé des failles secondaires, supposées s'être développées en association de l'accident Zuccalia. Toutefois, à la différence de l'accident Zuccalia, ces failles sont connectées structuralement à un gisement massif d'oxydes de fer spéculaires (appelé spécularite), collecté à l'arrière de la plage.

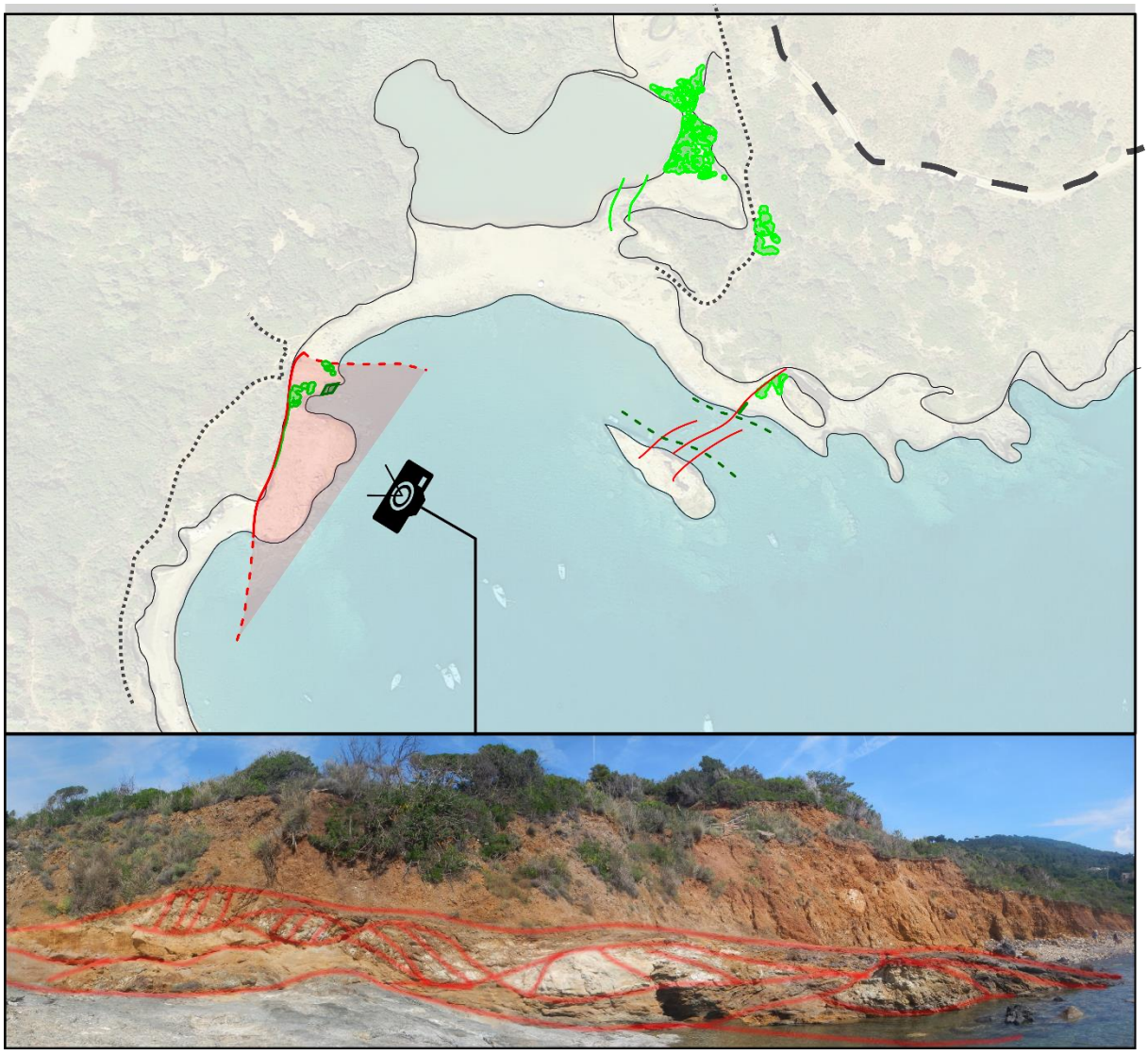


Figure 3.C - III–6 : carte de la plage TerraNera et photo de la gouge Zuccalia

Au niveau de la gouge de l'accident Zuccalia, deux échantillons ont été prélevés (Figure 3.C - III–7) :

- TN18-05 : sur les bordures de la gouge, probablement mise en place durant les derniers stades de formation de la gouge
- TN18-04 : provient d'une zone altérée dans la gouge, et est donc probablement relié à des circulations de fluides postérieurs à l'activité de l'accident

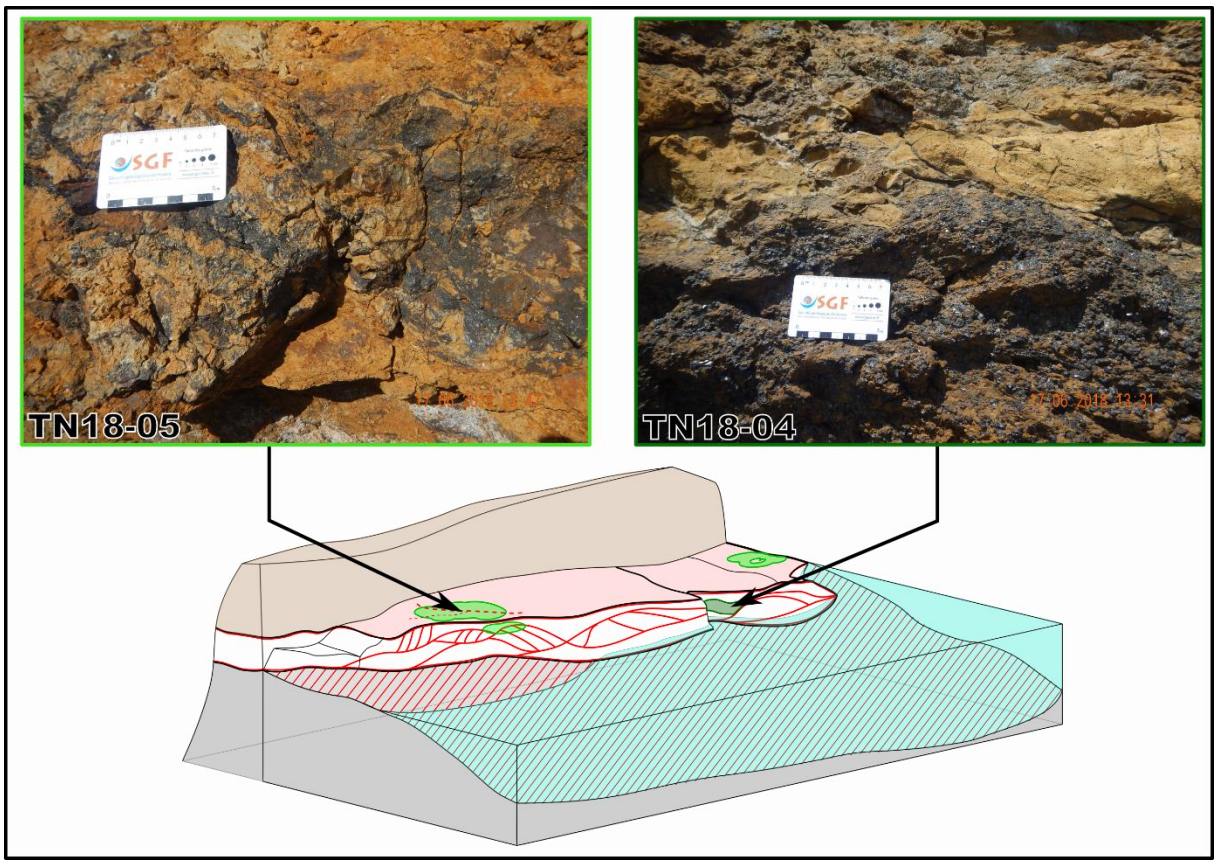


Figure 3.C - III–7 : échantillonnage de la gouge de l'accident Zuccalia pour la méthode OHe

Au niveau des accidents secondaires, et de la minéralisation massive de spécularite, 3 échantillons ont été prélevés (Figure 3.C - III–8) :

- TN18-01 : un filon qui connecte le gisement de spécularite aux failles secondaires
- TN18-02 : un échantillon du gisement de spécularite
- TN18-03 : une minéralisation sur une des failles secondaires, avec la présence de strie visible sur l'oxyde de fer

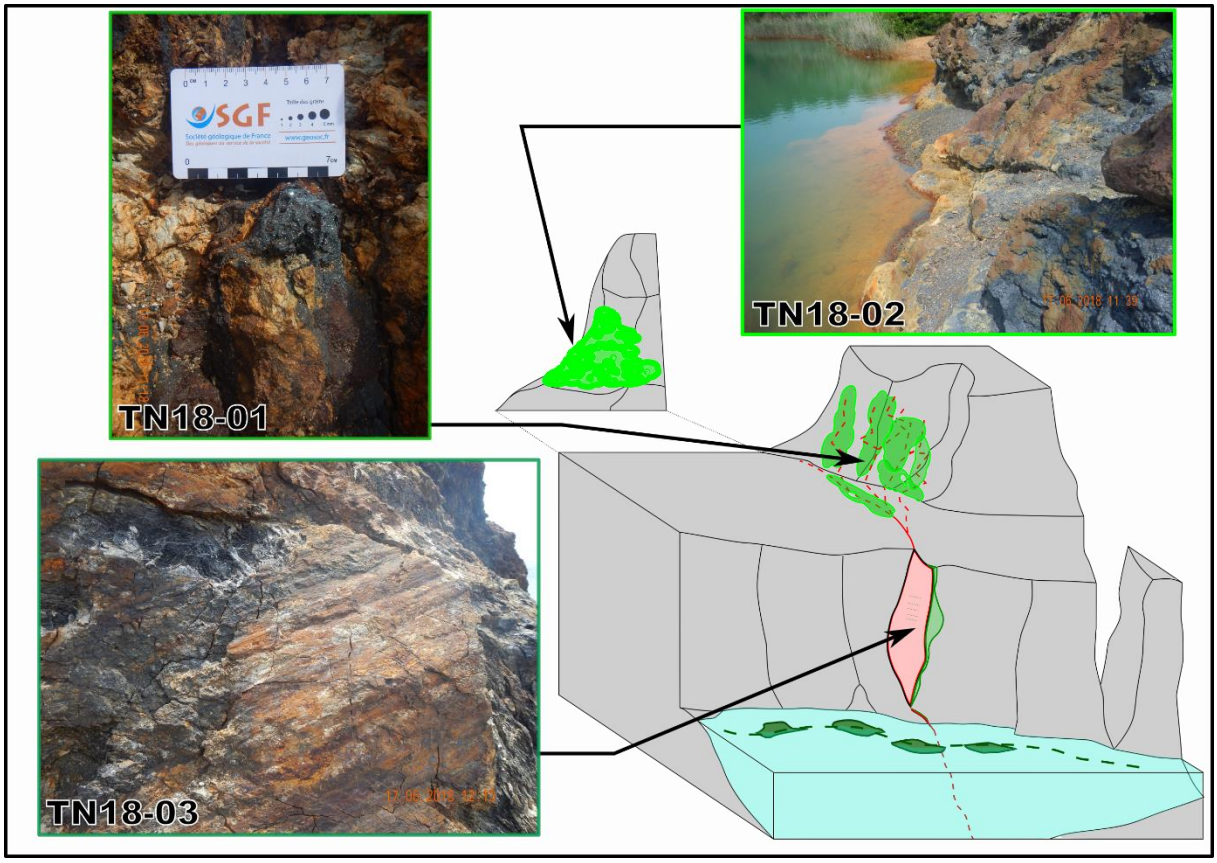


Figure 3.C - III–8 : échantillonnage des failles secondaires de la plage de TerraNera

3.C - III c) Résultats et conclusions

Au total, 31 âges OFeHe ont été réalisés sur 3 échantillons de Topinetti Beach (TN18-05, -04, -01), et sur 4 échantillons de TerraNera (V1-2A, 204-05A, 204-04 et 204-01). De plus, des analyses de la composition chimique (majeurs et traces) de certains de ces échantillons ont été effectuées en parallèle au SARM.

- **Résultats et conclusions sur TerraNera**

La Figure 3.C - III–9 présente les âges et spectres des REE (normalisé au shale, Laveuf and Cornu, 2009) obtenus pour les échantillons de TerraNera. Les âges sont homogènes pour les échantillons TN18-01 et -04 entre ~2,1 et ~1,5 Ma, tandis que l'échantillon TN18-05 possède des âges plus vieux et varie de 4,2±0,4 à 3,6±0,4 Ma. La composition en REE des échantillons TN18-05 et -04 est cependant relativement homogène malgré cette différence d'âge.

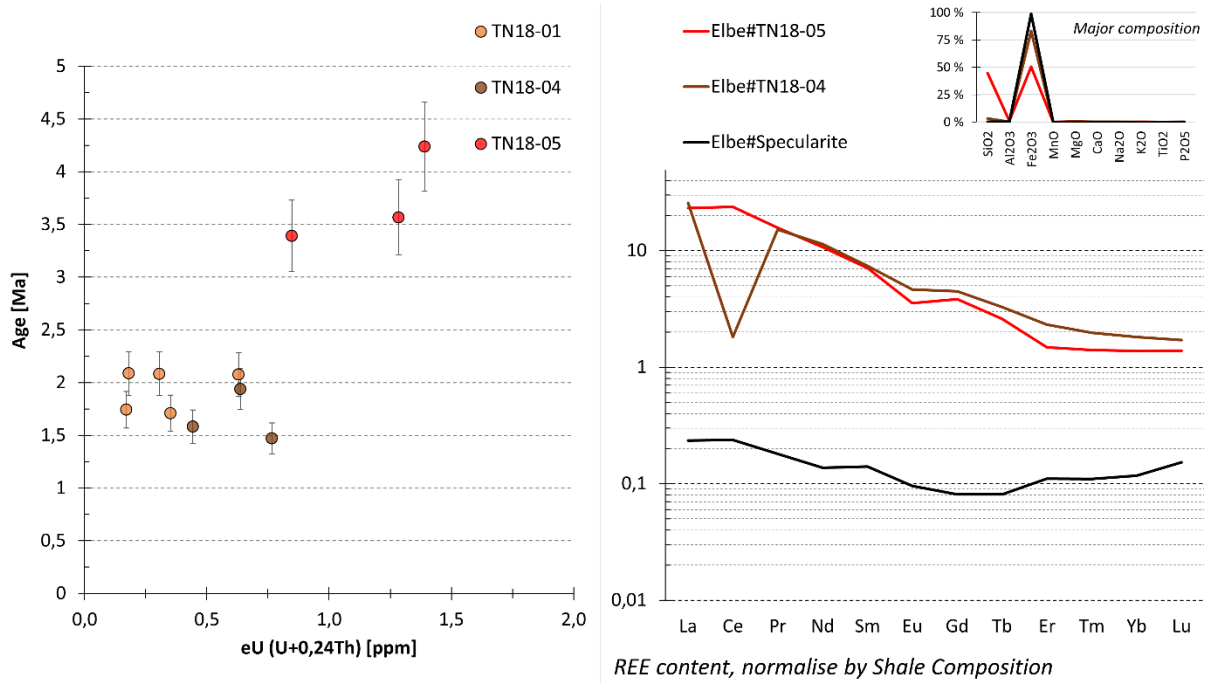


Figure 3.C - III–9 : résultats des analyses (U-Th)/He et géochimiques des échantillons de la plage de Terra Nera

Les connaissances de G. Violat, alliées aux résultats d'analyse, permettent de proposer le scénario suivant :

Tout d'abord, les âges les plus vieux (~4 Ma) pour l'échantillon TN18-05 seraient donc associés au dernier mouvement sur la faille, ce qui est cohérent avec la datation Ar-Ar sur illite de la gouge obtenue par Viola *et al.* (2018) à moins de 5 Ma.

Ensuite, les âges plus récents (~2 à ~1,7 Ma) obtenus sur les failles latérales NNE-SSW pour l'échantillon TN18-01 correspondraient à une réactivation locale de la Zuccale Fault (ZF). Cette interprétation serait consistante avec l'âge obtenu pour l'échantillon TN18-04, qui représenterait alors un remplissage de joint de dilatation se formant dans la gouge de faille durant la réactivation. Dans cette hypothèse, l'échantillon TN18-04 localisé au cœur de la gouge, serait issu d'une remobilisation des oxydes de première génération (TN18-05), ce qui expliquerait les compositions en REE très proche.

D'autre part, les oxydes de fer cristallisant en spécularite se sont révélés indatables (très faible concentration d'hélium et insolvable avec le protocole classique) et présentent une chimie radicalement différente. Ces résultats pourraient indiquer un événement de minéralisateur différent, probablement plus ancien et lié aux minéralisations massives datées vers ~7 Ma.

- **Résultats et conclusions sur Topinetti Beach**

La Figure 3.C - III–10 présente les âges et spectres des REE (normalisé au shale, Laveuf and Cornu, 2009) obtenus pour les échantillons de Topinetti Beach. Les âges possèdent un découpage moins clair que dans la zone de TerraNera ; néanmoins, la majorité des échantillons sont contenus entre ~1,5 Ma et ~1 Ma, à l'exception de l'échantillon V1-2 plus étalé situé lui entre ~3 et ~1,5 Ma. Cette différence se retrouve aussi dans les compositions en REE, où le spectre de V1-2 possède une morphologie différente des autres.

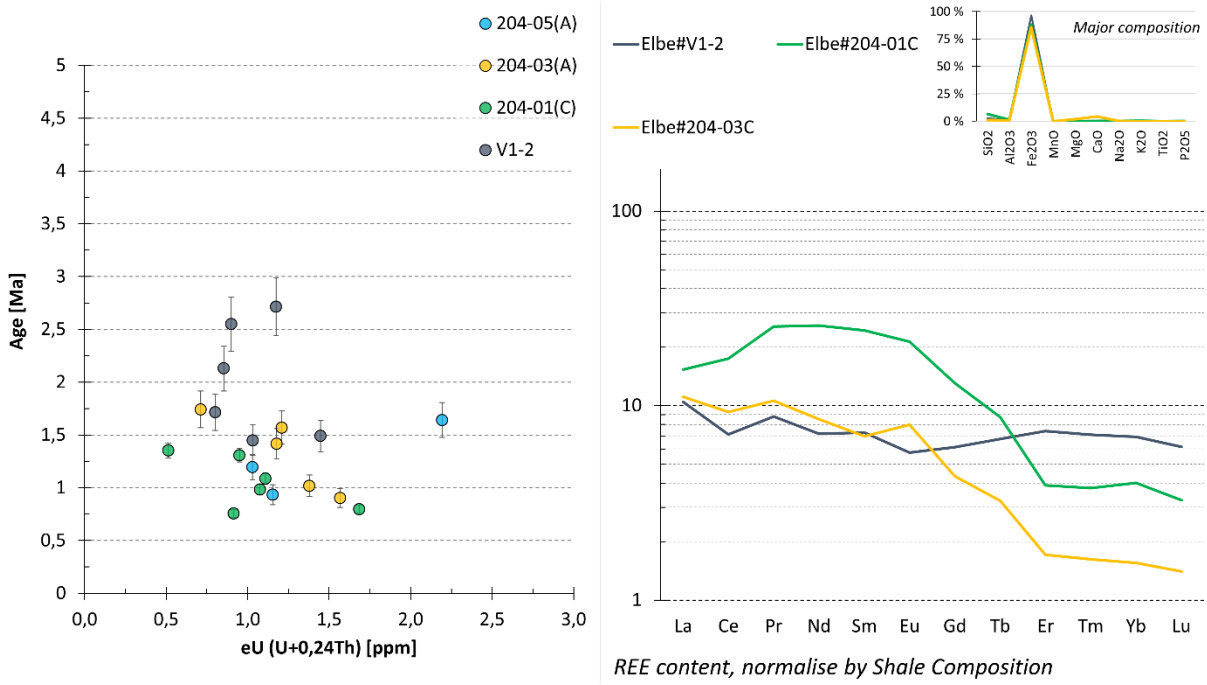


Figure 3.C - III–10 : résultats des analyses (U-Th)/He et géochimiques des échantillons de la plage de Topinetti

Ces résultats, mis en relation avec les résultats précédents et les connaissances de G. Violat, pourraient être expliqués de la manière suivante :

La population d'échantillons possédant les âges les plus jeunes (~1 Ma) correspond à un même réseau de faille, orienté Nord-Sud et enregistrant une dynamique extensive (top Est). Or, d'une part les minéralisations correspondent à des circulations de fluides post-tectoniques ; d'autre part, l'orientation de cet événement extensif correspond à celui de la réactivation observée à TerraNera. Ainsi, les âges obtenus postdateraient la phase extensive et permettraient de confirmer l'arrêt des mouvements dans la zone. La dispersion des âges serait issue d'une circulation de fluide plus ou moins continue, visible dans une diminution progressive de concentration en REE.

Les âges plus vieux obtenus sur l'échantillon V1-2 s'expliquent par l'âge plus ancien de la faille, relié à un événement antérieur. Il n'est pas possible d'en dire plus et de dater véritablement l'activé de cette faille ; néanmoins, il est possible de supposer que la source des fluides durant cette période devait être différente, ce qui expliquerait la variation de composition en REE.

- **Conclusion générale sur l'utilisation de la méthode (U-Th)/He sur oxyde dans un cadre structural connu et sur l'île d'Elbe**

Cette étude permet de mettre en évidence l'intérêt de la méthode (U-Th)/He sur oxydes de fer, ainsi que de son couplage avec des analyses en composition de REE, pour chercher à contraindre un calendrier structural bien caractérisé par ailleurs.

En effet, dans le cadre particulier de l'île d'Elbe, cette méthode a révélé des résultats particulièrement intéressants qui ont permis de contraindre temporellement une séquence d'événements de déformation. Ainsi, pour la première fois, cette étude définit le moment exact de la déformation extensive dans l'est de l'île d'Elbe, contribuant ainsi à éclaircir l'histoire locale, longue et complexe de la tectonique et de la minéralisation. Enfin, la Figure 3.C - III–11 présente un résumé des âges obtenus, et les met en relation avec les datations d'existence des minéralisations ultra-massive, similaire à l'échantillon de spécularite indatable de cette étude. Cette présentation souligne l'observation déjà faite précédemment : les minéralisations de ces études sont indépendantes de celles ultra-massives, ces dernières étant probablement reliées à la mise en place du pluton de Porto Azzuro (sous la partie Est du l'île).

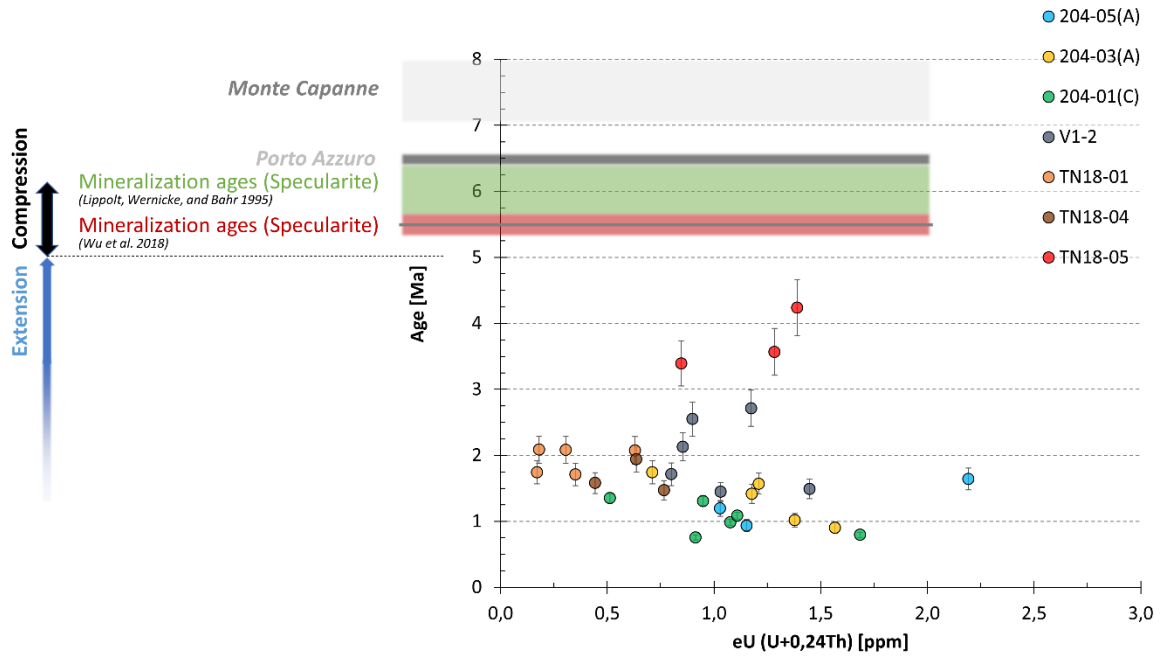


Figure 3.C - III–11 : âges (U-Th)/He obtenus pour l'île d'Elbe pour les minéralisations syn- et post- tectoniques, mis en parallèle l'âge des plutons et des minéralisations massives

Pour finir, en parallèle de cette étude, des données thermochronologiques (AFT et AHe) ont été acquises sur les plutons Monte Capanne et Porto Azzuro par R. Meinert et au cours de cette thèse. Ces données sont présentées dans l'Annexe 9, mais ne sont pas discutées ici.

Bibliographie du Chapitre 3 :

Bonini, M., Sani, F., Stucchi, E.M., Moratti, G., Benvenuti, M., Menanno, G. and Tanini, C., 2014. Late Miocene shortening of the Northern Apennines back-arc: *Journal of Geodynamics*, **74**, p. 1–31, doi: 10.1016/j.jog.2013.11.002.

Chernicoff, C.J., 2017. Calderas jurásicas asociadas a las volcanitas de la formación Chon Aike en las inmediaciones del Puesto Salado, sector oriental de la provincia de Santa Cruz, Argentina:

Dini, A., Westerman, D.S., Innocenti, F. and Rocchi, S., 2008. Magma emplacement in a transfer zone: the Miocene mafic Orano dyke swarm of Elba Island, Tuscany, Italy: *Geological Society, London, Special Publications*, **302**, p. 131–148, doi: 10.1144/SP302.10.

Echeveste, H.J., Páez, G., López, L., Carlini, M. and De Martino, F., 2020. El Complejo Volcánico Bahía Laura en la zona del distrito minero Manantial Espejo: *Revista del Museo de La Plata*, **5**, p. 1–35, doi: 10.24215/25456377e092.

Fernández, M.L., Mazzoli, S., Zattin, M., Savignano, E., Genge, M.C., Tavani, S., Garrone, A. and Franchini, M., 2020. Structural controls on Jurassic gold mineralization, and Cretaceous-Tertiary exhumation in the foreland of the southern Patagonian Andes: New constraints from La Paloma area, Deseado Massif, Argentina: *Tectonophysics*, **775**, p. 228302, doi: 10.1016/j.tecto.2019.228302.

Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**, p. n/a-n/a, doi: 10.1029/2011JB008825.

Gautheron, C. and Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology: *Chemical Geology*, **273**, p. 212–224, doi: 10.1016/j.chemgeo.2010.02.023.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A. and Dobson, K.J., 2012. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **96**, p. 44–56, doi: 10.1016/j.gca.2012.08.016.

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. and Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, **30**, p. 134–150, doi: 10.1016/j.jsames.2010.09.002.

Guido, D.M. and Campbell, K.A., 2014. A large and complete Jurassic geothermal field at Claudia, Deseado Massif, Santa Cruz, Argentina: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **275**, p. 61–70, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.02.013.

Guido, D., Escayola, M., de BARRIO, R., Schalamuk, I. and Onoe, A.T., 2002. Edad y rasgos petrográficos y geoquímicos de cuerpos subvolcánicos asignables a la Formación Cerro León, este del Macizo del Deseado, Santa Cruz: , p. 9.

Guido, D.M., Escayola, M.P. and Schalamuk, I.B., 2004. The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, p. 567–577, doi: 10.1016/j.jsames.2003.10.003.

Jovic, S.M., 2010. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz.

Jovic, S.M., Guido, D.M., Ruiz, R., Paez, G.N. and Schalamuk, I.B., 2011. Indium distribution and correlations in polymetallic veins from Pinguino deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, **11**, p. 107–115, doi: 10.1144/1467-7873/09-IAGS-013.

Laveuf, C. and Cornu, S., 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes: *Geoderma*, **154**, p. 1–12, doi: 10.1016/j.geoderma.2009.10.002.

Liotta, D., Brogi, A., Meccheri, M., Dini, A., Bianco, C. and Ruggieri, G., 2015. Coexistence of low-angle normal and high-angle strike- to oblique-slip faults during Late Miocene mineralization in eastern Elba Island (Italy): *Tectonophysics*, **660**, p. 17–34, doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.025.

Lippolt, H.J., Wernicke, R.S. and Ba¨hr, R., 1995. Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): Concordant (U + Th)-He and K-Ar ages: *Earth and Planetary Science Letters*, **132**, p. 43–51, doi: 10.1016/0012-821X(95)00046-F.

Moreira, P. and Fernández, R.R., 2015. La Josefina Au–Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment: *Ore Geology Reviews*, **67**, p. 297–313, doi: 10.1016/j.oregeorev.2014.12.012.

Navarrete, C., Butler, K.L., Hurley, M. and Márquez, M., 2020. An early Jurassic graben caldera of Chon Aike silicic LIP at the southernmost massif of the world: The Deseado caldera, Patagonia, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, **101**, p. 102626, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102626.

Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M. and Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting: *Earth-Science Reviews*, **194**, p. 125–159, doi: 10.1016/j.earscirev.2019.05.002.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M. and Fanning, C.M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, p. 27–44, doi: 10.1016/S0895-9811(03)00017-8.

Ramos, V.A. and Naipauer, M., 2014. Patagonia: where does it come from? *Journal of Iberian Geology*, **40**, p. 367–379, doi: 10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n2.45304.

Rapela, C. and Pankhurst, R., 1996. plutonism of Patagonia. In: Geological Society of America, p. 193–203.

Rocchi, S., Dini, A., Innocenti, F., Tonarini, S. and Westerman, D.S., 2003. Elba Island: intrusive magmatism: *Periodico di Mineralogia*, **72**, p. 73–104.

Sillitoe, R.H., 2019. Supergene oxidation of epithermal gold-silver mineralization in the Deseado massif, Patagonia, Argentina: response to subduction of the Chile Ridge: *Mineralium Deposita*, **54**, p. 381–394, doi: 10.1007/s00126-018-0814-4.

Tanelli, G., Benvenuti, M., Costagliola, P., Dini, A., Lattanzi, P., Maineri, C., Mascaro, I. and Ruggieri, G., 2001. The iron mineral deposits of Elba Island: state of the art: *Ofioliti*, **26**, p. 239–248.

Vasconcelos, P.M., Heim, J.A., Farley, K.A., Monteiro, H. and Waltenberg, K., 2013. 40Ar/39Ar and (U–Th)/He – 4He/3He geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **117**, p. 283–312, doi: 10.1016/j.gca.2013.03.037.

Vidal, C.P., Moreira, P., Guido, D.M. and Fanning, C., 2014. Linkages between the southern Patagonia Pre-Permian basements: new insights from detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District: *Geologica Acta: an international earth science journal*, **12**, p. 137–150.

Viola, G., Torgersen, E., Mazzarini, F., Musumeci, G., Lelij, R., Schönenberger, J. and Garofalo, P.S., 2018. New Constraints on the Evolution of the Inner Northern Apennines by K-Ar Dating of Late Miocene-Early Pliocene Compression on the Island of Elba, Italy: *Tectonics*, **37**, p. 3229–3243, doi: 10.1029/2018TC005182.

Westerman, D.S., Dini, A., Innocenti, F. and Rocchi, S., 2004. Rise and fall of a nested Christmas-tree laccolith complex, Elba Island, Italy: *Geological Society, London, Special Publications*, **234**, p. 195–213, doi: 10.1144/GSL.SP.2004.234.01.12.

Wu, L.-Y., Stuart, F.M., Di Nicola, L., Heizler, M., Benvenuti, M. and Hu, R.-Z., 2018. Multi-aliquot method for determining (U + Th)/He ages of hydrothermal hematite: Returning to Elba: *Chemical Geology*,, doi: 10.1016/j.chemgeo.2018.11.005.

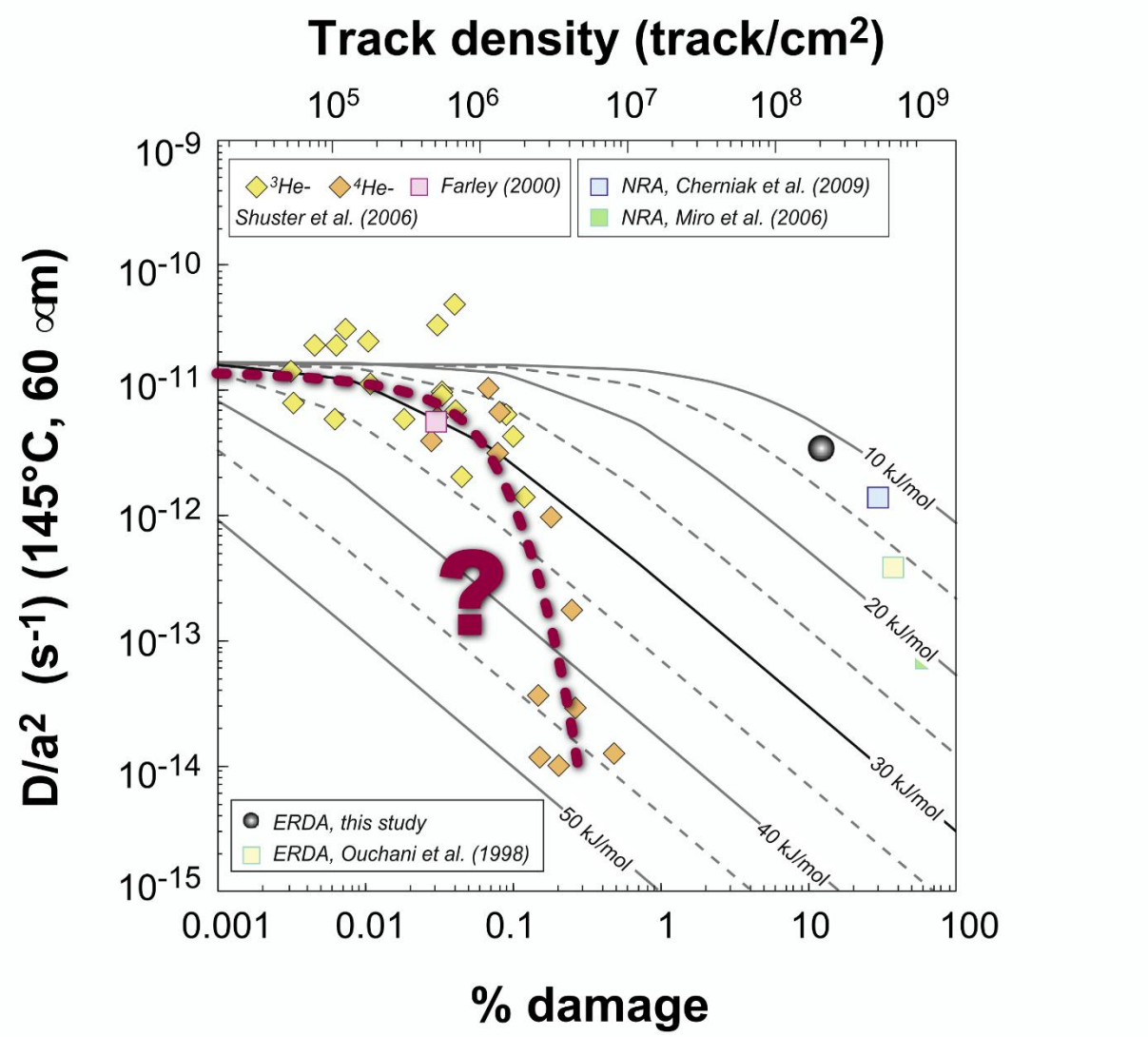


Illustration du Chapitre 4 : Calibration du modèle Gerin – 2017 (diffusion de l'hélium dans l'apatite)

Variation du coefficient de diffusion ($\frac{D}{a^2}$) en fonction de l'endommagement, les différents figurés représentent les données expérimentales, et les courbes grises les prédictions du modèle de Gerin et al. *(2017) et la courbe rouge une fonction de corrélation inconnue*

D'après Gerin et al. (2017)

Chapitre 4 : Calibration du modèle Gerin – 2017 (diffusion de l'hélium dans l'apatite)

Introduction :

Le modèle de diffusion de l'hélium dans la structure cristalline de l'apatite de Gerin – 2017 se base sur l'évolution de l'énergie d'activation (E_a) avec l'endommagement. Les auteurs déterminent ainsi que l'hélium nécessite une énergie supplémentaire (ΔE_a) pour diffuser hors des défauts, avec des valeurs du ΔE_a variant entre 30 à 70 kJ/.mol^{-1} (Gerin *et al.*, 2017; Recanati *et al.*, 2017). Cependant, aucune formulation mathématique liant le ΔE_a avec l'endommagement n'a pour le moment été proposée.

Dans cette thèse, afin de reproduire les données de thermochronologique (AHe et AFT) qui ne pouvaient pas l'être lors des modélisations utilisant les modèles de Gautheron – 2009 et Flowers – 2009, le travail de calibration du modèle Gerin – 2017 est apparu indispensable. Une partie du travail de cette thèse s'est donc focalisée sur la calibration de la fonction $\Delta E_a = f(Endommagement)$, afin de pouvoir reproduire les données AHe et AFT de cette thèse.

La calibration établie permet ainsi d'obtenir une valeur de ΔE_a pour chaque cristal d'apatite analysé, en fonction du calcul de l'endommagement-α/r qui fournit une première approximation de l'endommagement global (défauts de cristallisations et défauts d'irradiations). Ce chapitre présente la reconstruction des résultats du modèle de Gerin – 2017, puis la détermination empirique de la calibration suivant une loi sigmoïdale, $h(EnD) = \Delta E_a$

Table des matières :

Introduction : ..... Erreur ! Signet non défini.

4.A - I. Modèle de Gerin et al. (2017) ..... **Erreur ! Signet non défini.**

4.A - II. Détermination de l'évolution du ΔEa avec l'endommagement..... **Erreur ! Signet non défini.**

4.A - II a) Calcul de valeurs de ΔEa « expérimentale » selon le modèle de Gerin – 2017 ..... **Erreur ! Signet non défini.**

4.A - II b) Calibration du ΔEa en fonction de l'endommagement selon une approche empirique ..... **Erreur ! Signet non défini.**

- **Méthode 1 : régression des données expérimentales (Da^2 en fonction de EnD) .....** Erreur ! Signet non défini.
- **Méthode 2 : régression des données expérimentales (ΔEa en fonction de EnD) .....** Erreur ! Signet non défini.
- **Méthode 3 : définition empirique de la fonction $h(EnD)$ (ΔEa en fonction de EnD) .....** Erreur ! Signet non défini.
- **Méthode 3.1 : encadrement des données par la fonction empirique $h(EnD)$ (ΔEa en fonction de EnD) .....** Erreur ! Signet non défini.

4.A - III. Utilisation de la calibration du ΔEa en fonction de l'endommagement ..... **Erreur ! Signet non défini.**

4.A - III a) Utilisation de la fonction $h(EnD)$ dans cette étude 256

- **Calcul de l'endommagement des échantillons 272**
- **Calcul du ΔEa des échantillons 276**

4.A - III b) Conclusion sur la fonction $h(EnD)$ et son utilisation dans le cadre de cette étude 290

Bibliographie du Chapitre 4 : 292

Table des illustrations :

Figure 4.A - I–1 : évolution du coefficient de diffusion Da^2 en fonction de l'endommagement, pour Gerin – 2017 avec des valeurs de ΔEa entre 10 et 70 kJ.mol^{-1}, ainsi que les données de Shuster et al. (2006) 366

Figure 4.A - II–1 : évolution des ΔEa expérimentaux vs ΔEa prédit par le modèle de Gerin – 2017 370

Figure 4.A - II–2 : évolution du coefficient de diffusion D˜/a² en fonction de l'endommagement, avec des valeurs de ΔEa entre 10 et 70 kJ.mol-1 372

Figure 4.A - II–3 : reproduction des ΔEa expérimentaux par les $\Delta Ea - reg$ issues de la régression des données expérimentales de Shuster et al. (2006) 373

Figure 4.A - II–4 : valeur du ΔEa en fonction du pourcentage d'endommagement, données de ΔEa expérimentaux et $g(EnD)$ 374

Figure 4.A - II–5 : évolution de la valeur du ΔEa en fonction du pourcentage d'endommagement, ainsi que les régressions linéaires issues des valeurs de $\Delta Ea - G17$ 375

Figure 4.A - II–6 : évolution de la valeur du ΔEa en fonction du pourcentage d'endommagement, ainsi que les différentes fonctions $h(x)$ avec des paramétrages non calibrés 377

Figure 4.A - II–7 : comparaison des ΔEa prédit par les fonctions $hx - A.2$ et $g(x)$ ($\Delta Ea - reg$), aux ΔEa expérimentaux 378

Figure 4.A - II–8 : évolution de la valeur du ΔEa en fonction du pourcentage d'endommagement, ainsi que la fonction $hx - A.2$ 379

Figure 4.A - II–9 : évolution de la valeur du ΔEa en fonction du pourcentage d'endommagement, ainsi que l'enveloppe des fonctions $hx - A.3\ et - A.4$ 380

Figure 4.A - II–10 : comparaison des ΔEa prédit par les fonctions $hx - A.3\ et - A.4$, aux ΔEa expérimentaux et calculé depuis l'équation de Gerin et al. (2017) 381

Figure 4.A - II–11 : évolution du coefficient de diffusion Da^2 en fonction de l'endommagement, avec des valeurs de ΔEa entre 10 et 70 kJ.mol^{-1}, avec les différentes courbes de calibration 382

Figure 4.A - III–1 : résultats du calcul d'endommagement des échantillons analysés dans ce travail de thèse en fonction de la concentration en eU 385

Figure 4.A - III–2 : valeurs de ΔEacalculées pour les échantillons de cette thèse, en fonction du eU 387

Table des Tableaux :

Tableau 4.A - I—1 : tableau des données de calibration du modèle de Gerin – 2017 _____ 367

Tableau 4.A - II—1 : tableau des valeurs des paramètres de la fonction $h(x)$ _____ 377

Tableau 4.A - III—1 : différentes valeurs de t pour le calcul de l'alpha dose des échantillons de cette thèse _____ 386

Tableau 4.A - III—2 : valeurs d'endommagement pour les échantillons de cette thèse suivant les scénarios t min et t max _____ 386

Tableau 4.A - III—3 : valeurs de ΔEa pour les échantillons de cette thèse _____ 388

Table des Équations :

Équation 1 : loi d'Arrhenius dans les cristaux 364
Équation 2 : équation d'Arrhenius modifiée avec l'endommagement-α/r (Gerin et al, 2017) 365
Équation 3 : calcul du $\Delta Ea(100.1)$ (cette étude) 369
Équation 4 : calcul du $\Delta Ea - G17$ depuis l'équation de Gerin et al. (2017) (cette étude) 369
Équation 5 : régression exponentielle des données expérimentales de Da^2 (cette étude) 371
Équation 6 : calcul du $\Delta Ea - rég$ (cette étude) 372
Équation 7 : formule théorique de l'équation $h(EnD)$ (cette étude) 376
Équation 8 : calcul de l'alpha dose associée à la production de ^{4}He (Nasdala *et al.*, 2001) 383
Équation 9 : calcul de l'endommagement par alpha dose (Nasadala *et al.*, 2001) 384

4.A - I. Modèle de Gerin et al. (2017)

Le calcul du coefficient de diffusion ($\widetilde{D}$) du modèle Gerin – 2017 se base sur une valeur de celui-ci sans endommagement (D). Pour ce faire Gerin *et al.* (2017) utilisent les paramètres de diffusion (énergie d'activation E_a et le facteur de fréquence D_0) déterminés par Djimbi *et al.* (2015) par calcul quantique. La diffusion de l'hélium dans l'apatite étant légèrement anisotrope, ces valeurs sont déterminées dans le cas d'une diffusion en 3D dans une sphère de rayon a = 60 µm. Les valeurs obtenues dans ce cas par Djimbi *et al.* (2015) sont :

- D_0 = 0,002 $cm^2.s^{-1}$
- E_a = 100,10 $kJ.mol^{-1}$

Gerin *et al.* (2017) calculent ensuite (Équation 6) le coefficient de diffusion de l'hélium dans une apatite sans endommagement à T = 145°C et a = 60 µm. Cette température correspond à la température moyenne à laquelle les expériences d'ERDA de Gerin *et al.* (2017) ont été réalisées. Le coefficient de diffusion sans endommagement prend donc la valeur suivante :

- $\frac{D}{a^2}$ = 1,74035 × 10^{-11} s^{-1}

Par simplification ces paramètres sont considérés constants dans ce travail, même si ces valeurs seront comparées à des données obtenues pour des cristaux possédant des tailles de domaine de diffusion légèrement différentes.

Enfin, la valeur du coefficient de diffusion impacté par l'endommagement, noté $\widetilde{D}$, est calculée en fonction du pourcentage d'endommagement (variant de 0.01 à 1 % dans les apatites naturelles) suivant l'Équation 25 (cf. Chapitre 2).

Équation 24 : loi d'Arrhenius dans les cristaux

$$\frac{D(T)}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} \times \exp\left(-\frac{E_a}{RT}\right)$$

a = domaine de diffusion [cm]
$D()$ = coefficient de diffusion [$cm^2.s^{-1}$]
D_0 = coefficient de diffusion à $T = \infty$ [$cm^2.s^{-1}$]
E_a = Énergie d'activation [$J.mol^{-1}$]
R = Constante universelle des gaz parfaits [$J.mol^{-1}.K^{-1}$]
T = Température [K]

Équation 25 : équation d'Arrhenius modifiée avec l'endommagement-α/r (Gerin et al, 2017)

$$\frac{\widetilde{D}(T)}{a^2} = \frac{\frac{D}{a^2}}{1 + f\left(EnD_{\alpha/r}\right) \times \exp\left(\frac{\Delta E_a}{RT}\right) \times h} \qquad (a)$$

$\frac{\widetilde{D}()}{a^2}$ *= coefficient de diffusion pour un cristal endommagé [s-1]*
$\frac{D}{a^2}$ *= coefficient de diffusion pour un cristal non endommagé [s-1]*
ΔE_a *= différentiel d'énergie d'activation des pièges par rapport à* E_a *[J.mol-1]*
R *= constante universelle des gaz parfaits [J.mol-1.K-1]*
T *= température[K-1]*
$f\left(EnD_{\alpha/r}\right)$ *= fonction de calcul de la fraction de dommage (entre 0 et 1) [sans dimension]*
$h()$ *= fraction de résistance à la cicatrisation des dommages (entre 0 et 1) [sans dimension], fixés à 1*

Les courbes de la Figure 4.A - I–1 présentent l'évolution des rapports $\frac{\widetilde{D}}{a^2}$ calculés en fonction de l'endommagement pour des valeurs de ΔE_a variant de 10 à 70 kJ/mol. Les données de Shuster *et al.*, (2006) (Tableau 4.A - I—1), sont également reportées dans la Figure 4.A - I–1. Pour ces données, les rapport $\frac{\widetilde{D}}{a^2}$ ont été déterminés expérimentalement, et les taux d'endommagement (en pourcentage) ont été calculés en utilisant les concentrations en uranium effective eU et les âges AFT ou AHe (Gerin *et al.*, 2017).

Les données expérimentales du rapport $\frac{\widetilde{D}}{a^2}$ diminuent avec l'endommagement, ce qui correspond aux tendances des courbes calculées à l'aide du modèle Gerin – 2017. Cependant, les données expérimentales ne suivent pas une courbe de valeur unique de ΔE_a. Il est donc nécessaire que la valeur du ΔE_a augmente avec l'endommagement de 30 à plus de 50 kJ/mol afin de reproduire les données expérimentales.

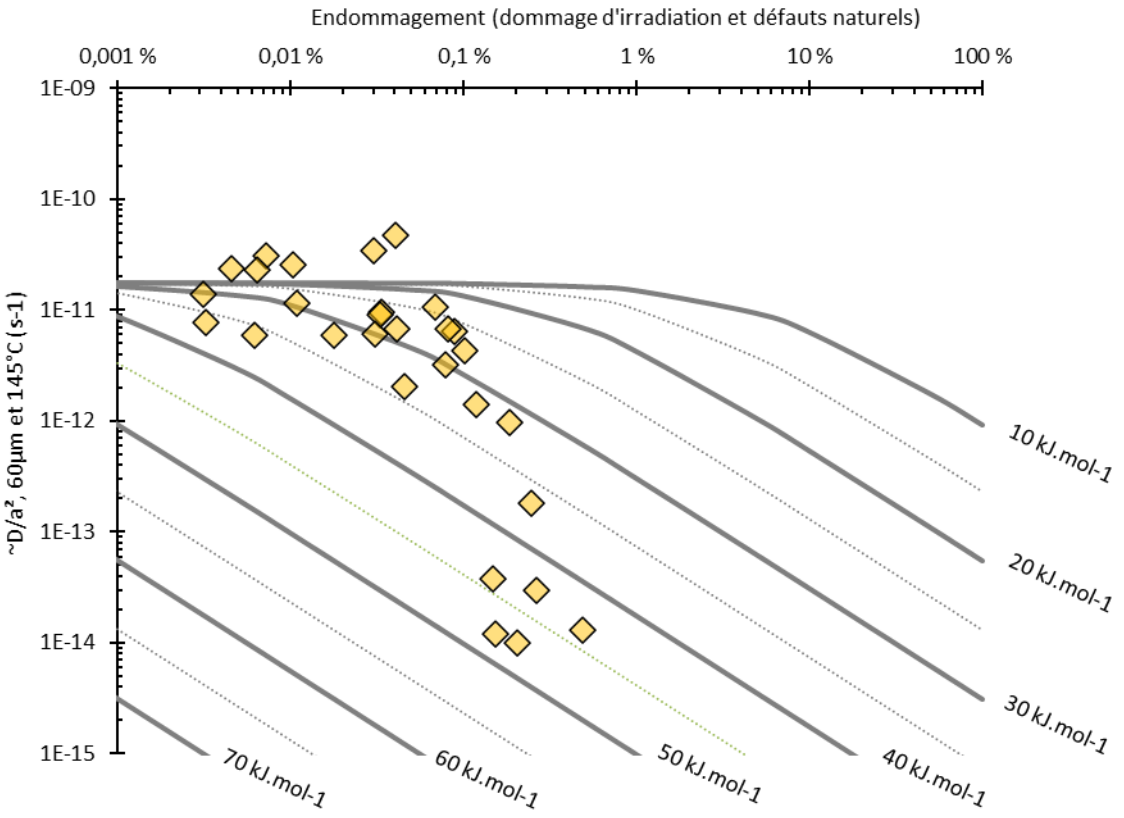


Figure 4.A - I–1 : évolution du coefficient de diffusion $\frac{\tilde{D}}{a^2}$ en fonction de l'endommagement, pour Gerin – 2017 avec des valeurs de ΔE_a entre 10 et 70 kJ.mol^{-1}, ainsi que les données de Shuster et al. *(2006)*

Tableau 4.A - I—1 : tableau des données de calibration du modèle de Gerin – 2017
colonnes $\frac{D}{a^2}$ et E_a *: résultats des expériences de diffusion de Shuster* et al. *(2006), colonne* EnD *: calculs provenant de Gerin* et al. *(2017), autres colonnes : calculs réalisés lors de cette étude*

Échantillon	$\frac{\tilde{D}}{a^2}$ (analytique)	E_a (analytique)	EnD	$\Delta E_{a(100.1)}$	ΔE_{a-G17}	$\frac{\tilde{D}}{a^2}(rég)$	$\Delta E_{a-rég}$
	s^{-1}	$kJ.mol^{-1}$	%	$kJ.mol^{-1}$	$kJ.mol^{-1}$	s^{-1}	$kJ.mol^{-1}$
Expérience en ^{4}He :							
SG-7	6.13×10^{-12}	132.4	0.0305	32.3	30.3	7.89×10^{-12}	28.8
R22722	5.89×10^{-12}	138.1					
KC-1	1.04×10^{-11}	129.5	0.0687	29.4	23.9	3.70×10^{-12}	29.9
KC-10	3.17×10^{-12}	134	0.0785	33.9	30.1	3.05×10^{-12}	30.2
KC-9	6.68×10^{-12}	126.2	0.0816	26.1	26.4	2.87×10^{-12}	30.4
WY81-89 ceverny	4.24×10^{-13}	138.9					
SZ00-196b	3.73×10^{-14}	139.7	0.1482	39.6	44.0	7.71×10^{-13}	33.3
Tioga	9.63×10^{-13}	136.4	0.1832	36.3	31.8	3.87×10^{-13}	35.1
861-2 4He REVISED	1.79×10^{-13}	138.83	0.2475	38.73	36.7	1.08×10^{-13}	38.5
02-123a	2.93×10^{-14}	158.6	0.2654	58.5	42.8	7.63×10^{-14}	39.5
Lake Mtn Rhyodacite	1.29×10^{-14}	140.6	0.4899	40.5	43.5	9.09×10^{-16}	52.8
HUD98-31D1	1.19×10^{-14}	152	0.1518	51.9	47.9	7.19×10^{-13}	33.5
SO89D49B	9.89×10^{-15}	153	0.2028	52.9	47.5	2.63×10^{-13}	36.1
Expérience en ^{3}He :							
MC01-14	3.08×10^{-11}	119.5	0.0072			1.24×10^{-11}	
CJ50	2.31×10^{-11}	120.5	0.0064			1.26×10^{-11}	
01MR59	2.55×10^{-11}	121.2	0.0102			1.17×10^{-11}	
DYJS5	2.33×10^{-11}	121.5	0.0045			1.31×10^{-11}	
CJ17	3.38×10^{-11}	122.3	0.0301			7.94×10^{-11}	
TEKI-38	1.39×10^{-11}	124	0.0031	23.9	31.2	1.35×10^{-11}	31.7
MC01-11	1.13×10^{-11}	125.4	0.0108	25.3	29.5	1.16×10^{-11}	29.3
Libarkin A	5.96×10^{-12}	125.9	0.0061	25.8	36.0	1.27×10^{-11}	30.2
MC01-15	9.65×10^{-12}	127.7	0.0332	27.6	27.1	7.48×10^{-12}	28.8
95MR17	5.92×10^{-12}	129.4	0.0178	29.3	32.3	1.01×10^{-11}	28.9
0316GT	2.05×10^{-12}	129.6	0.0454	29.5	33.7	5.88×10^{-12}	29.1
0309GT	9.06×10^{-12}	130.7	0.0331	30.6	27.6	7.49×10^{-12}	28.8

TEKI-34	7.74×10^{-12}	130.9	0.0032	30.8	36.7	1.35×10^{-12}	31.6
98MR-86	6.77×10^{-12}	133.1	0.0409	33	28.7	6.42×10^{-12}	29.0
MH96-14	4.28×10^{-12}	133.3	0.1006	33.2	27.9	1.97×10^{-12}	31.1
92TD108	2.18×10^{-12}	133.9					
92TD118	2.78×10^{-12}	134.1					
03SS17	4.76×10^{-11}	136.4	0.0402			6.51×10^{-12}	
SNLP	6.44×10^{-12}	136.4	0.0887	36.3	26.3	2.49×10^{-12}	30.6
MH96-17	1.39×10^{-12}	142.4	0.1190	42.3	31.9	1.37×10^{-12}	31.9

4.A - II. Détermination de l'évolution du ΔE_a avec l'endommagement

4.A - II a) Calcul de valeurs de ΔE_a « expérimentale » selon le modèle de Gerin – 2017

Afin de déterminer une loi empirique de la variation du ΔE_a avec l'endommagement, ce travail propose d'utiliser les données obtenues par Shuster *et al.* (2006), pour calibrer l'évolution du ΔE_a avec le pourcentage d'endommagement. Pour cela, des valeurs de ΔE_a ont d'abord été calculées pour chaque échantillon suivant deux approches différentes (décrites ci-dessous) ; par la suite, ces valeurs ΔE_a « expérimentales » serviront de référence pour comparer les valeurs prédites en fonction des différentes calibrations.

Le $\Delta E_{a(100.1)}$ correspond à la soustraction au $E_a$obtenue expérimentalement ($E_{a\,(expérimental)}$) d'une valeur de base de E_a pour un cristal sans endommagement ($E_{a\,(Gerin-2017)}$=100.10 kJ.mol^{-1} de Djimbi et al. 2015).

Équation 26 : calcul du $\Delta E_{a(100.1)}$ (cette étude)

$$\Delta E_{a(100.1)} = E_{a\,(expérimental)} - E_{a\,(Gerin-2017)}$$

Le ΔE_{a-G17} correspond aux calculs de ΔE_a en injectant dans la loi de Gerin *et al.* (2017) les valeurs d'endommagement calculées (EnD) et les valeurs de $\frac{\widetilde{D}}{a^2}$ obtenues expérimentalement pour chaque échantillon (Shuster *et al.*, 2006).

Équation 27 : calcul du ΔE_{a-G17} depuis l'équation de Gerin et al. (2017) (cette étude)

$$\Delta E_{a-G17} = RT \times \mathrm{Ln}\left(\frac{\left(\frac{D}{a^2} \times \frac{a^2}{\widetilde{D}}\right) - 1}{EnD \times 10^{-2}}\right)$$

ΔE_{a-G17} = différentielle d'énergie d'activation des pièges par rapport à E_a [J.mol^{-1}]
R = Constante universelle des gaz parfaits [J.mol^{-1}.K^{-1}]
T = Température[K^{-1}]
$\frac{D}{a^2}$ = coefficient de diffusion pour un cristal non endommagé [s^{-1}]
$\frac{\tilde{D}}{a^2}$ = coefficient de diffusion pour un cristal endommagé, mesuré expérimentalement [.s^{-1}]
EnD = pourcentage d'endommagement du cristal [%]

La Figure 4.A - II–1 présente un comparatif des deux valeurs obtenues, avec une droite $x = y$ correspondant à une reproduction parfaite des données entre les valeurs de ΔE_{a-G17} et de $\Delta E_{a(100.1)}$. Elle met en évidence que, malgré une dispersion des données, les valeurs de $\Delta E_{a(100.1)}$ sont relativement bien reproduites par celles prédites par l'Équation 27 (ΔE_{a-G17}), dérivées du modèle de Gerin *et al.* (2017) lorsque les valeurs de $\frac{\tilde{D}}{a^2}$ et ΔE_a sont connues.

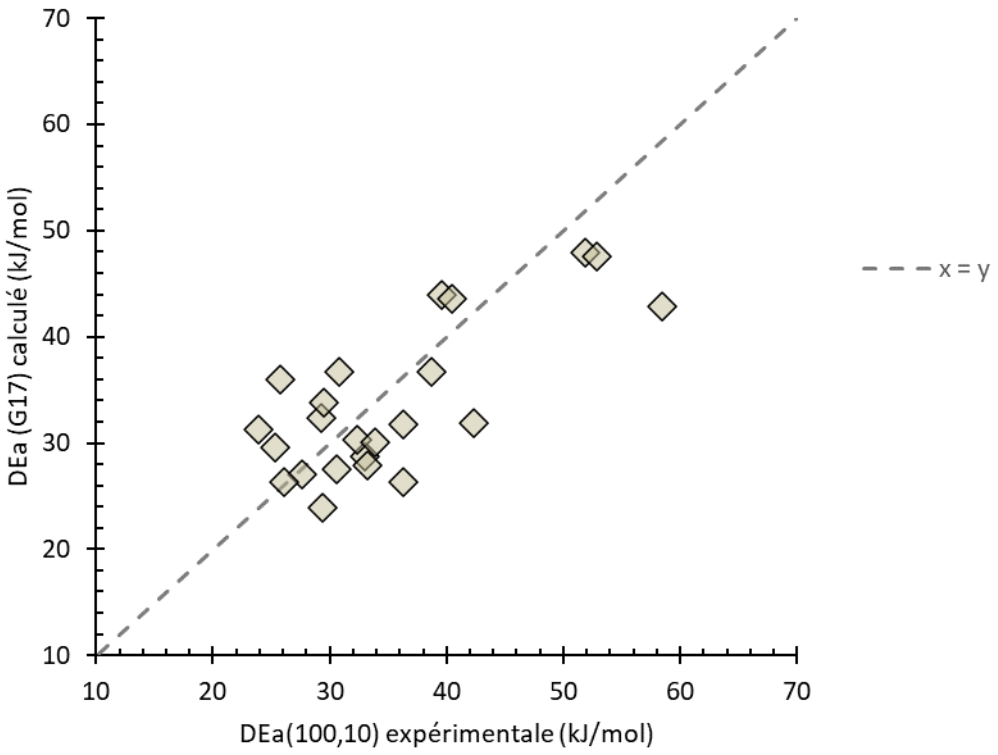


Figure 4.A - II–1 : évolution des ΔE_a expérimentaux vs *ΔE_a prédit par le modèle de Gerin – 2017*

4.A - II b) Calibration du ΔE_a en fonction de l'endommagement selon une approche empirique

- **Méthode 1 : régression des données expérimentales ($\frac{\widetilde{D}}{a^2}$ en fonction de EnD)**

La première méthode utilisée pour calibrer les valeurs du ΔE_a en fonction de l'endommagement est d'effectuer une régression des données expérimentales (Figure 4.A - II–2) afin d'obtenir une fonction mathématique $g(EnD)$. Cette régression maximise la valeur du R^2, indicateur statistique jugeant de la qualité d'une régression, dans le cas d'une forme exponentielle du type :

Équation 28 : régression exponentielle des données expérimentales de $\frac{\widetilde{D}}{a^2}$ (cette étude)

$$\frac{\widetilde{D}}{a^2} = g(EnD) = A \times \exp(B \times EnD)$$

$\frac{\widetilde{D}}{a^2}$ = coefficient de diffusion pour un cristal endommagé [$cm^2.s^{-1}$]
EnD = pourcentage d'endommagement du cristal [%]
A et B = constante [sans dimension]

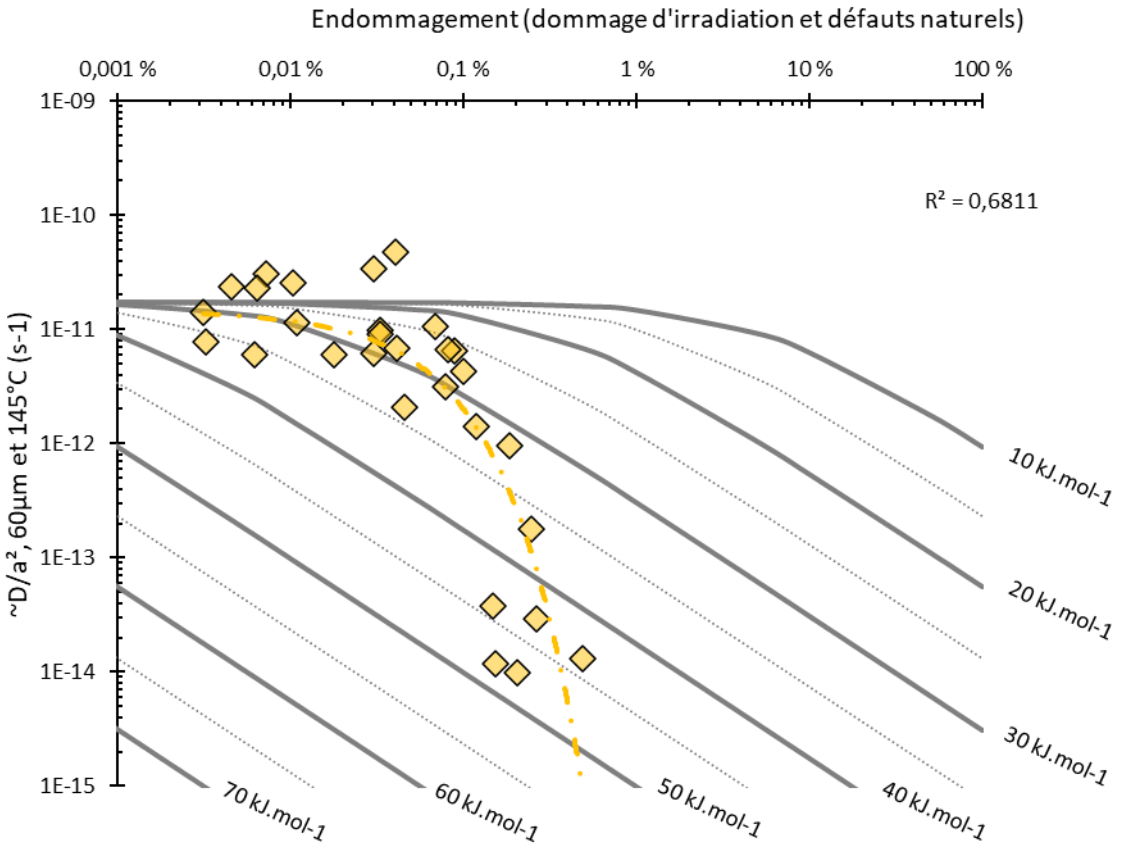


Figure 4.A - II–2 : évolution du coefficient de diffusion D˜/a² en fonction de l'endommagement, avec des valeurs de ΔE_a entre 10 et 70 kJ.mol-1
Losange : les données expérimentales de Shuster et al. *(2006)*
Courbe jaune en pointillé : régression exponentielle des données expérimentales

Cette régression, présentée dans la Figure 4.A - II–2, permet de calculer des valeurs de ΔE_{a-reg} en injectant simplement la fonction $g(EnD)$ en substitution de la valeur $\frac{\tilde{D}}{a^2}$ (Équation 25).

Équation 29 : calcul du $\Delta E_{a-rég}$ (cette étude)

$$\Delta E_{a-reg} = RT \times \mathrm{Ln}\left(\frac{\left(\frac{D}{a^2} \times \frac{1}{g(EnD) \times 10^{-2}}\right) - 1}{EnD \times 10^{-2}}\right)$$

ΔE_{a-reg} = *différentiel d'énergie d'activation des pièges par rapport à* E_a *[J.mol-1]*
R = *Constante universelle des gaz parfaits [J.mol-1.K-1]*
T = *Température[K-1]*
$\frac{D}{a^2}$ = *constante de diffusion pour un cristal parfait, équation (1.2)* $D/a^2 = D_0/a^2 \times exp\,(-E_a/RT)$ *[s-1]*
$\widetilde{D}$ = *coefficient de diffusion pour un cristal altéré [cm2.s-1]*
$g(EnD)$ = *fonction mathématique [s-1]*
EnD = *pourcentage d'endommagement du cristal [%]*

Les valeurs ainsi obtenues peuvent être comparées aux ΔE_a expérimentaux ($\Delta E_{a\,(100.10)}$ et $\Delta E_{a\,(G17)}$), comme présenté dans la Figure 4.A - II–3, avec une droite $x = y$ correspondant à une reproduction parfaite des données. Les résultats issus de la régression exponentielle (ΔE_{a-reg}) reproduisent convenablement les données inférieures à 40 kJ.mol^{-1}, mais difficilement celles qui possèdent des valeurs de ΔE_a supérieures à 40 kJ.mol^{-1}.

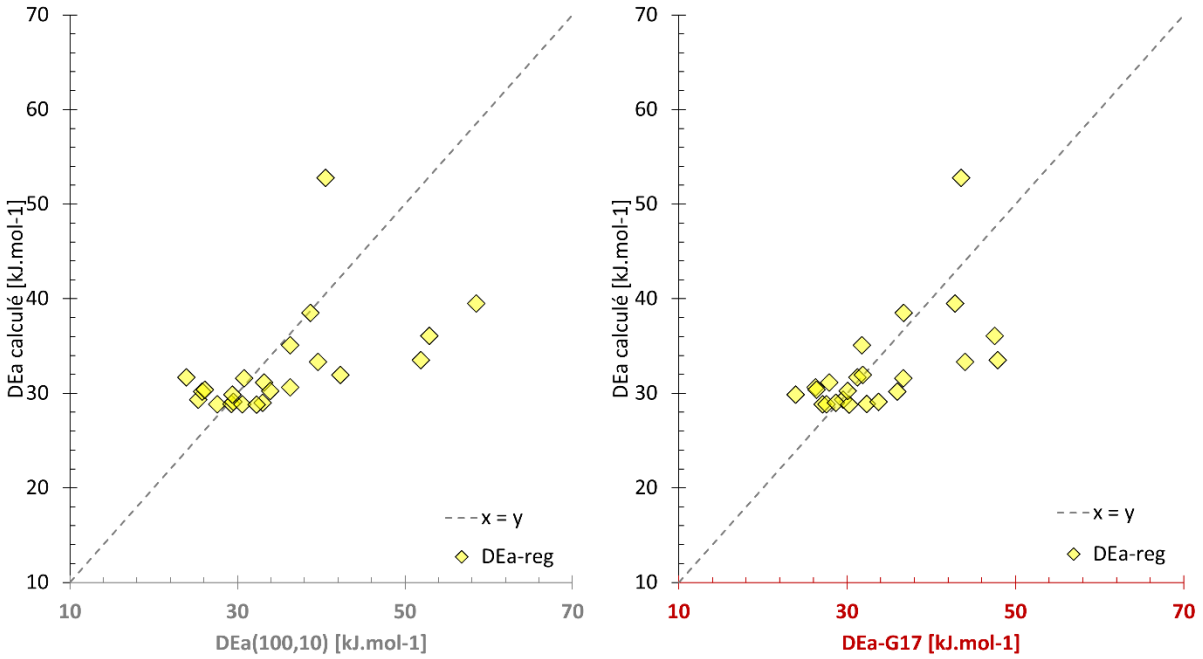


Figure 4.A - II–3 : reproduction des ΔE_a *expérimentaux par les* ΔE_{a-reg} *issues de la régression des données expérimentales de Shuster* et al. *(2006)*

Pour obtenir une vision plus directe de la corrélation EnD - ΔE_a, il est possible de changer de projection en utilisant un graphique où $x = EnD$ et $y = \Delta E_a$. Cette projection permet d'un côté de vérifier la validité de la régression exponentielle, et de l'autre d'établir une fonction liant directement l'évolution du ΔE_a en fonction du EnD (*cf.* ci-après).

La Figure 4.A - II–4 présente le changement de projection et inclue les ΔE_a expérimentaux ($\Delta E_{a\,(100.10)}$ et $\Delta E_{a\,(G17)}$), ainsi que la courbe de régression exponentielle ($g(End)$). Cette figure met en évidence que la régression exponentielle obtenue à l'aide de la projection

$\frac{\tilde{D}}{a^2}$ en fonction du EnD, ne correspond pas à une bonne approximation des données observées, en particulier pour les valeurs à plus de 0,1 % d'endommagement et ~40kJ.mol^{-1}.

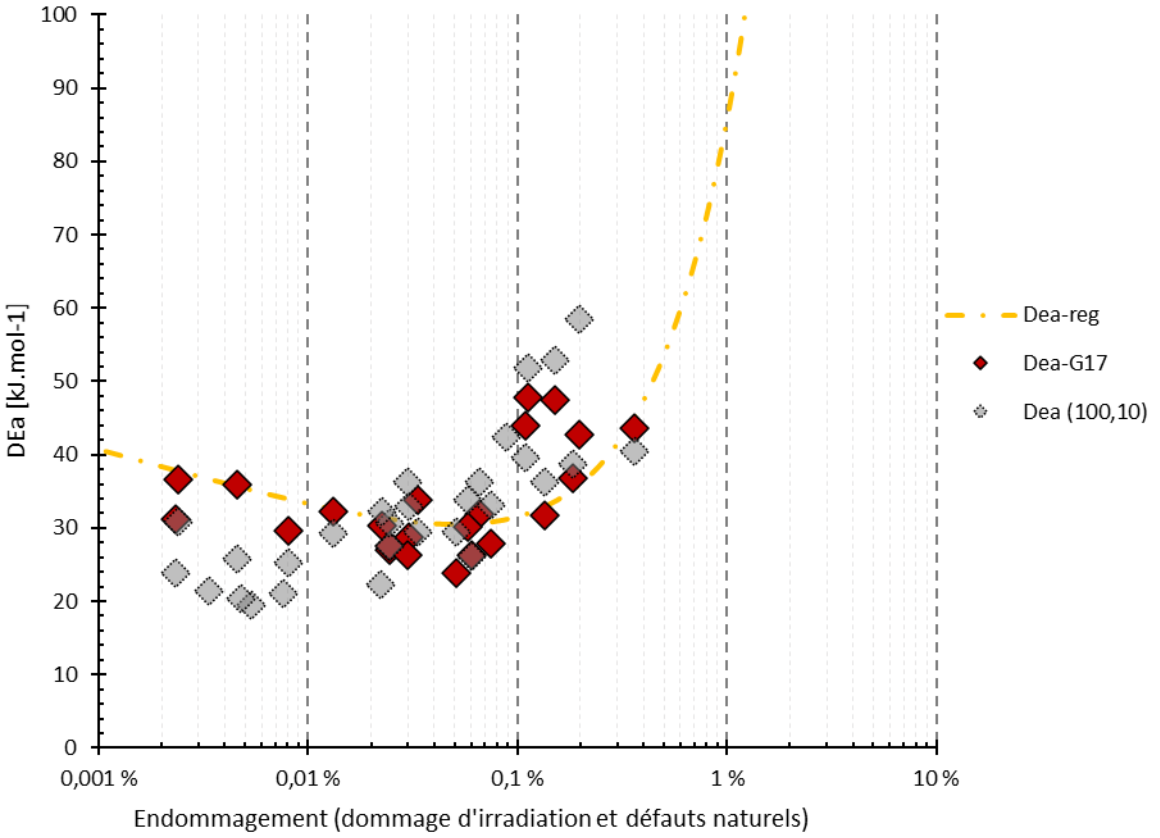


Figure 4.A - II–4 : valeur du ΔE_a en fonction du pourcentage d'endommagement, données de ΔE_a expérimentaux et $g(EnD)$
Losange rouge : ΔE_{a-G17}
Losange gris : $\Delta E_{a(100.1)}$
Courbe jaune pointillée: exponentielle des données expérimentales

- **Méthode 2 : régression des données expérimentales (ΔE_a en fonction de EnD)**

Une seconde méthode pour calibrer la valeur du ΔE_a consiste toujours à effectuer des régressions des données expérimentales, mais en les réalisant dans la projection ΔE_a en fonction de EnD. Cette approche permet aussi d'établir une fonction mathématique liant le EnD et le ΔE_a, appelée $h(EnD)$.

La Figure 4.A - II–5 présente cette fonction ($h(EnD)$) dans le cas d'une régression linéaire des données ; seul sont présentées les régressions linéaires réalisées à l'aide des données de ΔE_{a-G17}, mais il n'existe pas de différence significative avec celle réalisée avec les données de $\Delta E_{a(100.10)}$. Comme Gerin *et al.* (2017) proposent que la valeur minimale de ΔE_a soit égale à 30kJ.mol^{-1}, une régression avec une coordonnée à l'origine définie à 30kJ.mol^{-1} a été utilisée.

Les différentes courbes de régression possèdent une tendance similaire et reproduisent correctement les données, mais les calculs quantiques réalisés par Gerin *et al.* (2017) ont déterminé que le ΔE_a ne peut que varier dans une gamme entre 30 et 70 kJ.mol^{-1}, ce qui n'est pas le cas pour toutes les courbes de régression.

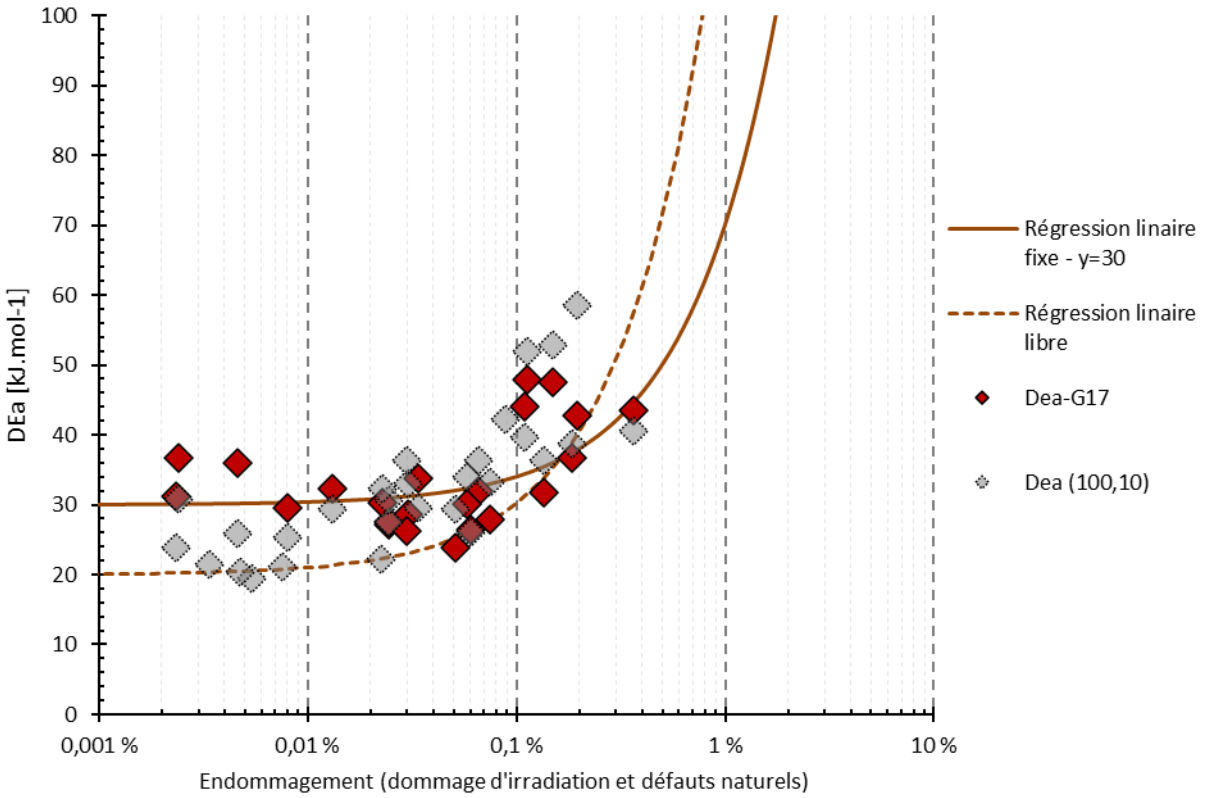


Figure 4.A - II–5 : évolution de la valeur du ΔE_a en fonction du pourcentage d'endommagement, ainsi que les régressions linéaires issues des valeurs de ΔE_{a-G17}
Losange rouge : ΔE_{a-G17}
Losange gris : $\Delta E_{a(100.1)}$

- **Méthode 3 : définition empirique de la fonction $h(EnD)$ (ΔE_a en fonction de EnD)**

Dans le but de satisfaire aux observations expérimentales, il est possible de modifier la fonction $h(EnD)$ pour obtenir une fonction mathématique évoluant entre des valeurs de ΔE_a de 30 et 70 kJ.mol^{-1}. Cette fonction serait ensuite calibrée pour correspondre à l'évolution observée grâce aux données $\Delta E_{a(100.10)}$ et ΔE_{a-G17}.

La fonction $h(EnD)$ doit alors prendre l'aspect d'une fonction mathématique sigmoïde, sous la forme :

Équation 30 : formule théorique de l'équation $h(EnD)$ (cette étude)

$$h(EnD) = \Delta E_a = \delta(\Delta E_a) - \left(\frac{\delta(\Delta E_a)}{\exp(a \times EnD^b)}\right) + \Delta E_{a-min}$$

ΔE_a = différentiel d'énergie d'activation des pièges par rapport à E_a [kJ.mol-1]
$\delta(\Delta E_a) = \Delta E_{a-max} - \Delta E_{a-min} = 40$ = différence entre le max. et min. ΔE_a [kJ.mol-1]
$\Delta E_{a-min} = 30$ = différentiel minimum d'énergie d'activation des pièges par rapport à E_a [kJ.mol-1]
EnD = pourcentage d'endommagement du cristal [%]
a = constante n°1, multiplicateur du Dommage
b = constante n°2, puissance du Dommage

La calibration du sigmoïde est réalisée à l'aide de la variation des paramètres a et b, sachant que le paramètre a joue sur la position de la première inflexion de la courbe (début de l'augmentation du ΔE_a) et le paramètre b influe sur l'angle de la pente (vitesse d'augmentation du ΔE_a avec l'endommagement).

Donc, pour calibrer la fonction $h(EnD)$ plusieurs valeurs correspondant à des paramètres spécifiques ont été déterminées, il s'agit de :

- paramètre 1 : valeur du EnD au début de l'augmentation du ΔE_a
- paramètre 2 : vitesse d'augmentation du ΔE_a
- paramètre 3 : valeur du EnD à la fin de l'augmentation du ΔE_a

Ces paramètres sont déterminés graphiquement à l'aide des données $\Delta E_{a(100.10)}$ et ΔE_{a-G17}, ainsi qu'aux courbes de régression exponentielles et linéaires. Toutefois le cas du paramètre 3 pose des difficultés, car aucune valeur expérimentale n'atteint un tel endommagement (70 kJ.mol^{-1}). Il est donc nécessaire de s'appuyer uniquement sur les courbes de régression de la Figure 4.A - II–5 et celles-ci indiquent que le ΔE_a devrait avoir atteint la valeur de 70 kJ.mol^{-1} au plus tard à 1% d'endommagement.

Le Tableau 4.A - II—1 récapitule les paramètres de la fonction $h(x)$ testée et retenue, et la Figure 4.A - II–6 présente un premier aperçu de la fonction $h(EnD)$ pour une formulation sigmoïdale. Dans cette figure, les valeurs de a et b pour les fonctions -A et -A.1 sont non calibrés (présenté pour l'exemple), et la fonction -A.2 est celle des valeurs calibrées.

Tableau 4.A - II—1 : tableau des valeurs des paramètres de la fonction $h(x)$

	$h(EnD) - A$	$h(EnD) - A.1$	$h(EnD) - A.2$	$h(EnD) - A.3$	$h(EnD) - A.4$
$\delta(\Delta E_a)$	40	40	40	40	40
ΔE_{a-min}	30	30	30	30	30
ΔE_{a-max}	*70*	*70*	*70*	*70*	*70*
a	*1*	2	7	5	29
b	*1*	*1*	1.7	2	1.9

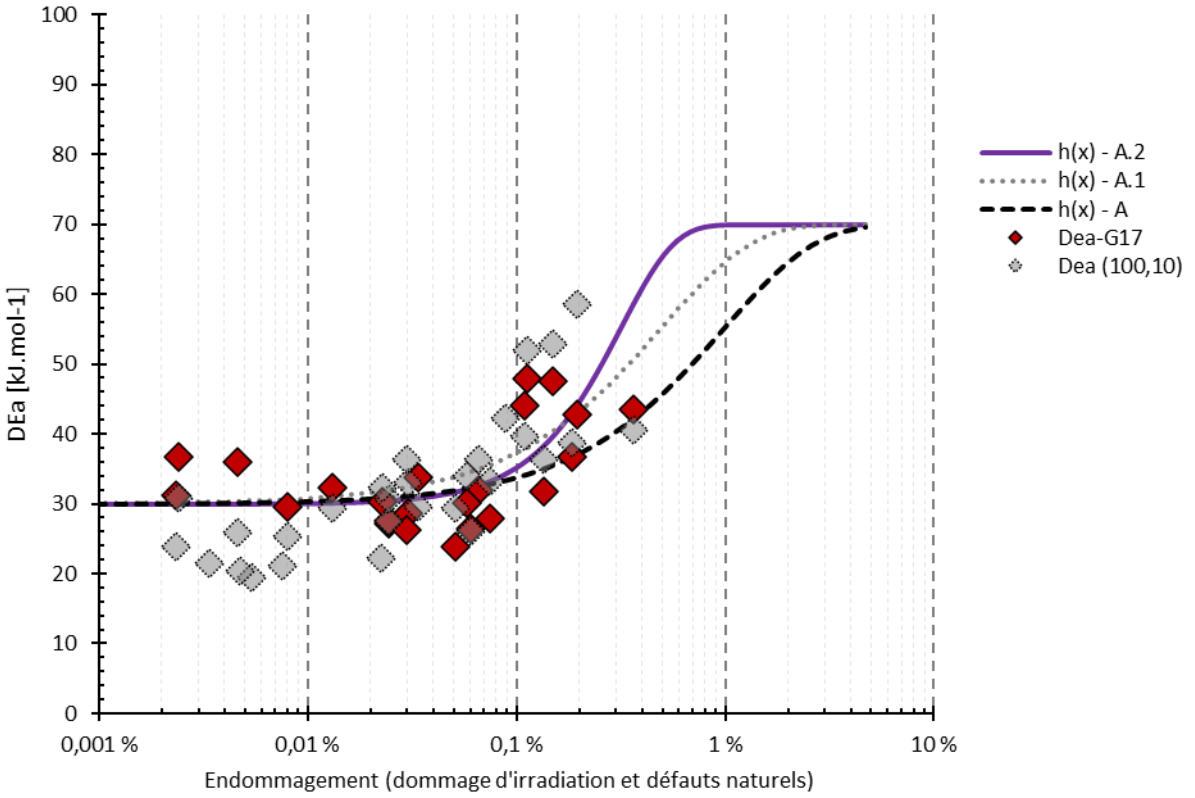


Figure 4.A - II–6 : évolution de la valeur du ΔE_a *en fonction du pourcentage d'endommagement, ainsi que les différentes fonctions* $h(x)$ *avec des paramétrages non calibrés*

Au premier ordre, la fonction $h(EnD) - A.2$ reproduit convenablement les données. Ci-dessous, la Figure 4.A - II–7 compare la reproduction des données issues des fonctions $h(EnD) - A.2$ et $g(EnD) = \Delta E_{a-reg}$ aux données expérimentales ; avec dans le graphique de gauche une comparaison au $\Delta E_{a\,(100.10)}$ et dans celui de droite une comparaison au ΔE_{a-G17}.

Ces graphiques mettent en évidence que les ΔE_a prédits par la fonction $h(EnD) - A.2$, corrèlent mieux aux données que ceux issus de la fonction $g(EnD)$, en particulier au niveau des ΔE_a supérieurs à 40 kJ.mol-1. Toutefois cette amélioration reste minime au regard de la dispersion et de l'écart aux données qui persiste.

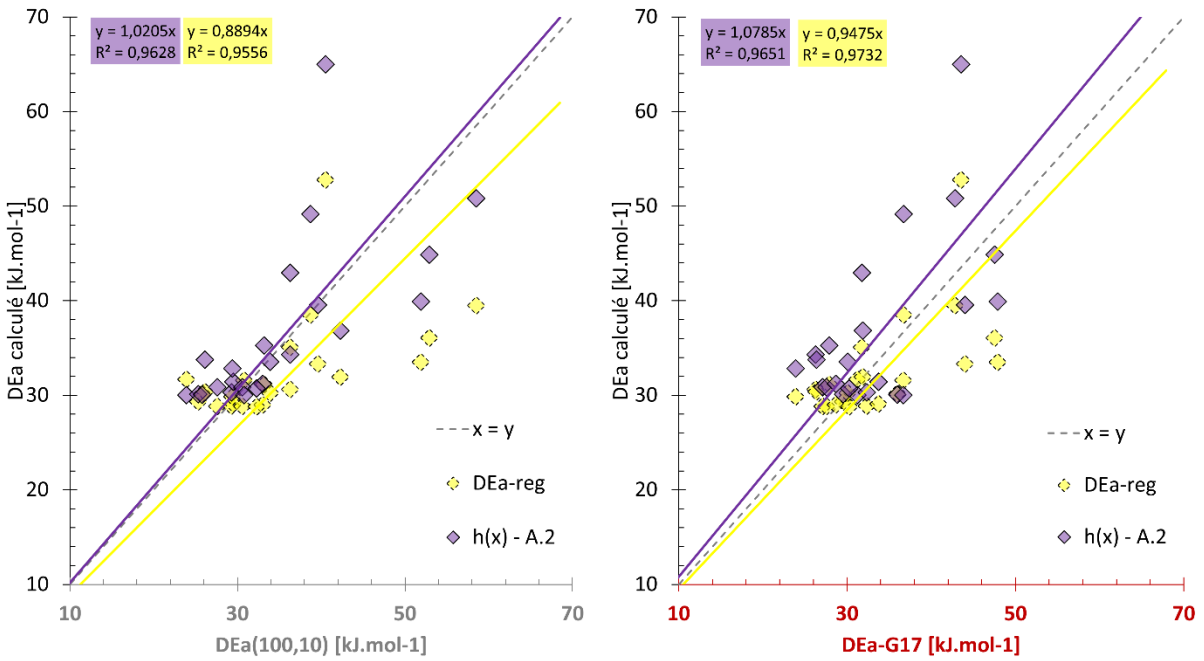


Figure 4.A - II–7 : comparaison des ΔE_a prédit par les fonctions $h(x) - A.2$ et $g(x)$ (ΔE_{a-reg}), aux ΔE_a expérimentaux

- **Méthode 3.1 : encadrement des données par la fonction empirique $h(EnD)$ (ΔE_a en fonction de EnD)**

Le logiciel QTQt (*cf.* Chapitre 2) permet d'améliorer la calibration de la fonction reliant le ΔE_a au EnD, en proposant de ré-échantillonner la valeur de ΔE_a.

La Figure 4.A - II–8, qui présente à nouveau la fonction $h(EnD) - A.2$ ainsi que les données de ΔE_a, met en évidence que les données forment une enveloppe de valeurs autour de la fonction $h(EnD) - A.2$. En partant de ce constat, il est possible de définir deux fonctions encadrant l'ensemble des données, et fournir ainsi des bornes au ré-échantillonnage du logiciel d'inversion de données QTQt,

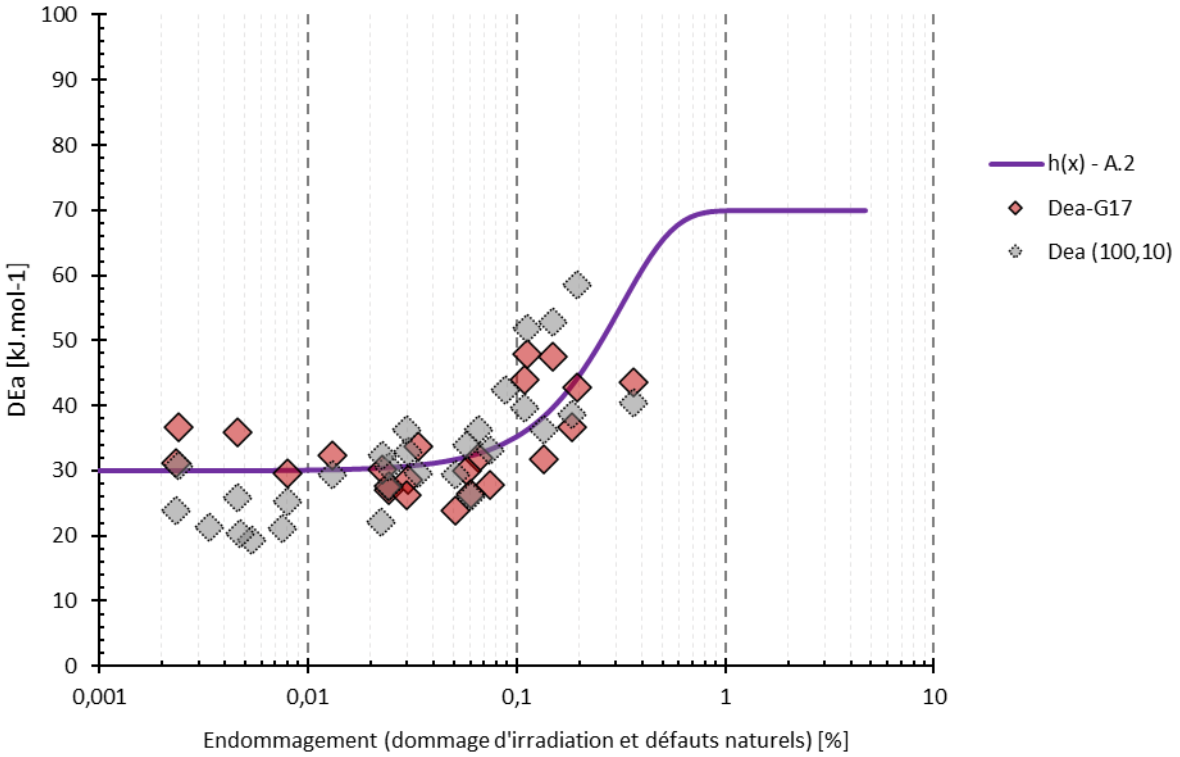


Figure 4.A - II–8 : évolution de la valeur du ΔE_a en fonction du pourcentage d'endommagement, ainsi que la fonction $h(x) - A.2$

La Figure 4.A - II–9 présente ces deux fonctions, sous la forme de -A.3 et -A.4 correspondant respectivement au minimum et maximum de l'enveloppe des valeurs prises par les ΔE_a. Ces deux fonctions permettent d'obtenir ainsi deux valeurs de ΔE_a pour un même pourcentage d'endommagement, valeur notée ΔE_{a-hmax} et ΔE_{a-hmin} respectivement pour la valeur la plus haute et la plus basse. Ces deux valeurs seront par la suite utilisées dans les modélisations comme bornes extrêmes (minimale et maximale) du rééchantillonnage statistique du ΔE_a.

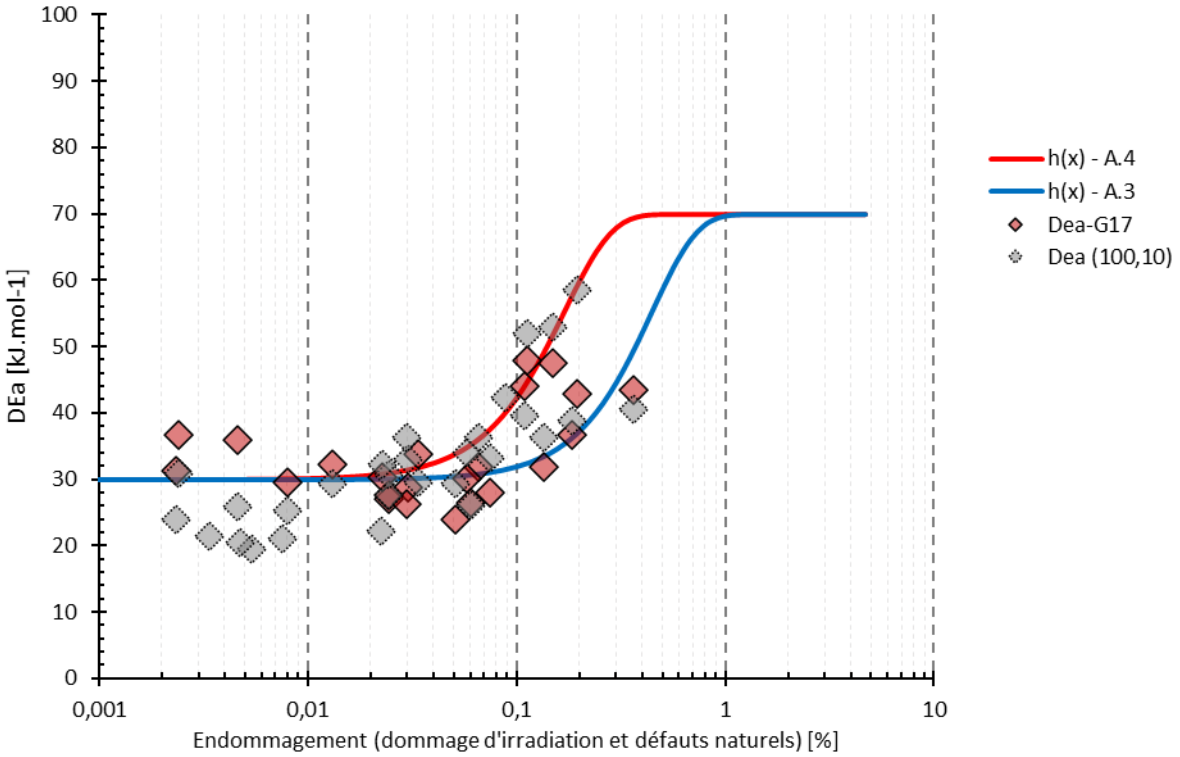


Figure 4.A - II–9 : évolution de la valeur du ΔE_a en fonction du pourcentage d'endommagement, ainsi que l'enveloppe des fonctions $h(x) - A.3$ et $- A.4$

Comme précédemment, la Figure 4.A - II–10 présente une comparaison des ΔE_{a-hmin} et ΔE_{a-hmax} aux valeurs de $\Delta E_{a(100.10)}$ à gauche, et de ΔE_{a-G17} à droite. Cette figure met en évidence que la majorité des valeurs de ΔE_{a-hmax} sont surestimées, et inversement pour les valeurs de ΔE_{a-hmin}. Cette comparaison démontre que l'enveloppe comprise entre les extrêmes des fonctions -A.3 et -A.4 permet d'inclure un plus grand nombre des valeurs, se faisant à plus de probabilité de comprendre la valeur juste.

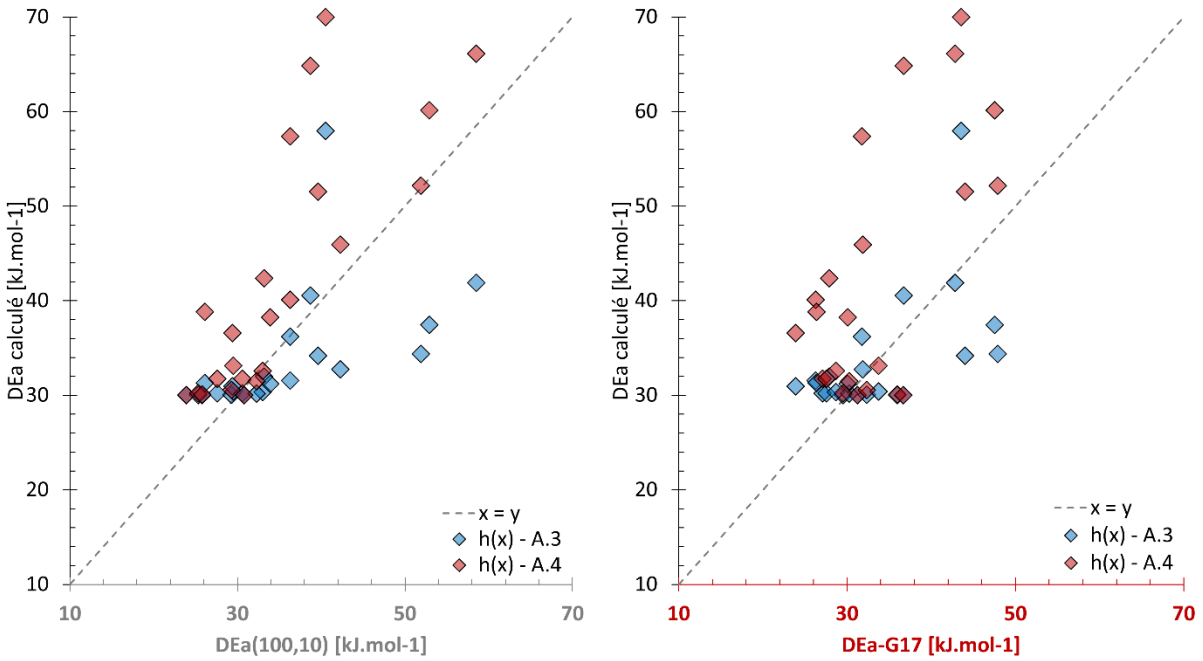


Figure 4.A - II–10 : comparaison des ΔE_a prédit par les fonctions $h(x) - A.3$ et $- A.4$, aux ΔE_a expérimentaux et calculé depuis l'équation de Gerin et al. (2017)

Pour finir, la Figure 4.A - II–11 présente les fonctions $h(EnD) - A.2, A.3$ *et* $A.4$ dans la projection $\frac{\tilde{D}}{a^2} - EnD$ pour comparaison avec la présentation originale de Gerin *et al.* (2017). Pour ce faire, les fonctions $h(EnD)$ sont substituées à la valeur du ΔE_a dans l'Équation 25 de Gerin *et al.* (2017).

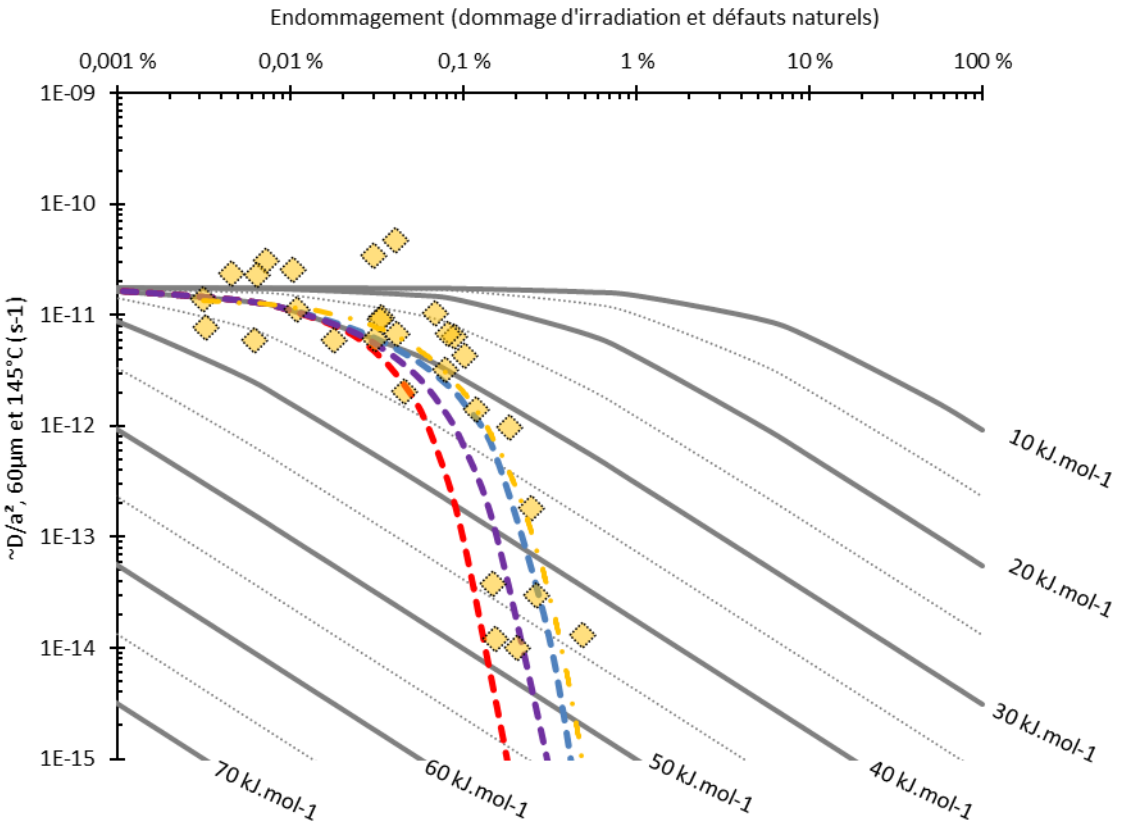


Figure 4.A - II–11 : évolution du coefficient de diffusion $\frac{\tilde{D}}{a^2}$ en fonction de l'endommagement, avec des valeurs de ΔE_a entre 10 et 70 kJ.mol^{-1}, avec les différentes courbes de calibration
Losange *: les données expérimentales de* Shuster *et al.* (2006)
Pointillé orange *: $g(x)$ régression exponentielle des données expérimentales de Shuster et al. (2006)*
Pointillé violet *: $h(x) - A.2$, loi sigmoïdale*
Pointillé bleu *: $h(x) - A.3$, loi sigmoïdale*
Pointillé rouge *: $h(x) - A.4$, loi sigmoïdale*

4.A - III. Utilisation de la calibration du ΔE_a en fonction de l'endommagement

4.A - III a) Utilisation de la fonction $h(EnD)$ dans cette étude

L'utilisation du modèle Gerin – 2017 dans cette étude nécessite de donner comme entrée dans le logiciel d'inversion de données (QTQt) des valeurs de ΔE_a pour chaque cristal d'apatite de chaque échantillon.

- **Calcul de l'endommagement des échantillons**

Pour obtenir des valeurs de ΔE_a pour chaque cristal d'apatite, il est nécessaire d'utiliser la formule $h(EnD)$, et donc de calculer l'endommagement de chaque cristal. Pour ce faire, il est considéré que la valeur de l'endommagement total (issue des défauts de cristallisation et d'irradiation) est égale à la valeur de l'endommagement-α/r (défaut irradiation uniquement, *cf.* Chapitre 2), celui-ci pouvant alors être calculé à l'aide de la formule de l'alpha dose de Nasdala *et al.* (2001) (présenté dans le Chapitre 2).

Équation 31 : calcul de l'alpha dose associée à la production de ^4He (Nasdala *et al.*, 2001)

$$D_\alpha = 8 \times \frac{[^{238}U] \times N_A}{M_{238} \times 10^6} \times \left(e^{\lambda_{238} t} - 1\right)$$
$$+7 \times \frac{[^{235}U] \times N_A}{M_{237} \times 10^6} \times \left(e^{\lambda_{235} t} - 1\right)$$
$$+6 \times \frac{[^{232}Th] \times N_A}{M_{232} \times 10^6} \times \left(e^{\lambda_{232} t} - 1\right)$$
$$+1 \times \frac{[^{147}Sm] \times N_A}{M_{147} \times 10^6} \times \left(e^{\lambda_{147} t} - 1\right)$$

D_α = alpha dose [αg-1]
$8, 7, 6$ et 1 = nombre de α/r émis durant la chaîne de désintégration associée
$[X]$ = concentration d'un élément [ppm]
N_A = constante d'Avogadro [molecule.mol-1]
M_X = masse atomique d'un élément [g.mol-1]
λ_X = lambda de chaque isotope [an-1]
t = temps depuis le début de l'accumulation de dommage-α/r [an]

Équation 32 : calcul de l'endommagement par alpha dose (Nasadala *et al.*, 2001)

$$EnD_{\alpha/r} = \frac{recoil_{\alpha} \times D_{\alpha} \times M_{mol}}{N_A \times Nb_{mol}} \times 100$$

$EnD_{\alpha/r}$ = *endommagement produit par les dommages-α [%]*
$recoil_{\alpha}$ = *ratio* $\frac{dommage-\alpha_{concervé}}{dommage-\alpha_{cicatrisé}}$ = *1700 dans les apatites*
D_{α} = *alpha dose [α.g-1]*
M_{mol} = *masse moléculaire d'un cristal [g.mol-1]*
Nb_{mol} = *nombre de moles dans 1g de cristal [mol.g-1]*
N_A = *constante d'Avogadro [atomes.mol-1]*

Le paramètre t du calcul de l'alpha dose (soit le temps d'accumulation des dommages-α/r) est classiquement associé à l'âge traces de fission dans le zircon (ZFT) ou à l'âge traces de fission dans les apatites (AFT). Or, pour les échantillons de cette étude il n'existe pas de données ZFT de la zone et les données AFT donnent des âges plus jeunes que les données AHe. Ainsi, dans cette étude, le paramètre t de l'équation est déterminé pour chaque échantillon en fonction de son histoire géologique.

Le Tableau 4.A - III—1 résume les différentes valeurs de t qui ont été testées pour chaque unité géologique (*cf.* Chapitre 1), et la Figure 4.A - III–1 présente les différentes valeurs d'endommagement (min et max) en fonction des eU pour ces mêmes unités (valeurs référencées dans le Tableau 4.A - III—2). La variation de l'endommagement relatif au choix du t min, ou max influe principalement pour les échantillons du socle, avec une différence significative due à la différence de temps significative (200 ou 300 Ma). Pour la suite des calculs, le choix du t min a été réalisé, dans le but de minimiser une surestimation de l'endommagement.

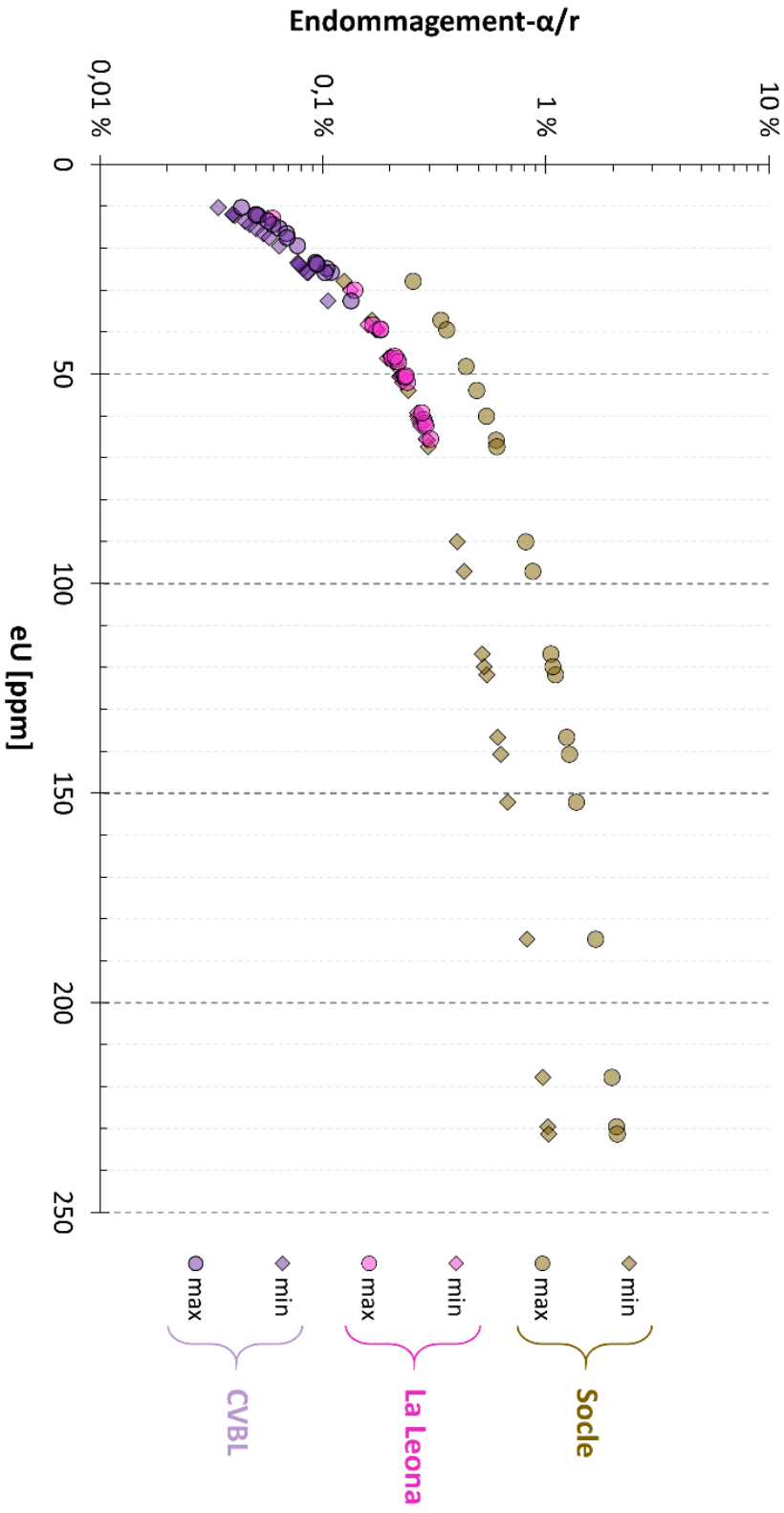


Figure 4.A - III–1 : résultats du calcul d'endommagement des échantillons analysés dans ce travail de thèse en fonction de la concentration en eU
Losange : cas où les échantillons accumuleraient de l'endommagement depuis peu de temps
Rond : cas où les échantillons accumuleraient de l'endommagement depuis plus de temps

Tableau 4.A - III—1 : différentes valeurs de t pour le calcul de l'alpha dose des échantillons de cette thèse

	t max	*t* min
Socle :	300 Ma *âge de dépôt du gp. El Tranquilo*	200 Ma *âge de l'intrusion la Leona*
La Leona :	190 *âge des premiers dépôts du CVBL*	170 Ma *dépôt du CVBL*
CVBL :	180 Ma *âge des premiers dépôts du CVBL*	150 Ma *âge des derniers dépôts du CVBL*

Tableau 4.A - III—2 : valeurs d'endommagement pour les échantillons de cette thèse suivant les scénarios t min et t max

	l'endommagement-α/r			l'endommagement-α/r			l'endommagement-α/r	
Samples	*min [%]*	*max [%]*	Samples	*min [%]*	*max [%]*	Samples	*min [%]*	*max [%]*
Socle :			La Leona :			CVBL :		
19#02A	0,63	1,28	19#01A	0,23	0,24	19#15A	0,05	0,06
19#02B	0,97	1,98	19#01D	0,16	0,17	19#15B	0,04	0,05
19#02C	0,82	1,68	19#01F	0,19	0,20	19#15C	0,05	0,06
19#02D	0,61	1,24	19#01G	0,22	0,23	19#15D	0,05	0,07
19#02F	0,54	1,11	G24A	0,27	0,28	19#15E	0,03	0,04
19#02H	1,02	2,08	G24B	0,20	0,22	19#15F	0,04	0,05
19#02I	1,03	2,09	G24C	0,27	0,29	19#15G	0,04	0,05
19#05A	0,17	0,34	G24D	0,21	0,22	19#08A	0,04	0,06
19#05B	0,29	0,60	G24E	0,28	0,29	19#08D	0,09	0,11
19#05C	0,12	0,25	G24G	0,29	0,30	19#08F	0,11	0,13
19#05D	0,24	0,49	G25A	0,20	0,21	19#29A	0,08	0,10
19#05E	0,22	0,44	G25B	0,17	0,18	19#29B	0,08	0,09
19#05G	0,18	0,36	G25C	0,17	0,18	19#29C	0,08	0,09
19#11A	0,27	0,54	G25E	0,22	0,23	19#29D	0,08	0,10
19#11B	0,43	0,87	G26B	0,27	0,28	19#29E	0,08	0,09
19#11C	0,40	0,81	G26C	0,23	0,24	19#29F	0,06	0,08
19#11D	0,52	1,06	G26E	0,06	0,06	19#29G	0,06	0,07
19#11F	0,53	1,07	G26G	0,13	0,14			
19#11G	0,30	0,60						
19#11H	0,68	1,37						

- **Calcul du ΔE_a des échantillons**

Une fois l'endommagement de chaque cristal obtenu empiriquement, il est alors possible d'utiliser les différentes formules de $h(EnD)$ (Tableau 4.A - II—1) pour calculer :

- la valeur de ΔE_a initiale du cristal ($h(End) - A.2$)
- la valeur minimale de ΔE_a atteinte lors des ré-échantillonnages durant l'inversion de données ($h(End) - A.3$)
- la valeur maximale de ΔE_a atteinte lors des ré-échantillonnages durant l'inversion de données ($h(End) - A.4$)

Ainsi, durant les inversions de données il sera possible de ré-échantillonner le ΔE_a entre les bornes min et max. Le logiciel QTQt prend alors en compte l'évolution du ΔE_a dans son approche bayésienne. Le Tableau 4.A - III—3 présente les valeurs de ΔE_a obtenues pour l'ensemble des apatites de ce travail, et la Figure 4.A - III–2 présente un graphique du ΔE_a en fonction du eU pour chaque unité.

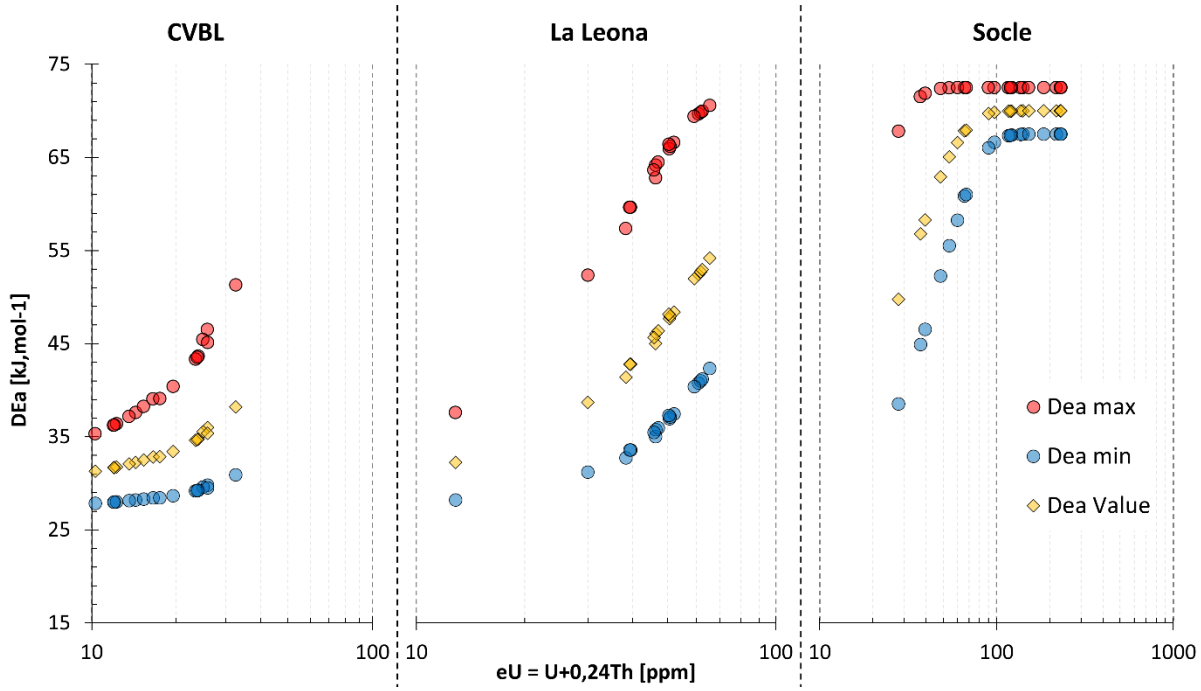


Figure 4.A - III–2 : valeurs de ΔE_a calculées pour les échantillons de cette thèse, en fonction du eU
Dea max = $h(End) - A.4$
Dea min = $h(End) - A.3$
Dea value = $h(End) - A.2$

Les données sont présentées avec une modification du calcul des ΔE_{a-max} et ΔE_{a-min} : une valeur fixe de 2,5 kJ.mol-1 est respectivement ajoutée ou soustraite. Le choix de cette addition a été réalisé pour prendre en compte les erreurs sur le calcul de l'endommagement et sur la

calibration ; ce qui conduit ainsi à augmenter l'enveloppe de ré-échantillonnage de QTQt. La Figure 4.A - III–2 met en évidence que les échantillons les plus affectés par l'erreur sur la calibration sont ceux de l'unité intrusive de La Leona, car ils possèdent des gammes d'endommagement situées au point d'inflexion de la calibration (~0,1 % d'endommagement).

Tableau 4.A - III—3 : valeurs de ΔE_a pour les échantillons de cette thèse

Samples	eU	Dommage	h(x) - A.2	h(x) - A.3	h(x) - A.4
	ppm	*%*	*kJ.mol^{-1}*	*kJ.mol^{-1}*	*kJ.mol^{-1}*
Socle					
19#02A	140,7	0,63	68	64	70
19#02B	217,8	0,97	70	70	70
19#02C	184,8	0,82	70	69	70
19#02D	136,7	0,61	68	64	70
19#02F	121,8	0,54	67	61	70
19#02H	229,5	1,02	70	70	70
19#02I	231,3	1,03	70	70	70
19#05A	37,1	0,17	41	35	55
19#05B	65,8	0,29	53	44	68
19#05C	27,9	0,12	37	33	47
19#05D	54,0	0,24	49	40	64
19#05E	48,3	0,22	46	38	62
19#05G	39,4	0,18	42	36	56
19#11A	60,1	0,27	51	42	66
19#11B	97,1	0,43	62	54	70
19#11C	90,0	0,40	61	52	70
19#11D	116,8	0,52	66	60	70
19#11F	119,8	0,53	66	60	70
19#11G	67,4	0,30	54	44	68
19#11H	152,1	0,68	69	66	70
La Leona					
19#01A	52,0	0,23	47	39	63
19#01D	38,3	0,16	41	35	53
19#01F	46,3	0,19	44	37	59
19#01G	50,6	0,22	47	39	62
G24A	61,0	0,27	51	42	66
G24B	46,4	0,20	45	38	60
G24C	61,8	0,27	52	42	67
G24D	47,1	0,21	45	38	61
G24E	62,4	0,28	52	43	67
G24G	65,5	0,29	53	44	67
G25A	45,8	0,20	45	37	60
G25B	39,5	0,17	42	36	56

G25C	39,2	0,17	42	36	56
G25E	50,8	0,22	47	39	63
G26B	59,3	0,27	51	42	66
G26C	50,4	0,23	47	39	63
G26E	12,9	0,06	32	31	35
G26G	30,0	0,13	38	33	49
CVBL					
19#15A	14,3	0,05	32	30	33
19#15B	12,0	0,04	31	30	32
19#15C	15,3	0,05	32	31	34
19#15D	16,5	0,05	32	31	34
19#15E	10,3	0,03	31	30	32
19#15F	12,3	0,04	31	30	33
19#15G	12,0	0,04	31	30	32
19#08A	13,6	0,04	31	30	33
19#08D	25,8	0,09	34	31	40
19#08F	32,6	0,11	36	32	43
19#29A	24,9	0,08	34	31	39
19#29B	24,0	0,08	34	31	38
19#29C	23,4	0,08	33	31	38
19#29D	25,9	0,08	34	31	39
19#29E	23,8	0,08	33	31	38
19#29F	19,5	0,06	33	31	36
19#29G	17,5	0,06	32	31	35

4.A - III b) Conclusion sur la fonction $h(EnD)$ et son utilisation dans le cadre de cette étude

La calibration entre l'endommagement et l'évolution du paramètre ΔE_a sous la forme de la fonction $h(EnD)$, tel qu'il l'a été proposé dans cette étude, correspond à une première approximation satisfaisante. En effet, cette calibration permet d'exploiter de manière plus fiable le nouveau modèle de diffusion de l'hélium dans l'apatite de Gerin *et al.* (2017), et d'améliorer significativement l'utilisation qui a pu en être réalisées (Derycke *et al.*, 2021).

Toutefois, lors des inversions de données effectuées dans cette étude, si les valeurs du ΔE_a ont été mieux estimées, le paramètre ΔE_a lui est resté constant pour chaque chemin $t(T)$. En d'autres termes, alors que le modèle de Gerin *et al.* (2017) prédit une évolution de ce paramètre au court du temps (avec l'évolution de l'endommagement), dans les modélisations de cette étude celui-ci est resté fixe dans le temps.

La prochaine étape pour finaliser l'implémentation du modèle Gerin – 2017 consisterait donc à calculer dynamiquement les valeurs de ΔE_a au cours des histoires thermiques. Une première

solution serait d'utiliser la calibration $h(EnD) - A.2$, proposé dans cette étude, pour recalculer dynamiquement les valeurs de ΔE_a dans le temps, en utilisant le calcul de la production de dommage-α/r déjà utilisé dans les autres modèles (Flowers – 2009 et Gautheron – 2009). Toutefois, cette calibration reste empirique et imparfaite, il serait nécessaire d'inclure une incertitude dans le calcul dynamique.

Pour finir, actuellement le taux d'endommagement dans les apatites est souvent approximé comme issue uniquement des défauts d'irradiations (défauts de recul et dommage-α) ; toutefois, comme le montre les données expérimentales de Shuster *et al.* (2006) en comparaison des prédictions de Gerin *et al.* (2017), il existe des échantillons à faible endommagement calculé (et donc d'irradiation), mais possédant de forts coefficients de diffusion. L'existence de ces échantillons souligne l'importance de développer la compréhension sur l'endommagement issu de la cristallisation, et sur le comportement des défauts dans le temps.

Bibliographie du Chapitre 4 :

Derycke, A., Gautheron, C., Barbarand, J., Bourbon, P., Aertgeerts, G., Simon-Labric, T., Sarda, P., Pinna-Jamme, R., Boukari, C. and Haurine, F., 2021. French Guiana margin evolution: From Gondwana break-up to Atlantic opening: *Terra Nova*,, p. ter.12526, doi: 10.1111/ter.12526.

Djimbi, D.M., Gautheron, C., Roques, J., Tassan-Got, L., Gerin, C. and Simoni, E., 2015. Impact of apatite chemical composition on (U-Th)/He thermochronometry: An atomistic point of view: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **167**, p. 162–176, doi: 10.1016/j.gca.2015.06.017.

Gerin, C., Gautheron, C., Oliviero, E., Bachelet, C., Mbongo Djimbi, D., Seydoux-Guillaume, A.-M., Tassan-Got, L., Sarda, P., Roques, J. and Garrido, F., 2017. Influence of vacancy damage on He diffusion in apatite, investigated at atomic to mineralogical scales: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **197**, p. 87–103, doi: 10.1016/j.gca.2016.10.018.

Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T. and Kober, B., 2001. Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **141**, p. 125–144, doi: 10.1007/s004100000235.

Recanati, A., Gautheron, C., Barbarand, J., Missenard, Y., Pinna-Jamme, R., Tassan-Got, L., Carter, A., Douville, E., Bordier, L., Pagel, M. and Gallagher, K., 2017. Helium trapping in apatite damage: Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies: *Chemical Geology*, **470**, p. 116–131, doi: 10.1016/j.chemgeo.2017.09.002.

Shuster, D.L., Flowers, R.M. and Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite: *Earth and Planetary Science Letters*,, p. 58.

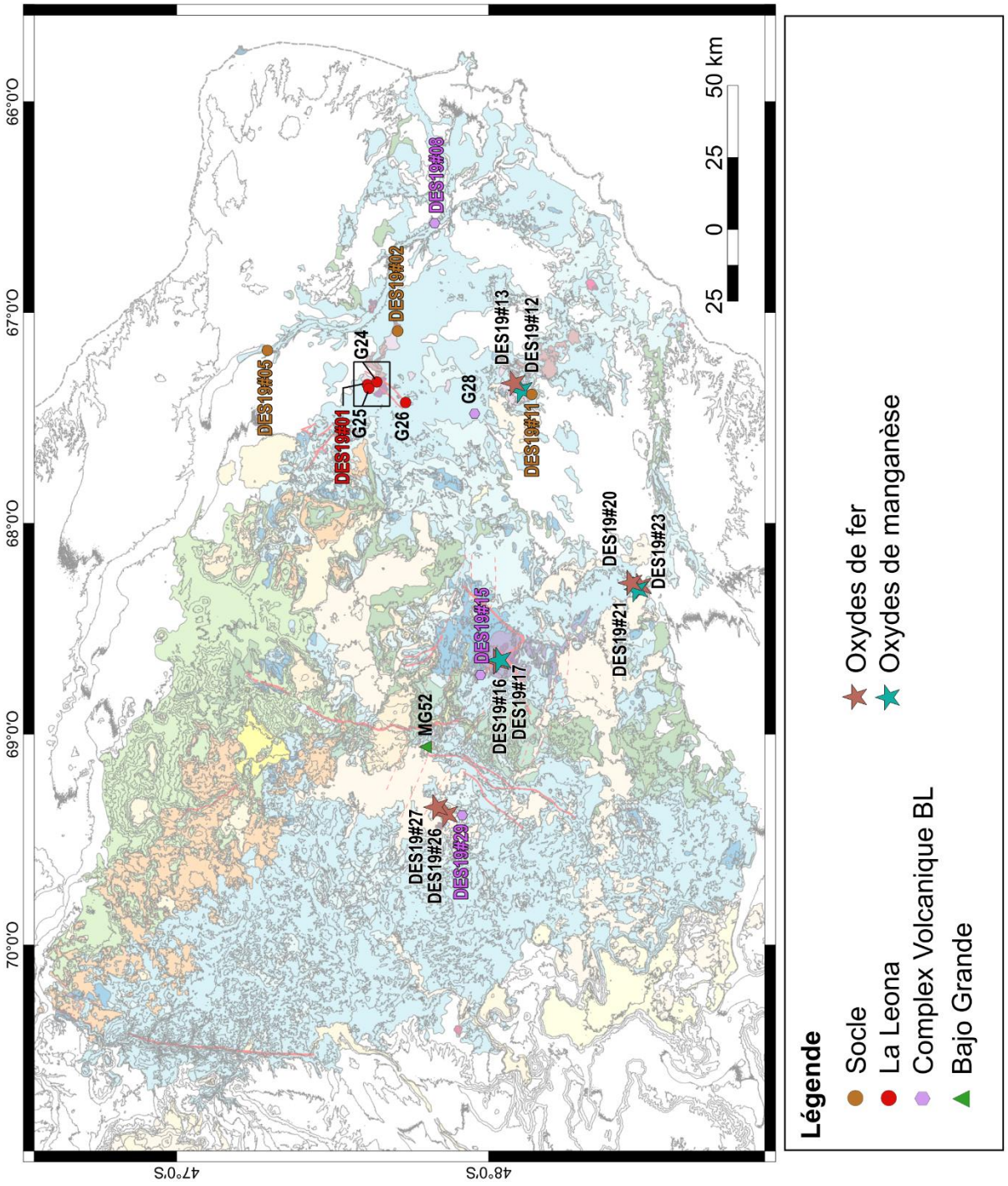


Illustration du Cahpitre 5 : Résultats et inversions des données acquises dans le Massif du Deseado

Carte des échantillons du Massif du Deseado

Chapitre 5 : Résultats et inversions des données acquises dans le Massif du Deseado

Introduction :

Au cours de cette étude, plusieurs méthodes de thermochronologie basse température ont été appliquées aux échantillons du Massif du Deseado. Ainsi, des analyses de (U-Th)/He sur apatites (AHe) et oxydes de fer et de manganèse (OFe/MnHe) ont été réalisées au laboratoire GEOPS, par son équipe ; et des mesures de traces de fission sur apatites (âges centrales et longueurs, AFT) ont été faites à l'Université de Padou (ou Padova) en Italie, par Marie Genge. Ces analyses et mesures ont conduit à l'obtention d'un total de 52 âges hélium sur apatites, 78 âges hélium sur oxydes et 7 âges centraux de traces de fission sur apatite (dont 4 histogrammes de longueurs).

De plus, dans le but de mieux contraindre l'interprétation des données thermochronométriques, des modélisations de profils thermiques de lithosphère ont été réalisées pour évaluer l'impact de différents phénomènes géologiques (ex. : enfouissement sous des dépôts chauds, changement du flux thermique…). Ces modélisations se sont focalisées sur l'évolution de la subsurface, considérée ici comme la partie de la croûte continentale située à une température inférieure à ~160°C, soit les cinq premiers kilomètres de la croûte (pour un gradient thermique moyen).

Les deux premières parties de ce chapitre sont consacrées respectivement à la présentation des résultats des données thermochronologiques sur apatites (AFT et AHe), puis des résultats sur oxydes (OFe/MnHe).

La troisième partie de ce chapitre résume les résultats des inversions des données effectuées sur les thermochronomètres AFT, AHe et OFe/MnHe.

Pour finir, la dernière partie de ce chapitre présente trois modèles simples de perturbation du gradient thermique, ainsi que les résultats qui leur sont associés.

Table des matières :

Introduction : 395

5.A) Résultats des analyses sur apatites des échantillons 403

5.A - I. Aperçu des âges des thermochronomètres sur apatite 404

5.A - I a) Âges corrigés AHe 404

5.A - I b) Âges et longueurs d'AFT 406

5.A - II. Résultats des données AFT et AHe par unité géologique 407

5.A - II a) Le socle 407

- **(U-Th)/He sur apatite 407**
- **Traces de fission sur apatite 409**
- **Comparaison entre les résultats des thermochronomètres. 410**

5.A - II b) L'unité intrusive de la Leona 411

- **(U-Th)/He sur apatite 411**
- **Traces de fission sur apatite 415**
- **Comparaison entre les résultats des thermochronomètres 415**

5.A - II c) Le Complexe Volcanique Bahia Laura 416

- **(U-Th)/He sur apatite 416**
- **Traces de fission sur apatite 418**
- **Comparaison entre les résultats des thermochronomètres 419**

5.A - II d) La formation Bajo Grande 419

- **Traces de fission sur apatite 420**

5.A - III. Signification des résultats des données AFT et AHe 421

5.A - III a) Corrélation âges corrigés AHe / taille de grains 421

5.A - III b) Inversion des âges AFT et AHe 422

5.B) Résultats des analyses sur oxydes de fer et de manganèse 423

5.B - I. Résultats d'analyses des oxydes 424

5.B - I a) Âges (U-Th)/He sur oxyde de fer (OFeHe) 424

5.B - I b) Âges (U-Th)/He sur oxyde de manganèse (OMnHe) 425

5.B - I c) Analyse géochimique des Majeurs et Traces 426

5.B - II. Résultats OFe/MnHe par zone géographique 427

5.B - II a) Résultats du secteur de Bajo La Leona ... 427

- **Bajo La Leona (zone 1) ... 427**
- **Bajo La Leona (zone 2) ... 430**

5.B - II b) Résultats du secteur d'El Tranquilo ... 431

- **El Tranquilo (zone 1) ... 431**
- **El Tranquilo (zone 2) ... 434**

5.B - II c) Résultats du secteur Cerro Vanguardia ... 438

5.B - II d) Résultats du secteur La Josefina ... 440

5.B - III. Signification des résultats OFe/MnHe ... 442

5.B - III a) Âges significativement plus jeunes que l'âge de cristallisation ... 442

5.B - III b) Origine de la dispersion des âges ... 442

5.C) Inversion des données thermochronologiques AFT, AHe et OFe/MnHe ... 444

5.C - I. Inversion des données apatite (AFT et AHe) par unité géologique ... 444

5.C - I a) Inversions des données du socle ... 444

- **Résultats d'inversion, conservation des chemins « complexes » ... 445**
- **Résultats d'inversion, non-conservation des chemins « complexes » ... 447**
- **Signification générale des résultats d'inversion du socle ... 448**

5.C - I b) Inversions de données : unité intrusive de La Leona ... 448

- **Résultats d'inversions : La Léona - échantillon G26 ... 449**
- **Résultats d'inversions : La Léona - pluton de La Calandria ... 450**
- **Signification générale des résultats d'inversion de l'unité intrusive de La Leona ... 453**

5.C - I c) Inversions de données : le Complexe Volcanique de Bahia Laura ... 455

- **Résultats d'inversions : CVBL - intrusion de Cerro Leon ... 455**
- **Résultats d'inversion : CVBL - coulées rhyolitiques du CVBL ... 456**
- **Signification générale des résultats d'inversions : le CVBL ... 458**

5.C - I d) Inversion de données : la couverture Crétacée ... 459

5.C - II. Inversion des données OFe/MnHe par zone ... 460

5.C - II a) Inversion de données : secteur de Bajo La Leona ... 460

- **Résultats d'inversion : Zone 1 (oxydes de manganèse) ... 460**
- **Signification possible des résultats d'inversion : Zone 1 (oxydes de manganèse) ... 462**
- **Résultats d'inversion : Zone 2 (oxydes de fer) ... 462**

5.C - II b) Inversion de données : secteur El Tranquilo ... 464

- **Résultats d'inversion : El Tranquilo – Zone 1 (oxydes de fer) ... 464**
- **Signification possible des résultats d'inversion : El Tranquilo – Zone 1 (oxydes de fer) ... 464**
- **Résultats d'inversion : El Tranquilo – Zone 2 (oxydes de manganèse) ... 466**
- **Signification possible des résultats d'inversion : Zone 2 (oxydes de manganèse) ... 466**

5.C - II c) Inversion de données : secteur Cerro Vanguardia 468

- **Résultats d'inversion : secteur Cerro Vanguardia 468**
- **Signification possible des résultats d'inversion : secteur Cerro Vanguardia 468**

5.C - II d) Inversion de données : secteur La Josefina 470

- **Résultats d'inversion : secteur La Josefina 470**
- **Signification possible des résultats d'inversion : secteur La Josefina 470**

5.D) Modélisations numériques (CAGES2D) des évolutions du profil géothermique du Massif du Deseado 472

5.D - I. Introduction au logiciel CAGES2D 473

5.D - II. Modélisation d'une coulée de surface (CVBL et épanchement Cénozoïques) 475

5.D - II a) Présentation du modèle n°1 : simple coulée 475

5.D - II b) Résultats du modèle n°1: simple coulée 476

5.D - II c) Sensibilité des thermochronomètres AFT, AHe et OFe/MnHe au dépôt d'une coulée 478

- **Sensibilité des traces de fission sur apatite au modèle n°1 ..... 479**
- **Sensibilité de l'(U-Th)/He sur apatite au modèle n°1 ..... 480**
- **Sensibilité de l'(U-Th)/He sur oxyde de fer et de manganèse au modèle n°1 ..... 481**

5.D - III. Modélisation de perturbation du gradient thermique (arrivée du point chaud Karoo-Ferrar). 483

5.D - III a) Présentation du modèle n°2 : perturbation du gradient thermique 483

5.D - III b) Résultats du modèle n°2 : plume 484

- **Résultat du modèle n°2 sans dynamique verticale : 484**
- **Résultat du modèle n°2 avec une dynamique verticale simple : 485**

5.D - III c) Amplitude de la modification du profil thermique de la croûte : modèle n°2 486

5.D - IV. Modélisation de la combinaison de l'enfouissement et du changement de flux thermique 487

5.D - IV a) Présentation du modèle n°3 : enfouissement et flux thermique 487

5.D - IV b) Résultats du modèle n°3 : enfouissement et flux thermique 488

- **Accumulation de dépôts chauds *vs* dépôts froids : 489**
- **Détails des résultats de l'accumulation de dépôts chauds : 490**

5.D - IV c) Amplitude de la modification du profil thermique de la subsurface : modèle n°3 491

Bibliographie du Chapitre 5 : 493

Table des illustrations :

Figure 5.A - I–1 : cartes des échantillons analysés en AFT et AHe dans le Massif du Deseado.....403
Figure 5.A - I–1 : âges corrigés AHe en fonction de la concentration en eU pour l'ensemble des données du Massif du Deseado.....404
Figure 5.A - I–2 : âges corrigés AHe en fonction de deux paramètres équivalents à la taille des apatites pour l'ensemble des échantillons.....405
Figure 5.A - I–3 : âges centraux AFT en fonction de la moyenne des longueurs de traces de fission pour l'ensemble des échantillons.....406
Figure 5.A - II–1 : rapports chimiques des échantillons du socle analysés en AHe.....408
Figure 5.A - II–2 : âges corrigés AHe des échantillons du socle en fonction de la concentration en eU et de la masse de calcium.....409
Figure 5.A - II–3 : histogrammes des longueurs de traces de fission pour les échantillons du socle.....410
Figure 5.A - II–4 : âges corrigés AHe en fonction de la concentration en eU et âge central AFT des échantillons du socle.....411
Figure 5.A - II–5 : rapports chimiques des échantillons de l'unité La Leona analysés en AHe.....412
Figure 5.A - II–6 : âges corrigés AHe des échantillons de l'unité La Leona en fonction de la concentration en eU et de la masse de l'apatite.....414
Figure 5.A - II–7 : histogrammes des longueurs de traces de fission pour les échantillons de l'unité de La Leona.....415
Figure 5.A - II–8 : âges corrigés AHe et âges centraux AFT des échantillons du socle en fonction de la concentration en eU.....416
Figure 5.A - II–9 : rapports chimiques des échantillons du CVBL analysés en AHe.....417
Figure 5.A - II–10 : âges corrigés AHe des échantillons du CVBL en fonction de la concentration en eU et de la masse de l'apatite.....418
Figure 5.A - II–11 : âges-corrigés AHe en fonction de la concentration en eU et âge central AFT des échantillons du CVBL.....419
Figure 5.A - II–12 : histogramme des longueurs de traces de fission pour les échantillons de la formation Bajo Grande.....420
Figure 5.A - III–1 : corrélation âges corrigés AHe / masse de l'apatite des échantillons du socle et de l'unité La Leona.....421
Figure 5.A - III–2 : âges corrigés AHe et âges centraux AFT des échantillons du socle et de l'unité La Leona.....422
Figure 5.A - III–3 : carte des échantillons analysés en OFe/MnHe dans le Massif du Deseado.....423
Figure 5.B - I–1 : âges (U-Th)/He des échantillons d'oxyde de fer en fonction de la concentration en eU.....424
Figure 5.B - I–2 : âges (U-Th)/He des deux populations des échantillons d'oxyde de manganèse en fonction de la concentration en eU.....425
Figure 5.B - I–3 : spectres des éléments traces normalisés à la chondrite C1 des échantillons d'oxydes de fer et de manganèse du Massif du Deseado.....426
Figure 5.B - II–1 : rapports chimiques des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 1), analysés en OFe/Mn He.....427

Figure 5.B - II–2 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 1) en fonction de la concentration en eU et de la masse 429

Figure 5.B - II–3 : rapports chimiques des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 2), analysés en OFe/MnHe 430

Figure 5.B - II–4 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 2) en fonction de la concentration en eU 430

Figure 5.B - II–5 : rapports chimiques des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 1), analysés en OHe 431

Figure 5.B - II–6 : Âges OFe/MnHe des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 1) en fonction de la concentration en eU et du poids 433

Figure 5.B - II–7 : rapports chimiques des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 2), analysés en OHe 435

Figure 5.B - II–8 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 2) en fonction de la concentration en eU et de la masse. 436

Figure 5.B - II–9 : âges OHe des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 2) présenté par morphologie, en fonction de la concentration en eU et de la masse, séparés par génération 437

Figure 5.B - II–10 : rapports chimiques des échantillons du secteur de Cerro Vanguardia, analysés en OFe/MnHe 438

Figure 5.B - II–11 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur de Cerro Vanguardia en fonction de la concentration en eU et de la masse 439

Figure 5.B - II–12 : rapports chimiques des échantillons du secteur de La Josefina, analysés en OFe/MnHe 440

Figure 5.B - II–13 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur de La Josefina en fonction de la concentration en eU et du poids 441

Figure 5.C - I–1 : inversions de données des échantillons du socle, réalisées avec le logiciel QTQt 446

Figure 5.C - I–2 : inversions de données (non-conservation des chemins complexes) des échantillons du socle, réalisées avec le logiciel QTQt 447

Figure 5.C - I–3 : inversions de données de l'échantillon G26 provenant de l'unité de La Leona, réalisées avec le logiciel QTQt 449

Figure 5.C - I–4 : carte du pluton la Calandria 450

Figure 5.C - I–5 : inversions de données individuelles des échantillons du pluton de La Calandria de l'unité de La Leona, réalisées avec le logiciel QTQt 452

Figure 5.C - I–6 : inversions de données des échantillons groupés du pluton de La Calandria de l'unité de La Leona, réalisées avec le logiciel QTQt avec et sans conservation des chemins complexes 453

Figure 5.C - I–7 : inversion de données de l'échantillon du laccolithe Cerro Leon, réalisé avec le logiciel QTQt 456

Figure 5.C - I–8 : inversion de données de l'échantillon DES19#29 du CVBL, réalisé avec le logiciel QTQt 457

Figure 5.C - I–9 : inversions de données des échantillons G28 et DES19#08 du CVBL, réalisées avec le logiciel QTQt 458

Figure 5.C - I–10 : Inversion de données de l'échantillon MG52 du CVBL, réalisée avec le logiciel QTQt 459

Figure 5.C - II–1 : inversion de données des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 1), réalisée avec le logiciel QTQt....461

Figure 5.C - II–2 : inversion de données des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 2), réalisée avec le logiciel QTQt....463

Figure 5.C - II–3 : inversion de données des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 1), réalisée avec le logiciel QTQt....465

Figure 5.C - II–4 : inversion de données des échantillons du secteur d'El Tranquilo(zone 2), réalisée avec le logiciel QTQt....467

Figure 5.C - II–5 : inversion de données des échantillons du secteur de Cerro Vanguardia, réalisée avec le logiciel QTQt....469

Figure 5.C - II–6 : inversion de données des échantillons du secteur de La Josefina, réalisée avec le logiciel QTQt....471

Figure 5.D - I–1 : interfaces d'utilisation du modèles CAGES2D....474

Figure 5.D - II–1 : modèle n°1 permettant de modéliser l'impact d'une coulée volcanique sur la subsurface, modélisations réalisées avec CAGES2D....476

Figure 5.D - II–2 : évolution de la température en fonction du temps sur 500 ans, entre 0 et 100 mètres de profondeur, dans le cas du modèle n°1....477

Figure 5.D - II–3 : évolution de la température en fonction du temps sur 6 000 ans, entre 0 et 100 mètres de profondeur, dans le cas du modèle n°1....477

Figure 5.D - II–4 : diagrammes d'Arrhenius comprenant les enveloppes de réchauffement temps-températures atteint par les différentes morphologies du modèle n°1....478

Figure 5.D - II–5 : diagrammes d'Arrhenius comprenant les enveloppes de temps-températures atteinte par les différentes morphologies du modèle n°1, ainsi que les courbes d'iso-cicatrisation des traces de fission dans l'apatite suivant le modèle de Ketcham – 2007....479

Figure 5.D - II–6 : diagrammes d'Arrhenius comprenant les enveloppes de temps-températures atteinte par les différentes morphologies du modèle n°1, ainsi que les droites d'iso-dégazage d'hélium dans l'apatite suivant le modèle de Gerin – 2017....480

Figure 5.D - II–7 : diagrammes d'Arrhenius comprenant les enveloppes de temps-températures atteinte par les différentes morphologies du modèle n°1, ainsi que les droites d'iso-dégazage d'hélium dans les oxydes de fer et de manganèse....482

Figure 5.D - III–1 : modèle n°2, permettant de modéliser l'impact de la dynamique mantellique sur le gradient géothermique, modélisation réalisée avec CAGES2D....484

Figure 5.D - III–2 : évolution de la température en fonction du temps, sur 200 Ma, en subsurface et en base de croûte, dans le cas du modèle n°2 (sans dynamique verticale)....485

Figure 5.D - III–3 : résultat du modèle n°2 (avec dynamique verticale) :....486

Figure 5.D - IV–1 : modèle n°3, permettant de modéliser l'impact de l'enfouissement sous du matériel (chaud et froid) et le changement de gradient thermique sur la subsurface, modélisations réalisées avec CAGES1.5D....488

Figure 5.D - IV–2 : évolution de la température en fonction du temps sur 1 Ma ans en sub-surface, dans le cas du modèle n°3....489

Figure 5.D - IV–3 : évolution de la température en fonction du temps sur 0,5 Ma en sub-surface, dans le cas du modèle n°3 avec les différentes configurations des dépôts chauds.....491

5.A) Résultats des analyses sur apatites des échantillons

Les résultats des analyses thermochronologiques sur apatites comprennent ceux issus des méthodes (U-Th)/He (AHe) et traces de fission (AFT).

Cette partie commence par donner un aperçu des résultats des deux thermochronomètres, axés sur les gammes d'âge obtenues, puis les résultats AHe et AFT sont détaillés unité par unité. Finalement, cette partie se termine par un résumé des résultats principaux, ainsi que leur signification en matière de chemin $t(T)$ dans le contexte géologique du Massif du Deseado.

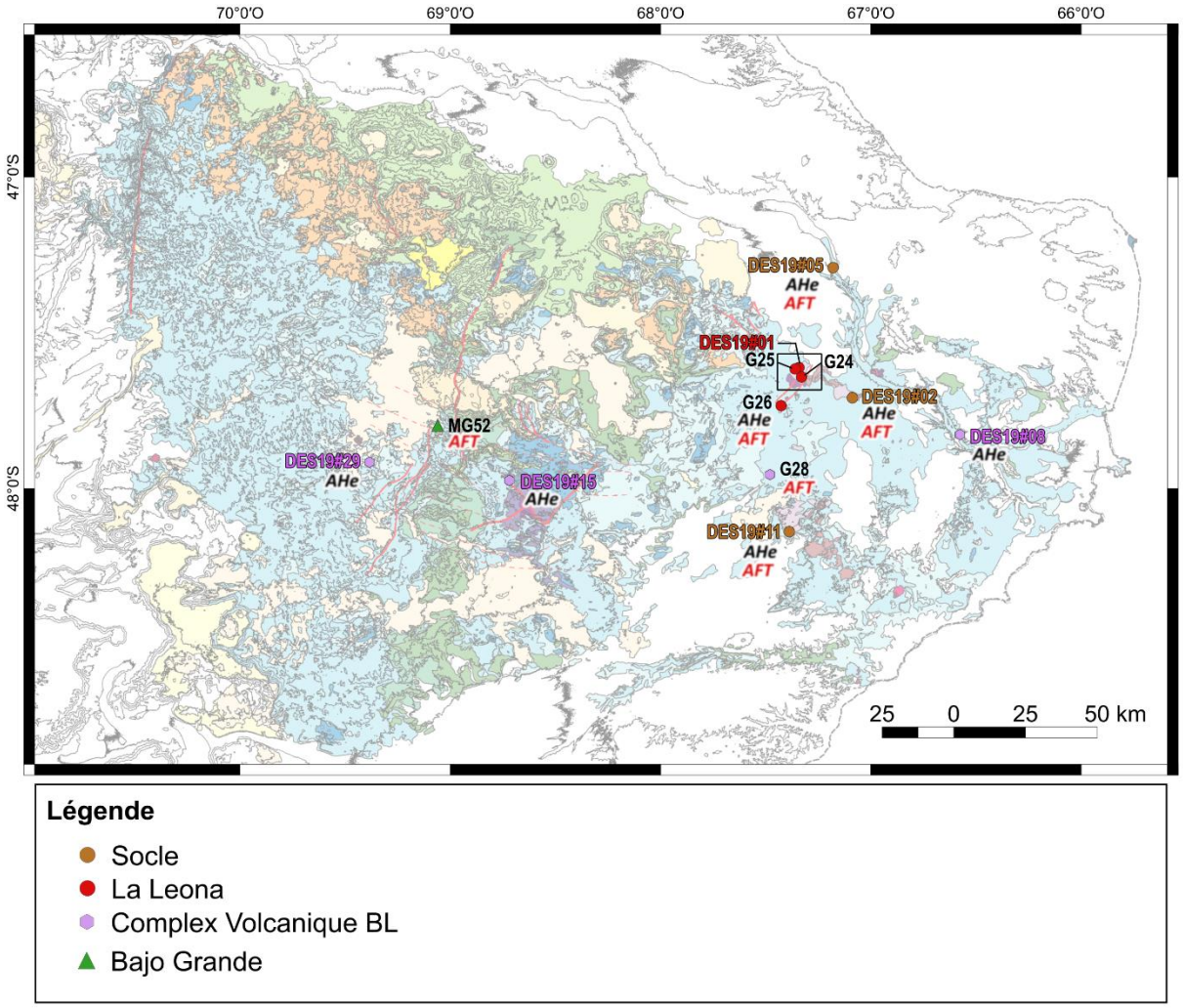


Figure 4.A - III–3 : cartes des échantillons analysés en AFT et AHe dans le Massif du Deseado

5.A - I. Aperçu des âges des thermochronomètres sur apatite

5.A - I a) Âges corrigés AHe

L'ensemble des âges corrigés obtenus par la méthode (U-Th)/He sur apatite dans le Massif du Deseado varient, dans la barre d'erreur, entre ~210 et ~100 Ma. Dans le Massif du Deseado, cette période de temps correspond à celle entre la mise en place de l'unité intrusive de La Leona et le dépôt de la couverture Crétacés (groupement Baqueró).

La Figure 5.A - I–1, qui présente l'ensemble les âges corrigés AHe en fonction de la concentration en eU (uranium effectif= U+0,24Th) des échantillons, montre qu'il existe une forte variabilité de la concentration en eU de ~10 à plus de ~200 ppm. À l'échelle de l'ensemble des échantillons, il n'existe pas de corrélation entre les âges corrigés et la concentration en eU.

La Figure 5.A - I–2 présente cette fois les âges corrigés AHe en fonction de deux paramètres traçant la taille des apatites : le rayon de la sphère équivalente (calculé par l'intermédiaire de QT_LFT (Gautheron and Tassan-Got, 2010) et la masse de l'apatite calculée à partir de la concentration en calcium analysée par ICP-MS. A contrario de la concentration en eU, les âges corrigés semblent indiquer une tendance en fonction de la taille d'apatite, avec des âges corrigés plus vieux pour des tailles d'apatite plus grandes.

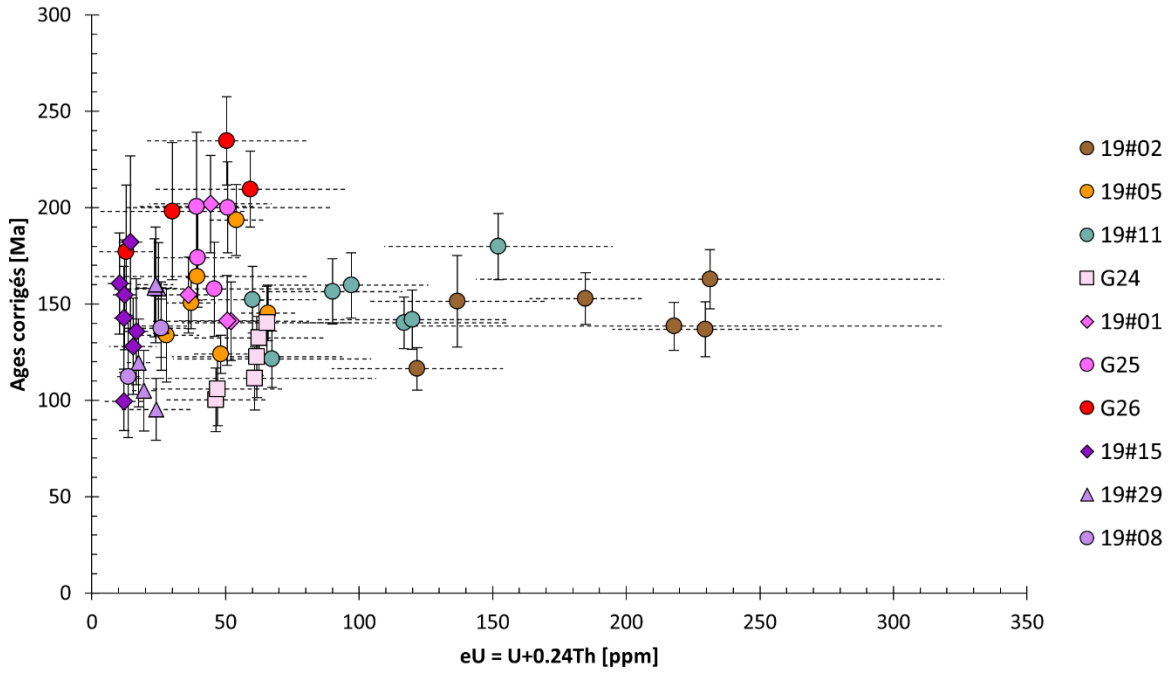


Figure 5.A - I–1 : âges corrigés AHe en fonction de la concentration en eU pour l'ensemble des données du Massif du Deseado
Le code couleur sera utilisé pour l'ensemble des figures

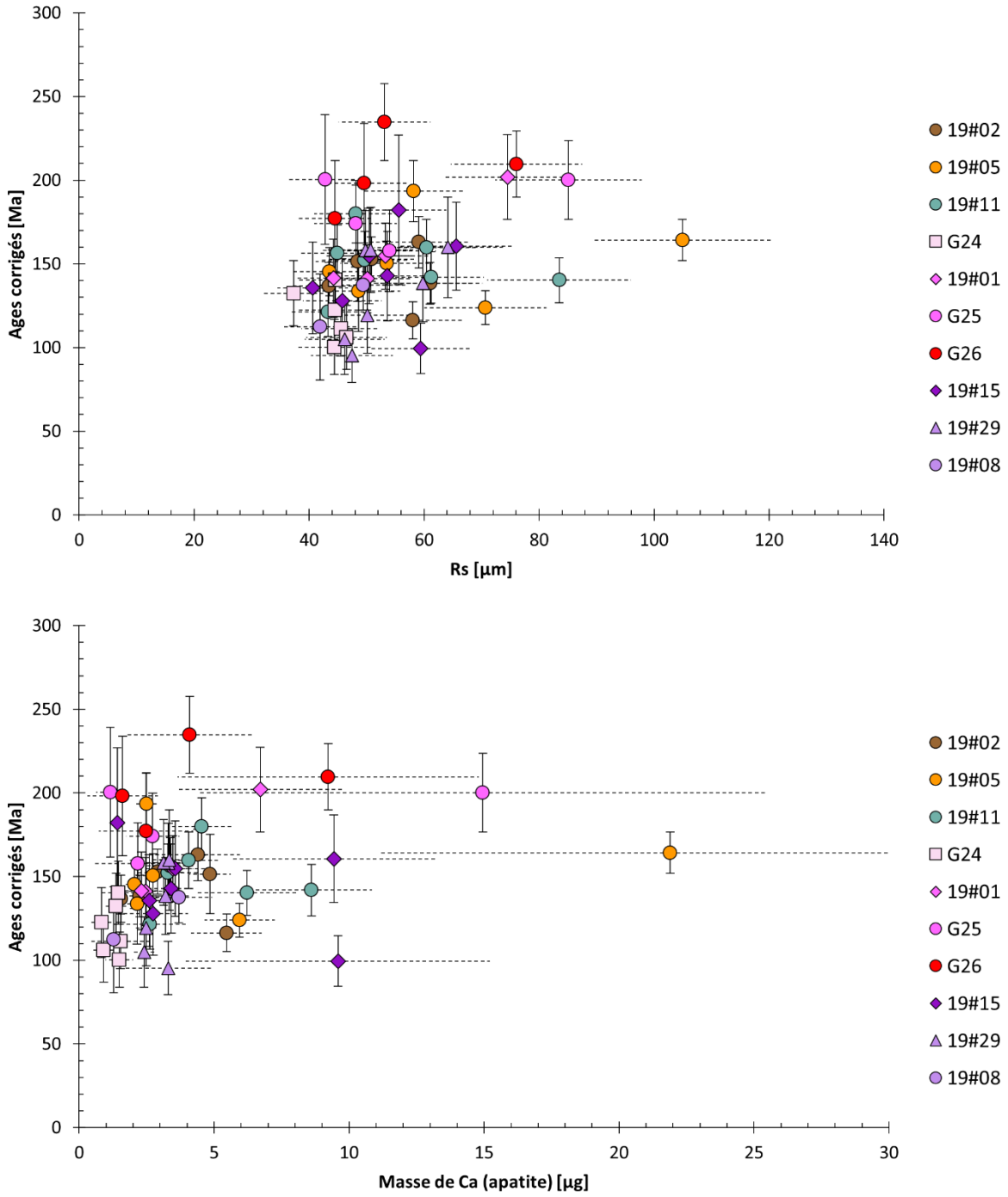


Figure 5.A - I–2 : âges corrigés AHe en fonction de deux paramètres équivalents à la taille des apatites pour l'ensemble des échantillons
Graphique A : Rs, pour le rayon de la sphère équivalente
Graphique B : le poids de l'apatite calculé avec la mesure du calcium

5.A - I b) Âges et longueurs d'AFT

Les âges centraux AFT (Figure 5.A - I–3), sont compris entre ~200 Ma et ~50 Ma, dans une gamme similaire à celle des AHe. Les échantillons dans lesquels les longueurs des traces (ALFT) ont pu être mesurées possèdent des longueurs moyennes entre ~11 et ~13 µm, à l'exception de l'échantillon MG52 provenant de la formation Bajo Grande qui est caractérisée par une valeur plus grande, supérieure à 14 µm.

Les histogrammes de longueur de trace possèdent des morphologies variables et sont présentés avec chaque unité géologique. Les D_{par} mesurés varient entre ~1 et ~2 µm, ce qui indique des résistances à la cicatrisation faibles et légèrement variables pour les apatites.

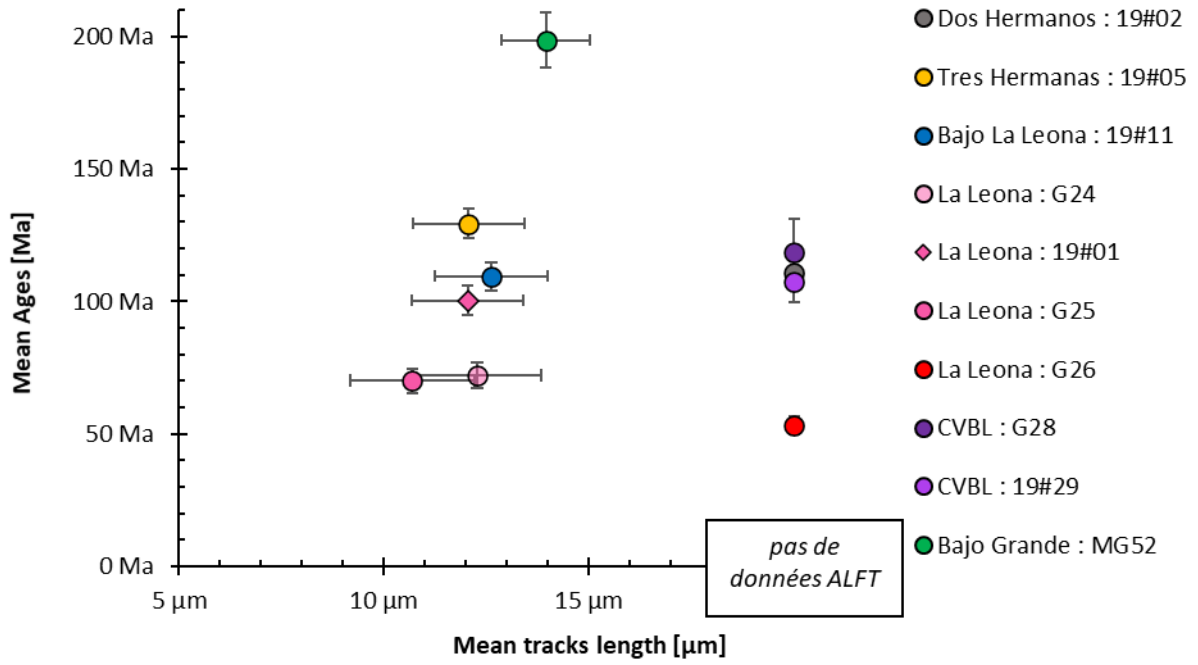


Figure 5.A - I–3 : âges centraux AFT en fonction de la moyenne des longueurs de traces de fission pour l'ensemble des échantillons

5.A - II. Résultats des données AFT et AHe par unité géologique

5.A - II a) Le socle

Les échantillons provenant des roches du socle sont DES 19#02, 19#05 et 19#11, et correspondent respectivement au lieudit de Dos Hermanos, Tres Hermanas et Bajo La Leona ; l'ensemble des échantillons ont pu être analysés en AFT et AHe.

- **(U-Th)/He sur apatite**

i. La chimie

Les résultats des analyses chimiques sont présentés sous la forme de graphique Th/U vs Sm/Th, ces graphiques permettent de mettre en évidence la présence d'anomalies issues de problèmes de chimie ou de problèmes dans les grains (ex. : inclusion, altération…).

La Figure 5.A - II–1, présente l'évolution les rapports Th/U et Sm/Th des différents échantillons du socle et met en évidence de faibles valeurs de rapports Th/U des échantillons. Ces valeurs indiquent des roches d'origine plutonique ou métamorphique, en particulier pour les échantillons 19#02 et 19#05 qui possèdent des rapports inférieurs à 1. Ces résultats sont en accord avec les données pétrographiques et de la littérature quant à la nature des roches, confirmant la fiabilité des résultats (c.-à-d. pas d'inclusion solide ou fluide).

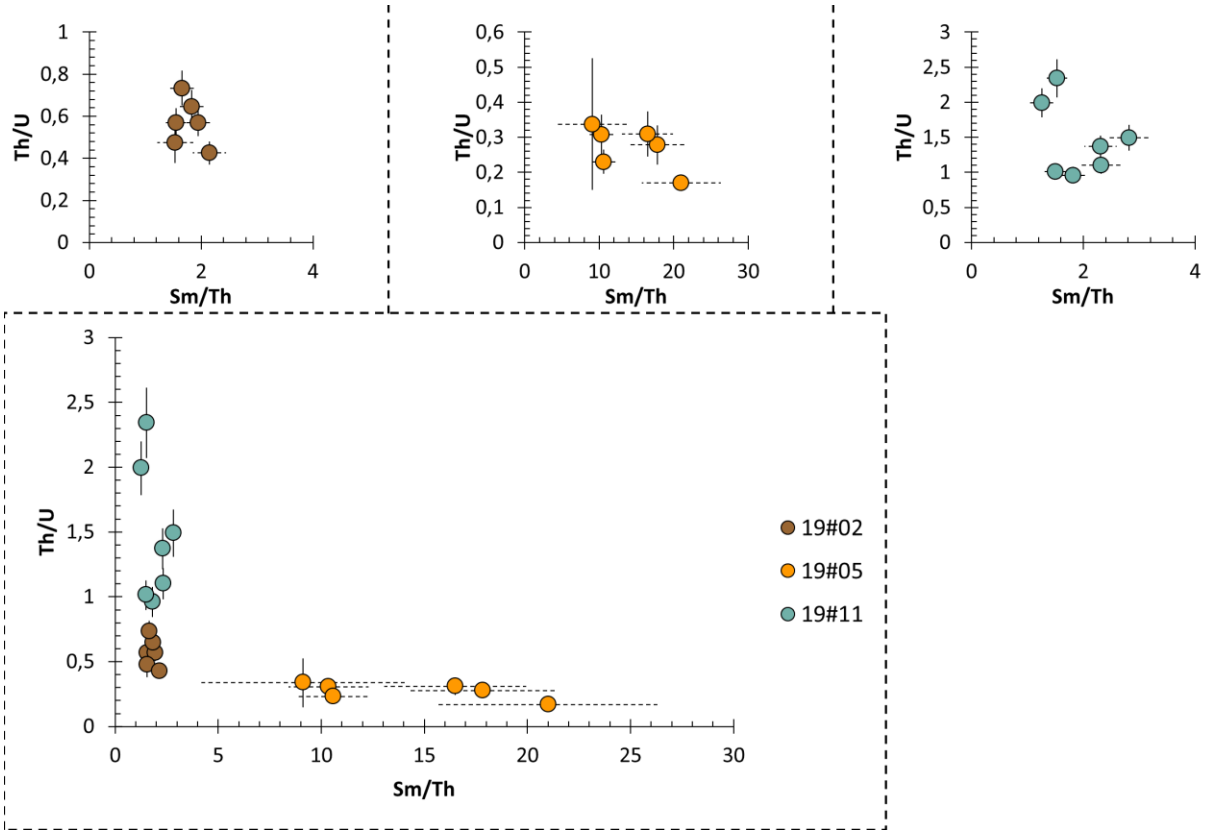


Figure 5.A - II–1 : rapports chimiques des échantillons du socle analysés en AHe

ii. Les âges AHe

Les âges AHe des échantillons du socle sont dispersés entre ~200 Ma et ~100 Ma, sans distinction du type d'échantillon ou de sa position géographique.

Le premier graphique de la Figure 5.A - II–2 présente les âges corrigés AHe en fonction de la concentration en eU et met en évidence le fait que les échantillons du socle sont ceux qui possèdent la concentration en eU la plus élevée (entre 50 et 250 ppm). Ces concentrations sont variables entre échantillons : les apatites de 19#02 possèdent les concentrations en eU les plus riches et 19#05 sont relativement les plus pauvres. La représentation des âges corrigés en fonction du eU de la Figure 5.A - II–2 semble montrer une tendance au sein de chaque échantillon ; il n'existe cependant pas de corrélation réelle entre la concentration en eU et l'âge corrigé des échantillons.

Le second graphique Figure 5.A - II–2 présente les âges corrigés en fonction de la masse des apatites et semble mettre en évidence une double tendance, liant la taille des apatites à leur âge corrigé. Ainsi, indépendamment du type d'échantillon et à l'exception de certains grains qui sortent de la tendance, l'âge corrigé augmenterais avec la taille du grain. Cette augmentation converge jusqu'aux environs de 5 µg, où il serait observé un effet de « saturation » des âges qui atteindraient une valeur palier de ~180 Ma.

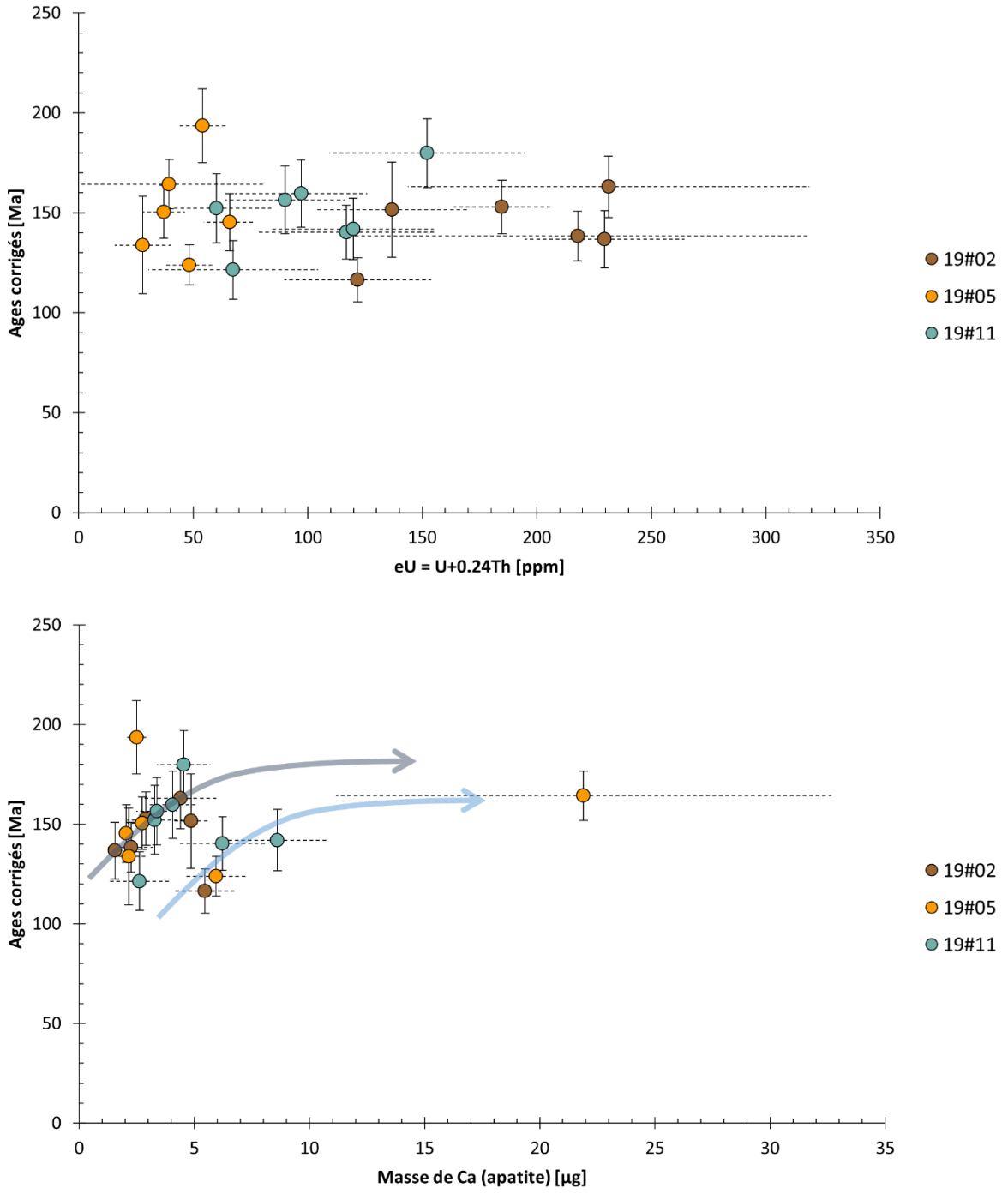


Figure 5.A - II–2 : âges corrigés AHe des échantillons du socle en fonction de la concentration en eU et de la masse de calcium
Les flèches représentent les tendances masse-âges corrigées

- **Traces de fission sur apatite**

Les trois échantillons du socle ont pu être analysés en traces de fission, et les échantillons DES19#05 et 19#02 ont fourni suffisamment de longueurs pour obtenir des histogrammes robustes qui sont présentés dans la Figure 5.A - II–3.

Les âges traces de fission sont de 111±5 Ma ; 129±6 Ma et 110±5 Ma pour respectivement DES19#02, 19#05 et 19#11, et les longueurs moyennes de traces de 12.0±1,4 µm et 12,5±1,4 µm pour les échantillons DES19#05 et 19#11.

L'histogramme correspondant à 19#05 montre une majorité de longueurs en dessous de 13 µm, avec une morphologie relativement mixée. À l'opposé, celui de 19#11 est relativement asymétrique, avec une morphologie pratiquement bimodale et des longueurs supérieures à 12 µm.

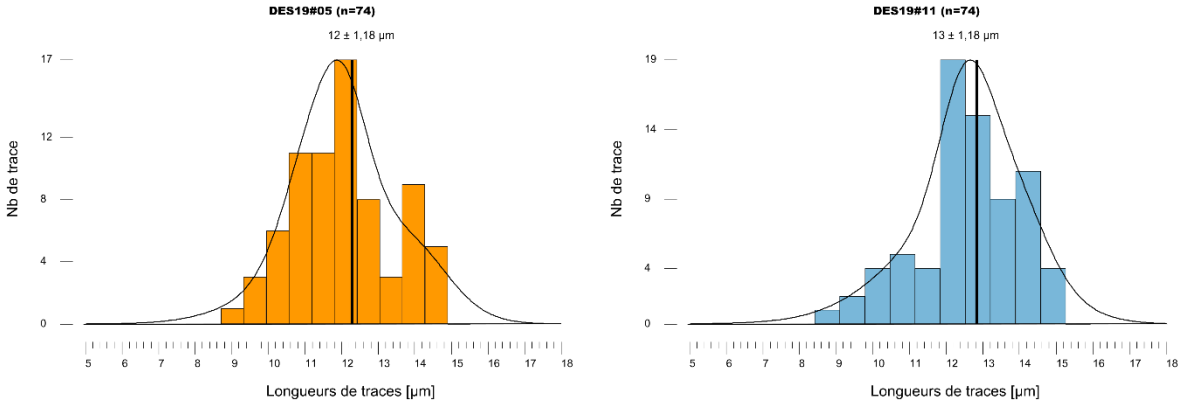


Figure 5.A - II–3 : histogrammes des longueurs de traces de fission pour les échantillons du socle

- **Comparaison entre les résultats des thermochronomètres.**

Comme illustré par la Figure 5.A - II–4 dans le cas du socle, l'ensemble des échantillons montre des âges AFT plus jeunes (ou égaux aux plus jeunes) des âges corrigés AHe.

Les âges AHe plus vieux que les âges AFT (dit « inversion des âges») indiquent que la diffusion de l'hélium dans ces échantillons ne répond pas aux modèles classiques (*cf.* Chapitre 2). Ces échantillons ne semblant pas montrer de traces d'inclusions (Figure 5.A - II–1), ce comportement peut être associé à une histoire thermique complexe des échantillons, ainsi qu'à l'accumulation de l'endommagement des apatites provoquée par l'histoire thermique des échantillons (*cf.* Chapitre 1, en sub-surface depuis 300-250 Ma).

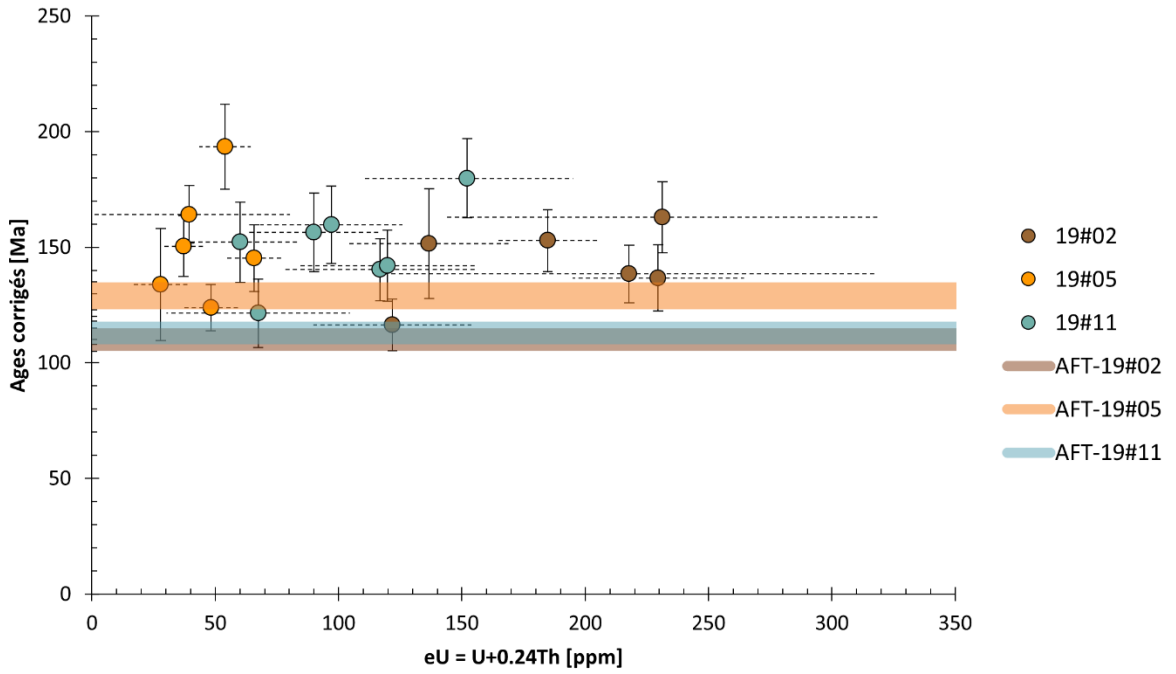


Figure 5.A - II–4 : âges corrigés AHe en fonction de la concentration en eU et âge central AFT des échantillons du socle

5.A - II b) L'unité intrusive de la Leona

Les échantillons de l'unité intrusive de La Leona sont DES 19#01, G24, G25 et G26 et proviennent de deux plutons différents. Les trois premiers ont été échantillonnés à Estancia La Calandria (affleurement Nord de l'unité la Leona) et le dernier (G26) provient d'un affleurement de petite taille qui est non référencé cartographiquement, entre Estancia La Calandria et La Leona (le lieudit).

Au niveau d'Estancia la Calandria, les échantillons DES 19#01 et G25 se trouvent à la bordure Ouest du pluton et l'échantillon G24 se trouve à la bordure est.

- **(U-Th)/He sur apatite**

i. La chimie

Les rapports chimiques, présentés dans la Figure 5.A - II–5, des échantillons 19#01, G25 et G24 provenant de La Calandria indiquent une composition plutôt homogène, en particulier pour les échantillons 19#01 et G25 provenant de la même zone du pluton. Les gammes de Th/U de ces échantillons, évoluant entre 2 et 8, se rapprochent de valeurs attendues dans le cas d'échantillons volcaniques (ratio ≥ 5-10) ; cette augmentation du rapport indique des conditions de cristallisation particulière, avec probablement la cristallisation des échantillons 19#01 et G25 à partir d'un magma peu différencié.

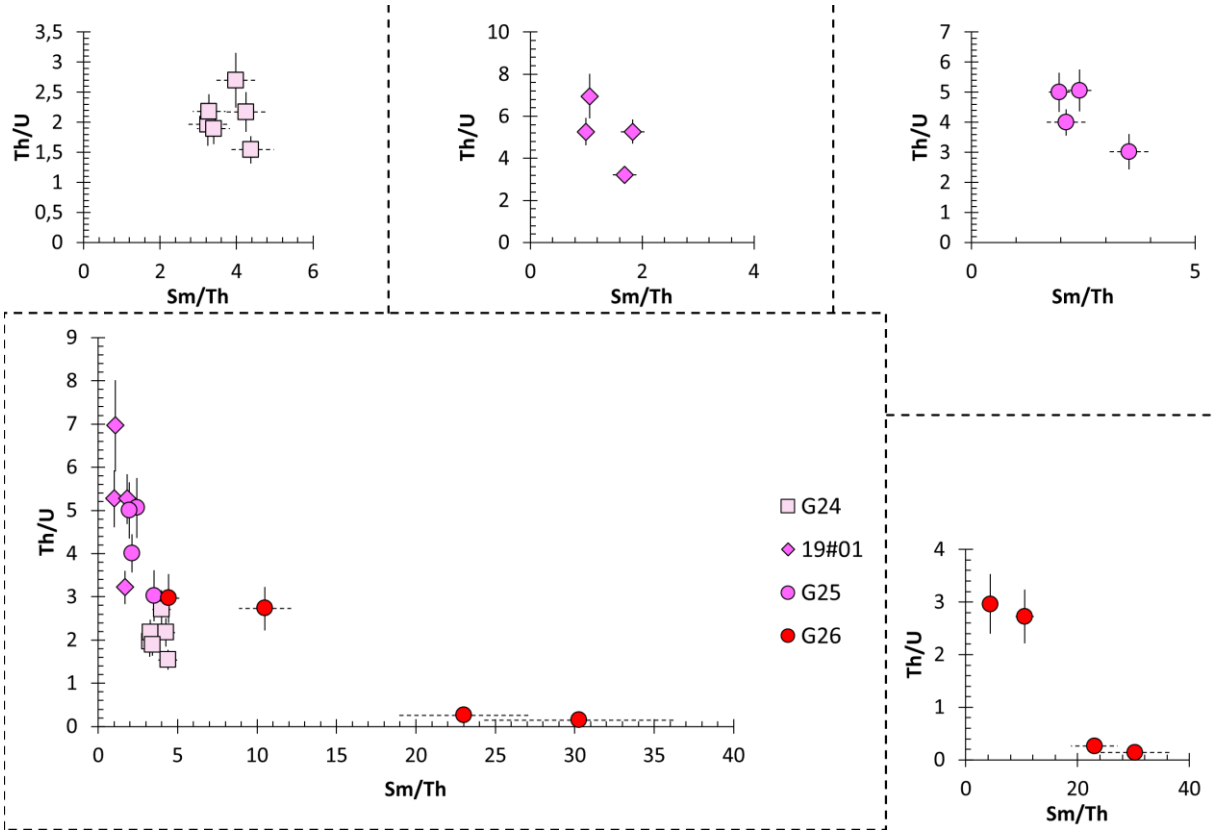


Figure 5.A - II–5 : rapports chimiques des échantillons de l'unité La Leona analysés en AHe

Les rapports de l'échantillon G26, toujours présentés dans la Figure 5.A - II–5, diffèrent de ceux des autres échantillons de La Leona à l'exception d'un grain. En effet, G26 possède des rapports de Th/U très bas (<1), plus proches de ceux attendus dans le cas d'un pluton, ainsi que des valeurs de Sm/Th significativement différentes.

Ces différences de rapport peuvent être issues de plusieurs phénomènes :

- une erreur de formation (l'échantillonnage n'aillant pas été réalisé dans le cadre de cette étude et l'affleurement étant inconnu)
- une cristallisation complexe de cette partie de l'unité La Leona avec l'incorporation d'apatite du socle
- une altération des apatites de G26.

ii. Les âges AHe

La Figure 5.A - II–6 présente les âges corrigés des échantillons de l'unité de La Leona, qui possèdent les âges AHe les plus vieux de cette étude avec des valeurs pouvant dépasser les ~200 Ma dans la barre d'erreur. À la différence des apatites provenant des roches du socle, une différence d'âge corrigé selon les échantillons est observée, avec :

- G24 qui est caractérisé par les âges corrigés les plus jeunes (entre ~100 et ~150 Ma)

- 19#01 et G25 qui sont caractérisés par les âges corrigés plus âgés (entre ~150 et ~200 Ma)
- G26 qui possèdent les âges les plus vieux (entre ~175 et ~240 Ma)

Cette séparation de gamme d'âges ne semble néanmoins pas être influencée par la concentration en eU, traceur de l'endommagement (Figure 5.A - II–6), les échantillons étant tous regroupés entre ~20 et ~70 ppm. L'échantillon G24 est le seul à montrer une corrélation relativement consistante entre la concentration en eU et l'âge corrigé.

L'âge de cristallisation de l'unité intrusive de La Leona est estimé à ~210-202 Ma ; or l'échantillon G26 possède des grains qui sont plus vieux que l'âge de cristallisation. Ces résultats, ajoutés aux rapports chimiques différents, tendent à indiquer que l'échantillon G26 doit être considéré comme à part, et éventuellement écarté de l'étude.

Pour finir, la Figure 5.A - II–6 présente les âges corrigés AHe de l'unité de La Leona en fonction de la masse de l'apatite et révèle une corrélation forte entre l'âge corrigé et la taille du grain. De même que pour les échantillons de socle, il est constaté une augmentation de l'âge corrigé avec la taille du grain et un effet de « saturation » au-dessus de 5 µg. Il semble d'ailleurs que l'âge corrigé de « saturation » corresponde à l'âge de cristallisation du pluton de L'unité La Leona (~210 Ma). A noter que la Figure 5.A - II–6 met aussi en évidence le fait que le seul échantillon qui est caractérisé par une corrélation âge corrigé / eU (G24) est également le seul à posséder des grains de tailles homogènes (entre 1 et 2 µg).

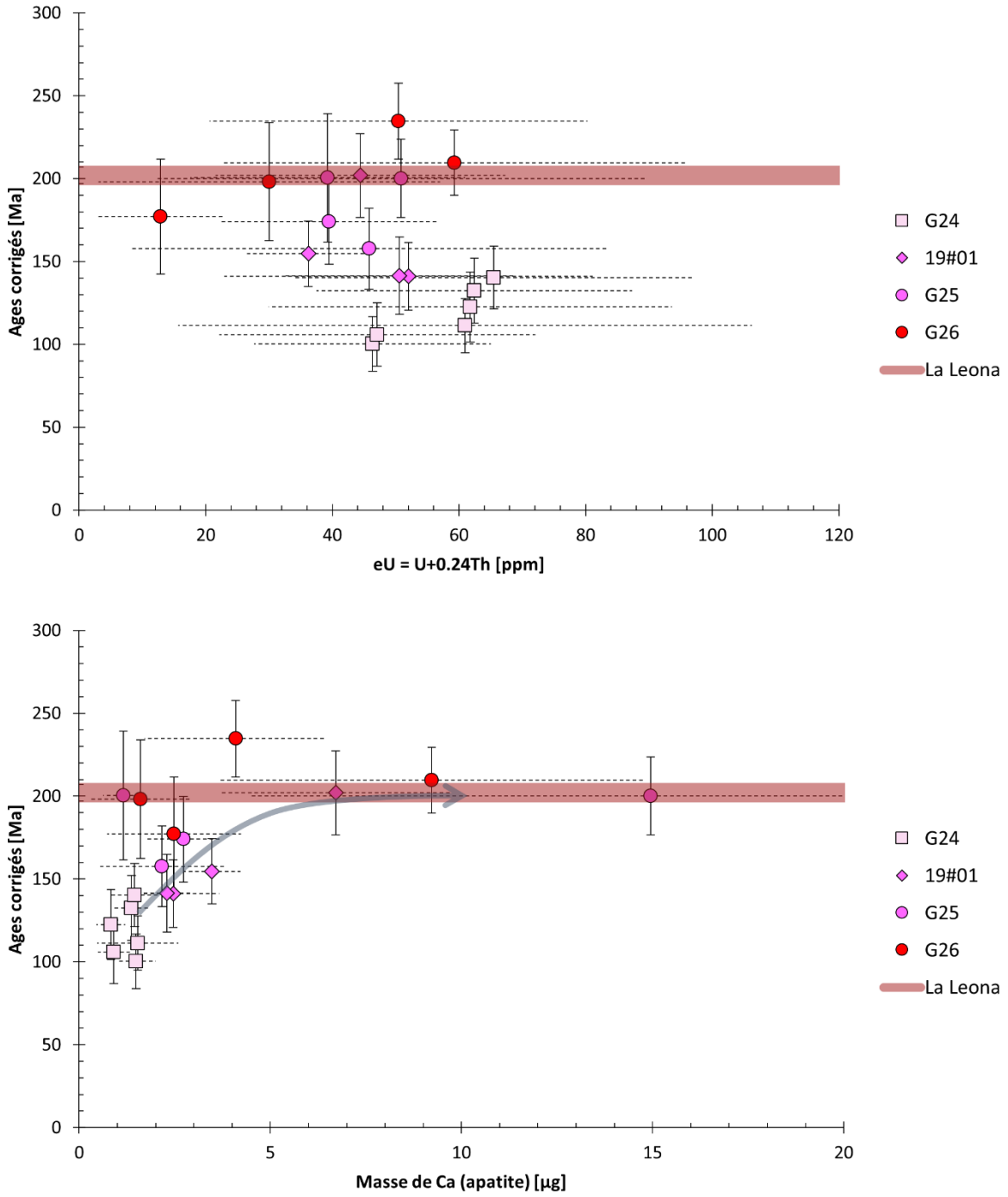


Figure 5.A - II–6 : âges corrigés AHe des échantillons de l'unité La Leona en fonction de la concentration en eU et de la masse de l'apatite.
Trait rouge *: âges de cristallisation des plutons de l'unité La Leona*
Flèche grise : *tendance âges corrigés – masse des apatites*

- **Traces de fission sur apatite**

Les échantillons G24, G25 et G26 proviennent d'une étude précédente (Fernández *et al.*, 2020) qui a permis leur datation en traces de fission et a donné les âges moyens de, respectivement, 72±5 Ma, 70±5 Ma et 53±3 Ma avec une longueur moyenne pour G24 à 12,3±1,6 µm.

En ajout de cette étude, l'échantillon 19#01 a été daté en AFT à 100±6 Ma et les longueurs de traces moyennes sont de12.0±1,4 µm.

La Figure 5.A - II–7 présente les histogrammes des longueurs de traces de l'échantillon G24, qui montrent une morphologie quasi bimodale, ainsi que l'échantillon 19#01 qui présente une morphologie mixte. Tous deux présentent des longueurs relativement courtes.

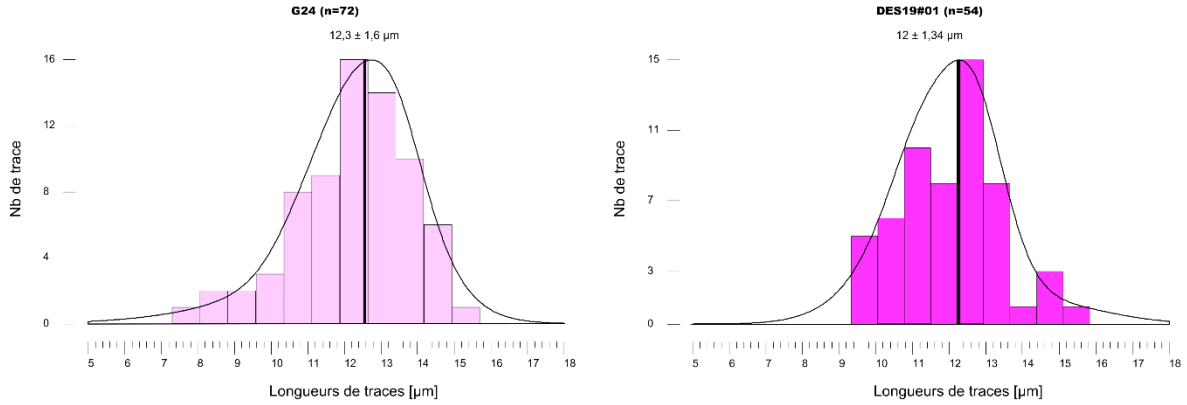


Figure 5.A - II–7 : histogrammes des longueurs de traces de fission pour les échantillons de l'unité de La Leona

- **Comparaison entre les résultats des thermochronomètres**

Le graphique de la Figure 5.A - II–8 présente simultanément les âges AFT et AHe, ainsi que l'âge de cristallisation de l'unité de La Leona. Il met en évidence que, tout comme pour les échantillons du socle, il existe une inversion systématique entre les âges AFT et AHe.

Tout comme les échantillons du socle, les apatites de l'unité La Leona ne semblent pas présenter des traces d'inclusion (Figure 5.A - II–5). Cette inversion d'âges est alors à attribuer à l'histoire thermique des échantillons et leurs endommagements. Toutefois, à la différence des apatites du socle, la jeunesse des échantillons (cristallisation à ~200 Ma) souligne le fait que ce phénomène est très probablement lié à l'histoire thermique méso-cénozoïque des échantillons.

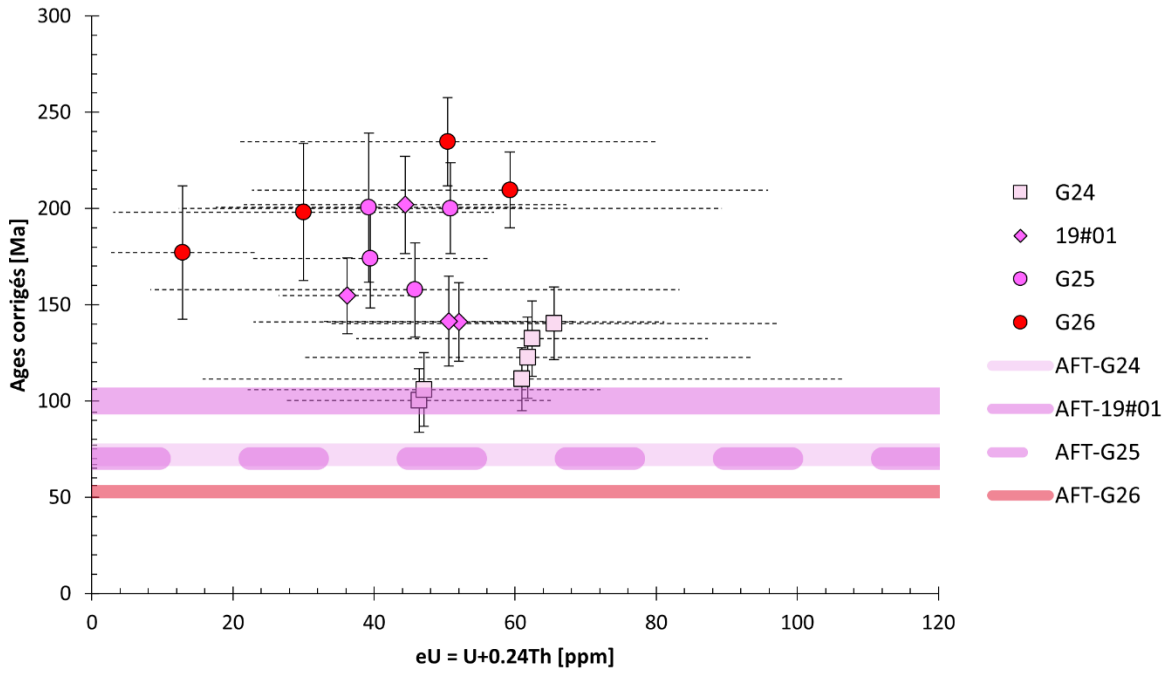


Figure 5.A - II–8 : âges corrigés AHe et âges centraux AFT des échantillons du socle en fonction de la concentration en eU
Trait rouge *: âge de cristallisation moyen des plutons de l'unité La Leona*

5.A - II c) Le Complexe Volcanique Bahia Laura

Les échantillons du Complexe Volcanique de Bahia Laura proviennent de positions stratigraphiques et géographiques variées. Ainsi, l'échantillon DES19#15 est issu du laccolithe de Cerro Leon (secteur de El Tranquilo) et les échantillons DES19#08, 19#29 et G28 proviennent de coulées volcaniques de Chon Aike, respectivement dans les secteurs est, Ouest (Mina La Josefina) et est-central (Mina La Leona).

- **(U-Th)/He sur apatite**

i. La chimie

Les rapports de Th/U et Sm/Th des échantillons, présentés dans la Figure 5.A - II–9, évoluent de manière linéaire, avec des valeurs de Th/U inférieurs à 4 pour la majorité des grains. Ces résultats sont consistants avec la nature volcanique des échantillons (Th/U > 2), par ailleurs l'échantillon 19#15 aillant subi un début de cristallisation (laccolithe), il possède une relation Th/U et Sm/Th particulièrement homogène.

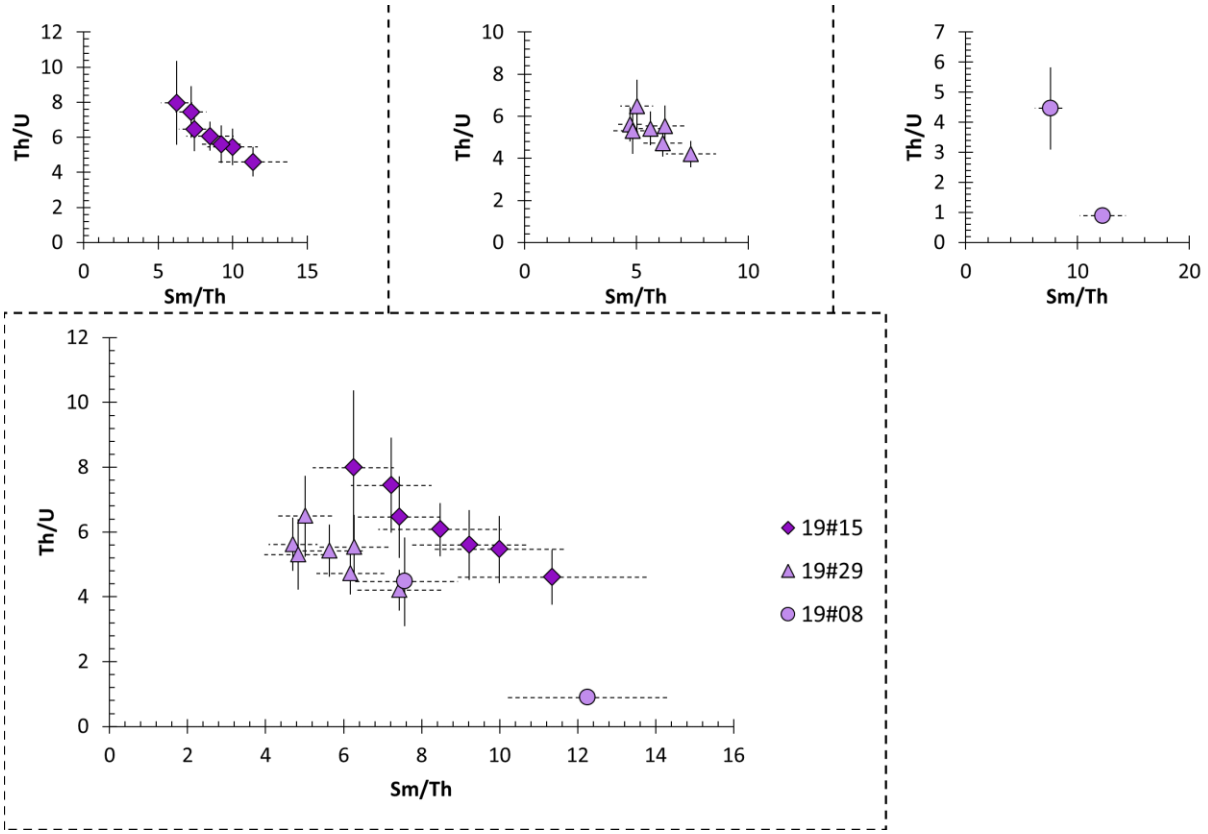


Figure 5.A - II–9 : rapports chimiques des échantillons du CVBL analysés en AHe

ii. Âges AHe

Les âges AHe des échantillons du CVBL, présentés en fonction de la concentration en eU dans la Figure 5.A - II–10, ne différent pas des échantillons des unités plus anciennes. En effet, les échantillons sont caractérisés aussi par des âges corrigés évoluant entre ~180 et ~100 Ma, sans corrélation entre les âges corrigés et la concentration en eU.

L'âge de mise en place du laccolithe Cerro Leon est supposé de ~180 Ma, ce qui coïncide avec les âges corrigés les plus anciens de l'échantillon 19#15 et sont en accord avec un refroidissement rapide à la suite de la mise en place du pluton en sub-surface (1-2 km). Pour les échantillons 19#08 et 19#29, l'âge corrigé le plus ancien étant de ~160 Ma, ils correspondent bien à des âges inférieurs à celle de la mise en place du CVBL (entre ~180 et ~155 Ma).

La Figure 5.A - II–10 présente les âges corrigés des échantillons du CVBL en fonction de la masse de l'apatite. Une tendance entre la taille des grains et l'âge corrigé est visible, mais elle n'est néanmoins pas aussi marquée que dans les échantillons du socle et de l'unité de La Leona.

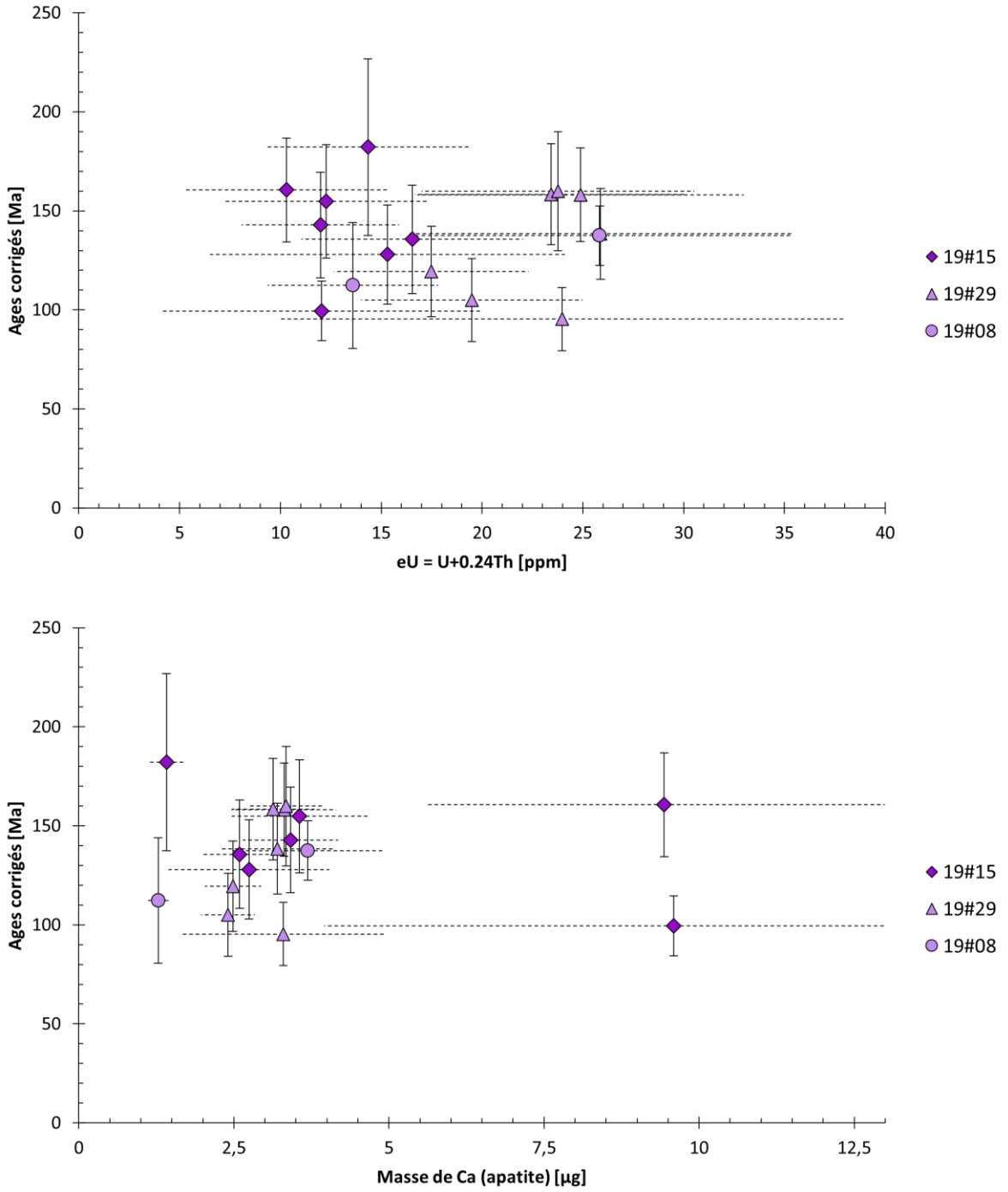


Figure 5.A - II–10 : âges corrigés AHe des échantillons du CVBL en fonction de la concentration en eU et de la masse de l'apatite.

- **Traces de fission sur apatite**

L'échantillon G28, qui provient d'une étude précédente (Fernández *et al.*, 2020), est caractérisé par un âge moyen en AFT de 118±13 Ma. Pour les échantillons de notre étude, seules les apatites de 19#29 ont permis d'obtenir des résultats robustes en traces de fission (c.-à-d. assez de traces de fission), donnant un âge de 107±8 Ma.

Le faible nombre de traces de fission dans les échantillons n'a pas permis la détermination d'histogramme de longueurs de traces de fission fiable pour les échantillons du CVBL.

- **Comparaison entre les résultats des thermochronomètres**

La Figure 5.A - II–11 présente les résultats des âges AFT et AHe pour le Complexe Volcanique Bahia Laura. Elle met en évidence le fait que l'échantillon daté par les deux méthodes (19#29) est caractérisé par des âges AFT et AHe proches, même si certains grains présentent des âges AHe plus vieux que les âges AFT.

Tout comme pour les échantillons de socle et de l'unité intrusive de La Leona, les échantillons du CVBL sont caractérisés par une « quasi »-inversion des thermochronomètres AHe et AFT.

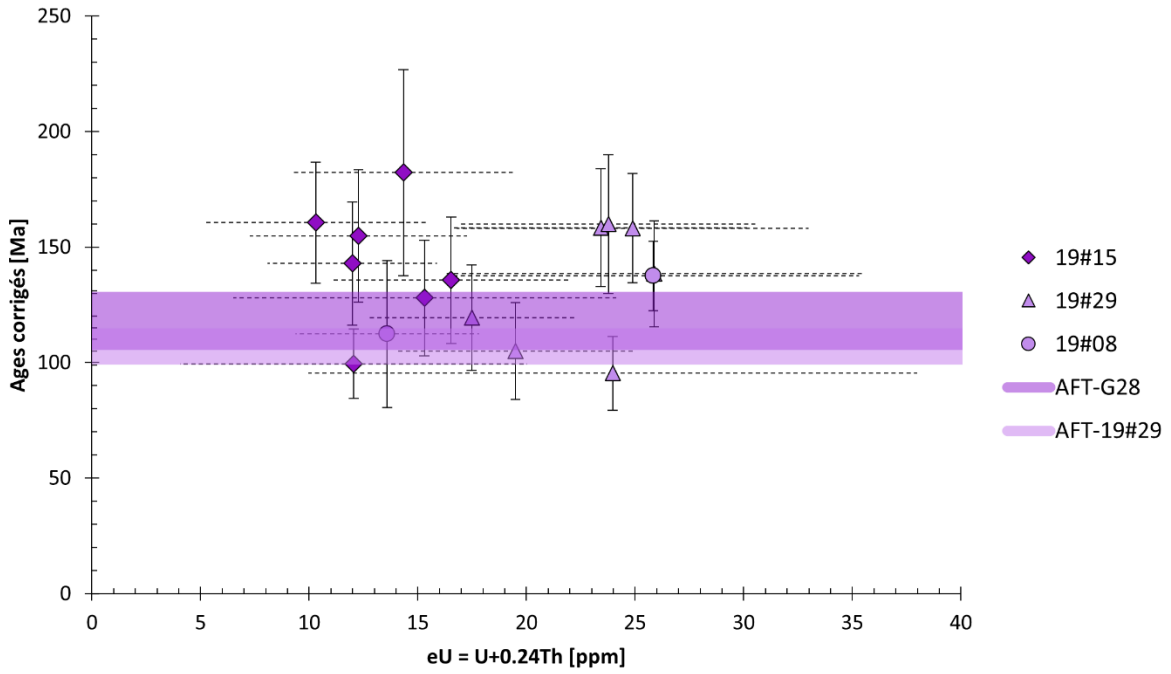


Figure 5.A - II–11 : âges-corrigés AHe en fonction de la concentration en eU et âge central AFT des échantillons du CVBL

5.A - II d) La formation Bajo Grande

L'échantillon de la formation Bajo Grande, MG52, provient des dépôts situés dans la partie centrale au Nord de la zone d'El Tranquilo. Seules des analyses de traces de fission ont été réalisées sur cet échantillon.

- **Traces de fission sur apatite**

L'échantillon MG52, de nature détritique, possède des âges associés aux traces de fission centrés sur une seule population, avec un âge central de 199±10 Ma et des longueurs de traces moyennes de 14,0±1,3 µm.

La Figure 5.A - II–12 présente l'histogramme des longueurs de trace de cet échantillon qui se révèle simple et indique un refroidissement rapide. Les résultats de cet échantillon différent radicalement de ceux obtenus sur les unités plus anciennes.

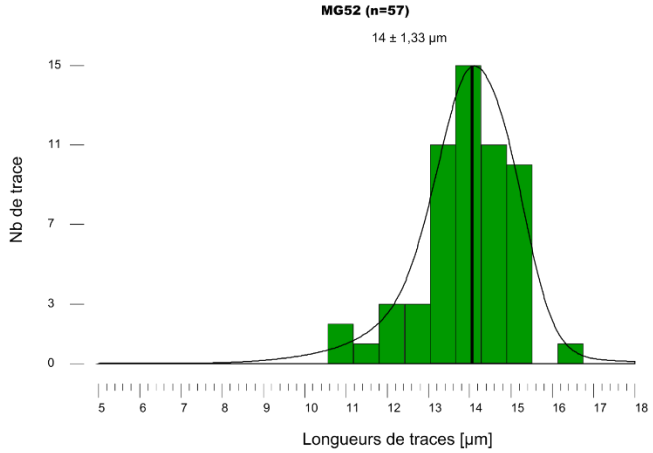


Figure 5.A - II–12 : histogramme des longueurs de traces de fission pour les échantillons de la formation Bajo Grande

5.A - III. Signification des résultats des données AFT et AHe

5.A - III a) Corrélation âges corrigés AHe / taille de grains

La première observation générale associée aux données AFT et AHe, observée dans la Figure 5.A - III–1, est la tendance d'augmentation de l'âge AHe corrigé avec la taille des apatites. Dans le cadre de la méthode AHe, cette corrélation a déjà été observée (p.ex. Reiners and Farley, 2001; Brown *et al.*, 2013), mais est rarement remarquée. En effet, il est plus commun d'observer une corrélation entre l'âge corrigé et la concentration en eU, celle-ci étant reconnue comme liée à l'endommagement des apatites au cours du temps (*cf.* Chapitre 2).

Dans le cas de notre étude, seules les apatites de l'échantillon G24 montrent une corrélation âge corrigé / eU (Figure 5.A - II–6), qui est probablement visible, car les apatites de cet échantillon possèdent des tailles homogènes et faibles. Il est donc possible que, dans le cas de notre étude, la corrélation âge corrigé / eU généralement observé existe mais qu'elle soit supplantée par la corrélation âge corrigé / taille de grains.

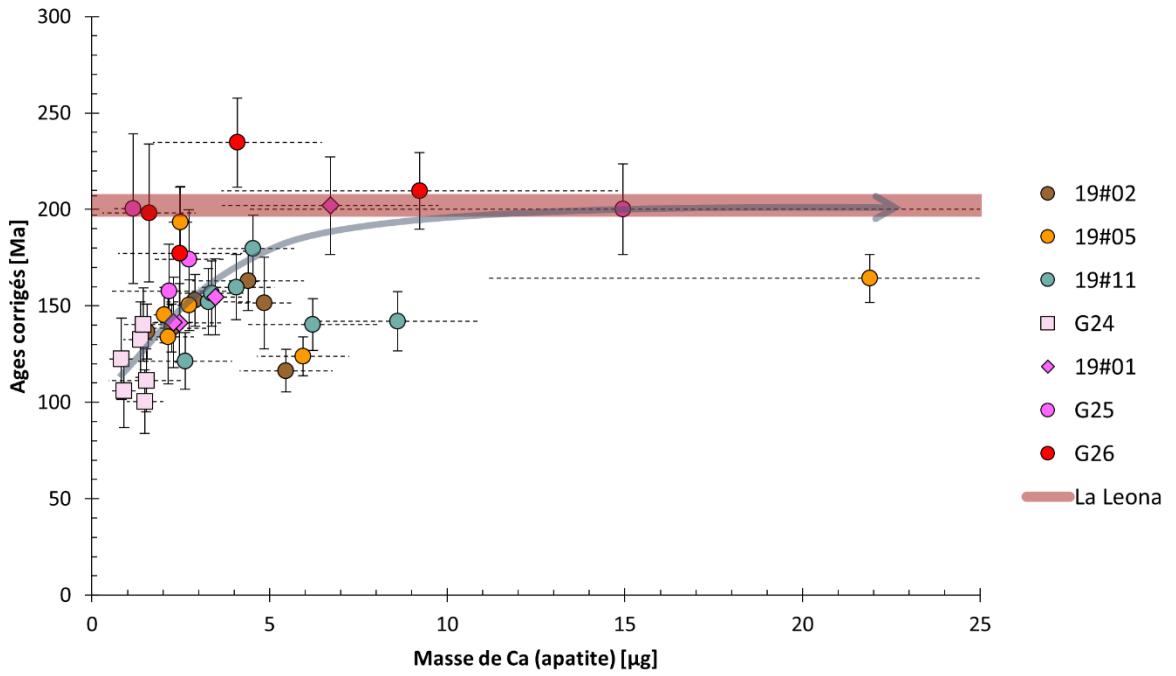


Figure 5.A - III–1 : corrélation âges corrigés AHe / masse de l'apatite des échantillons du socle et de l'unité La Leona
Trait rouge *: âge moyen de cristallisation des plutons de l'unité La Leona*
La flèche représente la tendance masse-âges corrigés

5.A - III b) Inversion des âges AFT et AHe

La présentation des résultats, unité par unité, a permis de mettre en évidence une seconde observation qui s'applique à tous les échantillons de notre étude : l'inversion systématique des âges AFT et AHe pour les unités du socle, de La Leona et du CVBL (Figure 5.A - III–2). L'inversion entre les âges AFT et AHe est fréquemment observée dans la littérature (Green *et al.*, 2006; Flowers and Kelley, 2011; Cogné *et al.*, 2012; Wildman *et al.*, 2015; Jess *et al.*, 2019) et est caractéristique des échantillons ayant séjourné un long temps de résidence dans la ZRP.

L'inversion systématique observée dans le cas de nos échantillons renseigne donc quant aux chemins $t(T)$ probables de nos échantillons, indiquant une histoire thermique complexe probablement associée à un long temps de résidence à moyenne température (entre ~100 et ~60°C).

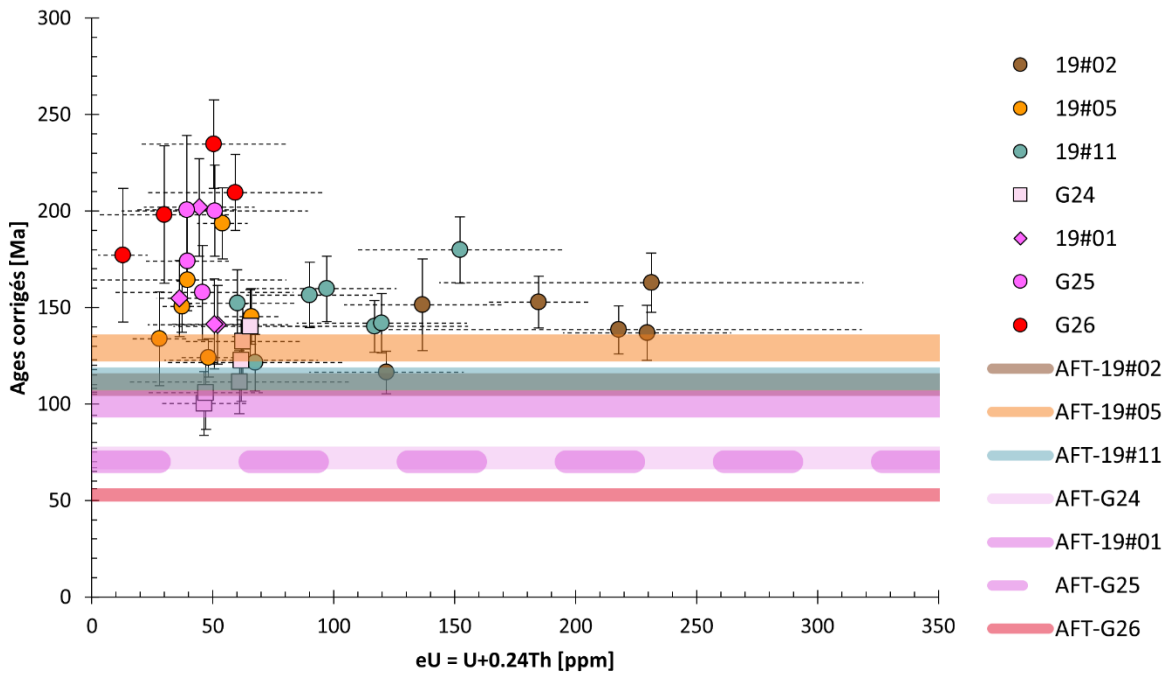


Figure 5.A - III–2 : âges corrigés AHe et âges centraux AFT des échantillons du socle et de l'unité La Leona

5.B) Résultats des analyses sur oxydes de fer et de manganèse

Cette partie présente les résultats des datations (U-Th)/He obtenus de façon systématique sur les oxydes de fer et manganèse, sur plusieurs zones du Massif du Deseado et plusieurs générations au sein de chaque zone. De plus, les concentrations en éléments majeurs et traces ont été obtenues sur une partie des échantillons datés.

Dans un premier temps, cette partie présente les âges (U-Th)/He obtenus sur les oxydes de fer d'un côté et les oxydes de manganèse de l'autre, ainsi que les résultats de la géochimie élémentaire. Par la suite, les résultats (U-Th)/He sont présentés zone par zone, avec le détail de chaque minéralisation. Enfin, la partie se termine par un résumé des résultats principaux, ainsi que leurs significations d'un point de vue de la sensibilité thermique des échantillons.

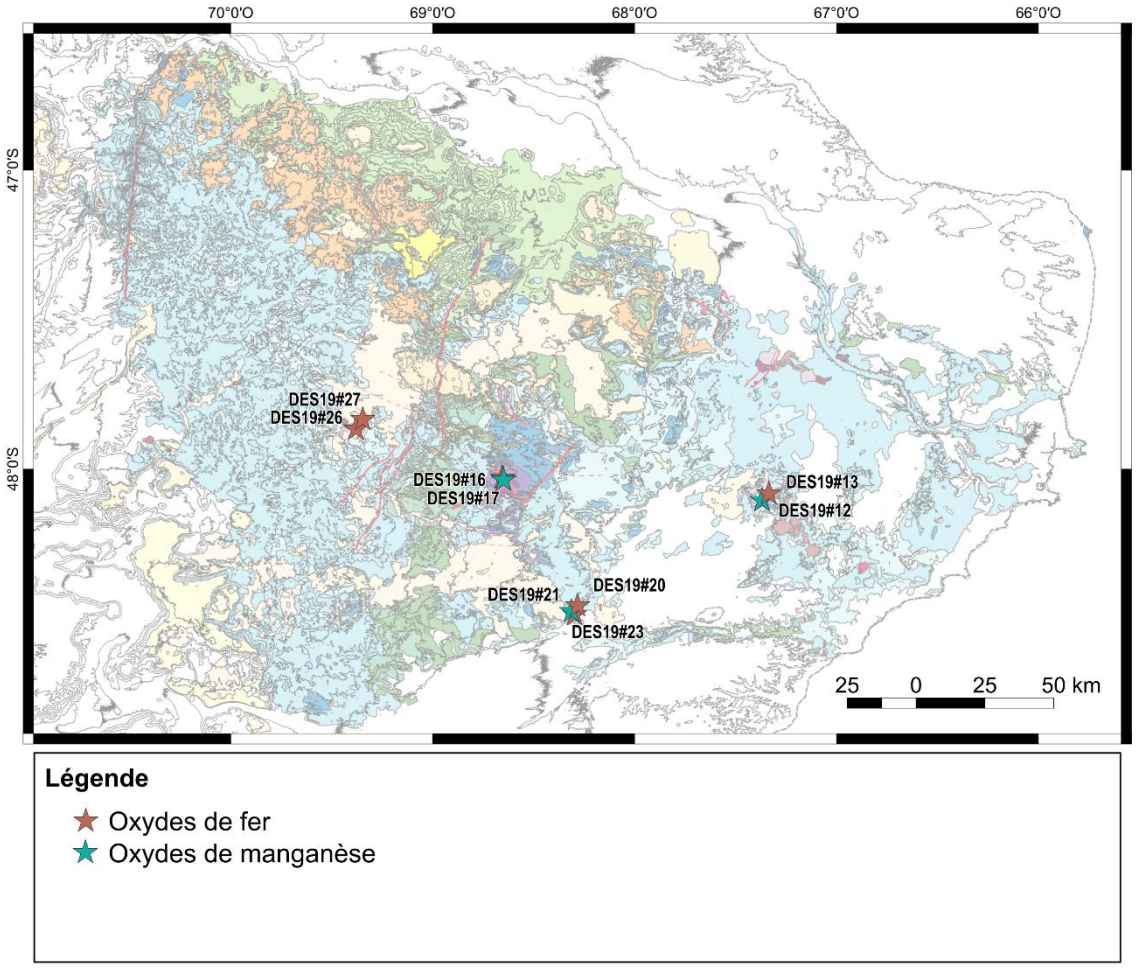


Figure 5.A - III–3 : carte des échantillons analysés en OFe/MnHe dans le Massif du Deseado

5.B - I. Résultats d'analyses des oxydes

5.B - I a) Âges (U-Th)/He sur oxyde de fer (OFeHe)

Les âges OFeHe des échantillons d'oxyde de fer présentés dans la Figure 5.B - I–1, varient entre ~35 et ~5 Ma, à l'exception de l'échantillon DES19#27 qui possède une gamme d'âge plus vieille (entre ~70 Ma et ~40 Ma). Les concentrations en eU de l'ensemble de ces oxydes de fer sont dispersées entre ~2 et ~30 ppm et il n'existe pas de relation entre la concentration en eU et les âges OFeHe obtenus.

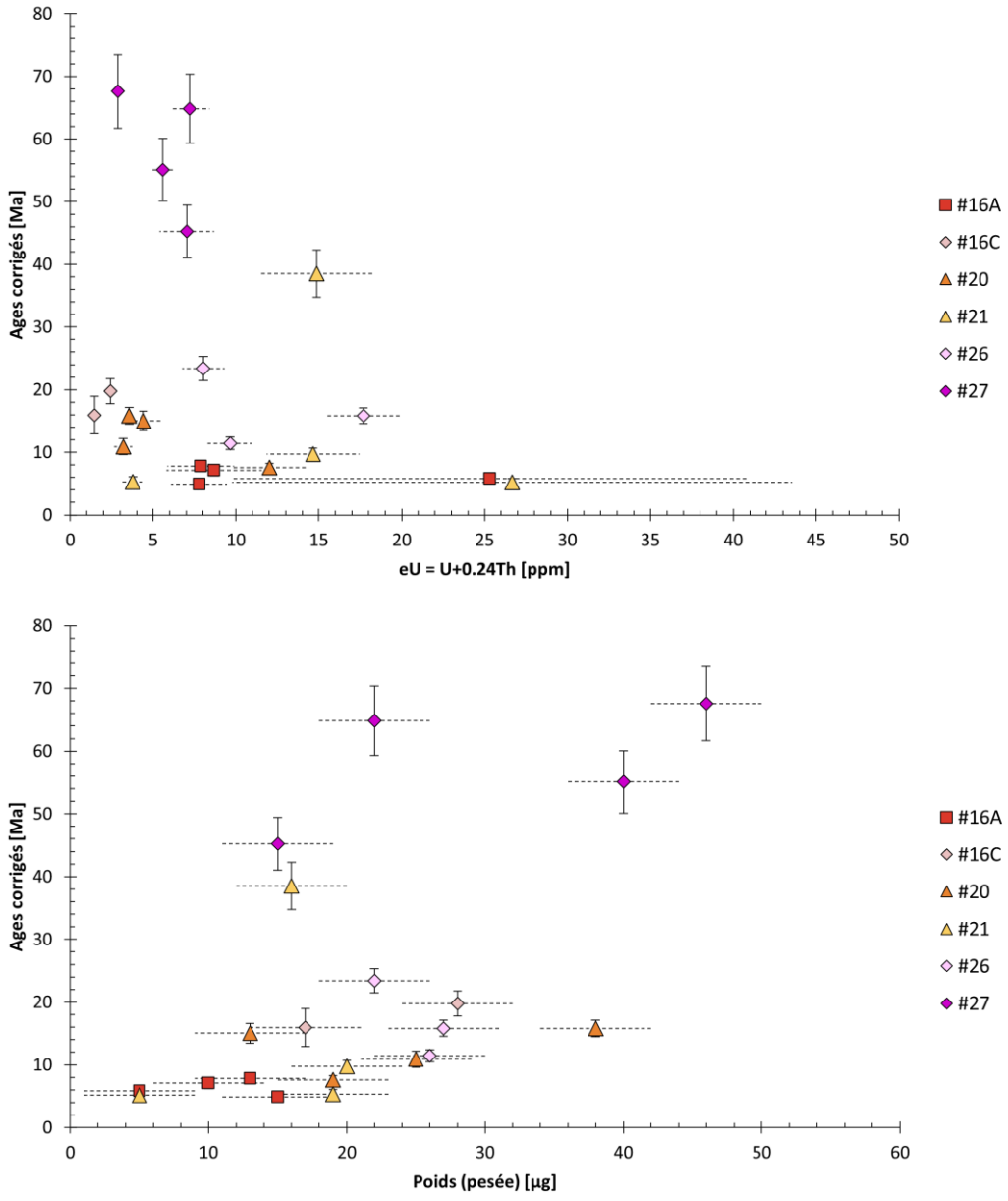


Figure 5.B - I–1 : âges (U-Th)/He des échantillons d'oxyde de fer en fonction de la concentration en eU

5.B - I b) Âges (U-Th)/He sur oxyde de manganèse (OMnHe)

Les échantillons d'oxydes de manganèse sont caractérisés par des âges (U-Th)/He divisés en deux populations comme illustré dans la Figure 5.B - I–2. La première population possède une gamme d'âge vieille et relativement étendue entre ~40 Ma et ~10 Ma, avec une concentration en eU variant entre ~1 et ~25 ppm. En opposition, la seconde population est caractérisée par des âges particulièrement jeunes (inférieurs au million d'années) et des concentrations en eU plus élevées variant entre ~10 et ~100 ppm.

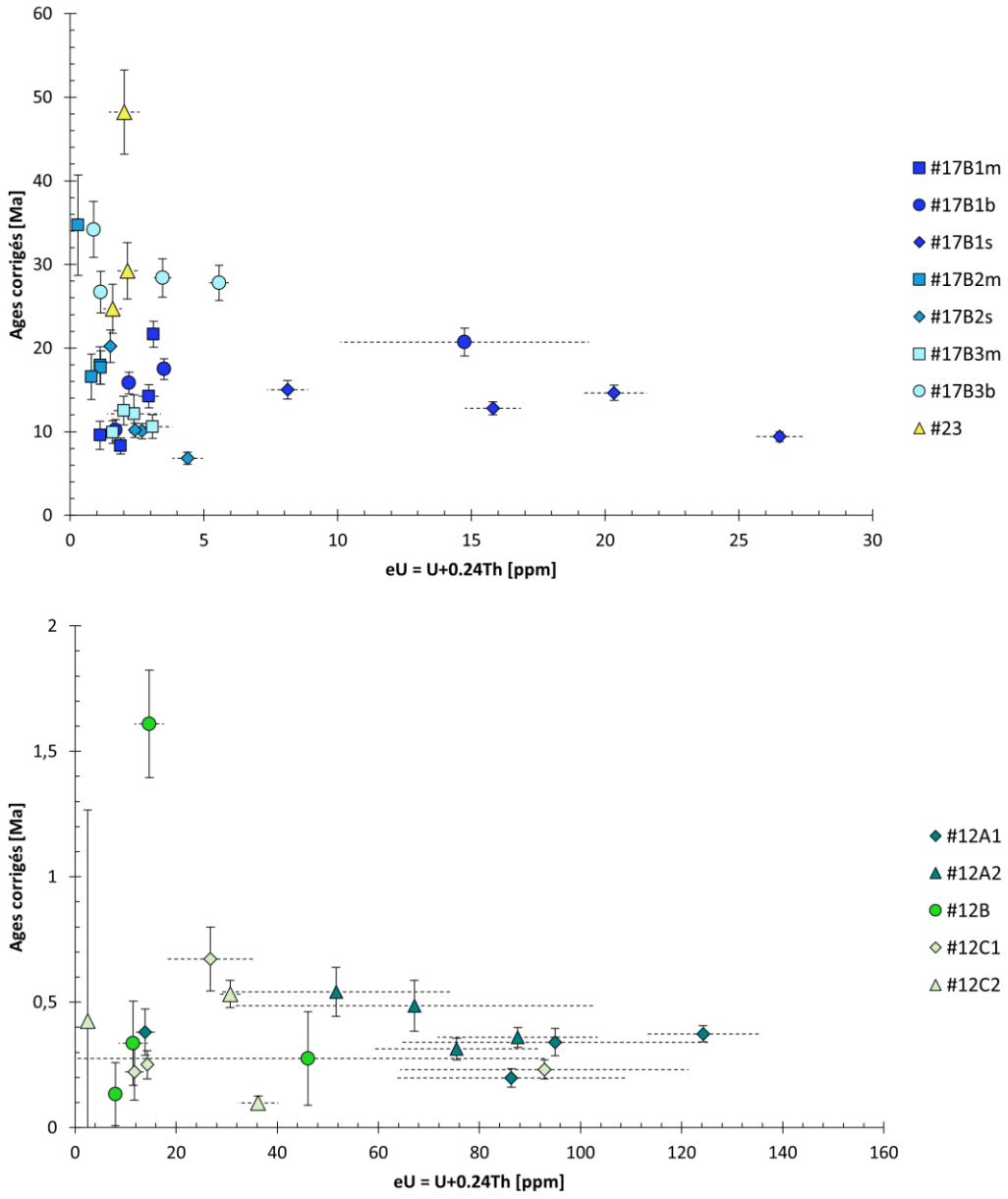


Figure 5.B - I–2 : âges (U-Th)/He des deux populations des échantillons d'oxyde de manganèse en fonction de la concentration en eU

La différence entre ces deux populations est principalement contrôlée par la zone d'échantillonnage, ainsi que par la taille des cristallites des minéralisations de ces zones. L'existence de ces deux populations au sein des échantillons de notre étude met en évidence les fortes variations de résultats possibles dans le cas de la méthode (U-Th)/He sur oxydes.

5.B - I c) Analyse géochimique des Majeurs et Traces

Des analyses géochimiques des éléments en majeurs et traces ont été réalisées au SRAM sur certaines générations spécifiques à titre exploratoire, dans le but d'établir un calendrier chimique des minéralisations en addition du calendrier temporel.

Les résultats de ces analyses sont présentés dans la Figure 5.B - I–3, et les éléments des terres rares (REE) sont normalisés à la chondrite C1 (Sun et McDonought, 1989).

Néanmoins, aux vues des âges OFe/MnHe obtenus qui s'avèrent significativement plus jeunes que l'âge de leur mise en place (entre ~170 et ~140 Ma), le calendrier chimique ne correspond pas aux informations obtenues avec la méthode (U-Th)/He. Pour cette raison, les résultats élémentaires majeurs et traces ne seront pas détaillés dans ce travail.

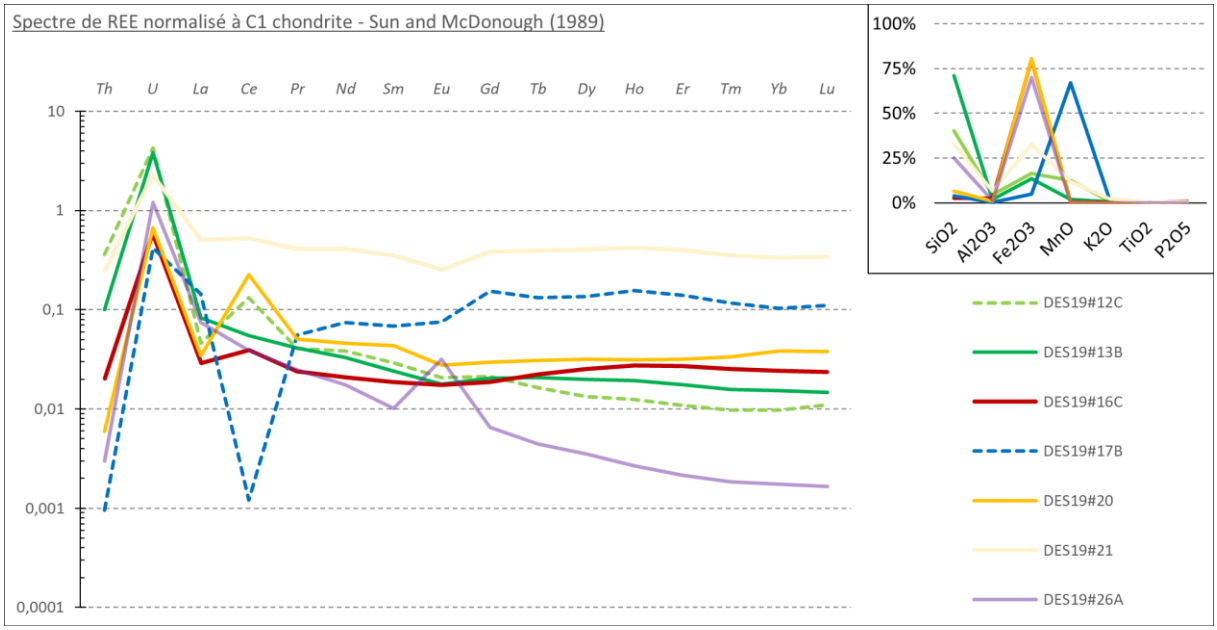


Figure 5.B - I–3 : spectres des éléments traces normalisés à la chondrite C1 des échantillons d'oxydes de fer et de manganèse du Massif du Deseado
Trait continue *: oxyde de fer*
Trait en pointillé *: oxyde de manganèse*

5.B - II. Résultats OFe/MnHe par zone géographique

5.B - II a) Résultats du secteur de Bajo La Leona

- **Bajo La Leona (zone 1)**

La zone 1 de Bajo La Leona correspond au site d'échantillonnage DES19#12, comprenant les échantillons A, B et C. Pour rappel, sur ce site, la minéralisation est constituée de deux générations (noté -1 et -2) à majorité d'oxydes de manganèse, avec des oxydes de fer visibles à l'échelle microscopique (MEB) en association de la première génération.

i. La chimie

Les rapports Th/U et Sm/Th, présentés toujours sous le même format dans la Figure 5.B - II–1, sont légèrement variables en fonction des échantillons et consistants entre les deux générations d'un même échantillon.

La tendance globale des rapports pour l'ensemble des échantillons du site, à l'exception de certains grains, indique une formation probablement issue du même événement pour l'ensemble des échantillons.

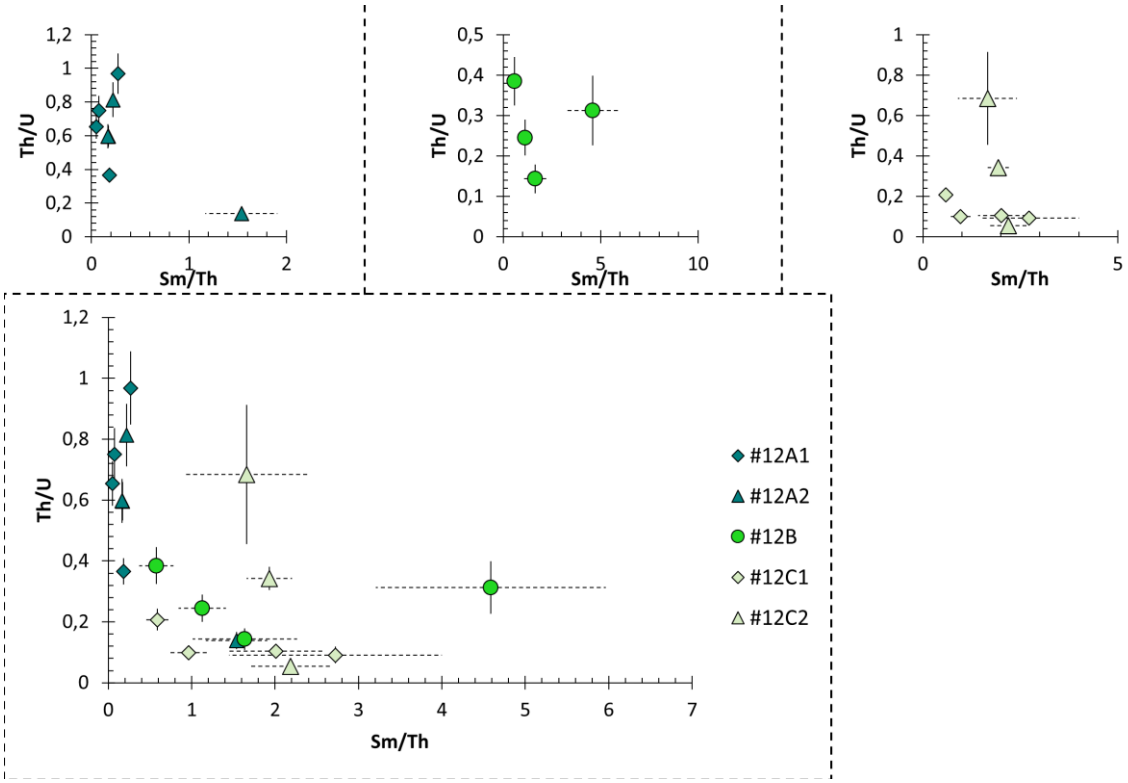


Figure 5.B - II–1 : rapports chimiques des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 1), analysés en OFe/Mn He

ii. Les âges (U-Th)/He

Les âges OFe/MnHe des échantillons provenant de Bajo La Leona (zone 1), présentés en fonction de la concentration en eU et de leur masse dans la Figure 5.B - II–2, sont relativement regroupés entre ~0,8 et ~0,1 Ma et correspondent aux âges les plus jeunes de cette étude. Il n'existe pas de corrélation entre l'âge des grains et les échantillons (A, B, C) ou les générations (-1 et -2). De même, il n'existe aucune corrélation entre l'âge et la masse des échantillons.

La concentration en eU varie fortement, entre ~2 et ~120 ppm, avec un contrôle marqué par la nature de l'échantillon (ex. : valeurs les plus élevées pour #12A). Cette corrélation entre la concentration en eU et l'échantillon correspond aux résultats obtenus pour les rapports de Th/U et Sm/Th et indique des compositions chimiques variables entre les échantillons.

Deux âges significativement différents ressortent dans ces échantillons, un premier à 1,6±0,2 Ma dans la génération #12B et un second (non présenté) à 99±8 Ma dans la génération #12C-2, tous deux possédant rapports Th/U et Sm/Th similaires aux autres.

Le premier âge est associé à un dégazage multi-chauffe (5 x 30 min), ce qui indique une rétention forte du cristal, potentiellement expliquée par une concentration en oxyde de fer importante (cohérents avec les observations MEB). Le second âge est associé à un grain possédant une morphologie microscopique différente (la loupe binoculaire) et des caractéristiques claires de botryoïdes. Cette particularité pourrait indiquer une cristallinité différente pour ce grain (c.-à-d. taille de cristallite supérieure), ce qui entrainerait une rétention plus forte et un enregistrement de température plus élevée.

Il n'est toutefois pas possible d'exploiter ces âges du fait d'un manque d'information spécifique à chaque grain.

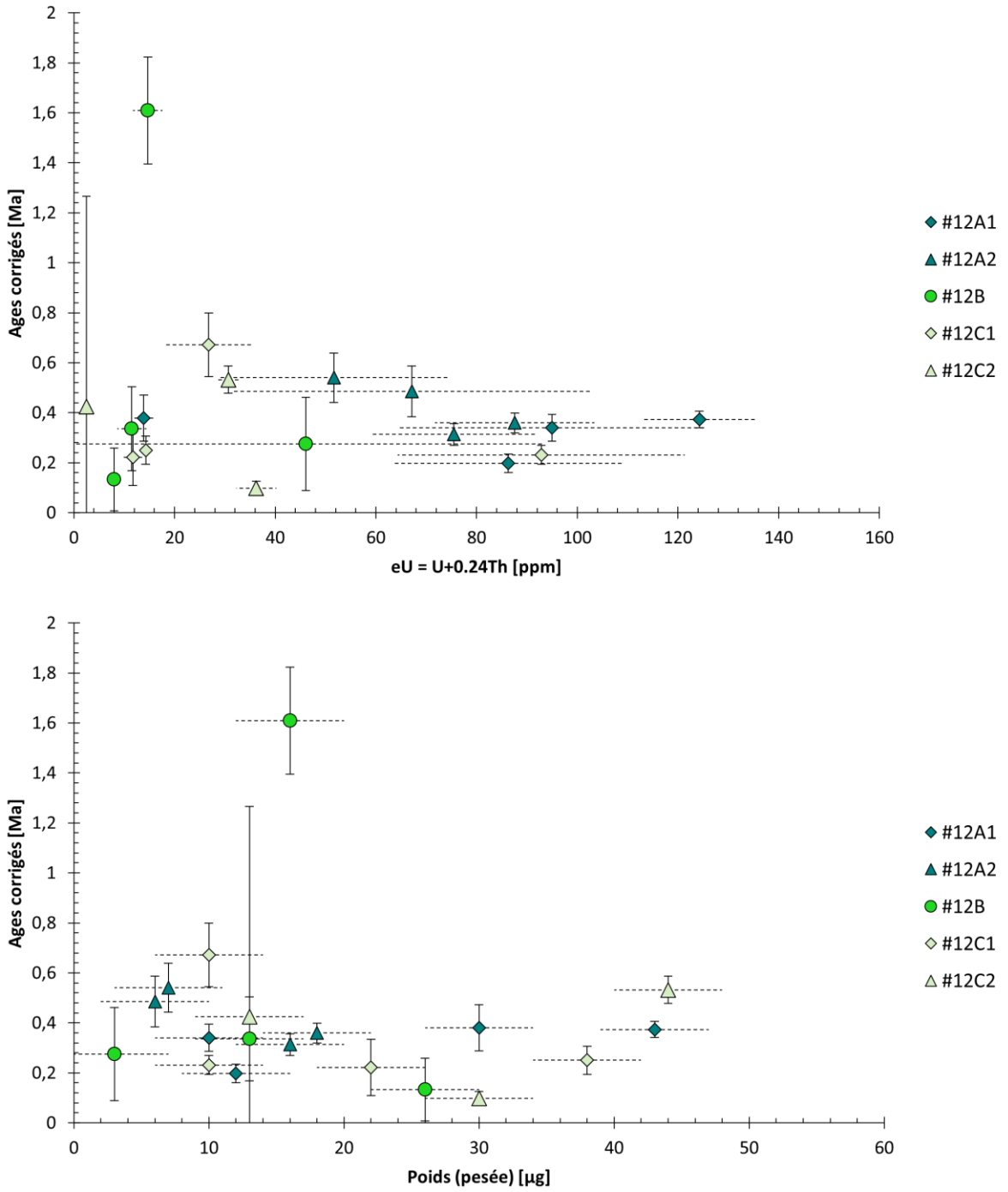


Figure 5.B - II–2 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 1) en fonction de la concentration en eU et de la masse

- **Bajo La Leona (zone 2)**

Le site de Bajo La Leona (zone 2) correspond au lieu d'échantillonnage DES19#13, pour rappel, il est caractérisé par deux générations d'oxyde de fer. Seule une génération (A) sur deux a été analysée en (U-Th)/He.

i. La chimie

La Figure 5.B - II–3 ci-dessous présente les rapports obtenus pour l'échantillon 19#13A, celui-ci possède des barres d'erreur importantes (par rapport aux autres échantillons) dues à des concentrations en U, Th et Sm faibles, proches du blanc. La faible teneur en élément (U, Th et Sm) rend l'utilisation des données (U-Th)/He de cet échantillon non exploitable.

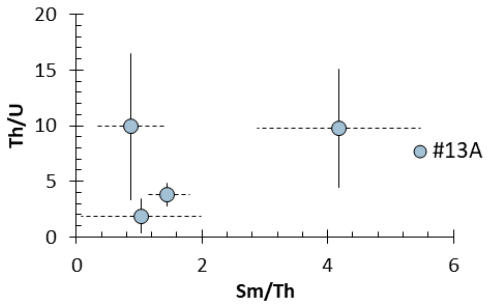


Figure 5.B - II–3 : rapports chimiques des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 2), analysés en OFe/MnHe

ii. Les âges (U-Th)/He

La faible teneur en élément radioactif rend l'interprétation de l'âge (U-Th)/He peu valable. Parmi les quatre grains analysés de ces échantillons, deux aliquotes présentent des concentrations en hélium inférieures à 10% du blanc, créant des barres d'erreur trop importantes pour définir un âge avec précision (Figure 5.B - II–4). La concentration en hélium des deux autres grains était suffisante pour déterminer l'âge, mais avec des barres d'erreur significatives.

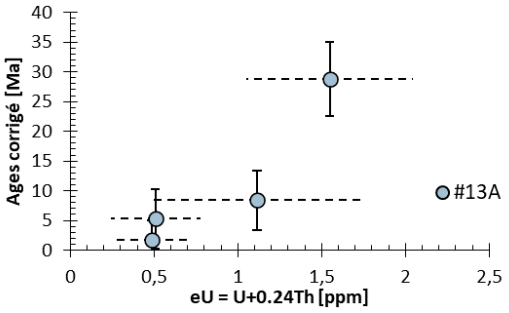


Figure 5.B - II–4 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 2) en fonction de la concentration en eU

5.B - II b) Résultats du secteur d'El Tranquilo

- **El Tranquilo (zone 1)**

Le site d'El Tranquilo – zone 1 correspond au lieu d'échantillonnage DES19#16. Il est caractérisé par une minéralisation massive d'oxyde de fer à deux générations, #16A et #16B, qui ont été analysées en (U-Th)/He.

i. La chimie

La Figure 5.B - II–5 présente les rapports de Th/U et Sm/Th des échantillons #16A et #16C. Ces rapports sont homogènes entre les deux générations avec des valeurs de Th/U inférieurs à 1 et des valeurs de Sm/Th variant entre ~2 et ~5. Il n'existe pas de relation entre les deux rapports, comme cela peut être le cas dans d'autres minéralisations.

L'homogénéité des rapports peut être interprété comme liée à un fluide commun pour les deux générations et une mise en place temporellement proche.

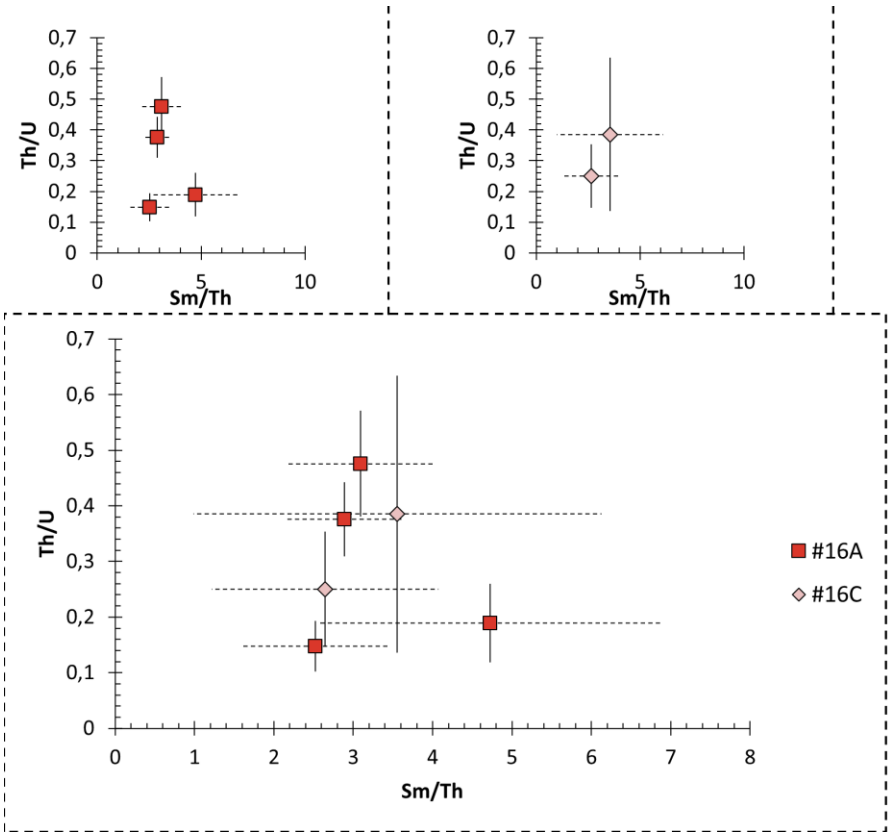


Figure 5.B - II–5 : rapports chimiques des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 1), analysés en OHe

ii. Les âges (U-Th)/He

Les échantillons possèdent deux gammes d'âges OFe/MnHe significativement différents, présentés dans la Figure 5.B - II–6 où les âges sont reportés en fonction de la concentration en eU et le poids des grains. Ces gammes d'âge sont reliées aux deux générations différentes : la génération #16C est regroupée entre ~15 et ~20 Ma, alors que la génération #16A est caractérisée par des âges entre ~5 et ~10 Ma. Suivant le même schéma, la génération #16C possède les concentrations en eU les plus faibles (<3 ppm) et la génération #16A les plus fortes (>7 ppm) ; néanmoins, cette variation reste minime au regard des autres échantillons.

Une légère tendance liant l'augmentation de la taille des grains à l'augmentation de l'âge semble être observée, mais le nombre de données ne permet pas de le confirmer.

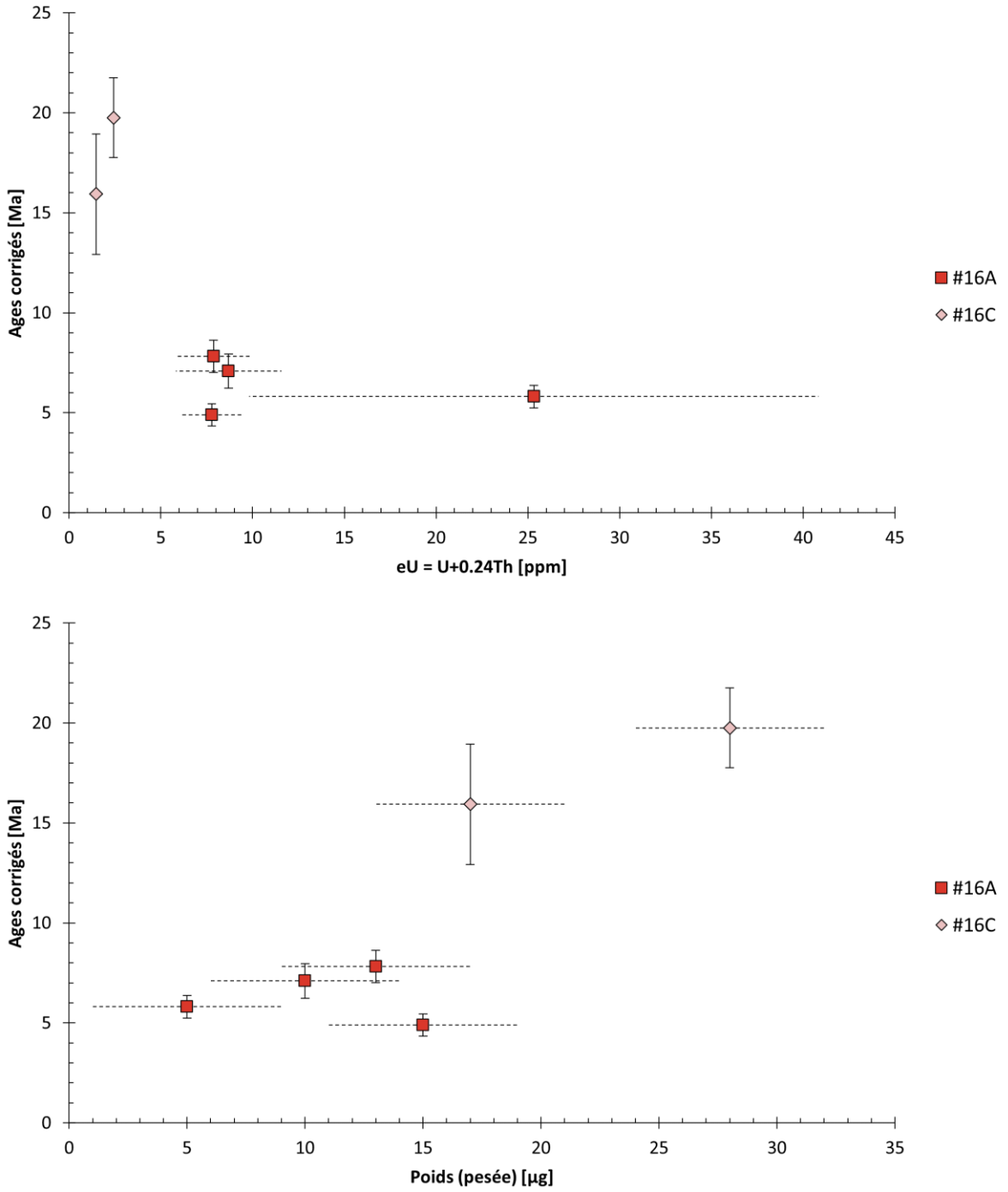


Figure 5.B - II–6 : Âges OFe/MnHe des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 1) en fonction de la concentration en eU et du poids

- **El Tranquilo (zone 2)**

Le site El Tranquilo – zone 2 correspond au lieu d'échantillonnage DES19#17 où est située une minéralisation massive d'oxyde de manganèse. Pour rappel, cette minéralisation est constituée de nombreuses générations et trois échantillons (#17B1, #17B2 et #17B3) associés à différent stade de la minéralisation et comprenant différentes morphologies (m = massive, b = botryoïdale, s = spéculaire) ont été analysés en (U-Th)/He.

i. La chimie

La Figure 5.B - II–7 présente les valeurs des rapports de Th/U et Sm/Th de l'ensemble des échantillons analysés, ceux-ci étant homogènes et consistants entre eux. Les valeurs de rapport Th/U sont inférieures à 1 et celles de Sm/Th évoluent de manière continue entre ~5 et ~80.

La Figure 5.B - II–7 présente aussi la variation des rapports Th/U et Sm/Th, mais suivant des regroupements par morphologie cristallographique (carré = massif, rond = botryoïdale, diamant = spéculaire). Les différentes morphologies cristallographiques reflètent l'évolution chronologique de cristallisation relative au sein d'un échantillon, ces derniers permettent un suivit de l'évolution de la valeur des rapports Th/U et Sm/Th au cours de la cristallisation. Cette évolution est marquée par une dynamique inverse des deux rapports, le Th/U diminuant et le Sm/Th augmentant.

Pour finir, dans la barre d'erreur, l'ensemble des échantillons (#17B1, #17B2 et #17B3) possèdent des rapports équivalents pour des morphologies similaires. Ce résultat tendrait à indiquer une cristallisation des oxydes à partir d'un fluide de composition chimique homogène et donc proche temporellement.

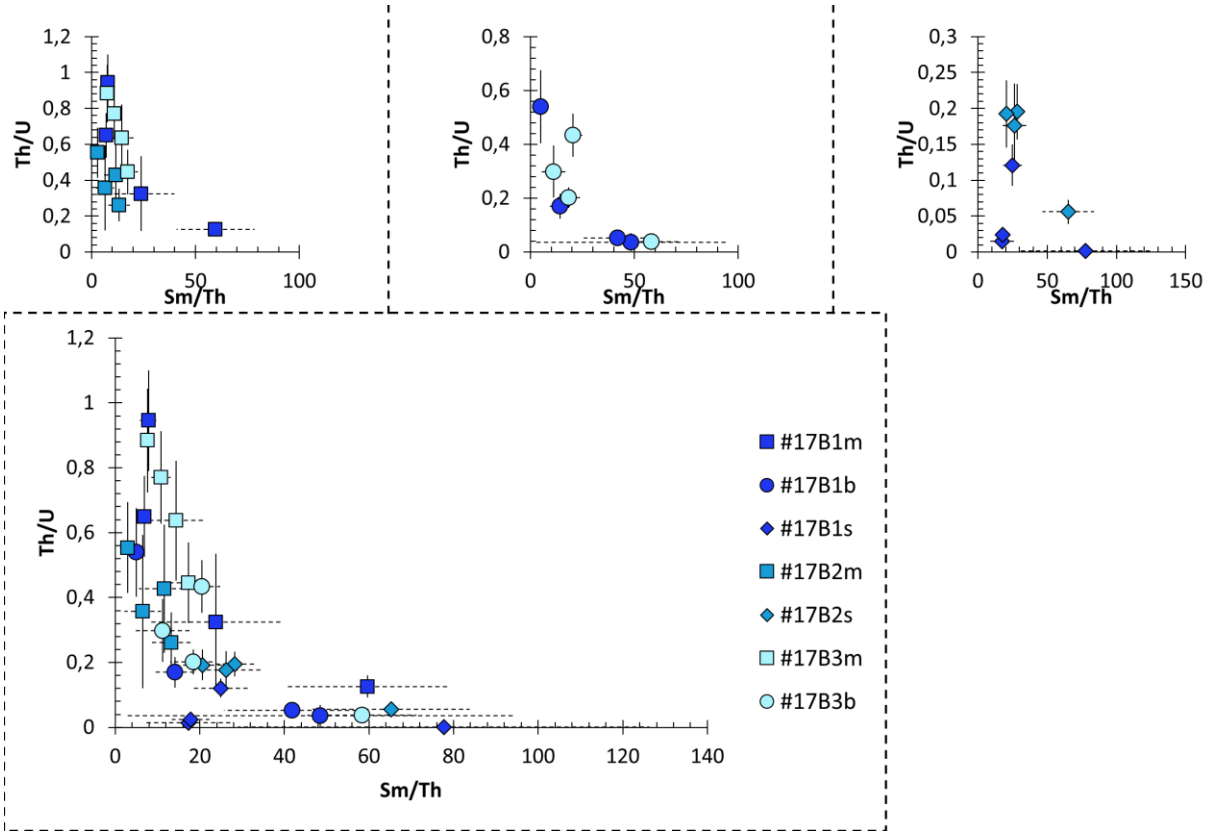


Figure 5.B - II–7 : rapports chimiques des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 2), analysés en OHe

ii. Les âges (U-Th)/He

Les âges hélium obtenus pour les échantillons #17 et présentés dans la Figure 5.B - II–8 en fonction de la concentration en eU et de leur masse, varient entre ~20 et ~5 Ma ; à l'exception de l'échantillon #17B3-b ainsi qu'un grain de l'échantillon #17B-2m qui possèdent des âges plus vieux, entre ~35 et ~25 Ma.

L'échantillon #17B3m est le seul à posséder des âges regroupés entre ~10 et ~12 Ma, alors que l'ensemble des autres échantillons est caractérisé par des âges plus dispersés. Les concentrations en eU sont relativement faibles, de ~2 à ~5 ppm, comparées aux autres échantillons de cette étude, à l'exception de l'échantillon #17B1-s qui possède des concentrations plus importantes de 7 à 27 ppm.

À l'échelle de l'ensemble des échantillons de la minéralisation #17, il n'existe pas de corrélation ni entre la concentration en eU et l'âge OFe/MnHe, ni entre la masse des échantillons et l'âge OFe/MnHe.

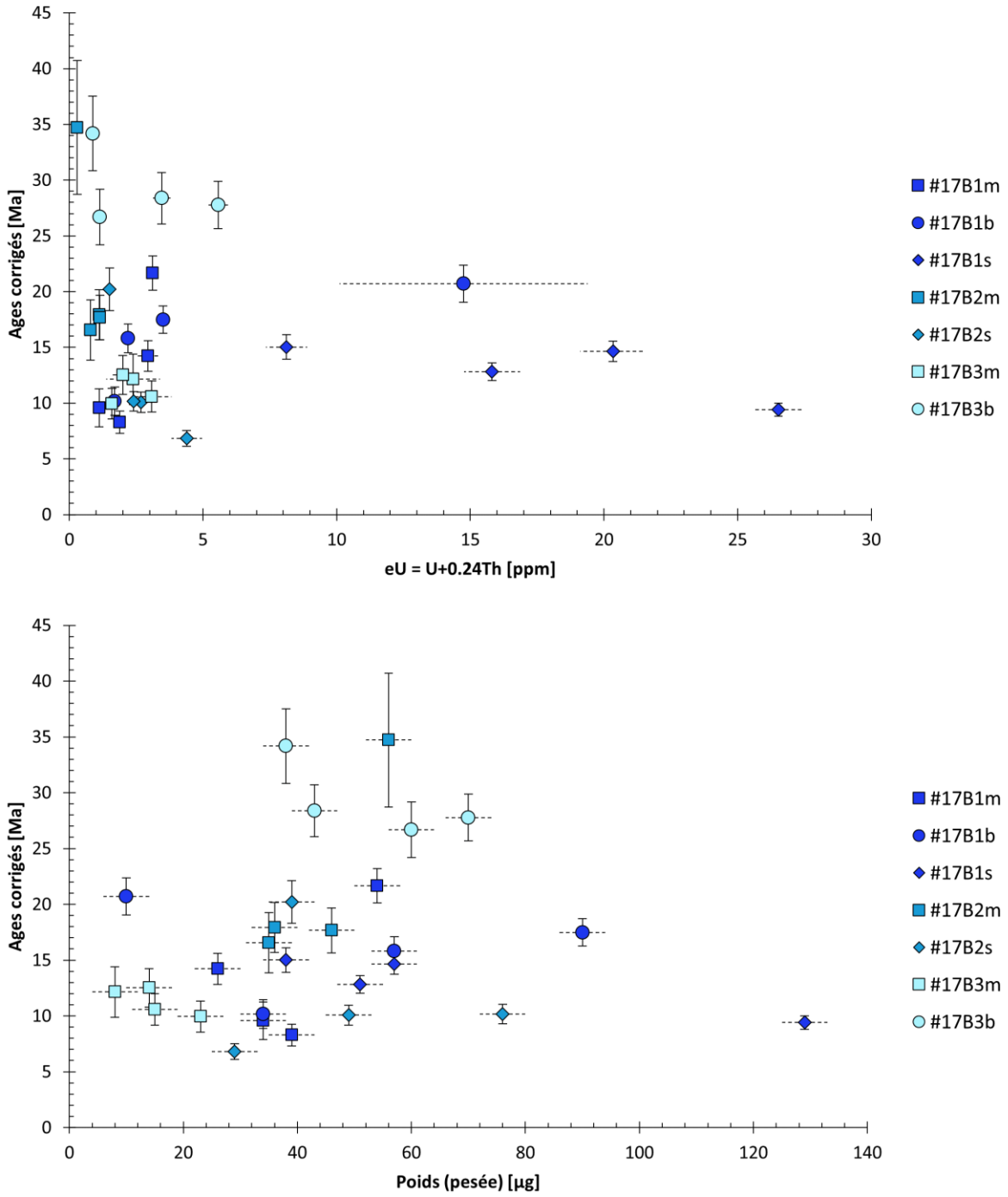


Figure 5.B - II–8 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 2) en fonction de la concentration en eU et de la masse.

La Figure 5.B - II–9 présente les mêmes rapports de chimie (Th/U et Sm/Th) que la Figure 5.A - II–8, mais avec un regroupement par morphologie (carré = massif, rond = botryoïdale, diamant = spéculaire). Cette présentation met en évidence des tendances (ex. : augmentation des âges avec la masse pour les morphologies massives, âge plus jeune pour les sécularités…), mais aucune corrélation statistique n'existe.

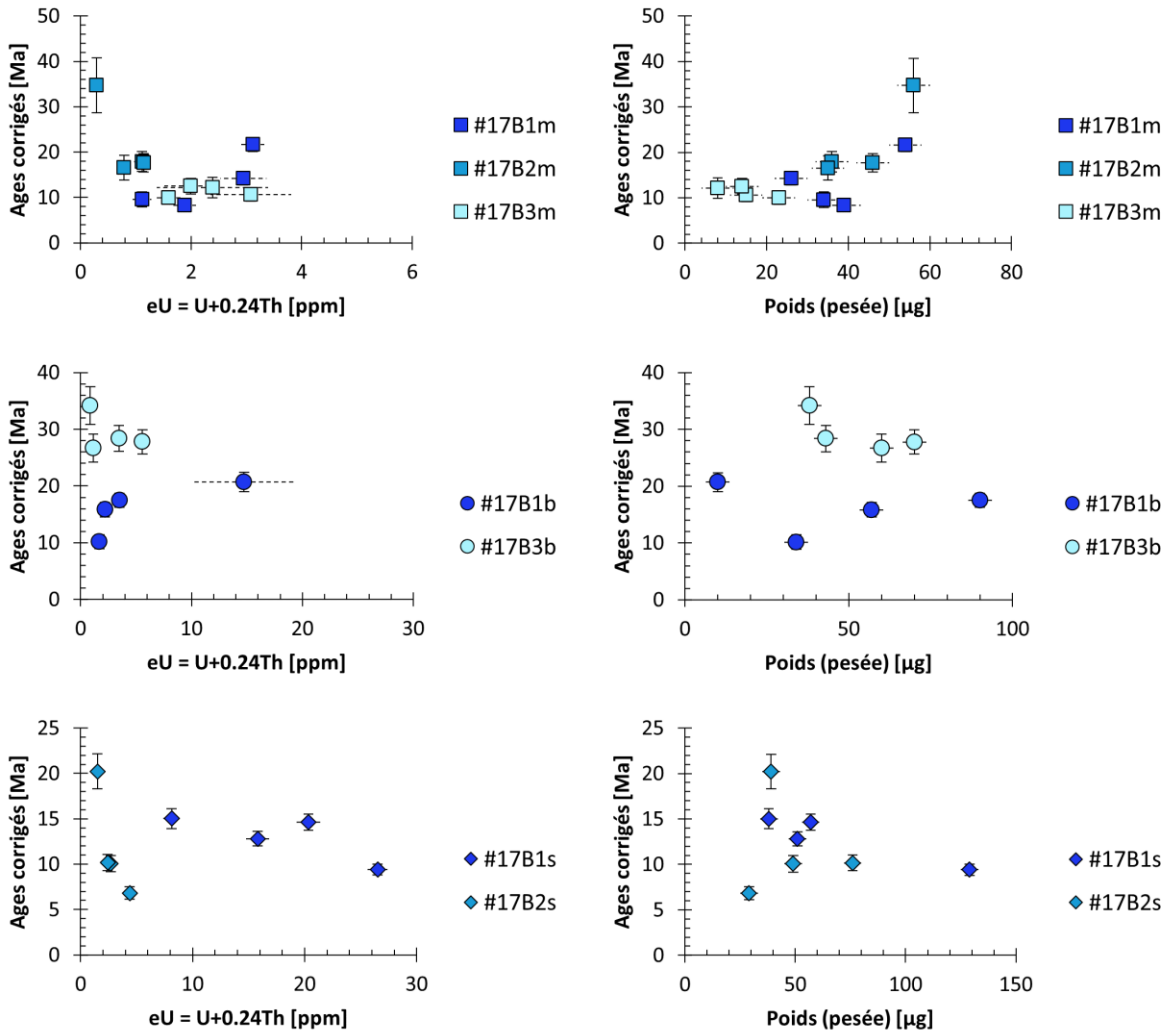


Figure 5.B - II–9 : âges OHe des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 2) présenté par morphologie, en fonction de la concentration en eU et de la masse, séparés par génération

5.B - II c) Résultats du secteur Cerro Vanguardia

Dans le cas de la mine de Cerro Vanguardia, plusieurs sites ont fait l'objet d'échantillonnage, et des analyses (U-Th)/He ont été réalisées sur plusieurs de ces échantillons (#20, #21 et #23). Pour rappel, l'échantillon #20 provient d'une minéralisation d'oxyde de fer massive, l'échantillon #21 provient d'une minéralisation d'oxyde de manganèse et de fer (trouvé en association l'une de l'autre), et le #23 correspond à un oxyde de manganèse massif.

i. La chimie

Les échantillons possèdent des rapports (Figure 5.B - II–10) avec des valeurs évoluant de façon relativement consistante, l'échantillon #20 étant caractérisé par des valeurs de Th/U faibles et de Sm/Th forts à l'inverse de l'échantillon #21. Néanmoins, un grain de l'échantillon #20 est caractérisé par des valeurs de Th/U et Sm/Th significativement différentes des autres grains, ce qui pourrait indiquer une nature différente.

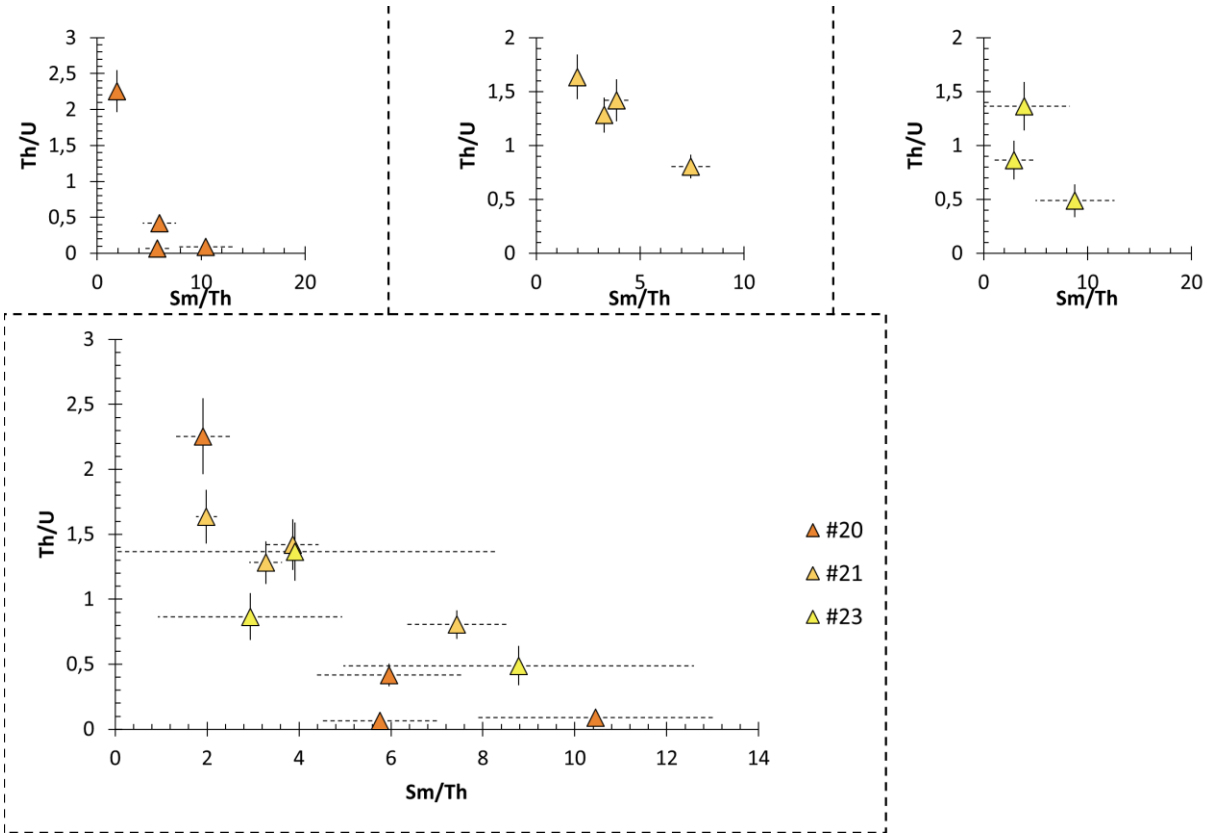


Figure 5.B - II–10 : rapports chimiques des échantillons du secteur de Cerro Vanguardia, analysés en OFe/MnHe

ii. Les âges (U-Th)/He

Les âges OFe/MnHe des échantillons provenant de Cerro Vanguardia, présentés dans la Figure 5.B - II–11, sont relativement dispersés entre chaque échantillon. Les âges de l'échantillon #20

(composé uniquement de OFe) sont groupés entre ~8 et ~15 Ma, alors que ceux de l'échantillon #21 (composé de OFe et OMn) se situent entre ~5 et ~8 Ma à l'exception d'un grain daté à 39 Ma ; et pour finir, les âges de l'échantillon #23 (composé uniquement de OMn) sont dispersés entre ~25 et ~45 Ma.

La dispersion des âges n'est corrélée ni avec la concentration en eU (variant entre ~2 et ~30 ppm), ni avec la masse des échantillons, ni avec leur nature minéralogique (oxydes de Fe et Mn).

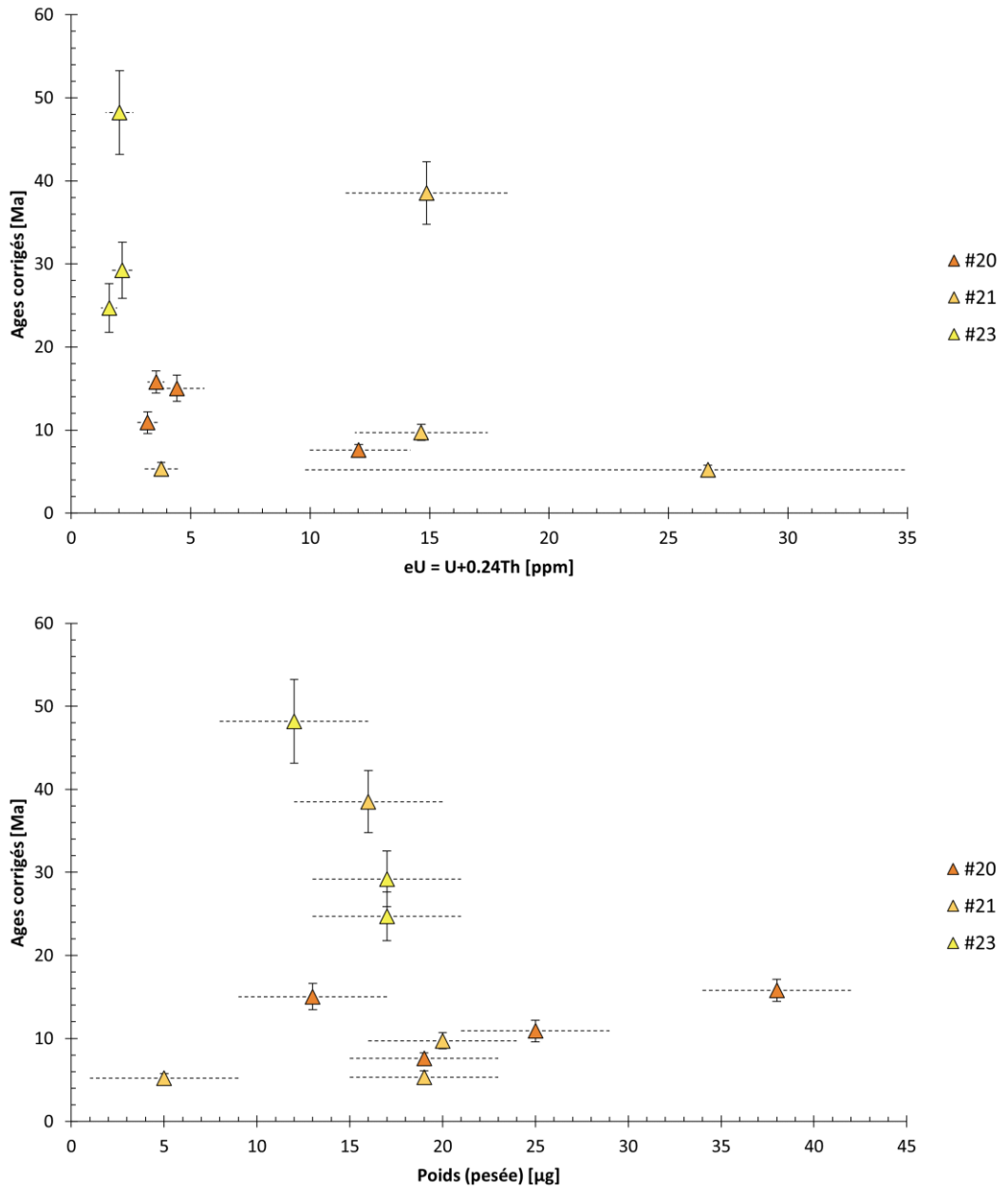


Figure 5.B - II–11 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur de Cerro Vanguardia en fonction de la concentration en eU et de la masse

5.B - II d) Résultats du secteur La Josefina

Les échantillons de la mine La Josefina proviennent de deux sites différents ; pour rappel, le premier (échantillon #26) est associé à une minéralisation massive d'oxyde de fer, incluant de nombreuses générations dont seule la génération de spéculaire a été analysée. Le second site (échantillon #27) est une minéralisation type sinter (Chapitre 1, précipitation dans des environnements de lacs hydrothermaux) comprenant des bandes fines d'oxyde de fer.

i. La chimie

Ces échantillons possèdent des rapports de Th/U et Sm/Th, Figure 5.B - II–12, significativement différents des autres minéralisations, sans lien ou corrélation particulière au sein des échantillons ou entre eux. Cette absence de corrélation peut être issue des morphologies particulières des deux échantillons (spécularite et sinter).

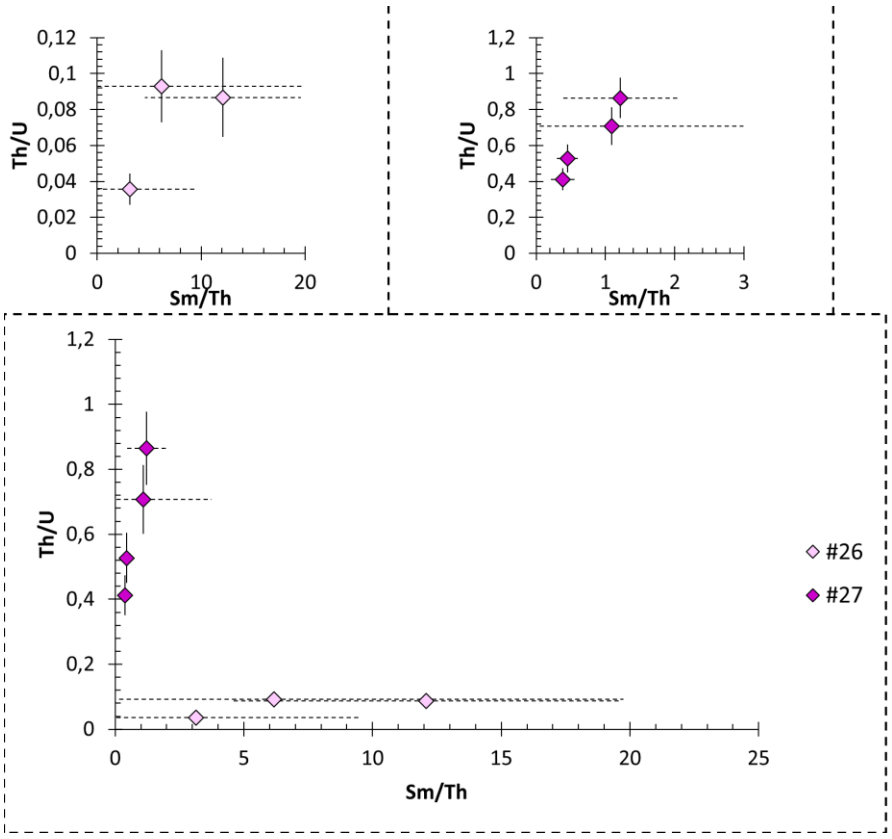


Figure 5.B - II–12 : rapports chimiques des échantillons du secteur de La Josefina, analysés en OFe/MnHe

ii. Les âges (U-Th)/He

A l'image des rapports chimiques variables, les âges des échantillons provenant de La Josefina, Figure 5.B - II–13, sont fortement dispersés pour l'ensemble des échantillons. Ainsi l'échantillon #26 est caractérisé des âges jeunes variant entre ~10 Ma et ~25 Ma, alors que pour l'échantillon #27 les âges s'étalent entre ~40 Ma et ~70 Ma.

La concentration en eU varie de ~2 à ~7 ppm et ~8 à ~18 ppm pour respectivement les échantillons #27 et #26 ; il n'existe pas de tendance entre les concentrations en eU et les âges, ni entre la masse des échantillons et leurs âges.

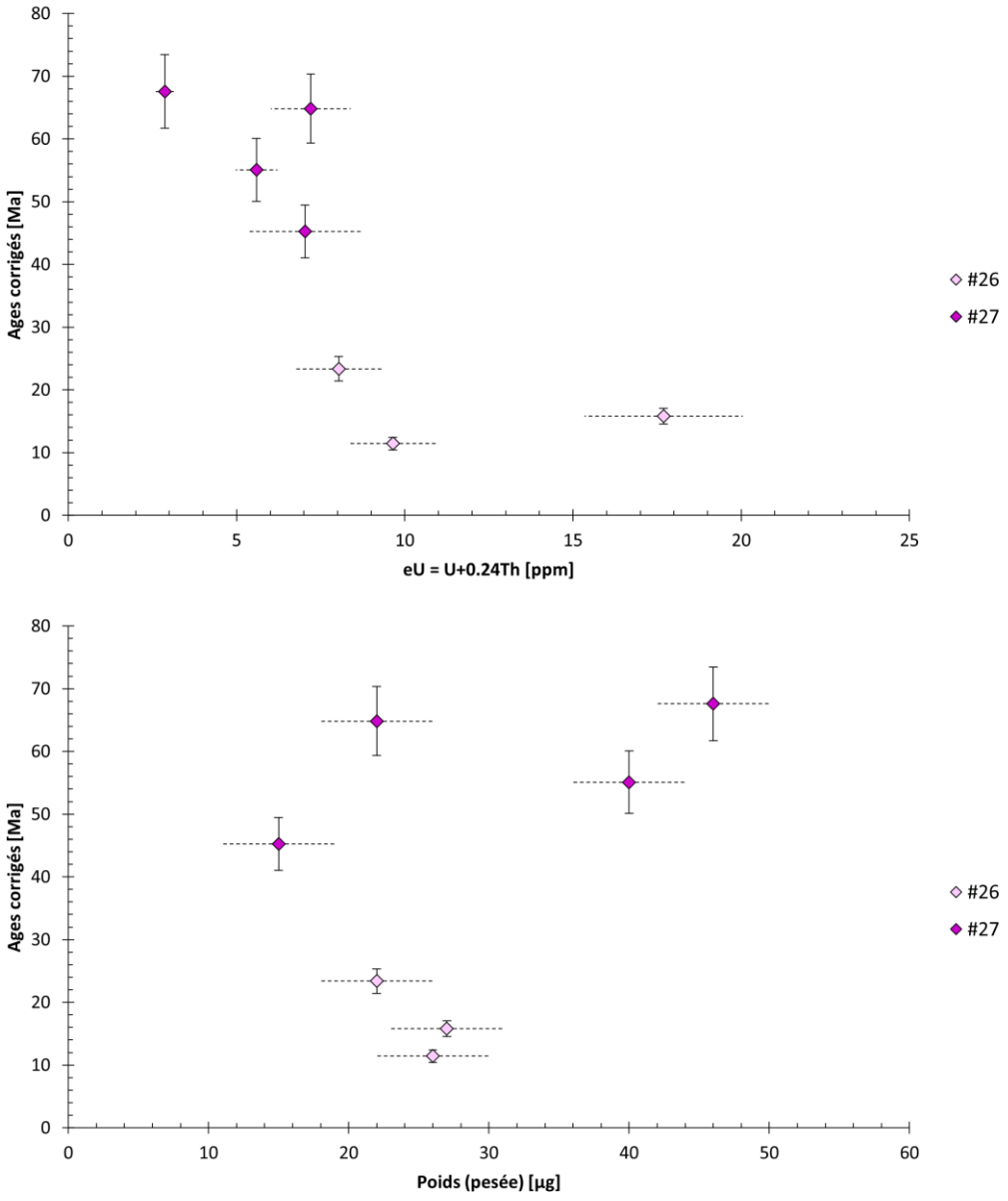


Figure 5.B - II–13 : âges OFe/MnHe des échantillons du secteur de La Josefina en fonction de la concentration en eU et du poids

5.B - III. Signification des résultats OFe/MnHe

Les résultats des analyses (U-Th)/He sur oxydes de fer et de manganèse montrent que les âges sont particulièrement dispersés, et qu'il n'existe pas de corrélation globale entre les âges et les différents paramètres (ex. : composition chimique, taille de grains, cristallographie…). Les prochains paragraphes résument les conclusions générales associées à ces résultats et introduisent les problématiques de traçage de température qui leur sont liées.

5.B - III a) Âges significativement plus jeunes que l'âge de cristallisation

Le premier constat qui peut être réalisé avec les résultats (U-Th)/He sur oxydes de fer et de manganèse du Massif du Deseado est la différence majeure existante entre les âges de formation des minéralisations et les âges (U-Th)/He obtenus. En effet, la mise en place des minéralisations a été datée entre ~170 Ma et ~140 Ma (p.ex. Echavarría *et al.*, 2005; Moreira *et al.*, 2009; Dietrich *et al.*, 2012; Moreira and Fernández, 2015), alors que les âges OFe/MnHe obtenus sont significativement plus jeunes et varient de ~70 Ma à ~1 Ma et avec une concentration des âges entre 30 et 20 Ma.

La méthode (U-Th)/He sur oxyde de fer et de manganèse a été majoritairement utilisée dans la communauté comme un géochronomètre, dans le but de dater la formation des minéralisations associées (p.ex. Lippolt *et al.*, 1995; Farley and Flowers, 2012; Evenson *et al.*, 2014). Depuis plusieurs années, cette méthode est aussi utilisée sur des hématites cristallisant sur des plans de faille, et la variation des âges OFe/MnHe est utilisée pour caractériser les événements de chauffage associés à l'activité sismique (*flash heating*) sur plan de faille (Ault *et al.*, 2016; Ault, 2020). Dans cette thèse, une nouvelle approche de l'OFe/MnHe est développée, en le considérant comme un thermochronomètre ; ainsi, les âges obtenus seront utilisés pour quantifier le refroidissement enregistré par les échantillons.

5.B - III b) Origine de la dispersion des âges

Plusieurs facteurs semblent jouer sur la dispersion des âges observée au sein des échantillons. Au premier ordre, celle-ci pourrait être attribuée principalement à la nature de la minéralisation (OFe *vs* OMn). Néanmoins, cette corrélation, si elle semble vraie dans le secteur de Bajo La Leona, n'est pas systématique pour l'ensemble des échantillons. En effet, dans les cas du secteur d'El Tranquilo zone 1 et 2 (relativement proches) et de Cerro Vanguardia, les âges obtenus sur les oxydes de manganèse pur sont plus vieux que ceux obtenus pour les oxydes de fer pur.

L'origine de la répartition des âges n'est donc pas seulement à attribuer à la diversité de nature chimique de minéralisation (OFe ou OMn), mais également à la diversité de taille de cristallites qui existe entre les générations et les échantillons (Chapitre 2). Pour chaque échantillon daté, des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) ont permis de définir la composition chimique (OFe ou OMn), la morphologie (ex. : plaquette, aiguille…) et la taille des cristallites (*cf.* Annexe 3). Ces analyses ne correspondent néanmoins pas exactement au grain daté (c.-à-d. un âge), mais à sa génération. Il est donc difficile de déterminer précisément la composition chimique et la taille des cristallites de chaque âge et donc leurs implications dans la dispersion des âges.

C'est pour cette raison qu'une approche basée sur l'inversion des données OFe/MnHe a été développée dans cette thèse et sera détaillée dans la partie suivante.

5.C) Inversion des données thermochronologiques AFT, AHe et OFe/MnHe

L'ensemble des analyses a permis l'acquisition d'un grand nombre de données pour les thermochronomètres AFT (9 âges), AHe (52 âges) et OFe/MnHe (78 âges) qui ont été inversées pour reconstituer les chemins $t(T)$ des échantillons. Ces inversions ont été réalisées par l'intermédiaire du logiciel QTQt, suivant le protocole d'inversion décrit dans le Chapitre 2.

Dans un premier temps, cette partie présente, unité par unité, les résultats des inversions effectuées pour les thermochronomètres classiques (AFT et AHe). Puis, dans un second temps, elle présente, zone par zone, les résultats des inversions des données du thermochronomètre OFe/MnHe.

Dans cette partie, uniquement les résultats finaux des inversions seront présentés, plus de détails sur les différentes étapes sont fournis dans l'Annexe 7.

5.C - I. Inversion des données apatite (AFT et AHe) par unité géologique

Les inversions de données sont présentées suivant un schéma systématique incluant : le likelihood des chemins, le tracé du best likelihood, le tracé de l'expected model, l'enveloppe comprenant 95% des chemins $t(T)$ et les résultats de l'inversion du best likelihood (âge-prédit *vs* âge-observé). A noter que les âges AHe sont présentés non corrigés par le logiciel QTQt.

Les inversions sont présentées unité par unité, de la plus ancienne à la plus récente. Elles peuvent avoir été réalisées en incluant un ou plusieurs échantillons, et un ou plusieurs thermochronomètres en fonction des échantillons et données disponibles.

5.C - I a) Inversions des données du socle

Les trois échantillons provenant du socle DES19#02, 19#05 et 19#11, correspondent respectivement aux lieudits de Dos Hermanos, Tres Hermanas, et Bajo La Leona. L'ensemble des échantillons possèdent des données AFT et AHe et les échantillons DES19#05 et 19#11 possèdent également des longueurs de traces de fission.

- **Résultats d'inversion, conservation des chemins « complexes »**

Un premier groupe de résultats d'inversion est présenté dans la Figure 5.C - I–1, celles-ci ont été effectuées en conservant les chemins « complexes ». Cette méthode permet de mettre en évidence l'ensemble des chemins $t(T)$ possibles pour reproduire les données, ainsi que les zones (temporelles et thermiques) non contraintes.

À ~175 Ma, une contrainte est posée afin que l'ensemble des échantillons soit à la température de surface, due à la présence de dépôt du CVBL proche. Sur la période précédant ces dépôts (plus ancienne que 175 Ma), les inversions démontrent que les données ne permettent pas de contraindre les chemins $t(T)$ empruntés par les échantillons.

À la suite, entre ~175 et ~100 Ma l'inversion de l'échantillon 19#02 indique un réchauffement jusqu'à ~120°C, avec un maximum situé à 125 Ma. Les inversions des échantillons 19#05 et 19#11 enregistrent également un réchauffement similaire, mais situé entre ~175 et ~160 Ma et avec un maximum de température supérieure à 160°C. Ce réchauffement est bien contraint en matière de temps et de température pour l'ensemble des échantillons.

Pour finir, l'histoire thermique entre ~100 Ma et l'actuel pour l'échantillon 19#02, et entre ~150 Ma et l'actuel pour les échantillons 19#05 et 19#11, ne semble pas contrainte dans ces inversions de données. La seule information consistante est que les échantillons se trouvaient à des températures inférieures à ~100°C durant cette dernière période.

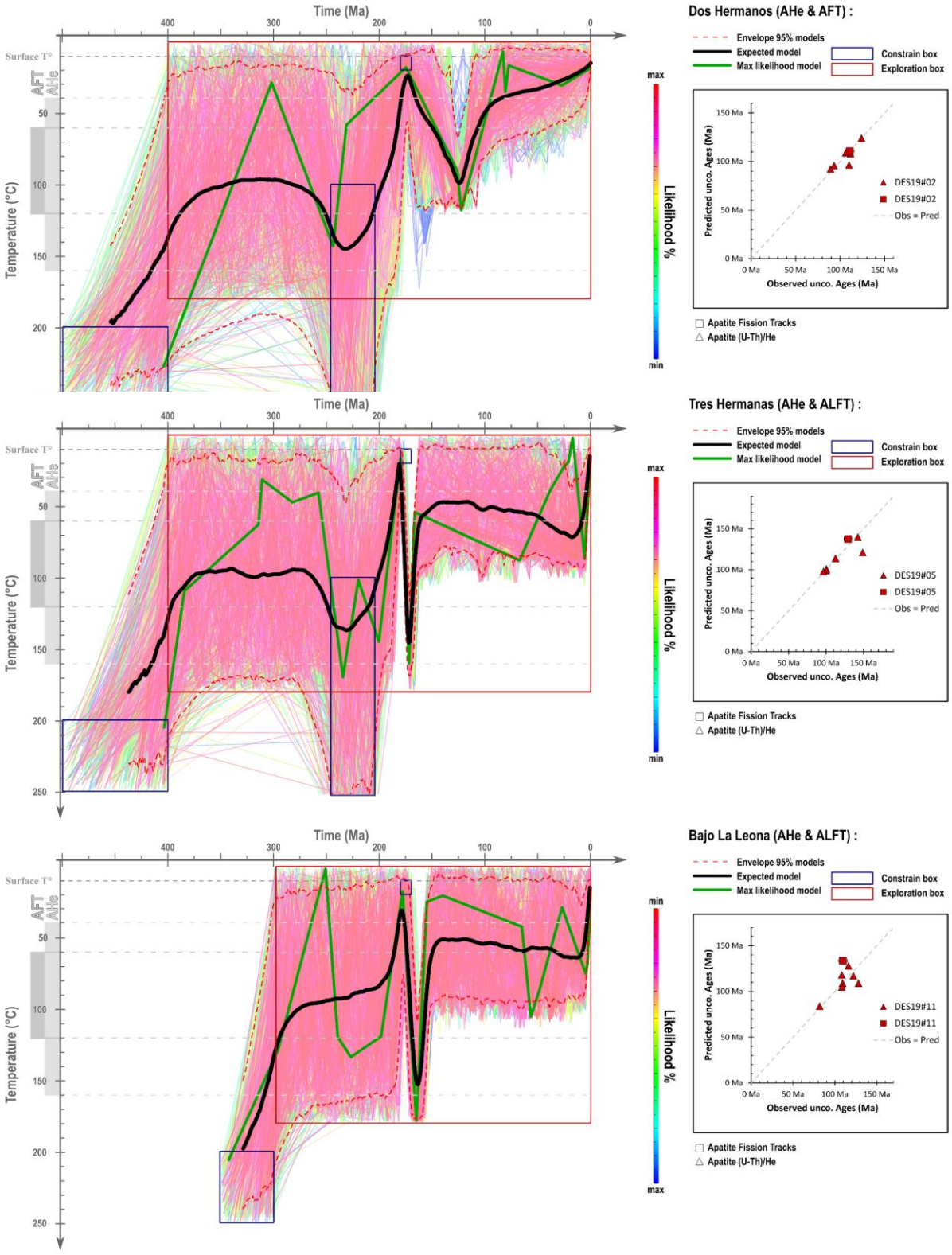


Figure 5.C - I–1 : inversions de données des échantillons du socle, réalisées avec le logiciel QTQt

- **Résultats d'inversion, non-conservation des chemins « complexes »**

La Figure 5.C - I–2 présente les résultats d'inversion de données des échantillons 19#05 et 19#11 (possédant des données de ALFT), mais en ne conservant plus les chemins $t(T)$ complexes. Ce paramétrage d'inversion de données permet de mettre en évidence des informations (temporelles et thermiques) complémentaires pour ces deux échantillons.

En effet, ces inversions de données mettent en évidence que, en plus d'un réchauffement rapide et bien contraint à 160 Ma, le chemin $t(T)$ pour la période récente (de ~150 Ma à l'actuel) est mieux contraint. Cette période récente correspond à un long temps de résidence à une température inférieure à ~100°C entre ~150 Ma à ~20 Ma. Cette longue période de stabilité relative est ensuite suivie d'un refroidissement depuis ~60°C jusqu'à la température de surface durant les ~20 derniers millions d'années.

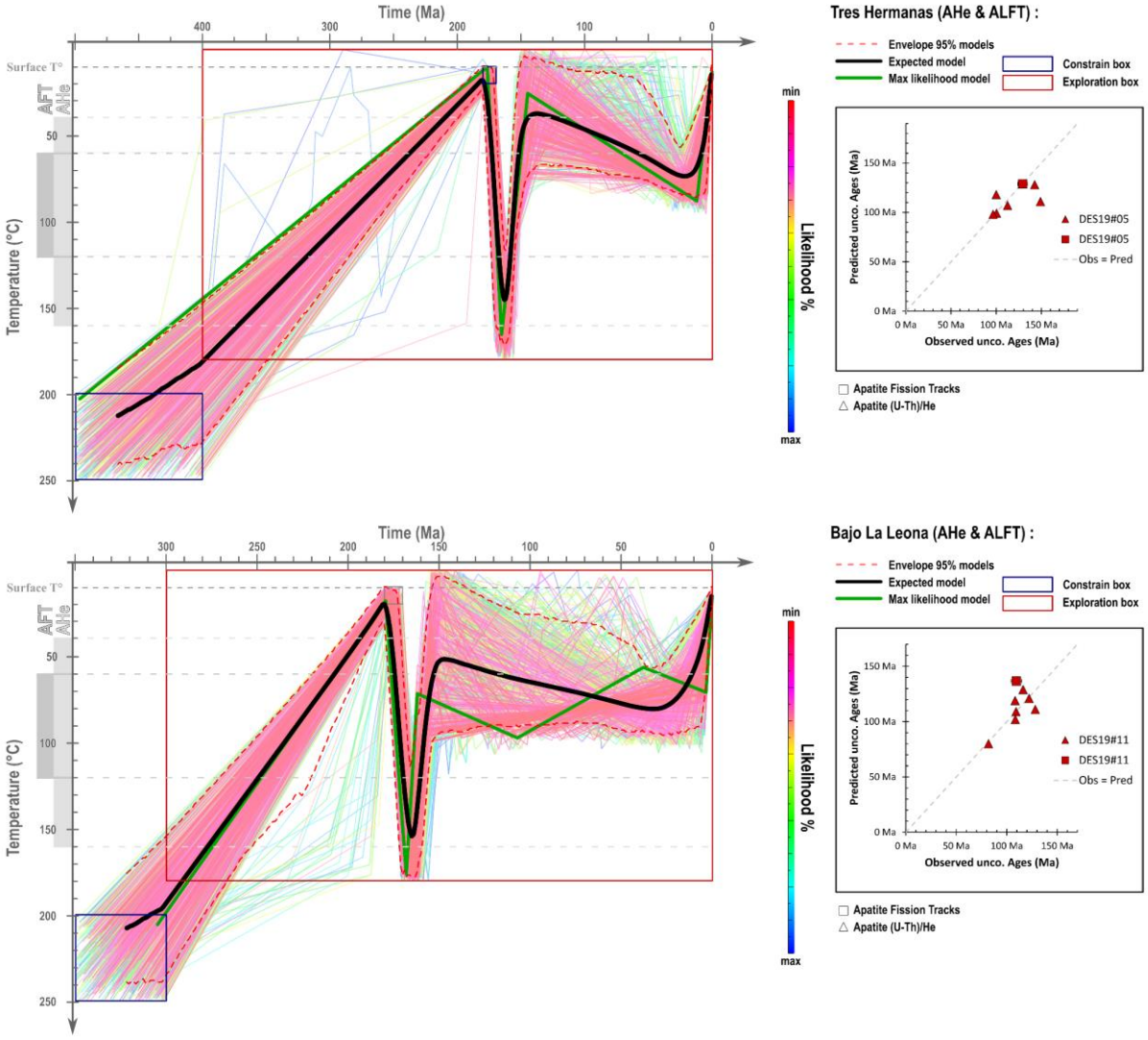


Figure 5.C - I–2 : inversions de données (non-conservation des chemins complexes) des échantillons du socle, réalisées avec le logiciel QTQt

- **Signification générale des résultats d'inversion du socle**

i. Histoire anté CVBL (> 180 Ma)

Les données thermochronologiques provenant des échantillons du socle ne permettent pas de contraindre précisément l'histoire thermique avant ~175 Ma ; période durant laquelle les contraintes géologiques placent ces échantillons en proche surface.

Il n'est donc pas possible, avec les thermochronomètres utilisés, de reconstituer précisément le(s) histoire(s) thermiques liée(s) à la première mise en surface des échantillons.

ii. Histoire post CVBL (<180 Ma)

Les données thermochronologiques des échantillons du socle permettent de bien caractériser l'histoire thermique Méso-Cénozoïque du socle, en particulier dans les échantillons où sont disponibles simultanément les données AFT, ALFT et AHe.

Ainsi, pour les échantillons 19#05 et 19#11, les inversions de données indiquent un réchauffement bien contraint temporellement (~160 Ma) et thermiquement (>160°C), suivit d'un refroidissement rapide avant ~150 Ma jusqu'à moins de~100°C. Entre ce refroidissement et ~20 Ma, les échantillons sont restés dans la ZRP (100 ° - 60°C), puis ont enregistré un refroidissement « rapide » depuis ~60°C jusqu'à la surface durant les 20 dernières Ma.

L'échantillon DES19#02, qui ne possède pas de données ALFT, indique une période de réchauffement différente, à ~125 Ma (Figure 5.C - I–1). Néanmoins, comme le montrent le résultat d'inversion (Figure 5.C - I–1), cet échantillon n'est pas incompatible avec un réchauffement plus ancien car certains chemins $t(T)$ indiquent un réchauffement à ~160 Ma, mais une valeur de likelihood faible (bleu) . Cet échantillon n'enregistre pas de refroidissement récent (c.-à-d. depuis ~20Ma).

Les différences entre les histoires thermiques des échantillons peuvent être attribuées soit à une différence d'évolution géographique, soit à l'absence de données ALFT pour l'échantillon DES19#02.

5.C - I b) Inversions de données : unité intrusive de La Leona

Parmi les échantillons qui proviennent de l'unité intrusive de La Leona, pour rappel, trois sont issues du même pluton (La Calandria : DES19#01, G24 et G25) et un est issu d'un affleurement différent (G26). Les échantillons DES19#01 et G25 ont été assimilés comme étant un seul et unique échantillon, car 1) ils ont été récoltés sur deux sites à moins de 500 m de distance et 2) ils possèdent des résultats AHe et AFT similaires.

L'ensemble des modélisations a été réalisé avec une boite de contrainte de cristallisation à 202±5 Ma, ainsi qu'une boite de surface à 175±5 Ma pour simuler la position des échantillons en surface au moment de leurs enfouissements sous les dépôts du CVBL.

- **Résultats d'inversions : La Léona - échantillon G26**

L'échantillon G26 est caractérisé par un âge AFT mal contraint à ~54 Ma et des données d'hélium sur apatites qui indiquent une chimie différente des autres échantillons. Cet échantillon est donc à considérer avec parcimonie, même si les données ont été inversées.

La Figure 5.C - I–3 présente les résultats de ces inversions avec la conservation des chemins complexes, dans le but d'échantillonner tous les chemins $t(T)$ pouvant reproduire les données. Les résultats de ces inversions ne permettent pas de contraindre précisément le chemin $t(T)$ de l'échantillon, excepté un possible refroidissement depuis ~100°C jusqu'à une température de surface entre ~20 Ma et l'actuel. Durant la période précédant ce refroidissement, l'échantillon serait resté entre 100°C et la température de surface, depuis ~200 Ma.

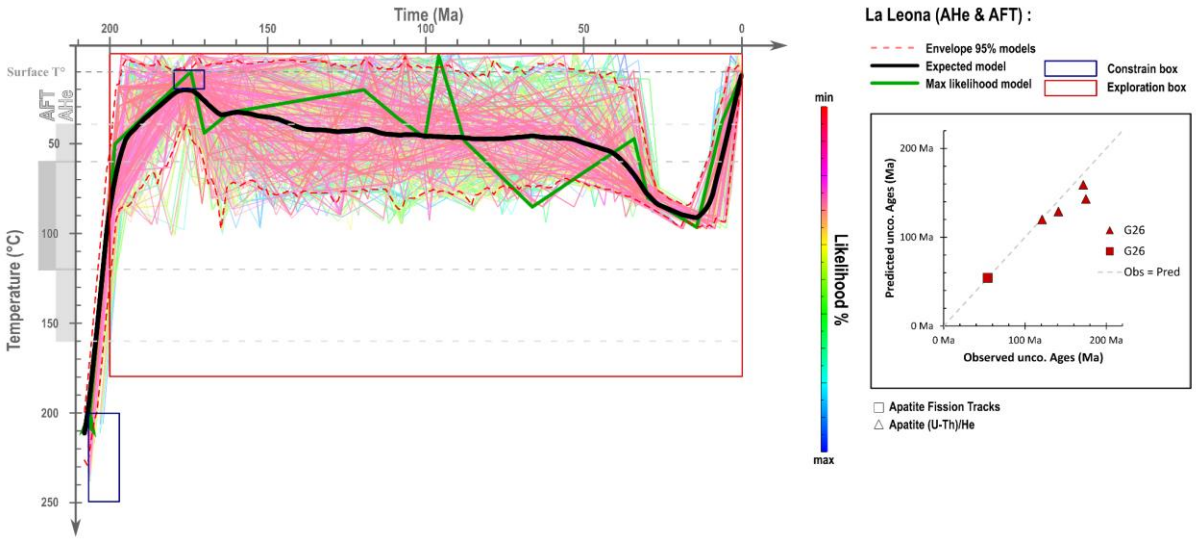


Figure 5.C - I–3 : inversions de données de l'échantillon G26 provenant de l'unité de La Leona, réalisées avec le logiciel QTQt

- **Résultats d'inversions : La Léona - pluton de La Calandria**

Les données de ce pluton peuvent être inversées suivant plusieurs approches (ex. : échantillons groupés vs échantillons individuels, thermochronomètres groupés *vs* thermochronomètre individuel…). ici sont présentées uniquement les inversions aillant conduit aux meilleurs résultats.

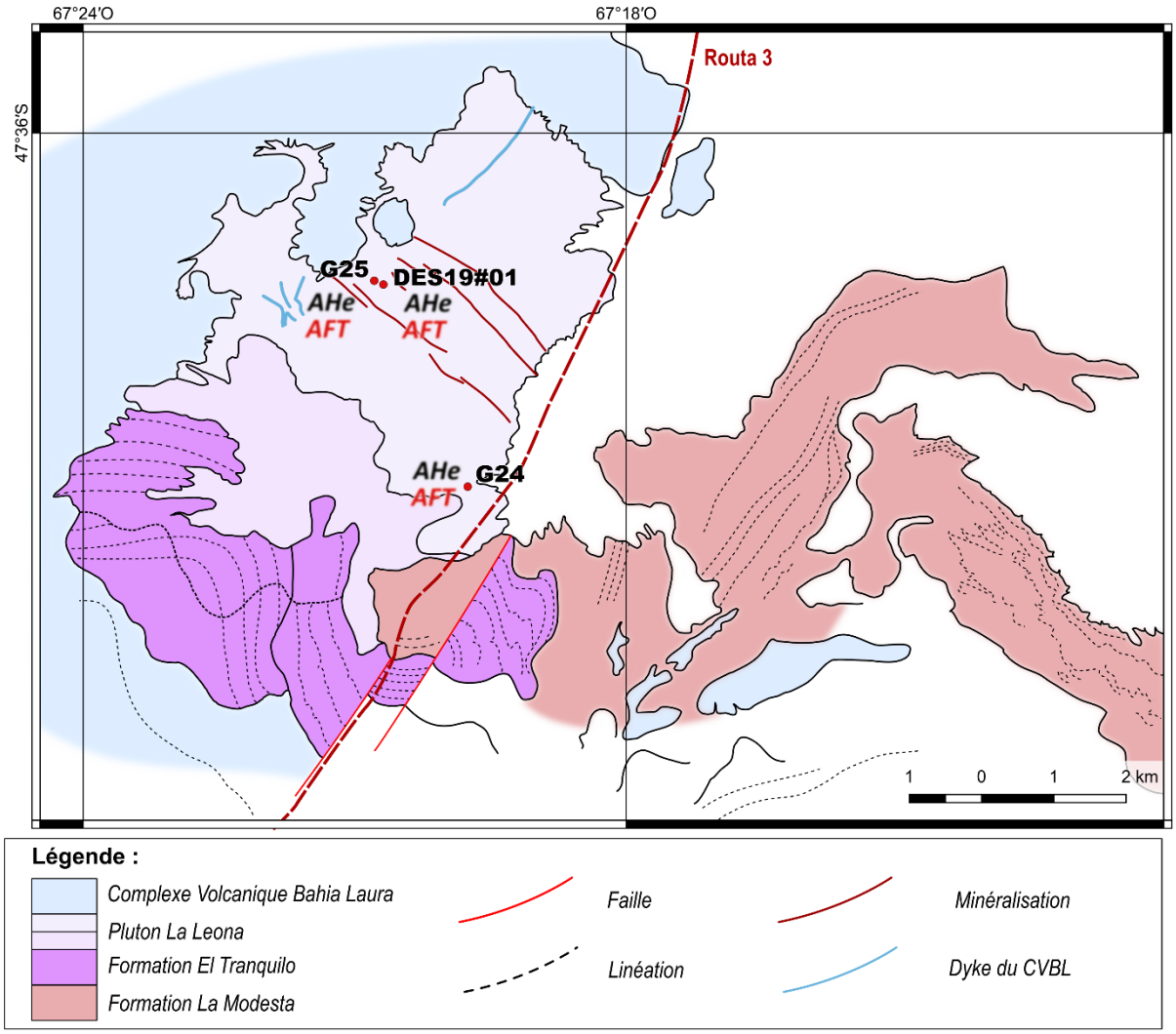


Figure 5.C - I–4 : carte du pluton la Calandria

i. Inversions individuelles :

La Figure 5.C - I–5 présente les résultats des inversions des données AFT, ALFT et AHe, d'une part de l'échantillon G24 et d'autre part des échantillons G25 et DES19#01.

Au premier ordre, les résultats des deux d'inversions tendent vers une histoire $t(T)$ relativement commune avec un premier réchauffement jusqu'à une température >120°C (entre ~175 Ma et

~150 Ma), suivit par un refroidissement rapide sous les ~80°C (avant ~130Ma). L'histoire se termine par un dernier refroidissement, déphasé temporellement entre les échantillons.

Au second ordre, il existe néanmoins des différences notables entre les résultats des inversions de G24 et de DES19#01/G25 :

La première différence se fait au niveau de l'enregistrement du réchauffement : d'un côté, l'échantillon G24 indique un réchauffement relativement lent, avec un maximum d'intensité à ~150 Ma entre ~120 ° et ~140°C ; de l'autre, les échantillons DES19#01/G25 pointent un réchauffement très rapide avant ~160 Ma et supérieur à ~150°C.

La seconde différence est observée dans l'enregistrement du refroidissement postérieur : l'échantillon G24 indique un refroidissement lent, et peu contraint, qui l'amènerait entre ~90°C et une température de surface avant ~130 Ma. Par ailleurs, l'échantillon DES19#01/G25 indique clairement un refroidissement rapide avant 150 Ma jusqu'à une température variable entre 80°C et la température de surface.

Enfin, entre ~100 Ma et l'actuel, les enregistrements divergent complètement : l'échantillon G24 enregistre un refroidissement lent et constant depuis ~100°C jusqu'à la température de surface entre ~90 Ma et l'actuel, avec peut-être une accélération durant la dernière dizaine de millions d'années. A contrario, l'échantillon DES19#01/G25 ne permet pas de fournir de contraintes fortes sur la température entre ~150Ma et ~20Ma, à l'exception du fait que les échantillons se trouvaient à des températures inférieures à ~80°C. Puis, entre ~20 Ma et l'actuel, ces échantillons enregistrent distinctement un refroidissement rapide depuis ~100°C jusqu'à la température de surface.

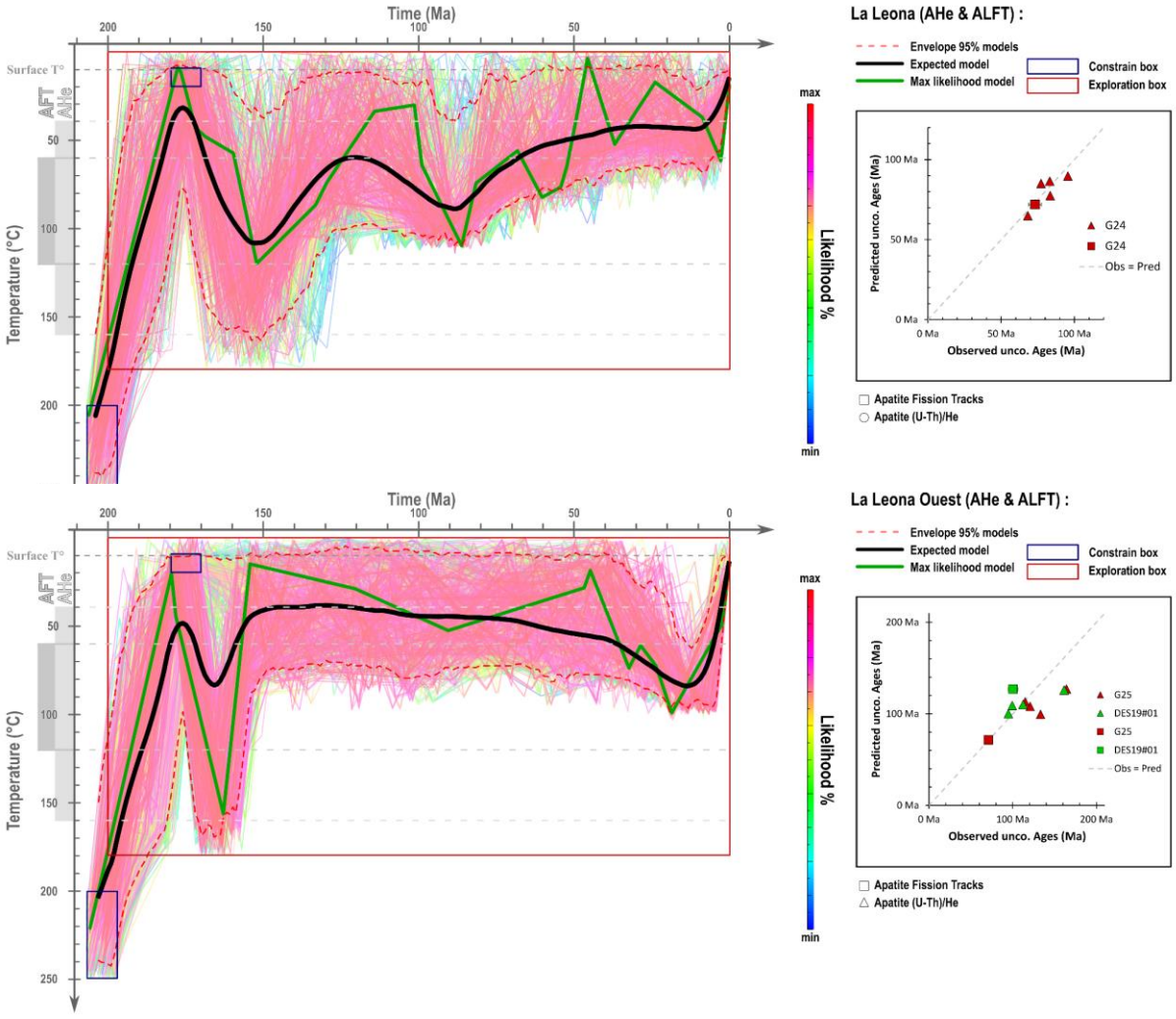


Figure 5.C - I–5 : inversions de données individuelles des échantillons du pluton de La Calandria de l'unité de La Leona, réalisées avec le logiciel QTQt

ii. Inversion groupée :

Aux vues de la situation géographique des échantillons (c.-à-d. même pluton et non séparés par une faille visible), une inversion de données regroupant l'ensemble des échantillons du pluton La Calandria a été réalisée dans le but d'extraire une histoire potentiellement plus représentative de la dynamique régionale.

La Figure 5.C - I–6 présente le résultat des inversions de données avec et sans conservation des chemins complexes. Les histoires $t(T)$ sont similaires celles obtenues lors des inversions individuelles (Figure 5.C - I–5), avec toutefois une reproduction des données des échantillons DES19#01/G25 qui diminue significativement.

Cette inversion indique un réchauffement rapide entre ~120°C et ~160°C à ~150 Ma, suivi d'un refroidissement jusqu'entre ~60°C et la température de surface entre ~150 Ma et 130 Ma. À la

suite de ce refroidissement, les échantillons restent à basse température jusqu'à environ ~70 Ma où ils se retrouvent entre ~80°C et ~60°C. Pour finir, les échantillons enregistrent un refroidissement lent et continu jusqu'à l'actuel, avec une accélération potentielle durant la dernière dizaine de millions d'années.

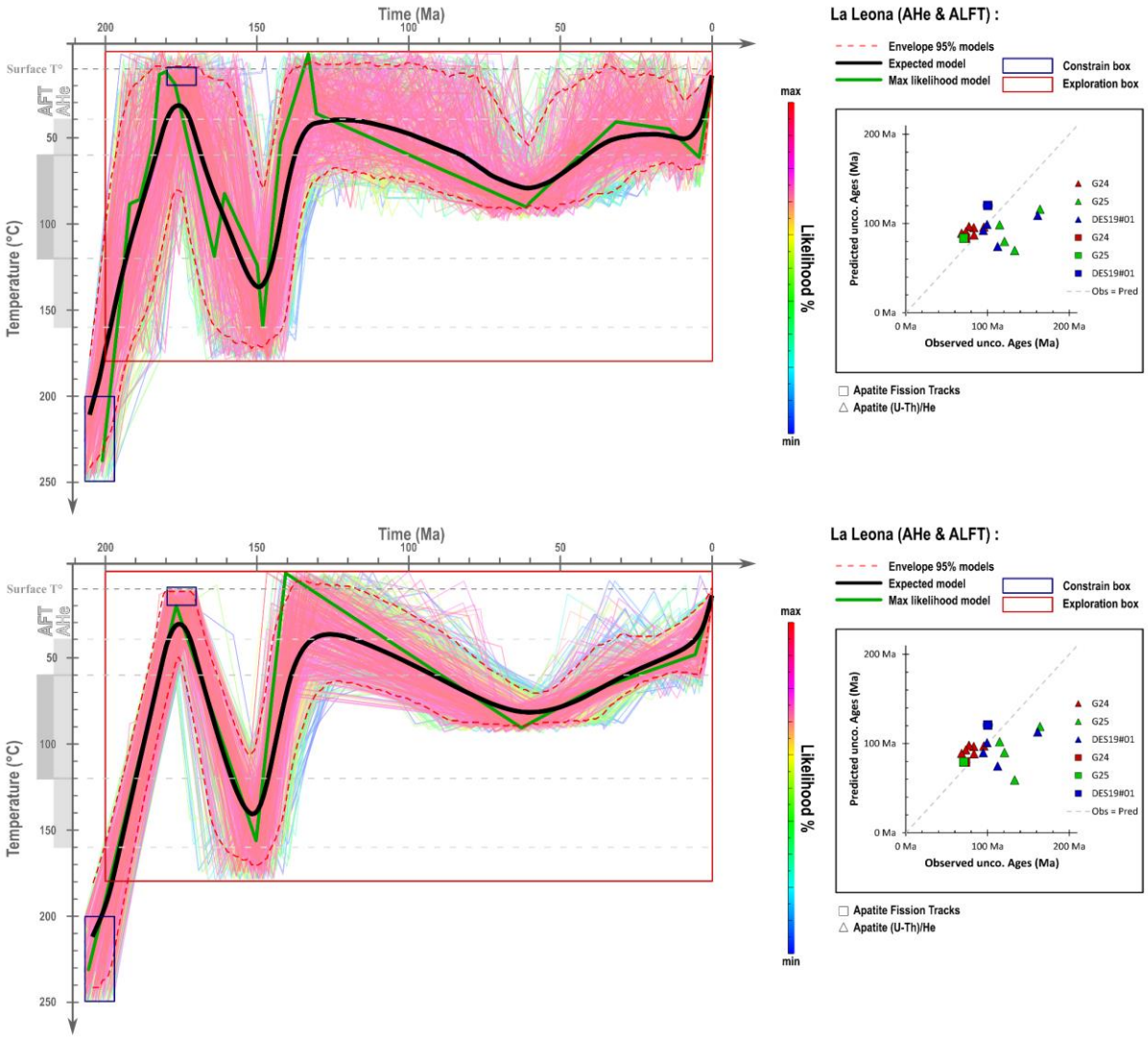


Figure 5.C - I–6 : inversions de données des échantillons groupés du pluton de La Calandria de l'unité de La Leona, réalisées avec le logiciel QTQt avec et sans conservation des chemins complexes

- **Signification générale des résultats d'inversion de l'unité intrusive de La Leona**

La première conclusion des résultats des modélisations thermiques concernant l'échantillon G26, ne permet pas de contraindre une histoire thermique fiable. Il faut noter toutefois que cet échantillon indique également un refroidissement entre ~20 Ma et l'actuel depuis ~80°C jusqu'à la température de surface.

Les inversions de données du pluton de La Calandria sont relativement complexes et peuvent mener à deux interprétations différentes, selon l'hypothèse/le parti pris qui est faite initialement. Les deux visions sont présentées ci-dessous, sans jugement.

i. L'hypothèse de « l'optimisme » :

Dans cette hypothèse, le parti pris est de considérer que les données AFT et AHe, ainsi que les modèles de thermochronomètres, sont particulièrement fiables.

Dans ce cas-là, le résultat des inversions individuelles (DES19#01/G25 et G24, Figure 5.C - I–5) est considéré comme utilisable, et ce parti pris est soutenu par les constatations suivantes :

- il existe une distance significative entre ces deux échantillons (>2 km) et donc ils enregistrent des histoires $t(T)$ différentes
- il existe une différence significative entre les deux résultats d'inversion (Figure 5.C - I–5)
- l'inversion groupée des échantillons DES19#01/G25/G24 (Figure 5.C - I–6) reproduit peu les données

Ce parti pris permet de conclure que le pluton de La Calandria enregistre deux histoires thermiques différentes, en fonction de la localisation des échantillons à la bordure Ouest (DES19#01/G25) ou Est (G24).

La bordure Ouest du pluton enregistrerait alors un réchauffement (160 Ma) puis un refroidissement (150 Ma) rapides et bien contraints temporellement et thermiquement (>150°C), suivi par une résidence dans la ZRP jusqu'à ~20 Ma. La bordure Ouest se serait alors refroidie de ~20 Ma à ~10 Ma depuis ~100°C jusqu'à moins de 50-40°C.

La bordure est enregistrerait une histoire plus lente et moins bien contrainte, avec un réchauffement jusqu'à 120 °-140°C à ~150 Ma, suivi par un refroidissement jusqu'à moins de 90°C à 130 Ma. Pour finir, elle enregistrerait un refroidissement lent et continu entre 90 Ma et ~10 Ma depuis ~100°C jusqu'à moins de 50-40°C.

ii. L'hypothèse du « pessimisme » :

Dans cette hypothèse, le parti pris est de considérer une confiance modérée à faible dans les données AFT et AHe, ainsi que dans les modèles de thermochronomètres utilisés lors des inversions.

Dans ce parti pris, il est fait l'hypothèse que :

- la compréhension des thermochronomètres, et de leurs modèles, à l'état actuel des connaissances sont trop incertains (*cf.* Chapitre 2) pour pouvoir individualiser deux histoires aussi proches que celles de la Figure 5.C - I–5
- les erreurs de reproduction des données dans la Figure 5.C - I–6 sont issues de l'incompréhension de certains phénomènes ou paramètres des thermochronomètres

Dans ce cas, ce sont les chemins thermiques provenant des inversions des données groupées (DES19#01/G25/G24, Figure 5.C - I–6) qui sont considérés. Le pluton La Calandria enregistrerait alors un réchauffement modérément rapide jusqu'à 150 Ma et 120 °-160°C, suivit d'un refroidissement rapide jusqu'à moins de 60°C avant 130 Ma ; ces deux événements étant bien contraints. À partir de 130 Ma le pluton enregistrerait un réchauffement progressif et mal contraint jusqu'à un maximum de 80°C aux environs de 70 Ma, puis un refroidissement lent jusqu'à une température inférieure à 50-40°C il y a moins de 10 Ma.

À ce stade du manuscrit, aucune des deux hypothèses n'est privilégiée, et elles seront toutes deux évoquées plus tard lors de la mise en relation de l'ensemble des inversions. Dans ce cas, elles seront citées sous les noms « hypothèse optimiste » et hypothèse pessimiste ».

5.C - I c) Inversions de données : le Complexe Volcanique de Bahia Laura

Les échantillons du CVBL, regroupent l'échantillon DES19#15 provenant du laccolithe Cerro Leon (secteur d'El Tranquilo) et les échantillons DES19#08, 19#29 et G28 provenant des coulées rhyolitiques. Les paragraphes suivants présentent les inversions obtenues pour ces différentes formations, dans l'ordre de leurs mises en place.

- **Résultats d'inversions : CVBL - intrusion de Cerro Leon**

La Figure 5.C - I–7 présente les résultats d'inversion (chemin complexe conservé) pour les données AHe de l'échantillon provenant du laccolithe de Cerro Leon qui s'est mis en place dans les dépôts du CVBL. Une boite de cristallisation a été imposée à 170 Ma et 200-50°C afin de reproduire la mise en place en proche surface de ce laccolithe. Les résultats de l'inversion indiquent qu'après une mise en place à basse température (forcée), l'échantillon enregistre un refroidissement rapide, jusqu'à la température de surface, avant ~150 Ma.

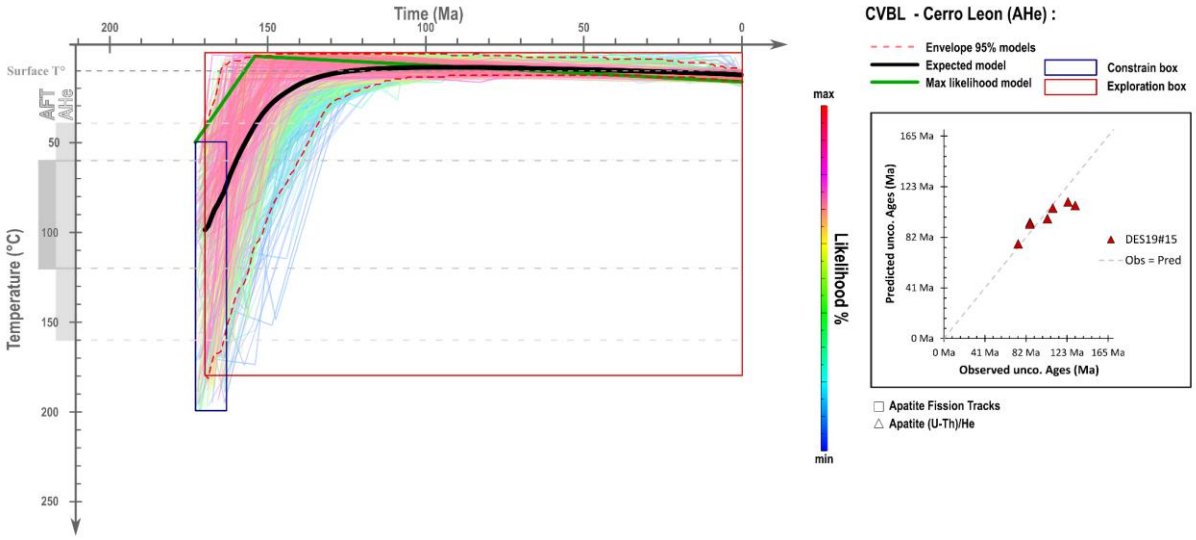


Figure 5.C - I–7 : inversion de données de l'échantillon du laccolithe Cerro Leon, réalisé avec le logiciel QTQt

- **Résultats d'inversion : CVBL - coulées rhyolitiques du CVBL**

Ces échantillons provenant de coulées volcaniques rhyolitiques, une contrainte de cristallisation à basse température est imposée à chacun d'entre eux. Pour l'échantillon DES19#29, un âge de cristallisation autour de 160 Ma est proposé, en se basant sur sa position géographique (secteur Ouest du Massif du Deseado) et sa haute altitude. Pour les échantillons DES19#08 et G28, il est supposé une cristallisation plus âgée (160-180 Ma) pour les mêmes raisons (secteur est du Massif et basse altitude).

La Figure 5.C - I–8 présente les résultats d'inversion de données pour l'échantillon DES19#29, durant laquelle ont été conservés l'ensemble des chemins $t(T)$ qui permettent de reproduire les données, AFT et AHe. Les résultats de l'inversion pointent vers une histoire simple, au cours de laquelle l'échantillon n'a pas connu de réchauffement depuis sa mise en place en surface.

Néanmoins, si les données peuvent être reproduites avec une histoire simple, elles sont aussi compatible avec une phase de réchauffement/refroidissement rapide entre ~150 Ma et ~130 Ma, les amenant à une température entre ~100 ° et ~150°C.

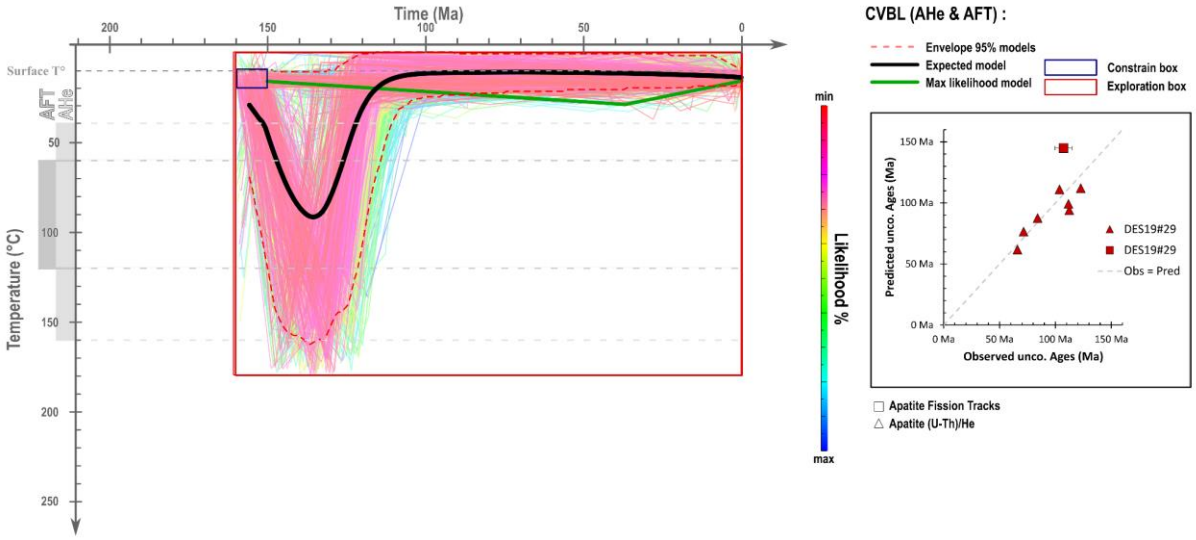


Figure 5.C - I–8 : inversion de données de l'échantillon DES19#29 du CVBL, réalisé avec le logiciel QTQt

La Figure 5.C - I–9 présente les résultats des inversions effectuées pour les échantillons G28 (1 âge AFT) et DES19#08 (deux âges AHe). Ces inversions ne permettent pas de contraindre précisément les chemins $t(T)$ pour ces deux échantillons, néanmoins elles montrent une phase de réchauffement aux environs de ~150 Ma.

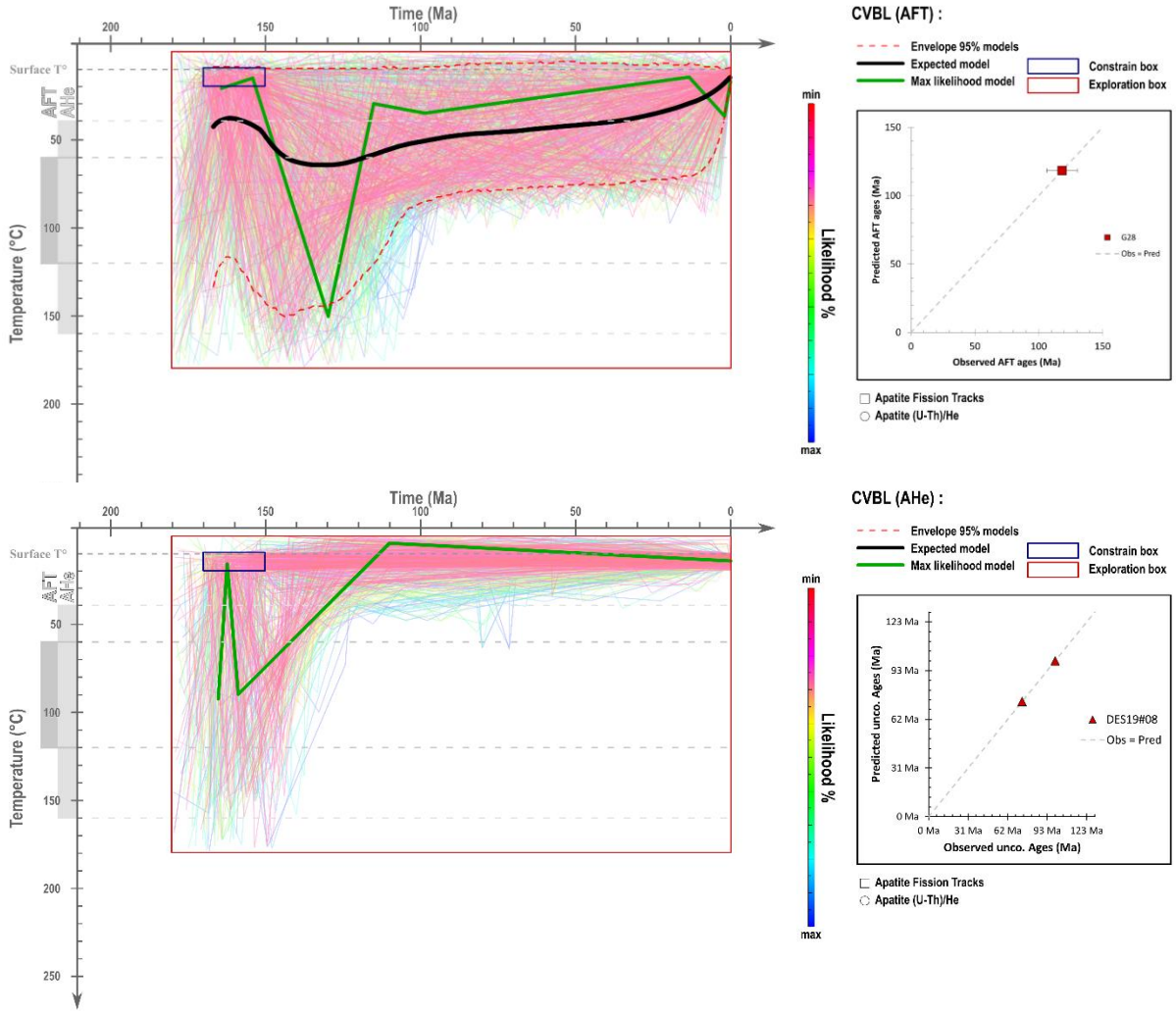


Figure 5.C - I–9 : inversions de données des échantillons G28 et DES19#08 du CVBL, réalisées avec le logiciel QTQt

- **Signification générale des résultats d'inversions : le CVBL**

L'ensemble des échantillons provenant du CVBL indique une histoire thermique relativement simple, mais modérément contrainte. Cette histoire correspond à une mise en place en surface ou subsurface des dépôts du CVBL (contrainte géologiquement), suivie d'un refroidissement rapide ou instantané et conservation à basse température (< 40°C) jusqu'à l'actuel.

Néanmoins, durant l'ensemble des inversions, la conservation des chemins complexes a été autorisée. A l'exception du laccolithe de Cerro Leon, ceci met en évidence le fait que les coulés volcaniques du CVBL ont pu subir une phase de réchauffement rapide à 150-140 Ma suivie d'un refroidissement rapide avant 130-125 Ma. Cet événement thermique est particulièrement visible dans l'échantillon possédant un âge AFT et des âges AHe.

5.C - I d) Inversion de données : la couverture Crétacée

L'échantillon MG52 provient de la formation Bajo Grande (secteur central), et la Figure 5.C - I–10 présente les résultats de l'inversion de données de cet échantillon détritique, dont la source des apatites est inconnue.

Du fait du manque d'information sur la source des apatites de cet échantillon, l'inversion a été laissée libre de déterminer le point $t(T)$ à partir duquel elle débute, et seul l'âge de dépôts a été ajouté comme contrainte. Les résultats montrent que l'inversion de données ne peut pas contraindre le chemin $t(T)$ de l'échantillon avant ~200 Ma, et qu'entre ~200 Ma et ~150 Ma l'échantillon refroidit lentement pour atteindre la température de surface à l'âge de dépôt estimé. Pour finir, depuis son dépôt en surface, l'échantillon n'a pas été réchauffé à une température suffisante pour cicatriser les traces de fission.

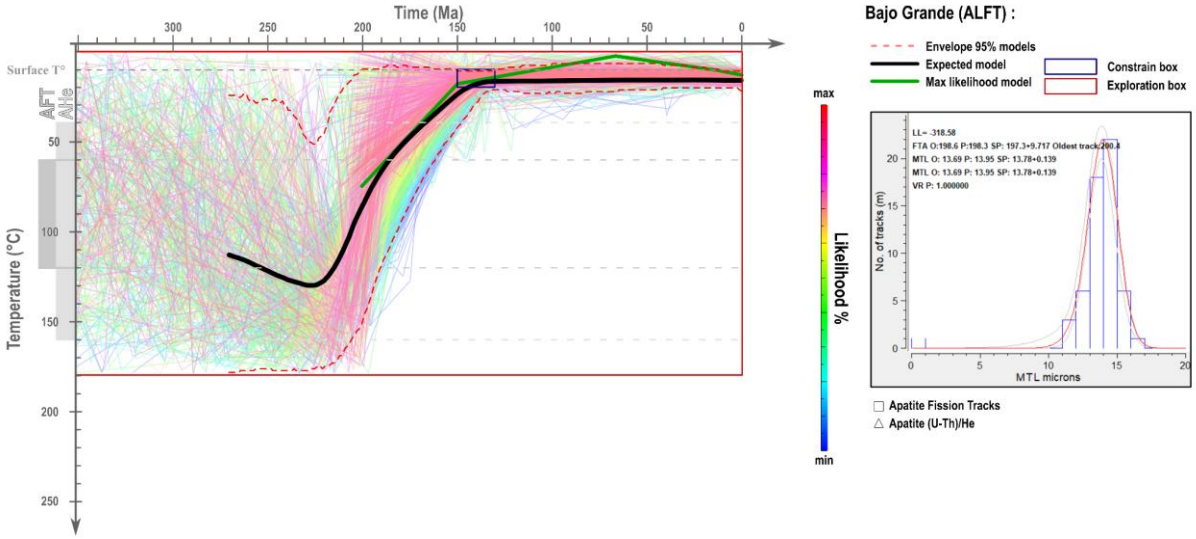


Figure 5.C - I–10 : Inversion de données de l'échantillon MG52 du CVBL, réalisée avec le logiciel QTQt

5.C - II. Inversion des données OFe/MnHe par zone

Les inversions de données OFe/MnHe sont présentées par zone géographique en utilisant la même présentation que celle précédemment utilisée pour les thermochronomètres AHe-AFT : le likelihood des chemins, le tracé du best likelihood, le tracé de l'expected model, l'enveloppe comprenant 95% des chemins $t(T)$ et les résultats d'inversion (âge-prédit *vs* âge-observé) du best likelihood.

En addition, sont ajoutées les courbes de ré-échantillonnage du R_s (en $\log_{10}$) en fonction du likelihood et du nombre d'itérations. Cette présentation permet de comparer l'importance du ré-échantillonnage de la taille des cristallites (R_s) pour chaque grain, en fonction du chemin $t(T)$. (*nb* : dans le cas où trop de grains sont inclus dans le processus d'inversion de données, les courbes de ré-échantillonnage du Rs se trouvent dans l'Annexe 7)

Il faut noter que cette étude est la première à utiliser cette approche d'inversion de données (c.-à-d. le ré-échantillonnage des tailles de cristallites) et qui cherche à exploiter la méthode OFe/MnHe comme thermochronomètre. Du fait de cette approche exploratoire, les résultats et pistes d'exploitation des inversions présentées ci-après sont à prendre avec recul.

5.C - II a) Inversion de données : secteur de Bajo La Leona

Pour rappel, le secteur de Bajo La Leona est composé de deux zones proches, respectivement à majorité d'oxydes de manganèse (19#12) et d'oxydes de fer (19#13).

- **Résultats d'inversion : Zone 1 (oxydes de manganèse)**

Les échantillons de cette zone possèdent de petites tailles de cristallites (<0,1 µm) et des âges groupés entre ~0,8 Ma et ~0,2 Ma. Ainsi, la boite d'exploration de l'inversion est restreinte entre 0 et 2 Ma et à une gamme de température faible (*cf.* Chapitre 2, des cristallites inférieures à 0,1 µm possèdent de faible T_c).

La Figure 5.C - II–1 présente les résultats de l'inversion de données de l'ensemble des échantillons de cette zone. Elle met en évidence qu'il est impossible de définir une information avant ~1 Ma et au-dessus de ~60°C. Entre ~1 Ma et l'actuel, l'inversion converge vers un refroidissement continu et bien défini, tout en ré-échantillonnant les valeurs de tailles de cristallites.

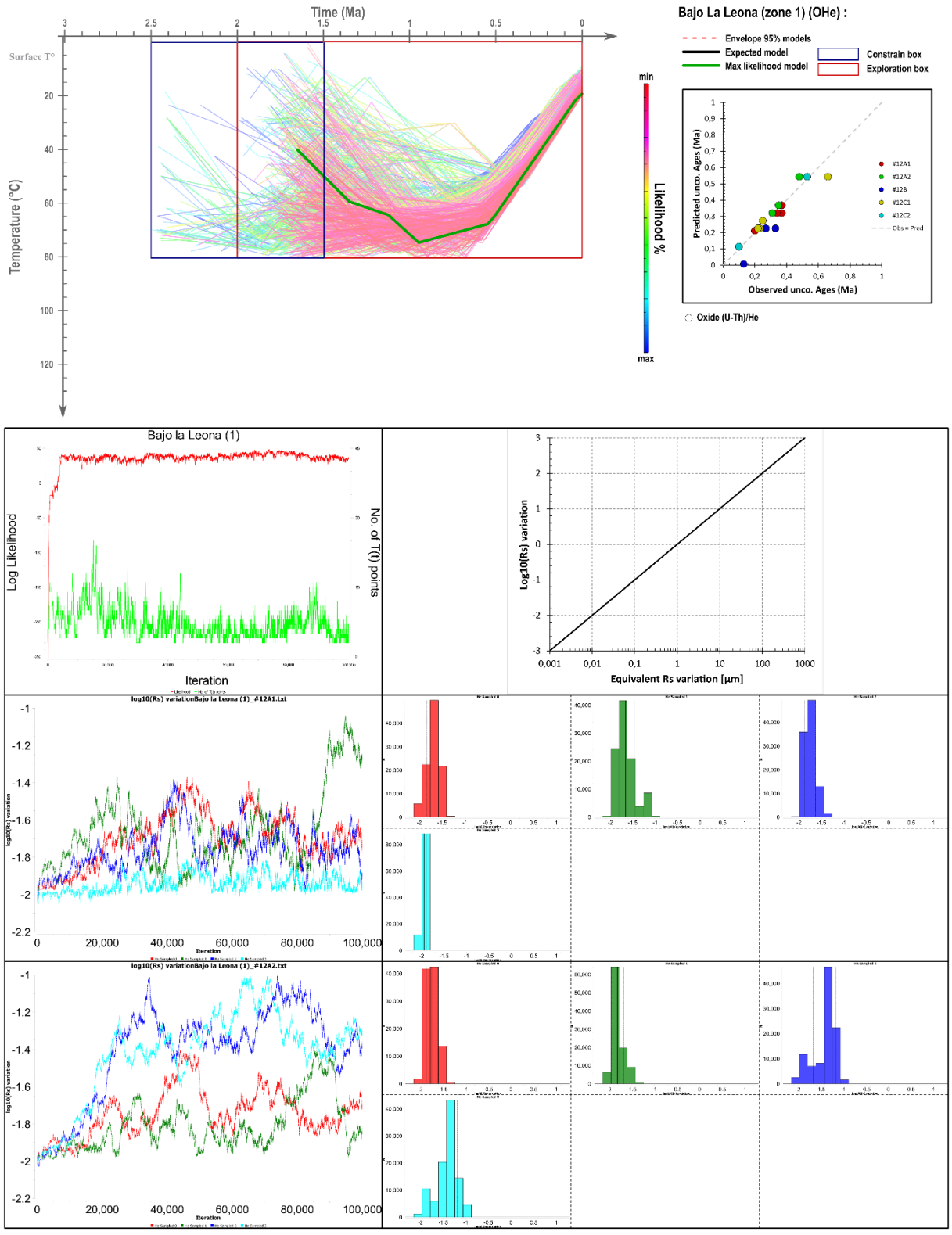


Figure 5.C - II–1 : inversion de données des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 1), réalisée avec le logiciel QTQt

- **Signification possible des résultats d'inversion : Zone 1 (oxydes de manganèse)**

L'inversion de données de cette zone semble indiquer que les échantillons se soient trouvés, entre 1 et 0,5 Ma, à des températures situées entre 80°C et 60°C, puis qu'ils aient enregistré un refroidissement continue, entre 60°C et la température de surface, depuis 0,5 Ma jusqu'à l'actuel.

La gamme de sensibilité thermique de ces échantillons semble être de 60°-30°C, et il est probable que certains échantillons ne soient pas entièrement rétentifs à température ambiante.

- **Résultats d'inversion : Zone 2 (oxydes de fer)**

Pour rappel, l'échantillon 19#13 provenant de cette zone possède des concentrations en éléments radioactifs (U, Th, Sm) et en hélium particulièrement faibles. Ce faisant, cet échantillon possède des incertitudes significatives sur l'âge et n'est donc pas fiable pour des inversions. Toutefois, l'inversion des données de cet échantillon peut s'avérer utile pour tester la méthode d'inversion exploratoire de cette étude, et vérifier qu'elle ne produit pas des résultats uniquement issus d'artefacts de modélisation.

La Figure 5.C - II–2 présente donc les résultats de l'inversion de données effectuée pour l'échantillon 19#13, et il est constaté que l'inversion propose que l'ensemble des chemins $t(T)$ soient possibles. Ce type de résultat d'inversion est caractéristique du phénomène « mauvais à l'entrée – mauvais à la sortie » (« garbage in – garbage out »), ce qui met en évidence que si les données ne le permettent pas (ex. : mauvaises caractérisations des tailles de cristallite, incertitudes trop importante…) l'inversion ne peut pas reconstruire de chemin $t(T)$ fiable.

Ce résultat démontre que la méthode d'inversion utilisée pour les données OFe/MnHe (ré-échantillonnage du R_s) conserve une « impartialité » et donne des résultats a minima exploitables.

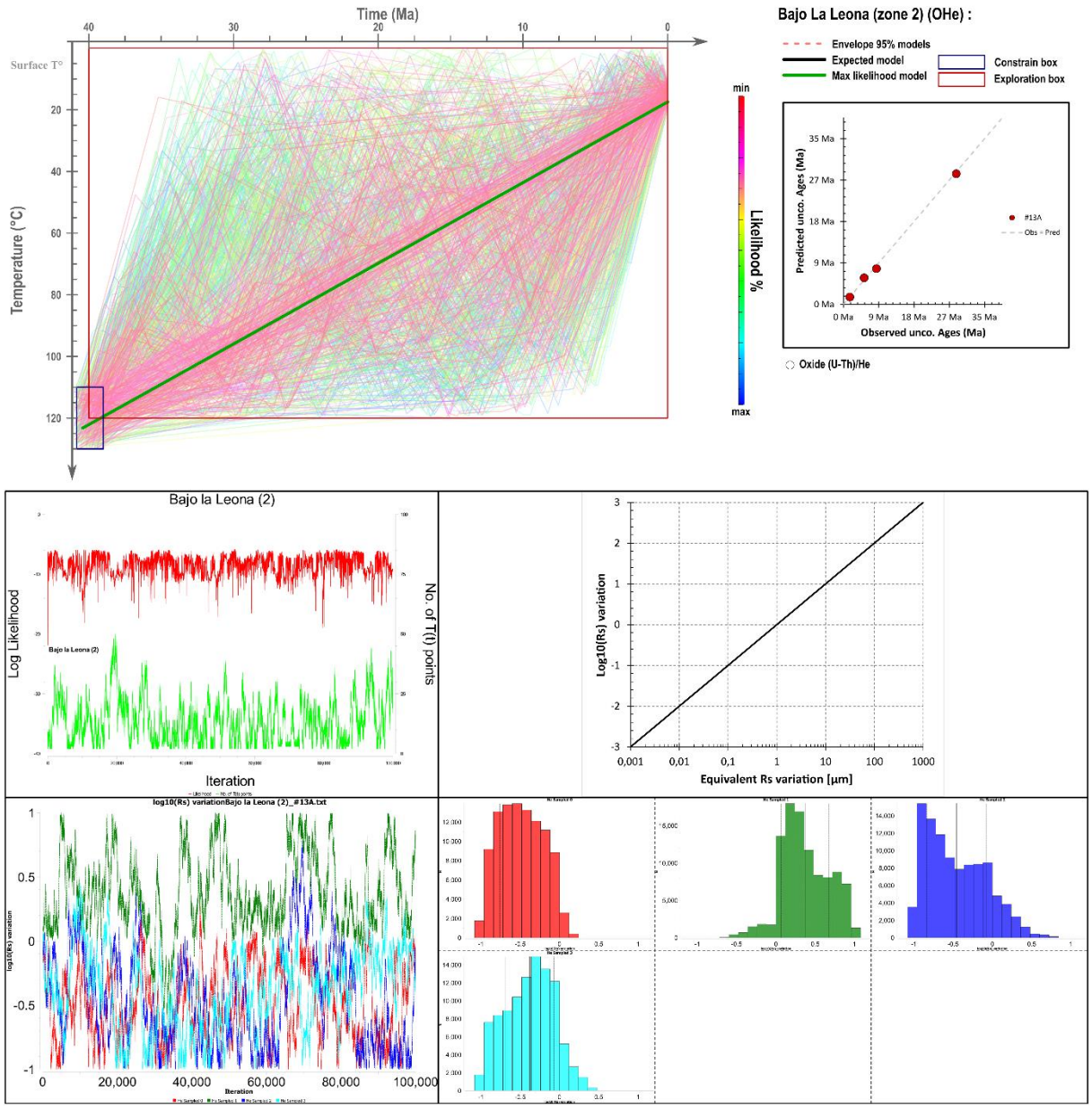


Figure 5.C - II–2 : inversion de données des échantillons du secteur de Bajo La Leona (zone 2), réalisée avec le logiciel QTQt

5.C - II b) Inversion de données : secteur El Tranquilo

Le secteur d'El Tranquilo inclut deux zones : la première comprend deux échantillons d'oxyde de fer bien caractérisés en microscopie (19#16) et la seconde comprend de très nombreux échantillons d'oxyde de manganèse à morphologie variable (19#17). Les âges OFe/MnHe des deux zones sont relativement proches, mais elles sont toutefois modélisées de manière indépendante pour des raisons techniques (détaillées ci-dessous).

- **Résultats d'inversion : El Tranquilo – Zone 1 (oxydes de fer)**

Les deux échantillons de cette zone, #16A et #16C, possèdent des gammes d'âges différentes, la première groupée entre ~6 Ma et ~10 Ma et la seconde plus vieille aux environs de 20 Ma ; le choix d'une boite d'inversion entre 40-0 Ma a donc été fait en forçant une forte température à 40 Ma.

La Figure 5.C - II–3 présente les résultats de l'inversion des deux échantillons : elle met en évidence le fait qu' il est impossible de définir une histoire thermique avant ~20 Ma et environs 110°C, excepté qu'il est nécessaire que les échantillons se soient trouvés à plus de 120 °-100°C à ~20 Ma. Entre ~20 Ma et ~10 Ma, l'information thermique est de nouveau perdue, puis l'inversion converge vers un refroidissement depuis 100°C jusqu'à une température de surface, de ~10 Ma à l'actuel. Le ré-échantillonnage des tailles de cristallite montre que les deux échantillons doivent posséder des tailles de cristallite très proches, malgré des âges légèrement différents.

- **Signification possible des résultats d'inversion : El Tranquilo – Zone 1 (oxydes de fer)**

L'inversion de données de ce secteur semble indiquer que les échantillons se soient trouvés à des gammes de température précises à 20 Ma et 10-8 Ma, respectivement 110 °-120°C et 80 °-100°C. Entre ces deux périodes, il est possible que les échantillons se soient trouvés à des températures plus faibles. Pour finir, les âges les plus jeunes (~6 Ma) correspondant à des températures d'environ 60°C semblent indiquer un début de refroidissement entre 8 Ma et 6 Ma.

La gamme probable de sensibilité de ces échantillons doit correspondre à des températures comprises entre 120 ° et 60°C.

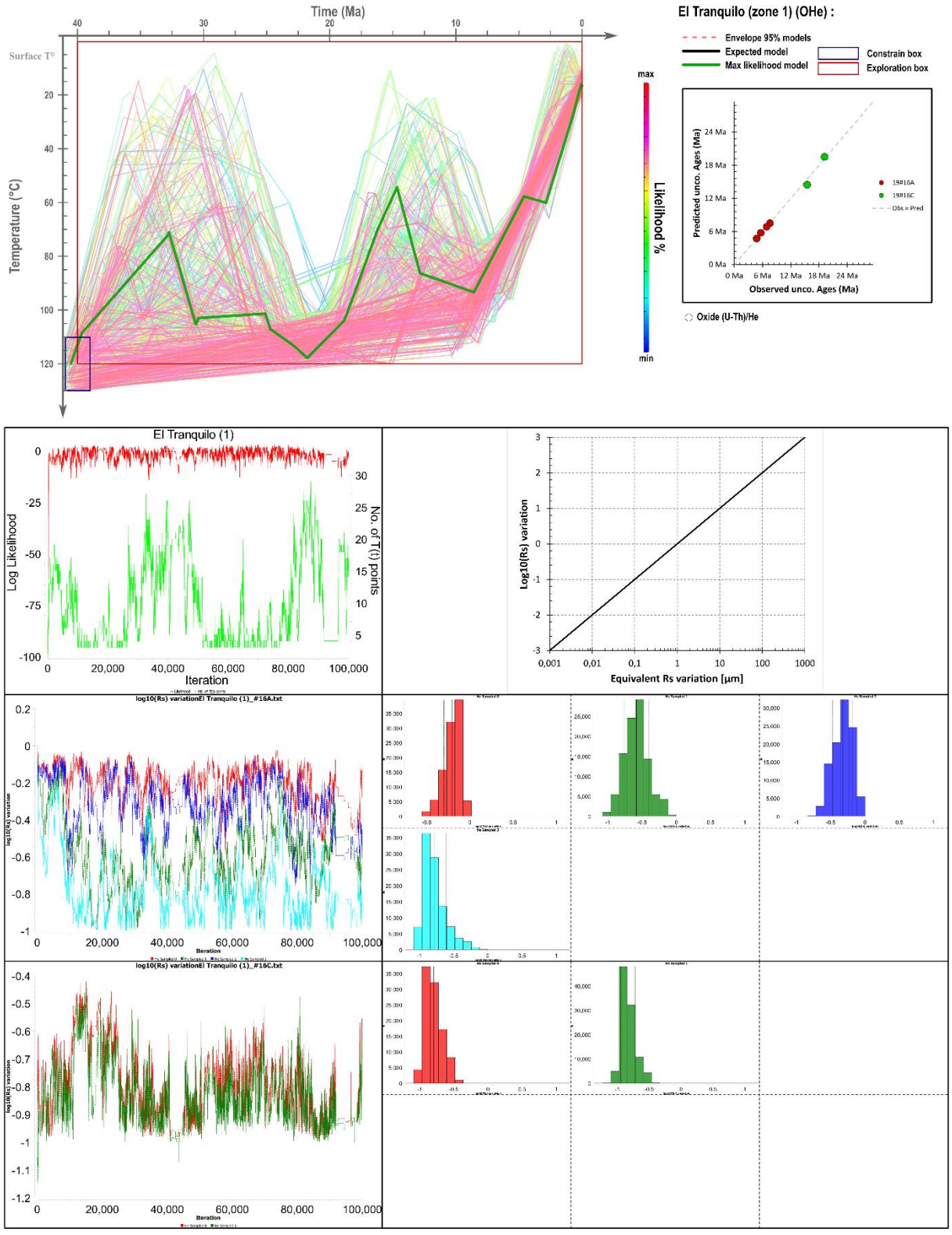


Figure 5.C - II–3 : inversion de données des échantillons du secteur d'El Tranquilo (zone 1), réalisée avec le logiciel QTQt

- **Résultats d'inversion : El Tranquilo – Zone 2 (oxydes de manganèse)**

Ce secteur comprend trois échantillons (19#17X) et entre 2 et 3 générations identifiées par échantillons, pour un total de 27 grains analysés. Du fait de ce grand nombre de grains, et que les générations possèdent des gammes de tailles de cristallites particulièrement variées (de 0,01 à 10 µm), les inversions pour ce secteur sont particulièrement difficiles techniquement. En effet, dans cette configuration, le ré-échantillonnage des tailles de grain prend le pas sur l'exploration des chemins $t(T)$, et ce dans tous les tests effectués.

En illustration de cette complexité, la Figure 5.C - II–4 présente les résultats de l'inversion de données de ce secteur qui, malgré 100 000 itérations (soit 100 000 chemins $t(T)$), ne conserve que peu de chemins $t(T)$ affichés (c.-à-d. : considéré comme améliorant suffisamment la reproduction des âges pour être conservé).

L'inversion des données présentée semble indiquer une absence de contrainte thermique avant ~20 Ma, ce qui correspond à des températures supérieures à ~100°C. Elle semble ensuite indiquer un refroidissement continu entre ~20 Ma et l'actuel depuis ~100°C jusqu'aux températures de surface, atteintes aux environs de 5 Ma.

Comme le montrent les graphiques de ré-échantillonnage (log10(Rs)), il semble que dans le cas de ces échantillons, le likelihood (c.-à-d. la reproduction des âges) est particulièrement contrôlé par les tailles des cristallites.

- **Signification possible des résultats d'inversion : Zone 2 (oxydes de manganèse)**

Malgré la difficulté d'exploration de l'espace statistique, principalement issue de l'impact des tailles de cristallites sur les âges MnHe, il est néanmoins possible d'extraire des indications de ces échantillons.

Aux vues des résultats de l'inversion, il semble que ces échantillons enregistrent une gamme de température entre 100°C et 40°C, qui tracerait un refroidissement relativement rapide entre 20 Ma et 10 Ma.

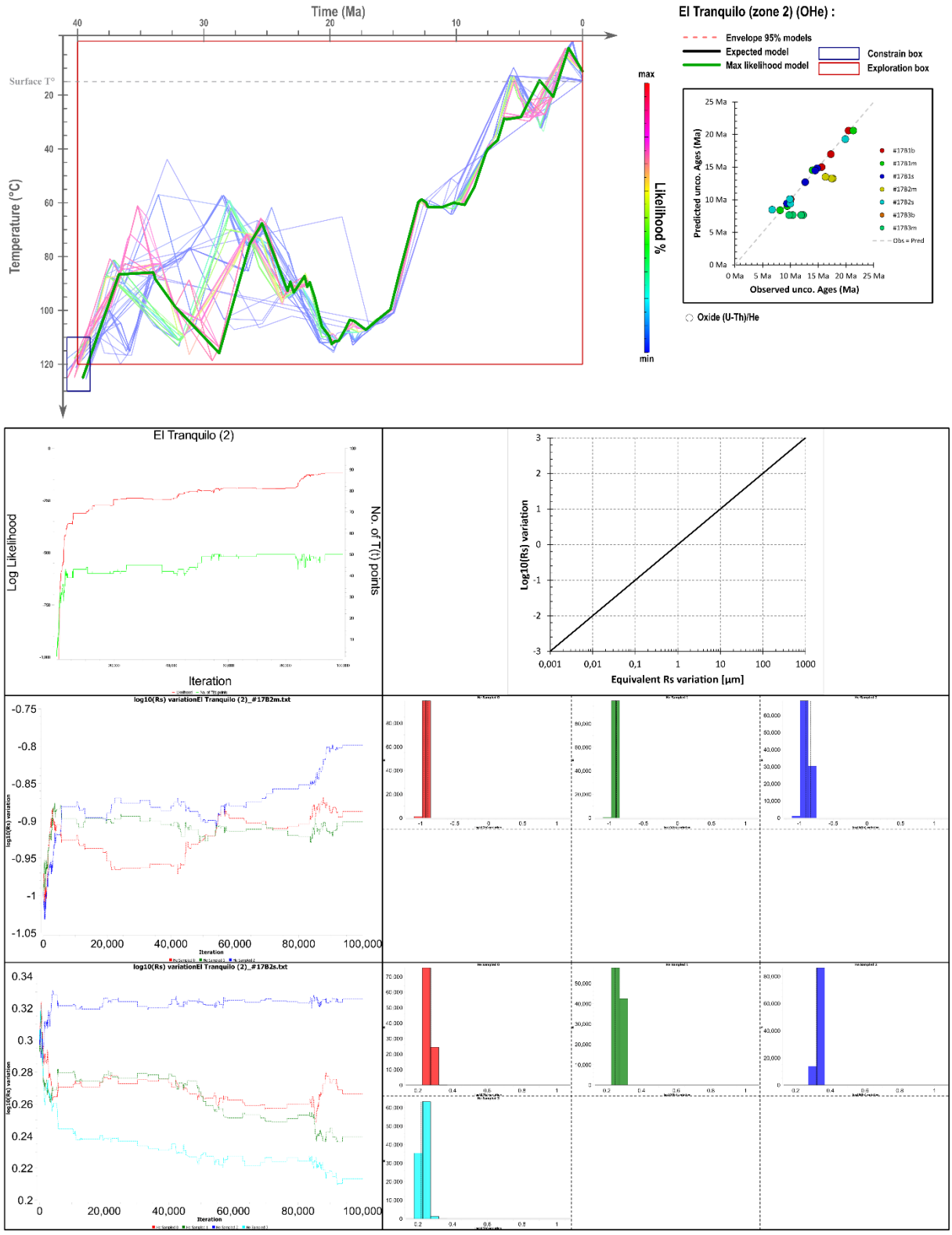


Figure 5.C - II–4 : inversion de données des échantillons du secteur d'El Tranquilo(zone 2), réalisée avec le logiciel QTQt

5.C - II c) Inversion de données : secteur Cerro Vanguardia

Trois échantillons proviennent de deux sites différents de la mine de Cerro Vanguardia, et représentent des minéralisations d'oxydes de fer et de manganèse. Néanmoins, le choix a été pris de modéliser l'ensemble des données simultanément aux vues de la proximité des deux sites.

Les âges s'étendant de ~50 Ma à ~5 Ma, le choix d'une grande boite d'exploration a été fait pour ne pas biaiser l'exploration. Une large gamme de températures a aussi été sélectionnée pour l'exploration puisque les échantillons comprennent à la fois des oxydes de fer et de manganèse, avec différentes tailles de cristallites.

- **Résultats d'inversion : secteur Cerro Vanguardia**

La Figure 5.C - II–5 présente les résultats de l'inversion de données et met en évidence qu'il est impossible de contraindre un chemin $t(T)$ précis avant ~20 Ma, excepté que les échantillons se trouvaient en dessous de 100°C depuis au moins ~45 Ma. À partir de 20 Ma ; les échantillons se trouvaient à une température de ~60°C, puis se sont refroidis de manière continue jusqu'à une température de surface à l'actuel. Pour finir, le refroidissement continu entre ~20 Ma et ~5 Ma semble relativement bien contraint et le ré-échantillonnage des tailles de cristallites ne semble que peu affecter la reproduction des âges.

- **Signification possible des résultats d'inversion : secteur Cerro Vanguardia**

L'inversion de données de ce secteur semble indiquer que les échantillons se trouvent à des températures inférieures à 100°C depuis 45 Ma, puis inférieures à 60°C depuis 20 Ma. Il n'est toutefois pas possible de reconstituer précisément un chemin $t(T)$ durant cette période. Le refroidissement entre 20 Ma et 5 Ma est lui bien contraint.

La gamme de sensibilité thermique des échantillons de cette zone semble être relativement étendue entre 100°C et 30°C, ce qui s'explique par la présence d'oxyde de fer et de manganèse et la variabilité de taille de cristallites.

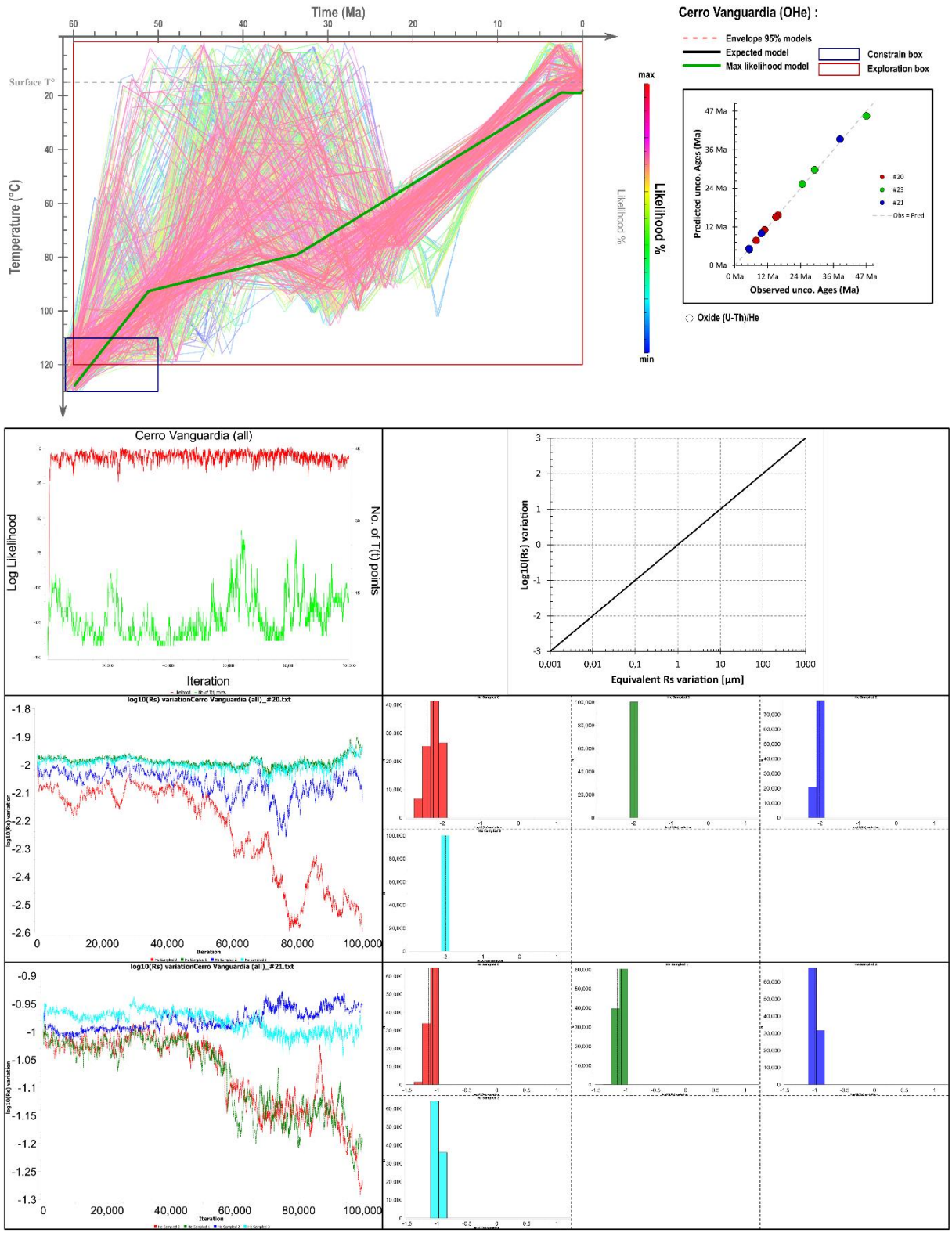


Figure 5.C - II–5 : inversion de données des échantillons du secteur de Cerro Vanguardia, réalisée avec le logiciel QTQt

5.C - II d) Inversion de données : secteur La Josefina

La mine de La Josefina regroupe deux échantillons de sites différents (#27 et #26A) et comprend l'échantillon associé aux âges OFe/MnHe les plus anciens de cette étude (#27, ~70 Ma). La grande différence de taille de cristallite entre les deux échantillons pouvant expliquer les différences de gammes d'âges, le choix a été fait d'inverser les deux échantillons simultanément.

La taille de la boite d'exploration a été étendue à 100 Ma afin de tenir compte des âges les plus vieux.

- **Résultats d'inversion : secteur La Josefina**

Les résultats de l'inversion sont présentés dans la Figure 5.C - II–6. Ils mettent en évidence le fait qu'il n'est pas possible de définir précisément un chemin $t(T)$ avant ~20 Ma. Toutefois, il semble qu'entre ~80 Ma et ~30 Ma les échantillons devaient se trouver à une température indéfinie, mais inférieure à 110°C.

Ensuite, entre ~25 Ma et ~20 Ma les échantillons enregistrent des températures bien contraintes entre 110 °-80°C, avant de refroidir définitivement jusqu'à des températures de surface à l'actuel.

- **Signification possible des résultats d'inversion : secteur La Josefina**

L'inversion de données de ces échantillons semble indiquer qu'ils sont restés à des températures inférieures à 110°C depuis 80 Ma, puis qu'ils auraient enregistré un rapide refroidissement entre 100°C - 80°C de 25 Ma à 15 Ma.

La sensibilité thermique de ces échantillons est donc relativement élevée, avec une gamme apparente allant de 110°C à 80°C.

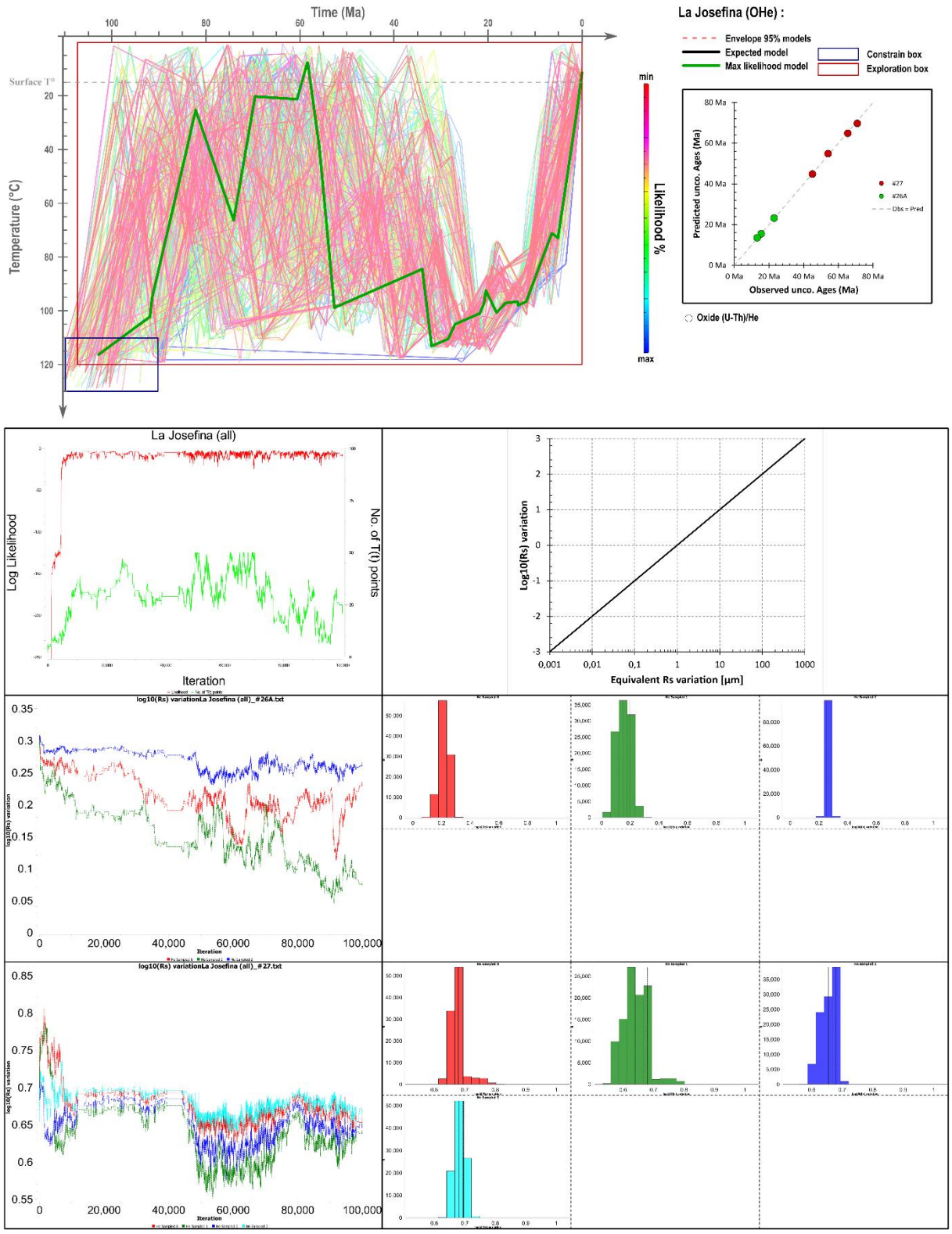


Figure 5.C - II–6 : inversion de données des échantillons du secteur de La Josefina, réalisée avec le logiciel QTQt

5.D) Modélisations numériques (CAGES2D) des évolutions du profil géothermique du Massif du Deseado

En thermochronologie, un point important à considérer pour convertir un chemin temps-températures en des chemins temps-profondeurs est la détermination du gradient géothermique, ainsi que des potentiels événements thermiques ayant pu l'affecter. Dans le cas du Massif du Deseado, deux événements peuvent avoir influencé significativement le gradient géothermique et le profil thermique de surface. Le premier, et plus important, correspond à la mise en place du Complexe Volcanique Bahia Laura, relié à la SLIP Chon Aike (Jurassique) ; le second correspond à la mise en place des épanchements basaltiques durant le Cénozoïque.

L'influence de la SLIP Chon Aike pourrait se faire sur deux tableaux. D'une part, l'origine de la SLIP Chon Aike reste encore discutée, mais certaines hypothèses suggèrent l'implication du point chaud Karoo-Ferrar (Navarrete *et al.*, 2019), ou encore un amincissement/une fusion crustale significative (Bastias *et al.*, 2021), ce qui aurait pu entrainer un changement du flux géothermique et de gradient géothermique. D'autre part, le profil thermique de surface a pu être modifié par la mise en place du CVBL qui est associé aux dépôts d'une quantité inconnue, mais supposée importante (100 m à plus de 1000 m) de matériaux volcaniques et donc chauds.

L'influence des épanchements Cénozoïques, constitués eux aussi de coulées volcaniques, mais d'origine basaltique et de moindre amplitude (de 10 à 100 m), à pu se faire aussi au niveau du profil thermique de surface, tout comme la SLIP Chon Aike.

Dans le but de contraindre l'effet de la mise en place du CVBL et des épanchements basaltiques sur l'histoire thermique des échantillons du Massif du Deseado, des modélisations de profils thermiques, focalisées sur l'évolution de subsurface (c.-à-d. ici les 5 premiers kilomètres de croûte), ont été réalisées.

Dans un premier temps, cette partie présente les résultats de modélisation visant à imager l'impact du dépôt d'une seule coulée sur les échantillons à proximité, puis dans un second temps les résultats de modélisation simple visant à contraindre l'impact de l'arrivée d'un point chaud sur le gradient géothermique de subsurface (inférieur à 10 km). Pour finir, cette partie présente l'impact combiné du dépôt de plusieurs coulées à intervalle de temps proche et du changement de gradient géothermique.

5.D - I. Introduction au logiciel CAGES2D

Les modélisations thermiques réalisé dans le cadre de cette thèse ont été fait par l'intermédiaire du logiciel CAGES2D, logiciel développé en interne au laboratoire GEOPS par H. Zeyen. Le fonctionnement exact de CAGES2D ne sera pas abordé dans cette thèse, néanmoins le paragraphe suivant tente de donner un aperçu de son fonctionnement qui peut être divisé en deux aspects.

Un premier aspect permet la construction de modèle 1D de colonne de roche (axe verticale) de différentes échelles, depuis le mètre (échelle de l'affleurement) jusqu'aux kilomètres (échelle crustale à mantellique). Le type de modèle utilisé est appelé « modèle aux éléments finis », c'est-à-dire que le modèle (la colonne de roche) est découpé en un nombre défini d'éléments, appelés nœuds. Les modélisations consistent ensuite à résoudre en chaque nœud du modèle, les équations qui le composent. CAGES2D permet de résoudre les équations de diffusion de la chaleur au cours du temps. Ce faisant, CAGES2D permet de calculer un profil thermique de colonne de roche à un état statique.

Un second aspect de CAGES2D permet de perturber dans le temps le modèle 1D selon plusieurs aspect (ex : changement du flux thermique en base du modèle, enfouissement du modèle…). Le logiciel peut ensuite extraire l'évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps, cet aspect donne la dénomination 2D au logiciel.

CAGES2D contient de nombreuses fonctionnalités, dont certaines ont été ajoutées dans le cadre de cette thèse par H. Zeyen. Voici une liste des fonctionnalités utilisées dans le cadre de cette thèse :

- utilisation de plusieurs matériaux différents (dont les paramètres sont résumés dans l'Annexe 6)
- prise en compte de la production de chaleur dans la croûte (c.-à-d. radioactivité)
- possibilité de modification du flux thermique en base de croute
- possibilité de mise en place de matériaux à des températures fixes et des profondeurs définies

De plus, dans le cas d'un modèle à l'échelle lithosphérique, CAGES2D résout aussi les équations de l'isostatique. Cet aspect peut permettre d'estimer l'évolution verticale d'une croûte dans le cadre de changement de structure mantellique.

Pour finir, dans le cadre de cette thèse et en parallèle des modélisations effectués sous CAGES2D, une interface utilisateur a été développée pour ce dernier (langage VBA, trouvable

dans l'Annexe 6). Cette interface, présentée dans la Figure 5.D - I–1, permet la production de fichier d'entré au logiciel, ainsi que le traitement des fichiers sorties par le logiciel.

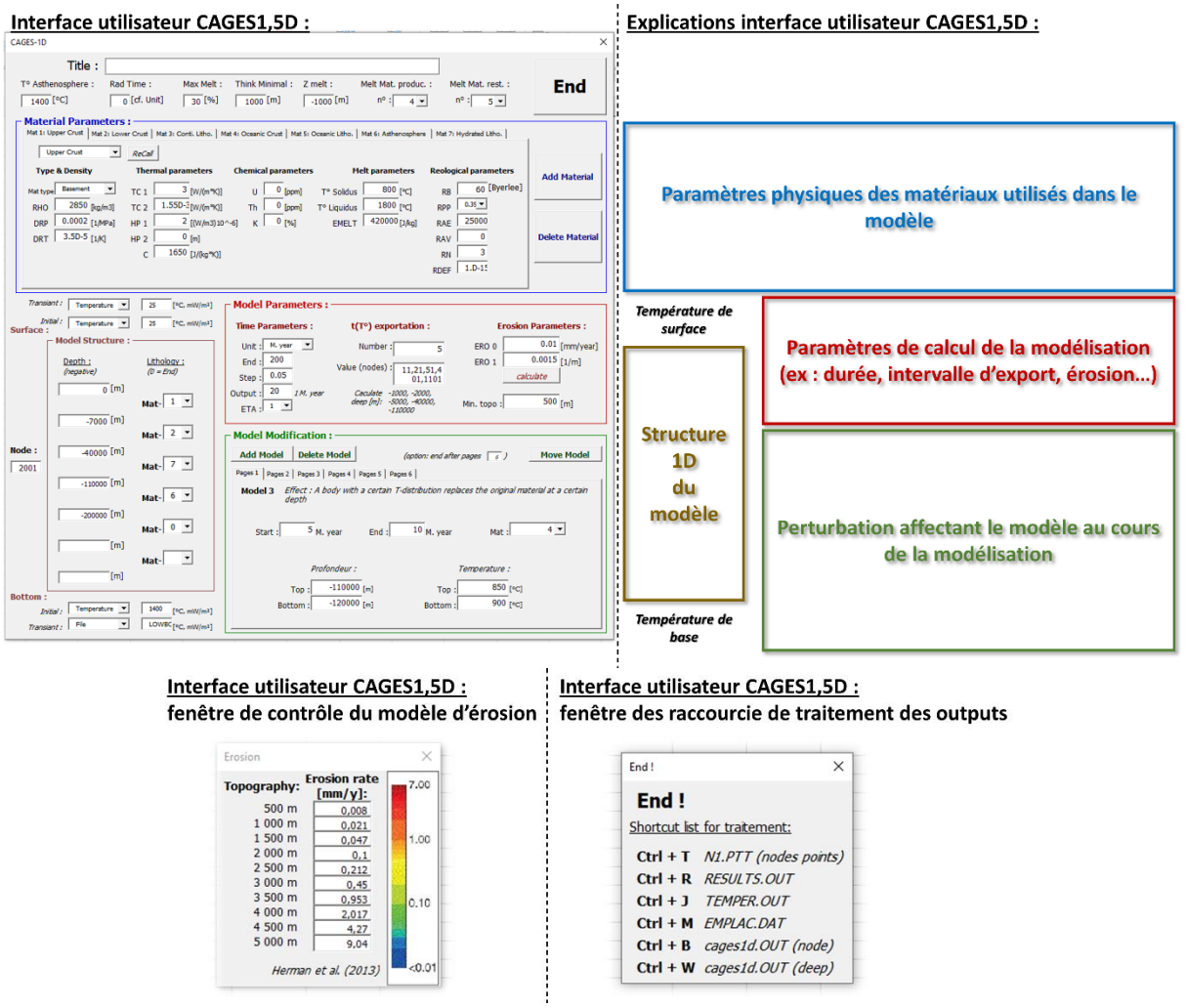


Figure 5.D - I–1 : interfaces d'utilisation du modèles CAGES2D

5.D - II. Modélisation d'une coulée de surface (CVBL et épanchement Cénozoïques)

Ce modèle a été construit dans le but de contraindre précisément l'impact d'une coulée (provenant du CVBL ou des épanchements Cénozoïques) sur les thermochronomètres AFT, AHe et OFe/MnHe d'échantillons, en surface et potentiellement au contact ou proche de la coulée.

Le modèle présenté ci-dessous correspond au dernier d'une série d'essais-erreur visant à définir l'échelle temps-température-profondeur la plus appropriée pour contraindre l'impact de la coulée sur les thermochronomètres.

5.D - II a) Présentation du modèle n°1 : simple coulée

À l'équilibre, ce modèle est constitué d'une colonne d'air de 400 m reposant sur une pile de roche de nature homogène sur 1 km. Pour modéliser la mise en place d'une coulée, une épaisseur définie de matériaux (type ignimbrite) à une température donnée est placée en substitution de l'air. Après la mise en place de la coulée, les calculs de relaxation thermique se font sur une durée totale de 10 000 ans. La Figure 5.D - II–1 présente l'ensemble des caractéristiques de ce modèle.

Les incréments temporels du calcul sont de 6 mois et les incréments de distance sont de 1 mètre. Le choix de ces valeurs a été réalisé après plusieurs tests qui ont démontré que le réchauffement « instantané » (de 1 seconde à 1 mois) produit par la coulée (instantanément temporellement) ne se propage qu'à très faible distance (inférieur à 1 mètre). Cela s'explique par la faible conductivité thermique des roches.

Les données de la littérature (p.ex. Fayon and Whitney, 2007) indiquent des températures de mise en place de coulées aux environs de 600°C pour des ignimbrites et les données de terrain supposent des coulées de l'ordre de la centaine de mètres (Navarrete *et al.*, 2020a; Navarrete *et al.*, 2020b). Dans le but d'imager tous les cas, plusieurs modélisations ont été réalisées avec les paramètres suivants :

- coulée de 100 et 200 m d'épaisseur
- coulée à 600°C et 1000°C en cas extrêmes (Fayon and Whitney, 2007)

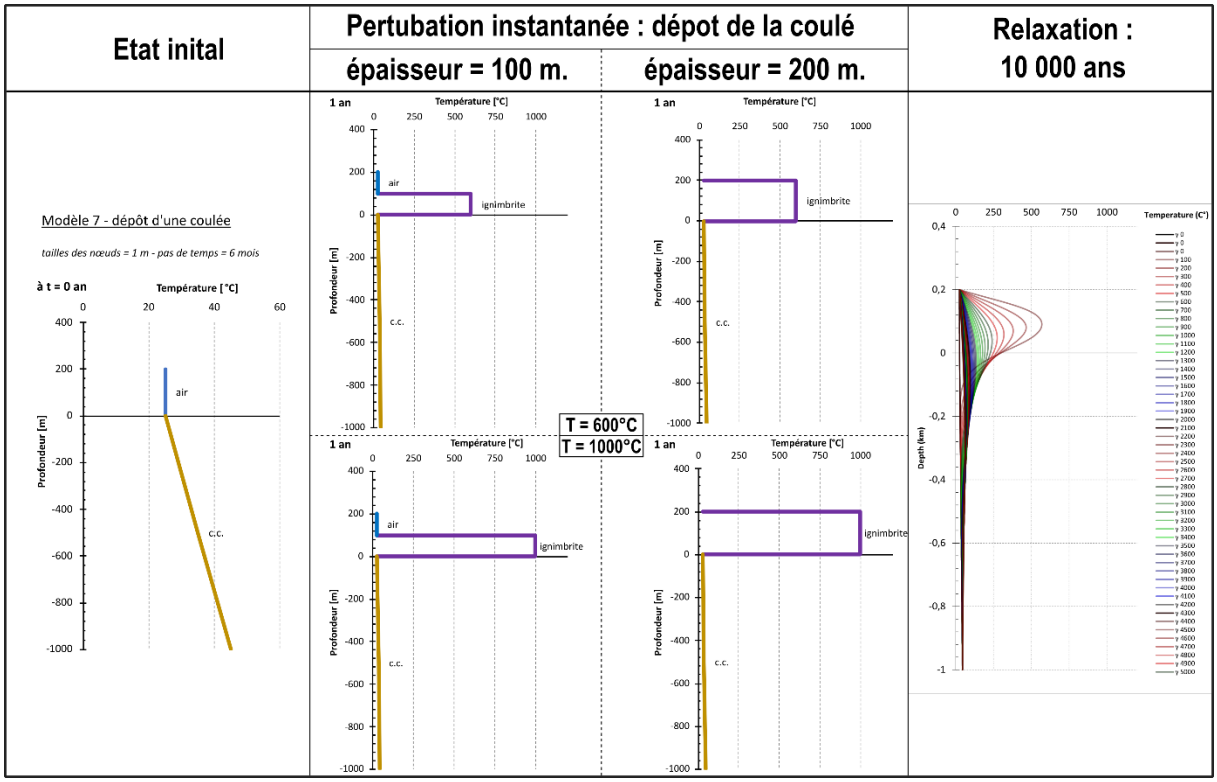


Figure 5.D - II–1 : modèle n°1 permettant de modéliser l'impact d'une coulée volcanique sur la subsurface, modélisations réalisées avec CAGES2D

5.D - II b) Résultats du modèle n°1: simple coulée

La Figure 5.D - II–2 présente l'évolution de la température pour les 500 premières années, pour les profondeurs de 0 m (directement au contact de la coulée), 1 m, 10 m et 100 m. Les résultats montrent que la durée ou l'amplitude du réchauffement dépendent directement de l'épaisseur de la coulée, alors que le maximum de température dépend de la température de la coulée.

La Figure 5.D - II–3 montre les évolutions des températures pour les deux cas extrêmes sur 6 000 ans, temps nécessaire pour que l'ensemble des profondeurs retourne à des températures inférieures à 50°C, dans le cas extrême de 1 000°C et 200 m d'épaisseur.

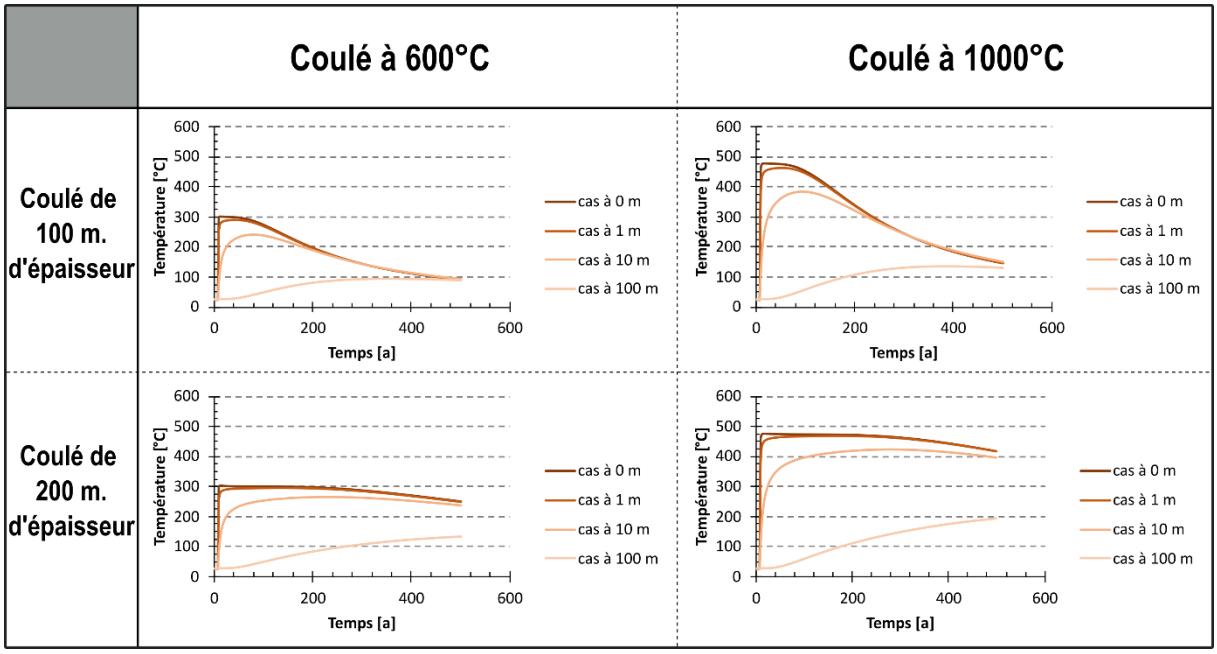


Figure 5.D - II–2 : évolution de la température en fonction du temps sur 500 ans, entre 0 et 100 mètres de profondeur, dans le cas du modèle n°1

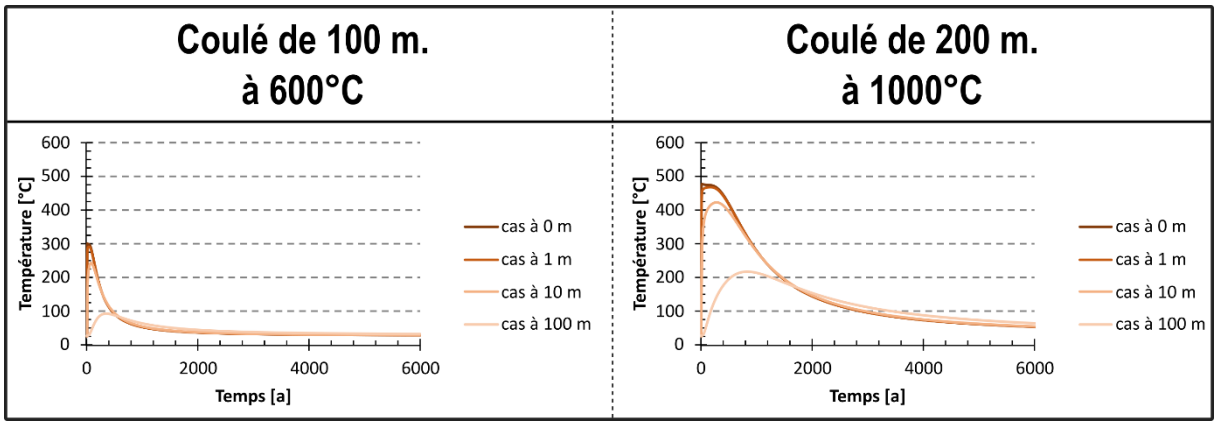


Figure 5.D - II–3 : évolution de la température en fonction du temps sur 6 000 ans, entre 0 et 100 mètres de profondeur, dans le cas du modèle n°1

5.D - II c) Sensibilité des thermochronomètres AFT, AHe et OFe/MnHe au dépôt d'une coulée

Après avoir obtenu les courbes de température en fonction du temps, présentées dans les figures Figure 5.D - II–2 et Figure 5.D - II–3, il est possible d'extraire les durées durant lesquelles les échantillons à diverses profondeurs ont pu être réchauffés.

Ces amplitudes de réchauffement (temps-température) peuvent ensuite être affichées dans un diagramme d'Arrhenius, comme figuré dans la Figure 5.D - II–4, pour comparer leurs impacts sur les différents thermochronomètres. Dans cette figure, seulement les distances de 1 m et 100 m de distance sous la coulée sont affichées, les valeurs intermédiaires représentant un continuum entre ces deux bornes sont données.

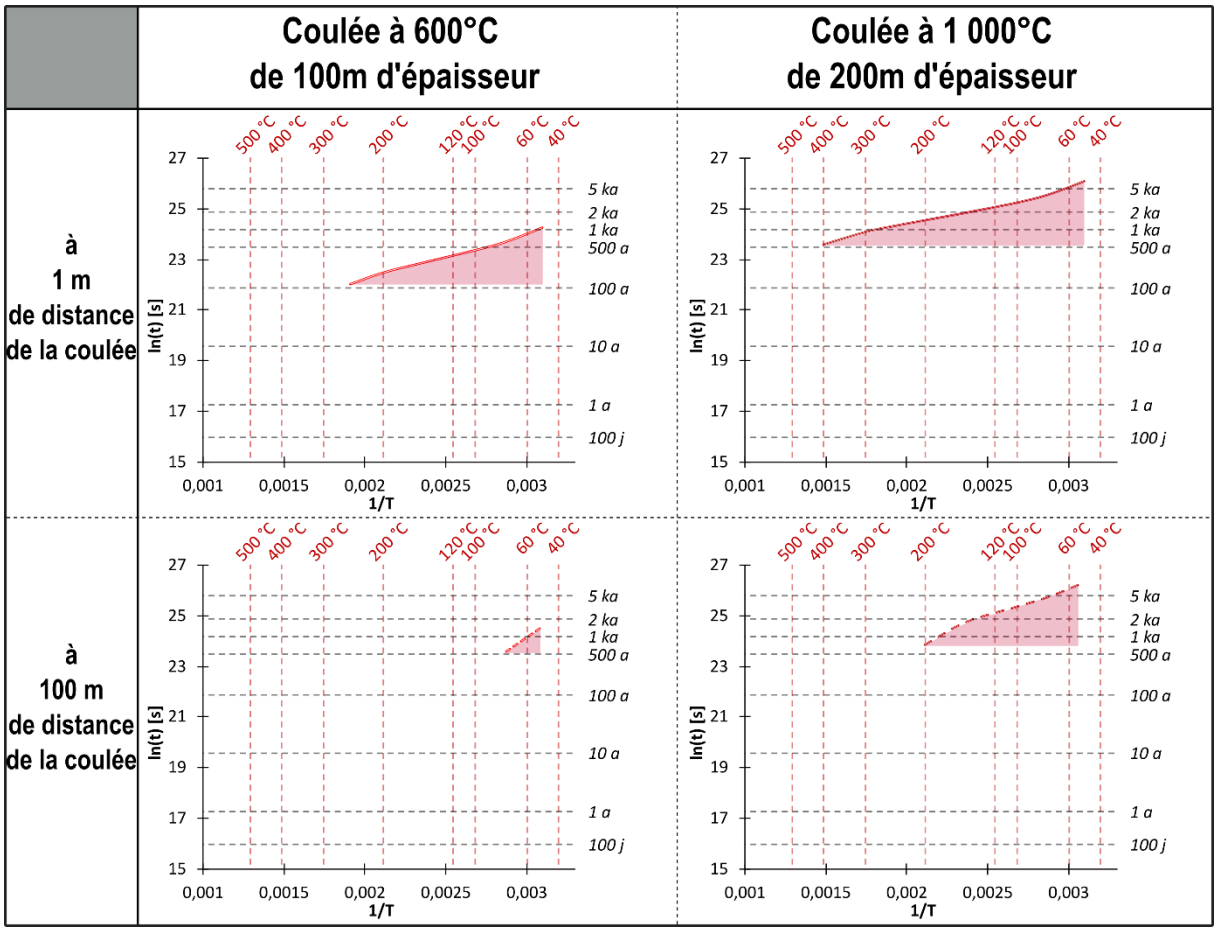


Figure 5.D - II–4 : diagrammes d'Arrhenius comprenant les enveloppes de réchauffement temps-températures atteint par les différentes morphologies du modèle n°1

- **Sensibilité des traces de fission sur apatite au modèle n°1**

Pour les traces de fission sur apatite, il est possible de quantifier dans le diagramme d'Arrhenius le taux de raccourcissement (r) des traces de fission, en utilisant le modèle de cicatrisation de Ketcham – 2007.

La Figure 5.D - II–5 présente les diagrammes des différentes enveloppes de coulées ainsi que les différentes courbes d'iso-cicatrisation (iso-r) pour des apatites, avec les longueurs de ~15 µm, ~13,5 µm et ~9 µm (ce dernier correspondant à une cicatrisation totale) pour des apatites. Avec le modèle de cicatrisation de Ketcham – 2007, il est possible de calculer des longueurs de traces associées pour des apatites faiblement résistantes à la cicatrisation ($r_{mr-0} = 0{,}8$ Ketcham et al, 2007), ce qui correspondrait respectivement à des longueurs de ~14 µm et ~11 µm.

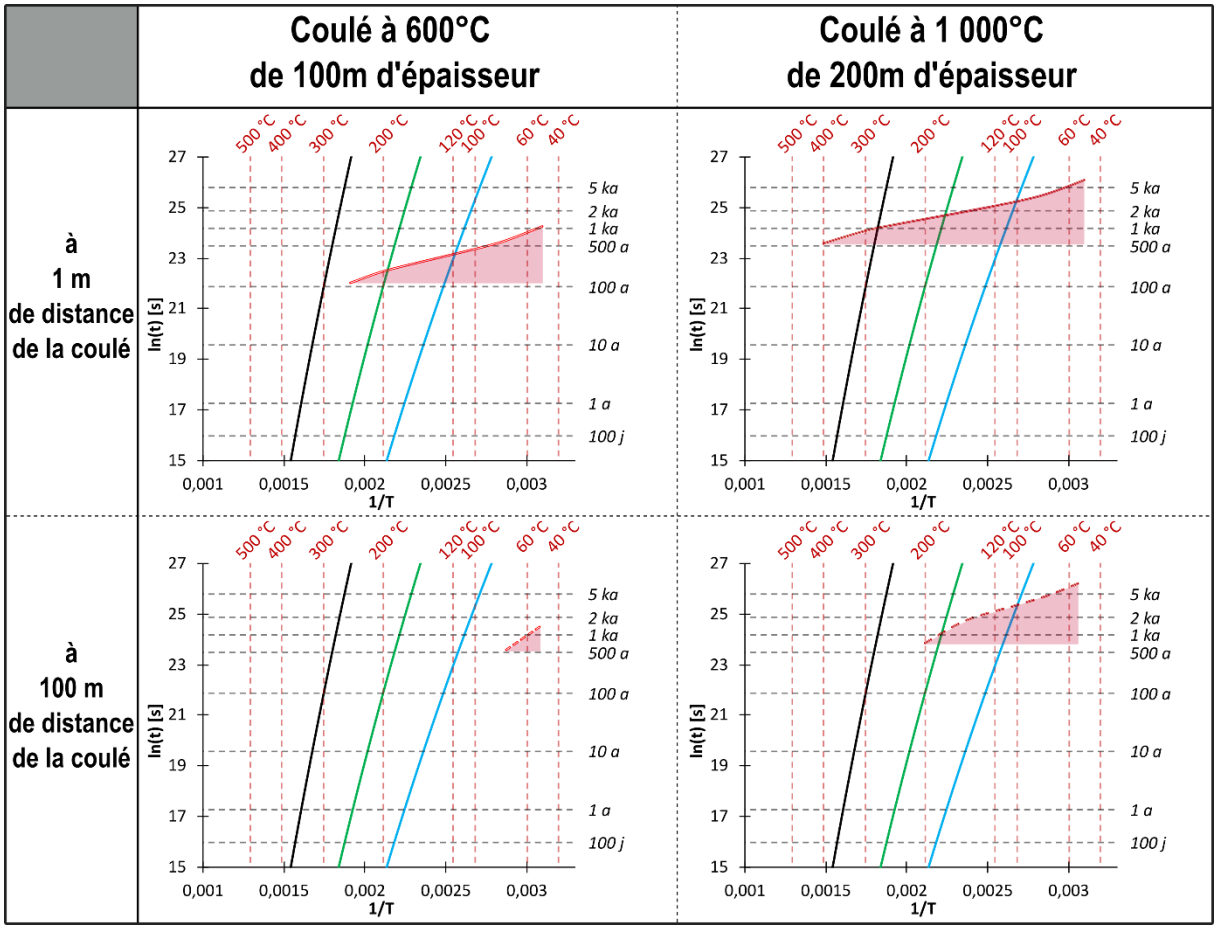


Figure 5.D - II–5 : diagrammes d'Arrhenius comprenant les enveloppes de temps-températures atteinte par les différentes morphologies du modèle n°1, ainsi que les courbes d'iso-cicatrisation des traces de fission dans l'apatite suivant le modèle de Ketcham – 2007
Courbe noire : $r_{mr} = 0{,}55$ (~9 µm), *correspond à une cicatrisation totale (Ketcham* et al*., 2007)*
Courbe verte : $r_{mr} = 0{,}837$ (~13,7 µm), *correspond à une cicatrisation partielle*
Courbe bleue : $r_{mr} = 0{,}937$ (~15,1 µm), *correspond à une cicatrisation stable à température ambiante (Vrolijk* et al*., 1992)*

Ces résultats montrent que des échantillons situés à quelques mètres d'une coulée (< 10 m) vont être partiellement à significativement cicatrisées par la chaleur produite (dépendant de leurs résistances), mais qu'à partir de la centaine de mètres, l'impact devient quasiment négligeable et spécialement dans le cas de coulées possédant des températures de 600°C, qui est une valeur proche de la température des coulées.

- **Sensibilité de l'(U-Th)/He sur apatite au modèle n°1**

Dans le cas de l'(U-Th)/He, la comparaison est possible en faisant figurer les courbes iso-taux de dégazage dans le même diagramme d'Arrhenius. Néanmoins, comme présenté dans la partie Figure 5.D - II–6, les modèles de diffusion de l'hélium dans l'apatite sont plus nombreux et comprennent plusieurs paramètres variables. Il est donc nécessaire de prendre en compte ces paramètres dans l'évaluation de la sensibilité aux réchauffements d'une coulée.

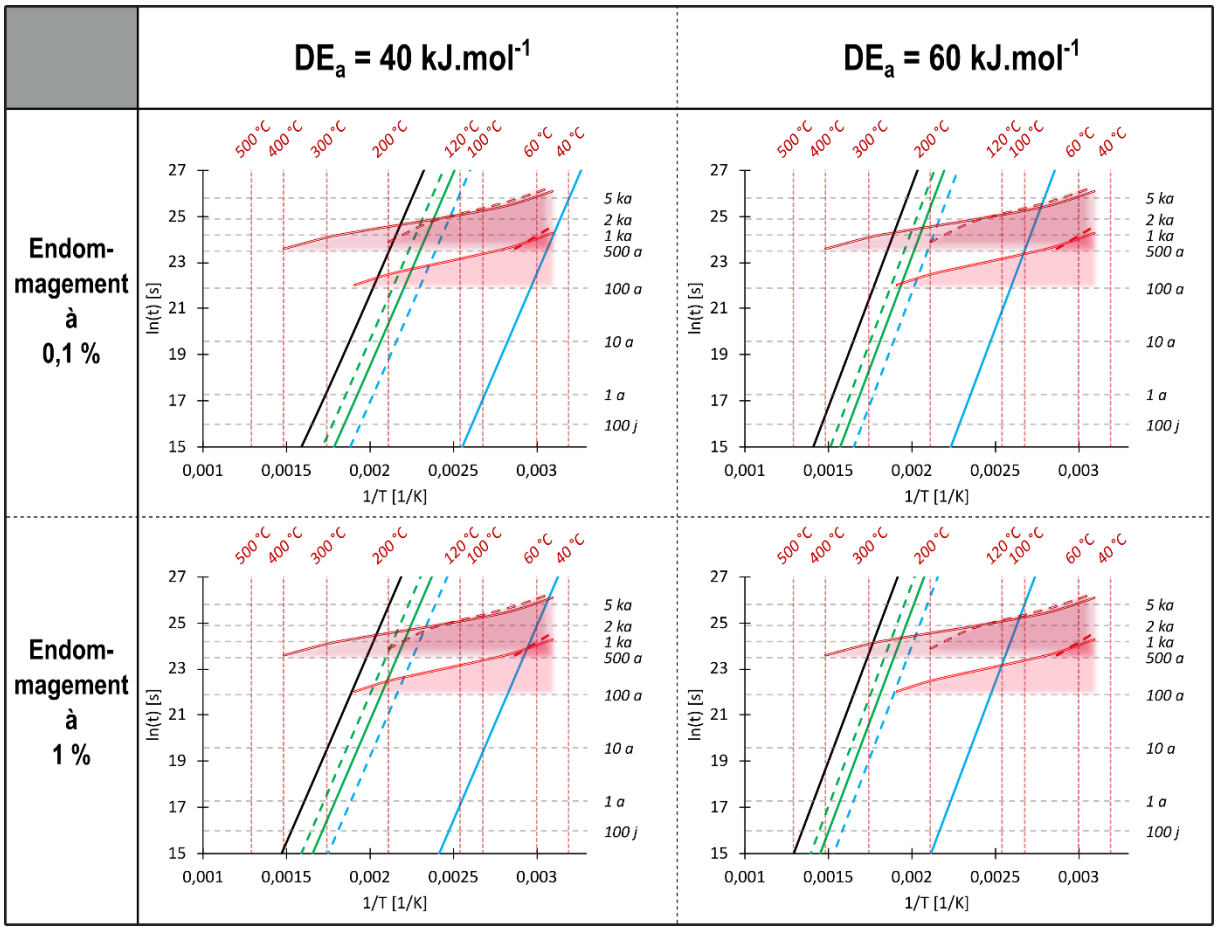


Figure 5.D - II–6 : diagrammes d'Arrhenius comprenant les enveloppes de temps-températures atteinte par les différentes morphologies du modèle n°1, ainsi que les droites d'iso-dégazage d'hélium dans l'apatite suivant le modèle de Gerin – 2017
Droite noire : *~100% de dégazage*
Droite tiretée verte : *75% de dégazage*

Droite continue verte : *50% de dégazage*
Droite tiretée bleue : *25% de dégazage*
Droite continue bleue : *~0% de dégazage*

Comme discuté précédemment dans le cadre de cette étude, le modèle de diffusion de Gerin – 2017 est privilégié et ce sont les droites iso-dégazage de ce modèle qui sont présentées dans la Figure 5.D - II–6. De plus, la Figure 5.D - II–6 présente les enveloppes de réchauffement regroupées dans plusieurs graphiques correspondant à des valeurs d'endommagement et d'énergies d'activation variables (*cf.* Chapitre 2).

Les résultats indiquent la même tendance que les données traces de fission : un impact négligeable du réchauffement de la coulée à partir de la centaine de mètres. Toutefois, la coulée possède une influence plus forte qui conduit à un dégazage total pour les échantillons à moins de 1 mètre (exception faite des grains à fort ΔE_a).

Il faut noter que le système (U-Th)/He sur apatite diffuse légèrement (inférieur à 5 %) à basse température, ce qui explique la position de la courbe de dégazage de 0%.

- **Sensibilité de l'(U-Th)/He sur oxyde de fer et de manganèse au modèle n°1**

La comparaison de l'(U-Th)/He sur le système OFe/MnHe possède des complexités similaires à celle du système apatite ; en effet, il faut prendre en compte les variations des paramètres de diffusion (D_0 et E_a) en fonction du type d'oxyde (fer et manganèse) et les variations de taille de cristallites.

La Figure 5.D - II–7 présente donc les différentes courbes d'iso-taux de dégazage pour les oxydes de fer et de manganèse, avec les tailles de cristallite de 0,1 µm et 1 µm.

Ces résultats mettent, encore une fois, en évidence les différences de taux de dégazage de l'hélium qui existent entre les oxydes de fer et de manganèse, mais surtout ils démontrent l'importante sensibilité de ces thermochronomètres au réchauffement associé à la coulée. Pour exemple, un dégazage significatif est visible jusqu'à une distance d'une centaine de mètres de la coulée pour les oxydes de manganèse à taille de cristallite de 0,1 µm.

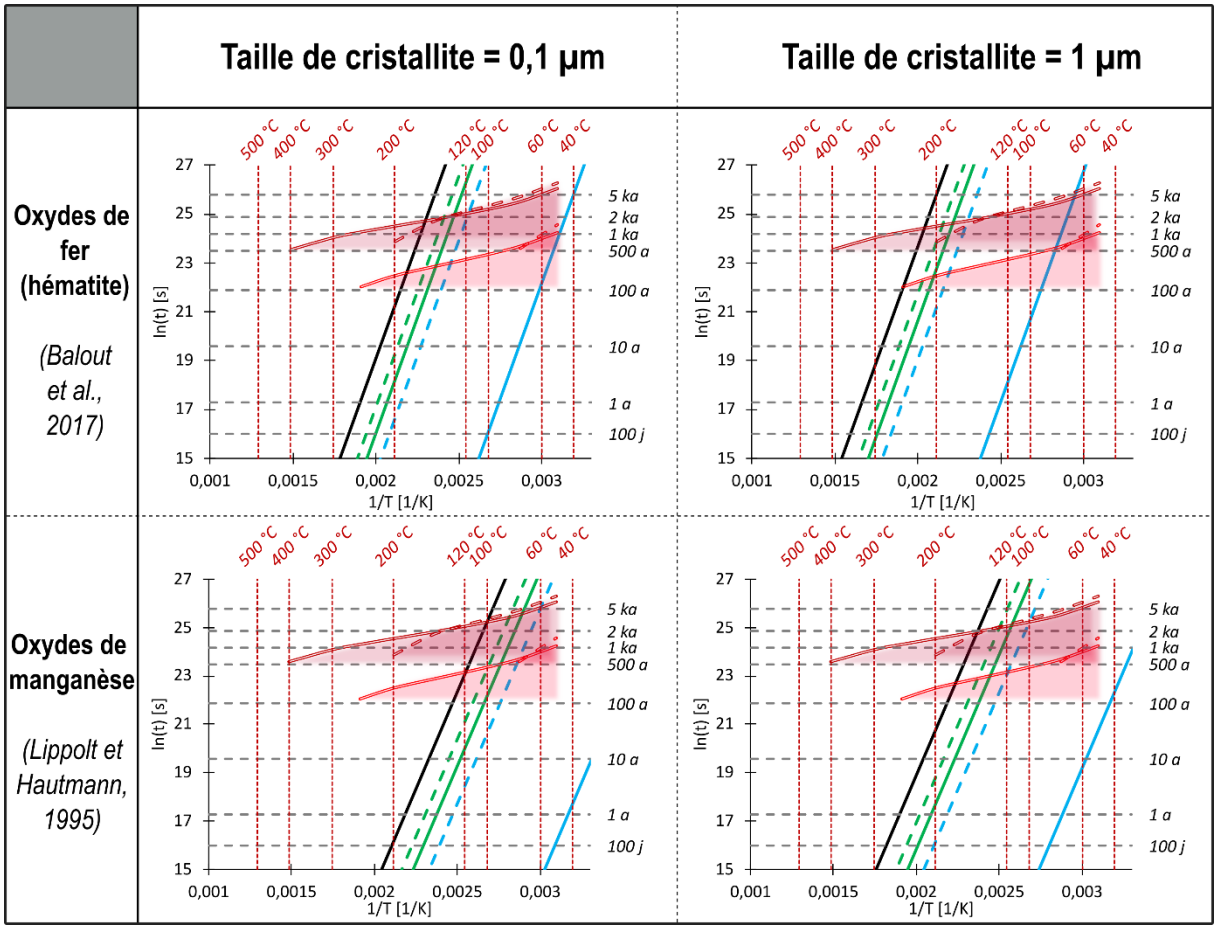


Figure 5.D - II–7 : diagrammes d'Arrhenius comprenant les enveloppes de temps-températures atteinte par les différentes morphologies du modèle n°1, ainsi que les droites d'iso-dégazage d'hélium dans les oxydes de fer et de manganèse

Droite noire : *~100% de dégazage*
Droite tiretée verte : *75% de dégazage*
Droite continue verte : *50% de dégazage*
Droite tiretée bleue : *25% de dégazage*
Droite continue bleue : *~0% de dégazage*

5.D - III. Modélisation de perturbation du gradient thermique (arrivée du point chaud Karoo-Ferrar).

Ce modèle a été construit pour évaluer l'augmentation potentielle du gradient thermique sous le Massif du Deseado provoqué par la dynamique mantellique complexe existant entre 210 et 140 Ma (*cf.* Chapitre 1). Pour rappel, cette dynamique correspond à la mise en place, encore discutée, d'un flat slab suivi par l'arrivée, elle aussi discutée, du plume Karoo-Ferrar.

Ces événements aillant pu entrainer un changement dans le profil géothermique de la croûte, ils ont pu influencer l'histoire thermique des échantillons.

5.D - III a) Présentation du modèle n°2 : perturbation du gradient thermique

Pour modéliser la mise en place d'un flat slab et l'arrivé d'un plume, il est nécessaire de se baser sur un modèle à grande échelle physique (~200 km de profondeur) et à grande échelle temporelle (100 à 200 Ma).

N'existant pas de données bibliographiques sur la structure de la croûte et du manteau sous le Massif du Deseado, l'état initial du modèle correspond donc à une croûte continentale de 40 km d'épaisseur, reposant sur une lithosphère continentale de 70 km. Pour les besoins des différentes étapes de la modélisation, l'asthénosphère a aussi été modélisée jusqu'à une profondeur de 200 km.

Les contraintes aux limites sont 25°C en surface et 1400°C à 200 km de profondeur et les paramètres des différents matériaux sont référencés dans l'Annexe 6. Dans le but de vérifier la validité de l'état initial, les températures aux interfaces asthénosphère-lithosphère et manteau-croûte ont été calculées et correspondent respectivement à environ ~1350°C et ~650°C, ce qui correspond aux températures attendues.

Le modèle est ensuite modifié suivant les étapes suivantes (Figure 5.D - III–1) :

- Mise en place du Flat slab (de 5 à 25 Ma) : remplacement du manteau asthénosphérique entre 110 et 120 km par une croûte océanique, et entre 120 et 160 km par une lithosphère océanique.
- Retrait du slab et arrivée du point chaud (de 25 à 30 Ma) : remplacement entre 110 et 200 km des matériaux par du manteau avec des températures aux interfaces comprises entre 1800°C (200 km) et 1450°C (110 km). Remplacement de la lithosphère sous continentale par une lithosphère plus hydratée.

- Existence du point chaud de 30 à 70 Ma notée « vie du point chaud » : remontée de la limite asthénosphère-lithosphère jusqu'à 90 km et température de l'asthénosphère élevée (1800°C en base).
- Relaxation (70 à 200 Ma) : température de l'asthénosphère de retour à des valeurs « normales » (1400°C).

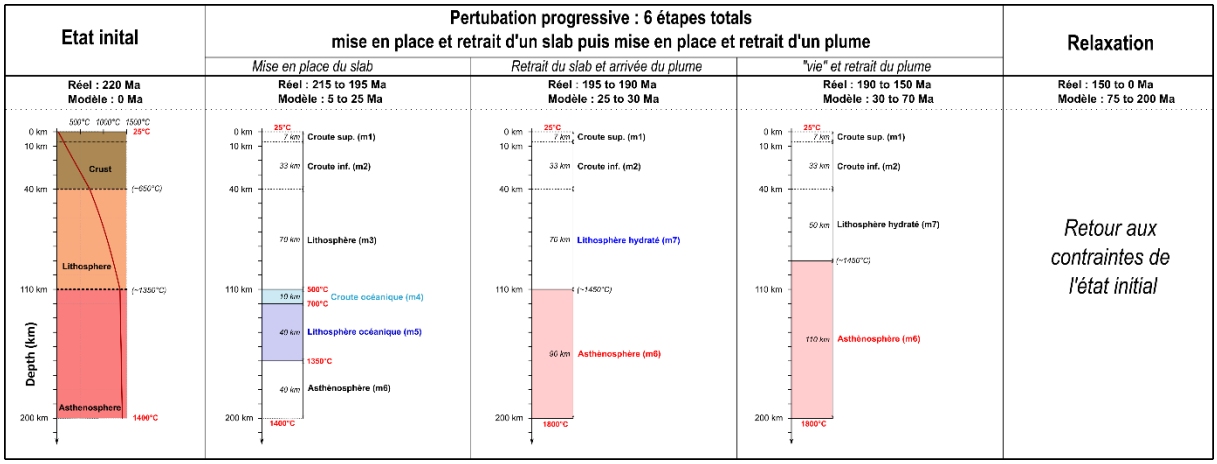


Figure 5.D - III–1 : modèle n°2, permettant de modéliser l'impact de la dynamique mantellique sur le gradient géothermique, modélisation réalisée avec CAGES2D

5.D - III b) Résultats du modèle n°2 : plume

Dans un premier temps, la modélisation a été réalisée en considérant un modèle sans prise en compte du mouvement vertical (dynamique isostatique), dans le but de déterminer les conséquences d'un transfert de chaleur par diffusion dans la croûte. Dans un second temps, la même modélisation a été testée en prenant en compte une dynamique verticale simple, c.-à-d. basée sur l'équilibre isostatique, dans le but de quantifier un transfert thermique par advection.

- **Résultat du modèle n°2 sans dynamique verticale :**

La Figure 5.D - III–2 présente les évolutions des températures en subsurface (1, 2,5 et 5 km de profondeur) et à l'interface croûte-manteau située à 40 km de profondeur. Ces résultats montrent une augmentation de la température en léger retard comparé à l'arrivée et la « vie » du plume, avec une augmentation progressive de 300°C en base de croûte et une augmentation inférieure à 25°C en subsurface.

Les résultats de cette modélisation démontrent que, dans un cas simplifié, la dynamique mantellique flat slab-plume ne produit pas de changement de température significatif au

niveau de la subsurface. Ainsi, des échantillons se trouvant à une profondeur inférieure à 5 km subissent un réchauffement de moins de 20°C, voir de moins de 10°C en dessous de 2,5 km dans ce genre de contexte.

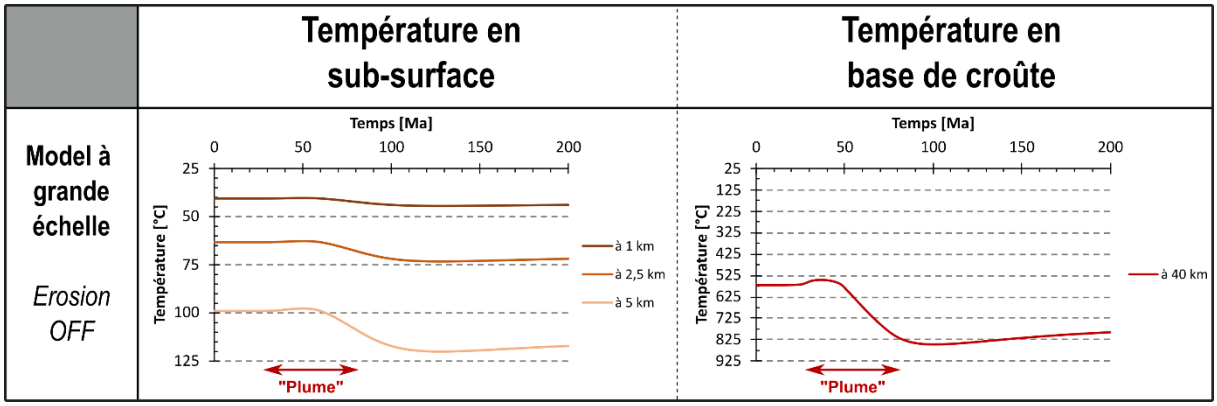


Figure 5.D - III–2 : évolution de la température en fonction du temps, sur 200 Ma, en subsurface et en base de croûte, dans le cas du modèle n°2 (sans dynamique verticale)

- **Résultat du modèle n°2 avec une dynamique verticale simple :**

La Figure 5.D - III–3 présente les résultats de la modélisation prenant en compte l'équilibre isostatique de la croûte, ainsi qu'un modèle d'érosion simple, fonction de l'altitude (paramètres fournis dans l'Annexe 6).

Les premiers résultats de la Figure 5.D - III–3 correspondent aux évolutions de la température en fonction du temps pour des nœuds de profondeur « équivalente » à celle du modèle précédent, ainsi que l'évolution de la température de l'interface croûte-lithosphère (~40 km). Les seconds résultats présentent l'évolution de la profondeur des nœuds précédant en fonction du temps, ainsi que l'évolution de la topographie et de l'érosion cumulée au cours des 200 Ma du modèle.

Le refroidissement rapide des nœuds de subsurface, visible entre 0 et 30 Ma (Figure 5.D - III–3), correspond à une advection/exhumation des nœuds en réponse à la dynamique isostatique-érosive de la croûte lors de la mise en place du flat slab. Cette réponse se caractérise par un total de ~10 km d'érosion de la croûte.

À la suite de cette advection/érosion, les « nœuds » alors situés entre 5 et 10 km de profondeur montrent un réchauffement d'une dizaine de degrés correspondant à l'arrivé de l'onde de température du plume. Simultanément, le modèle se stabilise avec une topographie de 500-1000 mètres et un taux d'érosion relativement constant.

Si les valeurs de topographie et d'érosion ne sont pas quantitatives, il est toutefois intéressant de noter que la mise en place d'un flat slab entraine un déséquilibre isostatique fort, alors que par la suite le modèle reste « stable ».

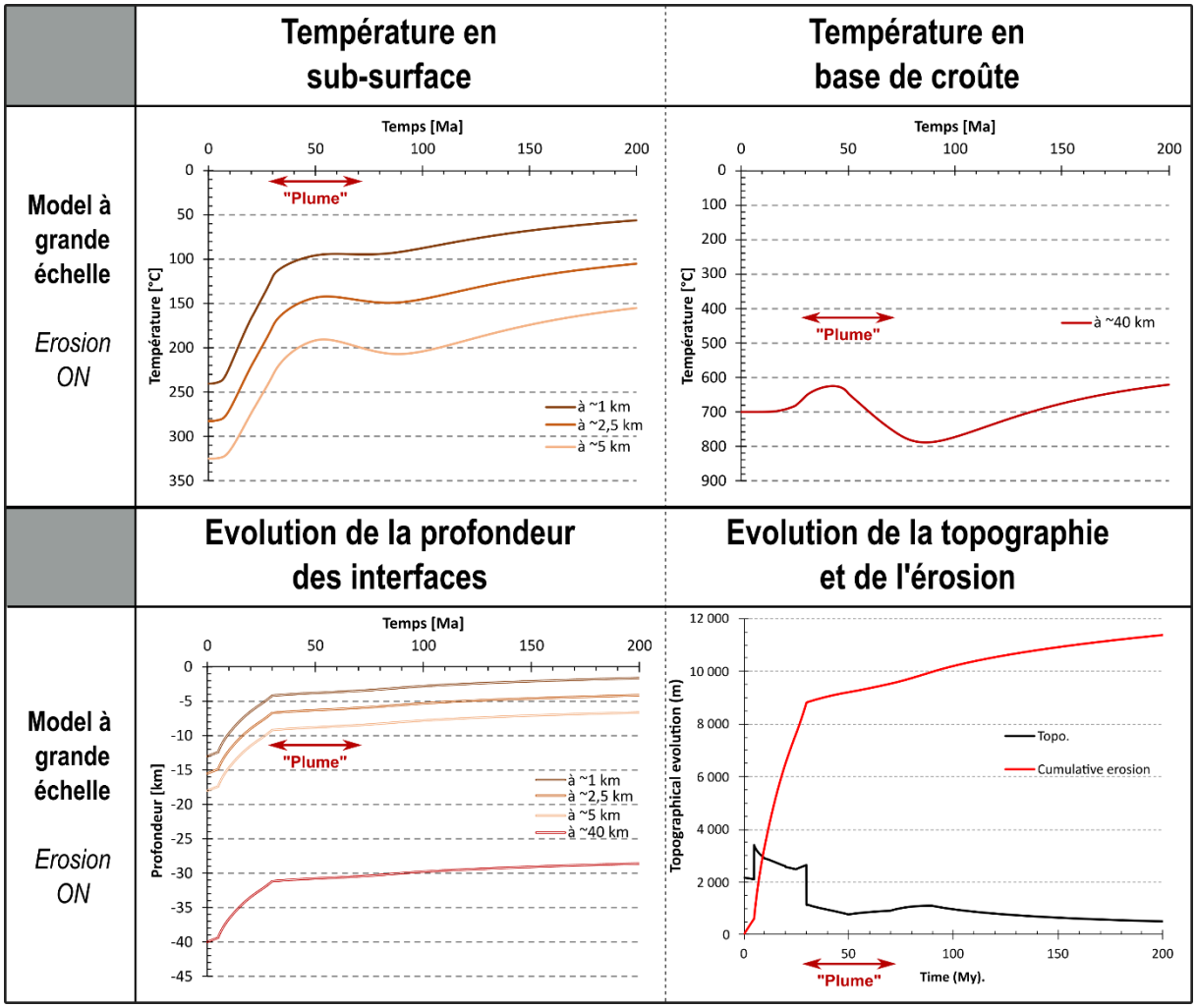


Figure 5.D - III–3 : résultat du modèle n°2 (avec dynamique verticale) :
Évolution de la température en fonction du temps (sur 200 Ma) pour des nœuds terminant en subsurface et se trouvant à la base de la croûte (~40 km), dans le cas du modèle n°2 (avec dynamique verticale).
Évolution de la profondeur des nœuds, de la topographie et de l'érosion en fonction du temps (sur 200 Ma), dans le cas du modèle n°2

5.D - III c) Amplitude de la modification du profil thermique de la croûte : modèle n°2

Ce modèle simpliste permet de mettre en évidence que, avec ou sans prise en compte de la réponse isostatique, l'évolution mantellique complexe de ~210 à 100 Ma de la région du Massif du Deseado influent peu sur le gradient thermique de subsurface. En effet, la subsurface

enregistre un changement de température de l'ordre de la dizaine de degrés maximum, disparaissant presque à des profondeurs inférieures à 2,5 km.

5.D - IV. Modélisation de la combinaison de l'enfouissement et du changement de flux thermique

Après avoir contraint l'impact du dépôt d'une coulée sur des échantillons de surface (inférieur à la centaine de mètres), ainsi que l'impact de la dynamique mantellique sur le profil thermique global ; il est pertinent de tester l'impact des deux phénomènes cumulés, ainsi que l'effet de l'enfouissement sous plusieurs coulées.

Dans le but d'évaluer ces effets, l'évolution de la température de la base de croûte du modèle précédent a été extraite et injectée en contrainte de base de croûte pour modéliser simplement l'arrivée du point chaud. En addition de cette contrainte, la méthode de dépôt du modèle n°1 est utilisée pour simuler un enfouissement progressif sous différents matériaux.

5.D - IV a) Présentation du modèle n°3 : enfouissement et flux thermique

Ce modèle de « dépôt-plume » se trouve à la frontière entre les deux modèles précédents. Dans ce cas, une croûte continentale de 40 km d'épaisseur, surmontée d'une colonne d'air de 3 km est modélisée (Figure 5.D - IV–1). À l'aplomb de la croûte sont ajoutés des dépôts volcaniques successifs variant entre 100 et 200 m d'épaisseur à un intervalle fixe de 10 000 ans et totalisant 2 km d'épaisseur. En parallèle de ces dépôts, la température de base de croûte évolue suivant les paramètres d'arrivée du plume modélisé précédemment, soit durant une période de 25 Ma.

Dans le but de comparer l'impact de la mise en place de dépôts chauds (type CVBL) et de dépôts plus froids (type couverture sédimentaire Crétacée), les modélisations ont été réalisées avec différentes températures de dépôts : 600°C, 1000°C et 10°C.

L'intervalle de 10 ka entre chaque dépôt a été choisi pour imager une cyclicité d'éruption volcanique équivalente et tester le potentiel effet cumulatif de dépôt de matériel chaud. Comme démontré par le modèle n°1, une coulée refroidissant totalement dans un temps inférieur à ~10 ka, une cyclicité plus lente (ex : 50 ka) ne produirait aucun effet de cumulation de la température.

Le cas de dépôt de matériaux froids sous-entend une origine sédimentaire et non plus volcanique des matériaux ; or, la dynamique de dépôt utilisée dans ce modèle, 100 à 200 m par 10 ka, correspond à un taux sédimentation de 10 à 20 km/Ma. Un tel taux de sédimentation est irréaliste dans la nature, mais dans le but de comparer des modélisations équivalentes, la même dynamique de dépôt est conservée pour les modélisations de « dépôts froids ».

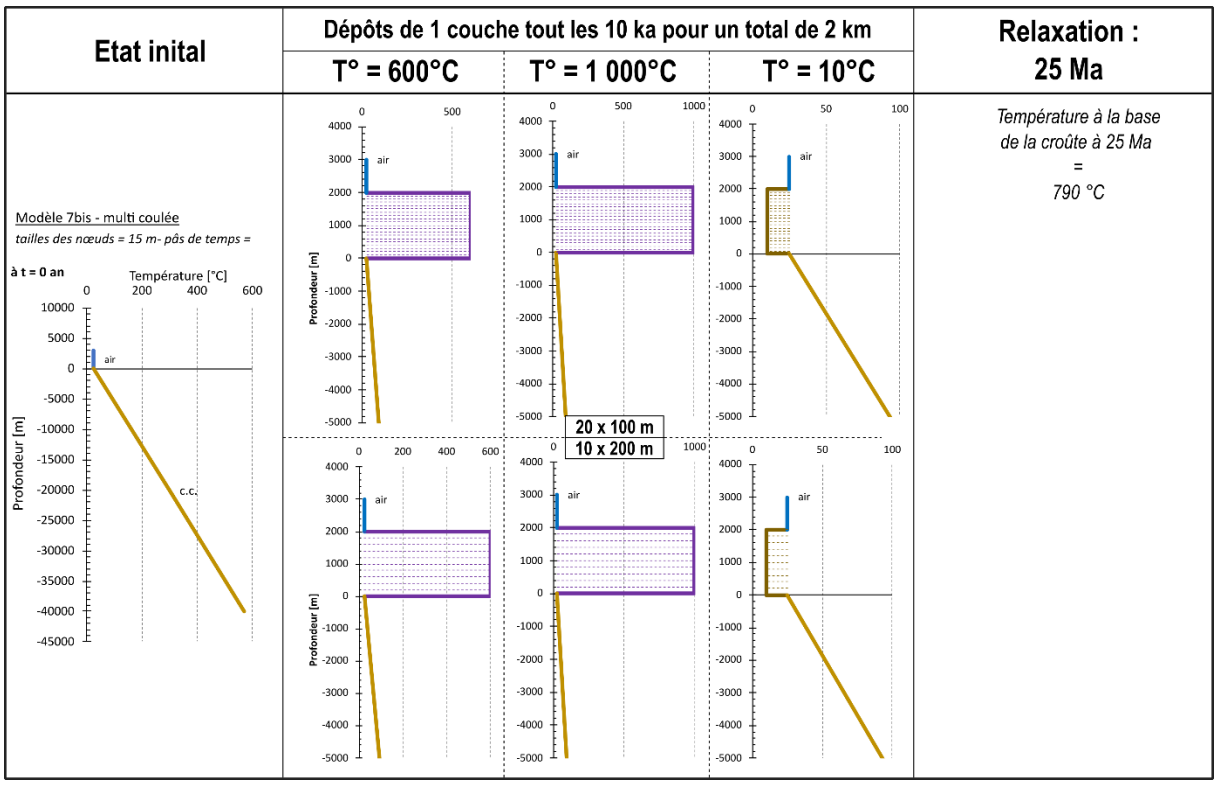


Figure 5.D - IV–1 : modèle n°3, permettant de modéliser l'impact de l'enfouissement sous du matériel (chaud et froid) et le changement de gradient thermique sur la subsurface, modélisations réalisées avec CAGES1.5D

5.D - IV b) Résultats du modèle n°3 : enfouissement et flux thermique

Le premier résultat attendu, mais non présenté ci-après, correspond aux découplages existants entre l'impact de dépôts chauds et la modification du gradient thermique par une plume. En effet, comme discuté précédemment, la mise en place de dépôts chauds perturbe le système sur une échelle de temps inférieur à la 10 ka ; alors que la propagation de l'onde de chaleur de l'arrivée d'un plume au travers de la croûte s'étale sur des dizaines de Ma. La différence de vitesse trop grande des deux processus empêche un effet cumulatif ; le fait que l'enfouissement se fasse sous des dépôts chauds ou froids ne change donc rien à la modification de gradient thermique provoquée par le plume.

Les Figure 5.D - IV–2 et Figure 5.D - IV–3 présentent les résultats de l'évolution de la température pour les nœuds situés à 100 m, 1 km, 2,5 km et 5 km de profondeur sous la coulée, dans le but de contraindre l'impact de l'enfouissement sur des échantillons situés en subsurface avant le début des dépôts.

- **Accumulation de dépôts chauds *vs* dépôts froids :**

La Figure 5.D - IV–2 présente en comparaison les résultats des dépôts à chaud et à froid, ce qui permet de mettre en évidence les différences entre les deux types de dépôts.

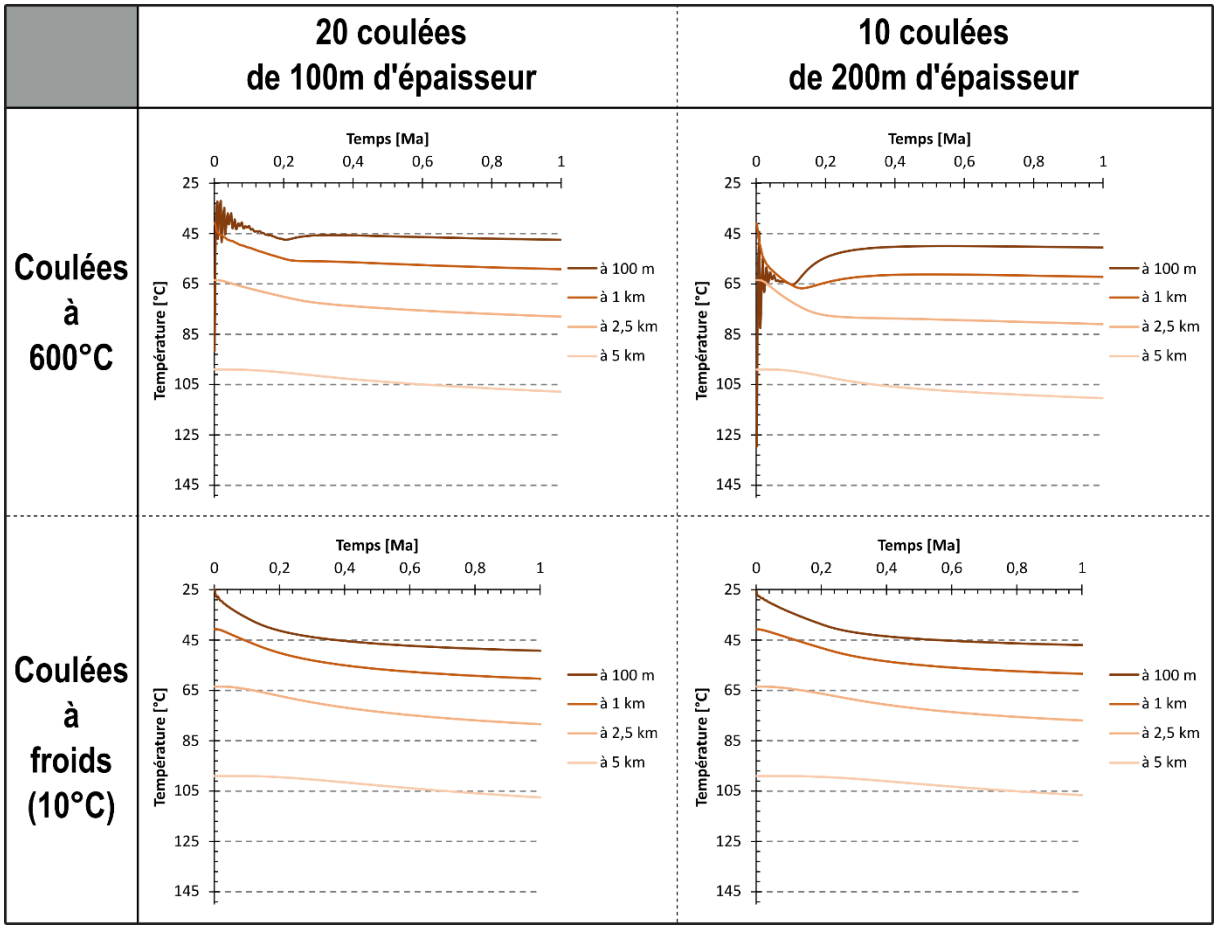


Figure 5.D - IV–2 : évolution de la température en fonction du temps sur 1 Ma ans en sub-surface, dans le cas du modèle n°3

La première différence intervient au niveau du temps nécessaire pour atteindre la température « d'équilibre » d'enfouissement ; en l'occurrence, il faut 1 Ma et 0,5 Ma respectivement pour les dépôts froids et chauds. Cette différence s'explique par l'apport de chaleur des dépôts chauds, accélérant la mise à l'équilibre.

La seconde différence correspond à l'augmentation de température produite par la mise en place des dépôts chauds. En effet, la présence de dépôts chauds augmente la température des roches situées sous ces dépôts au-dessus de celle d'équilibre jusqu'à ~1 km ; et leur influence est visible jusqu'à 2,5 km de profondeur, où la température augmente plus rapidement que celle des dépôts froids, mais reste sous la température d'équilibre.

- **Détails des résultats de l'accumulation de dépôts chauds :**

La Figure 5.D - IV–3 présente plus en détail les 0,5 premier million d'années dans le cas des dépôts chauds à 600 ° et 1000°C. Ces résultats mettent en évidence que, dans le cas de dynamique de dépôt similaire (ex. : 20 coulées de 100 mètres) et à température différente (600°C *vs* 1000°C), les dynamiques d'évolutions thermiques sont similaires et seul change l'amplitude du réchauffement.

Dans le cas de dépôts de couches de 100 mètres d'épaisseur, il est observé un effet cumulatif jusqu'à plus de 100 m de profondeur, avec une augmentation de la température significative durant les 100 premiers milliers d'années. Les températures atteintes se situent alors entre 70°C et 40°C et mettent cette zone à des températures supérieures à celle d'équilibre d'enfouissement (~40°C).

Dans le cas de dépôt de couches de 200 mètres d'épaisseur, le même phénomène est observé, mais avec une intensité significativement plus grande. En effet, les températures atteintes avant 100 ka dépassent significativement celles d'équilibre (plus de 90-60°C) et ceux jusqu'à plus de 1 km de profondeur dans le cas de coulées à 1000°C.

Pour finir, dans le cas de coulées de 200 m d'épaisseur, un effet de « saturation » du réchauffement apparait à 100 m de profondeur et à ~0,05 Ma (50 ka). Cet effet de saturation correspond aux moments où plus de 1 km de dépôts se sont mis en place, formant un bouclier thermique à la propagation de la chaleur des coulées.

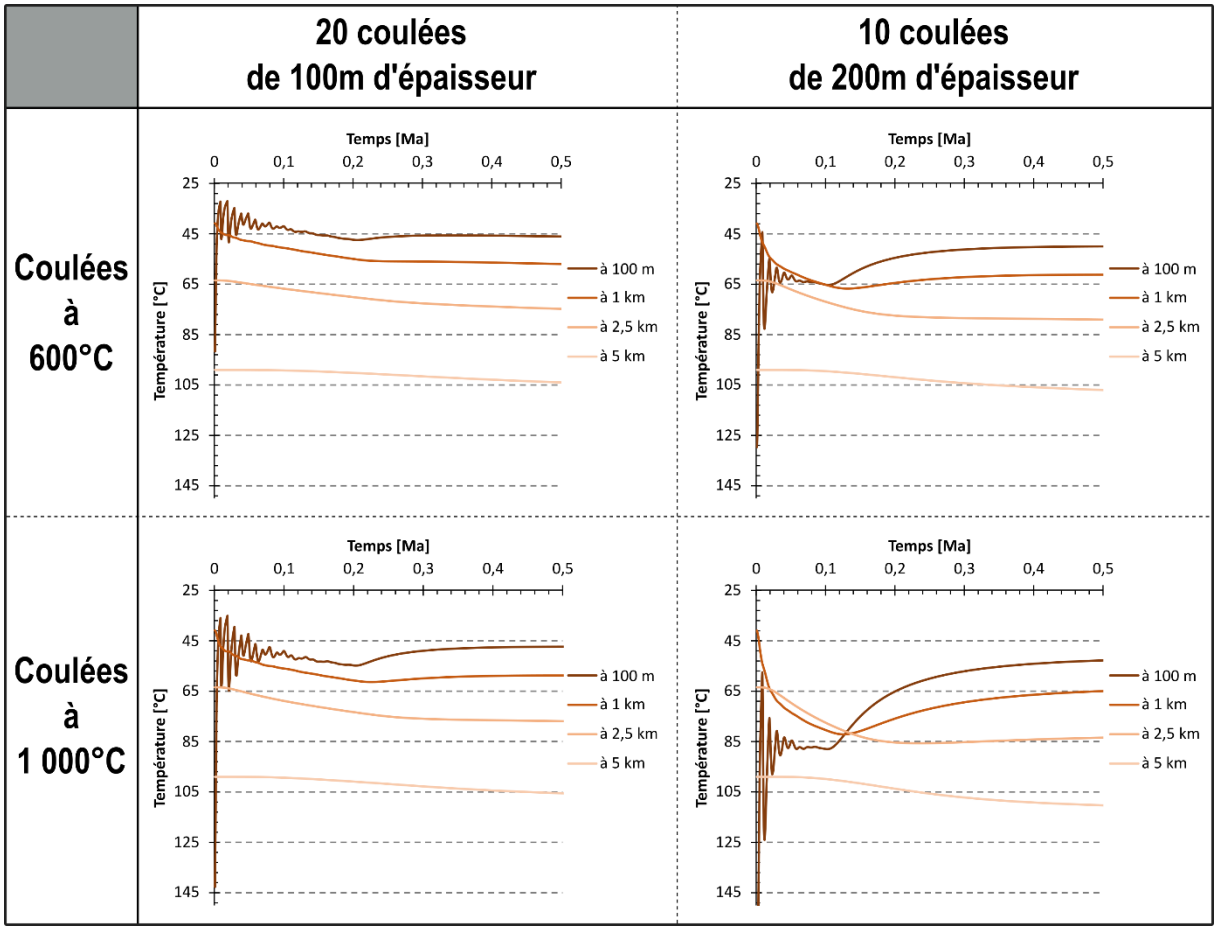


Figure 5.D - IV–3 : évolution de la température en fonction du temps sur 0,5 Ma en sub-surface, dans le cas du modèle n°3 avec les différentes configurations des dépôts chauds.

5.D - IV c) Amplitude de la modification du profil thermique de la subsurface : modèle n°3

En premier lieu, ce modèle permet de démontrer qu'il n'existe pas d'effet de la combinaison entre le réchauffement issu de l'arrivée d'un plume et celui lié à la mise en place de matériel chaud en surface. Toutefois, cette affirmation n'est vraie que lorsque les deux événements sont proches temporellement, dans le cas d'une augmentation du gradient thermique avant la mise en place des dépôts chauds un effet de combinaison pourrait exister.

Ensuite, le modèle n°3 met en évidence un phénomène de cumulation produit lors de la mise en place de plusieurs couches de matériel chaud, effet d'une courte durée (<100 ka) à l'échelle des temps géologiques (> 10 Ma). Cela entraine une augmentation de la température de manière significative sur les 100 premiers mètres de profondeur, de manière détectable sur le premier kilomètre et de manière négligeable à plus grande profondeur. De plus, la dynamique exacte de l'augmentation de la température est dépendante de la morphologie des dépôts (ex. : récurrence, épaisseur, température…). Pour finir, ce phénomène connaît un effet de

« saturation » lors de l'enfouissement sous plus d'environ 1 km de matériel, l'évolution de la température retournant alors à une évolution d'enfouissement sous des dépôts froids.

Bibliographie du Chapitre 5 :

Ault, A.K., 2020. Hematite fault rock thermochronometry and textures inform fault zone processes: *Journal of Structural Geology*,, p. 104002, doi: 10.1016/j.jsg.2020.104002.

Ault, A.K., Frenzel, M., Reiners, P.W., Woodcock, N.H. and Thomson, S.N., 2016. Record of paleofluid circulation in faults revealed by hematite (U-Th)/He and apatite fission-track dating: An example from Gower Peninsula fault fissures, Wales: *Lithosphere*, **8**, p. 379–385, doi: 10.1130/L522.1.

Bastias, J., Spikings, R., Riley, T., Ulianov, A., Grunow, A., Chiaradia, M. and Hervé, F., 2021. A revised interpretation of the Chon Aike magmatic province: Active margin origin and implications for the opening of the Weddell Sea: *Lithos*,, p. 106013, doi: 10.1016/j.lithos.2021.106013.

Brown, R.W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F. and Fitzgerald, P., 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **122**, p. 478–497.

Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C. and Gautheron, C., 2012. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling: BRAZILIAN TECTONIC FROM THERMOCHRONOLOGY: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**, p. n/a-n/a, doi: 10.1029/2012JB009340.

Dietrich, A., Gutierrez, R., Nelson, E.P. and Layer, P.W., 2012. Geology of the epithermal Ag–Au Huevos Verdes vein system and San José district, Deseado massif, Patagonia, Argentina: *Mineralium Deposita*, **47**, p. 233–249, doi: 10.1007/s00126-010-0327-2.

Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B. and Etcheverry, R.O., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat: *Journal of South American Earth Sciences*, **19**, p. 415–432, doi: 10.1016/j.jsames.2005.06.005.

Evenson, N.S., Reiners, P.W., Spencer, J.E. and Shuster, D.L., 2014. Hematite and Mn oxide (U-Th)/He dates from the Buckskin-Rawhide detachment system, western Arizona: Gaining insights into hematite (U-Th)/He systematics: *American Journal of Science*, **314**, p. 1373–1435, doi: 10.2475/10.2014.01.

Farley, K.A. and Flowers, R.M., 2012. (U–Th)/Ne and multidomain (U–Th)/He systematics of a hydrothermal hematite from eastern Grand Canyon: *Earth and Planetary Science Letters*, **359–360**, p. 131–140, doi: 10.1016/j.epsl.2012.10.010.

Fayon, A.K. and Whitney, D.L., 2007. Interpretation of tectonic versus magmatic processes for resetting apatite fission track ages in the Niğde Massif, Turkey: *Tectonophysics*, **434**, p. 1–13, doi: 10.1016/j.tecto.2007.01.003.

Fernández, M.L., Mazzoli, S., Zattin, M., Savignano, E., Genge, M.C., Tavani, S., Garrone, A. and Franchini, M., 2020. Structural controls on Jurassic gold mineralization, and Cretaceous-Tertiary exhumation in the foreland of the southern Patagonian Andes: New constraints from La Paloma area, Deseado Massif, Argentina: *Tectonophysics*, **775**, p. 228302, doi: 10.1016/j.tecto.2019.228302.

Flowers, R.M. and Kelley, S.A., 2011. Interpreting data dispersion and "inverted" dates in apatite (U–Th)/He and fission-track datasets: An example from the US midcontinent: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75**, p. 5169–5186, doi: 10.1016/j.gca.2011.06.016.

Gautheron, C. and Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology: *Chemical Geology*, **273**, p. 212–224, doi: 10.1016/j.chemgeo.2010.02.023.

Green, P.F., Crowhurst, P.V., Duddy, I.R., Japsen, P. and Holford, S.P., 2006. Conflicting (U–Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour: *Earth and Planetary Science Letters*,, p. 21.

Jess, S., Stephenson, R., Nielsen, S.B. and Brown, R., 2019. The source of topography across the Cumberland Peninsula, Baffin Island, Arctic Canada: differential exhumation of a North Atlantic rift flank: *Journal of the Geological Society*, **176**, p. 1093–1106, doi: 10.1144/jgs2018-211.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. and Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite: *American Mineralogist*, **92**, p. 799–810, doi: 10.2138/am.2007.2281.

Lippolt, H.J., Wernicke, R.S. and Ba, R., 1995. Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): concordant (U+ Th)-He and K-Ar ages: *Earth and Planetary Science Letters*, **132**, p. 43–51.

Moreira, P., Echeveste, H., Fernández, R., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S. and Schalamuk, I., 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold-silver ore in the Deseado Massif, Patagonia, Argentina, based on Manantial Espejo and La Josefina prospects: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, **253**, p. 25–40, doi: 10.1127/0077-7749/2009/0253-0025.

Moreira, P. and Fernández, R.R., 2015. La Josefina Au–Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment: *Ore Geology Reviews*, **67**, p. 297–313, doi: 10.1016/j.oregeorev.2014.12.012.

Navarrete, C., Butler, K.L., Hurley, M. and Márquez, M., 2020a. An early Jurassic graben caldera of Chon Aike silicic LIP at the southernmost massif of the world: The Deseado caldera, Patagonia, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, **101**, p. 102626, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102626.

Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M. and Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting: *Earth-Science Reviews*, **194**, p. 125–159, doi: 10.1016/j.earscirev.2019.05.002.

Navarrete, C., Hurley, M., Butler, K., Liendo, I., Litvak, V. and Folguera, A., 2020b. Jurassic volcanism of the Chon Aike Silicic LIP in the northeastern Deseado Massif: *Journal of South American Earth Sciences*,, p. 102886, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102886.

Reiners, P.W. and Farley, K.A., 2001. Influence of crystal size on apatite (U–Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming: *Earth and Planetary Science Letters*, **188**, p. 413–420.

Vrolijk, P., Donelick, R.A., Queng, J. and Cloos, M., 1992. Testing models of fission track annealing in apatite in a simple thermal setting: site 800, leg 129. In: Citeseer, p. 169–176.

Wildman, M., Brown, R., Watkins, R., Carter, A., Gleadow, A. and Summerfield, M., 2015. Post break-up tectonic inversion across the southwestern cape of South Africa: New insights from apatite and zircon fission track thermochronometry: *Tectonophysics*, **654**, p. 30–55, doi: 10.1016/j.tecto.2015.04.012.

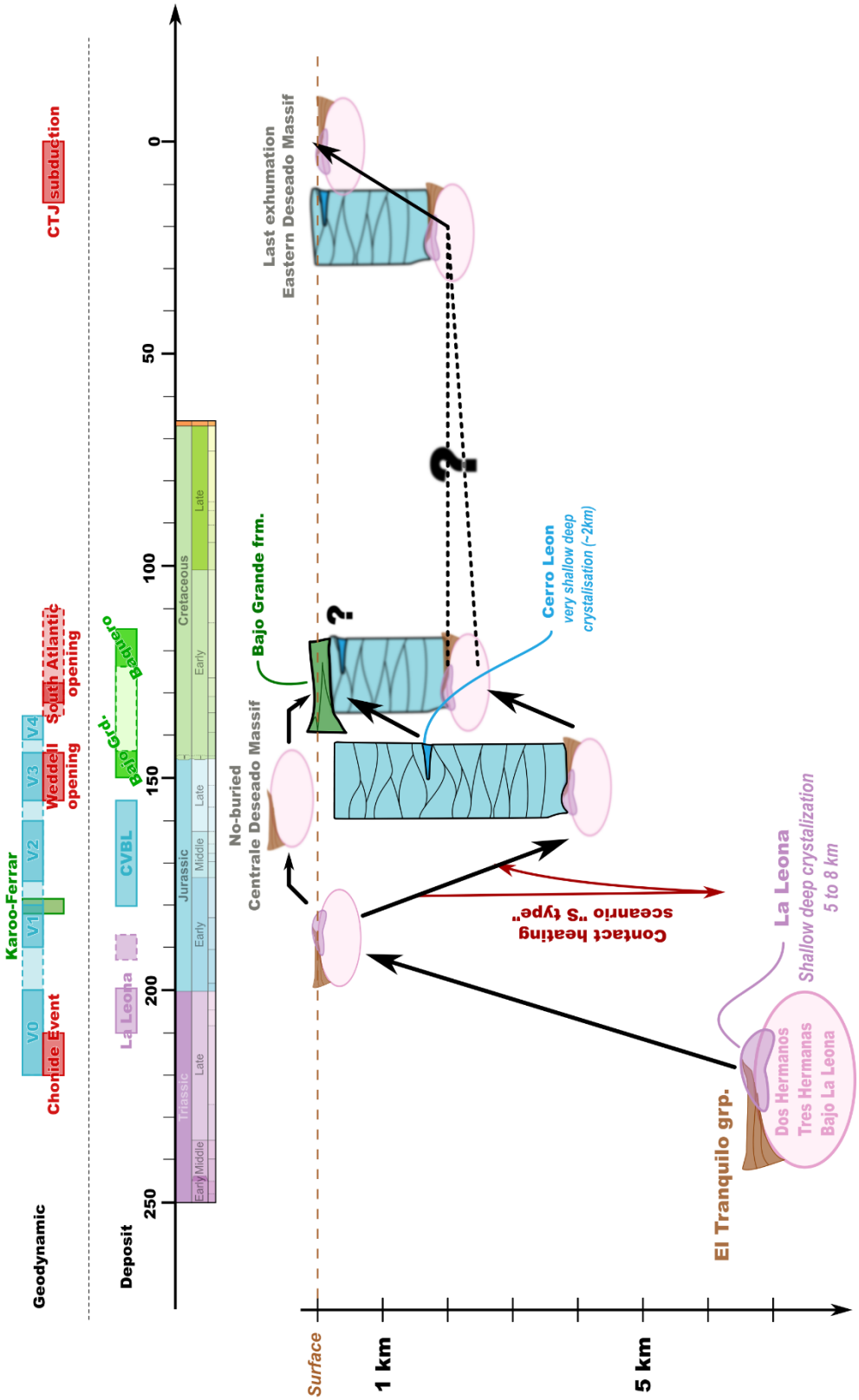


Illustration du Chapitre 6 : Interprétation des chemins $t(T)$ et reconstruction de l'histoire géologique du Massif du Deseado

Résumé de l'évolution vertical du Massif du Deseado au cours du temps

Chapitre 6 : Interprétation des chemins $t(T)$ et reconstruction de l'histoire géologique du Massif du Deseado

Introduction :

Après avoir présenté dans le chapitre précédant (Chapitre 5) l'ensemble des résultats d'analyses et d'inversions de données effectuées dans cette étude, il convient maintenant de les interpréter. Ce chapitre se focalise donc sur la signification et l'interprétation des résultats de cette thèse afin de reconstruire l'histoire géologique du Massif du Deseado.

Pour ce faire, la première partie de ce chapitre commence par résumer les chemins thermiques obtenus à partir des échantillons, en se basant sur un découpage des 200 dernières Ma en quatre phases. Ensuite, en se basant sur les résultats des modélisations thermiques, ces chemins $t(T)$ sont transcrits en histoire temps-profondeur (notée $t(prof)$) pour chacune de ces 4 phases.

Après quoi, la seconde partie de ce chapitre s'appuie sur les histoires $t(prof)$ obtenues, ainsi que sur les données de la littérature pour reconstruire l'histoire géologique du Massif du Deseado durant les derniers ~240 Ma. Cette partie se conclut par un résumé des apports de cette thèse à l'histoire et la dynamique du Massif du Deseado, dont entre autres la première évaluation semi-quantitative de sa dynamique verticale.

Enfin, en perspective de cette thèse, la troisième et dernière partie de ce chapitre compare la dynamique du Massif du Deseado à celles des zones l'entourant. Ce faisant, cette partie ouvre sur le contrôle potentiel de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud sur la dynamique du Massif du Deseado ; et ainsi, sur l'intérêt de contraindre la dynamique du second pour en apprendre plus sur les mécanismes à l'origine du premier.

Table des matières :

Introduction : 425

6.A) Interprétation des chemins $t(T)$ en termes de chemins $t(prof)$ et dynamique verticale 426

6.A - I. Caractérisation des événements thermiques du Massif du Deseado 427

6.A - I a) La phase D : période non contrainte, pré-CVBL (avant ~180 Ma) 427

6.A - I b) La phase C : période de réchauffement-refroidissement bien contrainte (~170 à ~130 Ma) 427

- **Résumé des histoires thermiques des différentes unités géologiques durant la phase C 430**
- **Conclusion sur l'histoire thermique du Massif du Deseado durant la phase C : 431**

6.A - I c) Phase B : période de stabilité contrainte indirectement, Crétacée-Tertiaire (~130 à ~30 Ma) 431

- **Résumé des histoires thermiques des différentes unités géologiques durant la phase B 434**
- **Conclusion sur l'histoire thermique du Massif du Deseado durant la phase B 438**

6.A - I d) Phase A : dernier refroidissement bien contraint, Oligocène-Quaternaire (~30 Ma à l'actuel) 440

- **Résumé des histoires thermiques des données OFe/MnHe dans différents secteurs 442**
- **Conclusion sur l'histoire thermique du Massif du Deseado durant la phase A 442**

6.A - II. Interprétation des modélisations thermiques et transition vers des histoires temps-profondeur 442

6.A - II a) Phase C : impact de la SLIP Chon Aike 444

- **Impact de la mise en place d'une seule coulée du CVBL 444**
- **Impact de la mise en place de multiples coulées du CVBL 444**
- **Impact de la mise en place d'un plume 445**
- **Conclusion sur l'origine du réchauffement – refroidissement durant la phase C et la SLIP Chon Aike 447**

6.A - II b) Phase A-B : impact des épanchements basaltiques Cénozoïques 448

- **Impact sur les thermochronomètres AFT, AHe et OFe/MnHe 448**
- **Conclusion sur l'origine du refroidissement terminal durant les phases A-B et l'Oligocène-Quaternaire 449**

6.A - II c) Discussion sur les limites des modèles thermiques de CAGES2D 450

- **Limitation du modèle 453**
- **Implication sur les interprétations des histoires thermiques 455**

6.B) Reconstruction et discussion sur l'histoire géologique du Massif du Deseado.....455

6.B - I. Période pré-CVBL : contrainte sur la cristallisation et l'exhumation de l'unité intrusive de La Leona (230 à 190 Ma) 456

6.B - I a) Rappel des connaissances actuelles sur l'histoire géologique du Massif du Deseado entre 230 et 190 Ma..... 458

- **Connaissances sur les conditions de cristallisation de l'unité intrusive de La Leona 459**
- **Connaissance sur la tectonique dans le Massif du Deseado (230 et 190 Ma).....460**

6.B - I b) Construction d'un scénario de l'évolution du Massif du Deseado entre 230 et 210 Ma 460

6.B - I c) Construction d'un scénario de l'évolution du Massif du Deseado entre 210 et 180 Ma 460

6.B - II. Période syn-CVBL : enfouissement sous les séries de la SLIP Chon Aike.. 462

6.B - II a) Morphologie d'enfouissement du Massif du Deseado..... 462

- **Histoire verticale de la partie Est du Massif du Deseado 464**
- **Histoire verticale de la partie Ouest du Massif du Deseado.....464**
- **Histoire verticale de la partie centrale 464**

6.B - II b) Mécanisme d'enfouissement du Massif du Deseado : un scénario géologique de mise en place du CVBL 466

- **Modèle d'ignimbrite flare-up (Best *et al.* 2016) :.....466**
- **Scénario de l'enfouissement du Massif du Deseado proposé dans cette étude 468**

6.B - II c) Discussion sur la répartition géographique de la SLIP Chon Aike 468

6.B - III. Quantification et discussion des mécanismes de l'exhumation Jurassique – Crétacée du Massif du Deseado..... 468

6.B - III a) Les données sur l'histoire géologique du Massif du Deseado entre ~150 et ~130 Ma..... 470

6.B - III b) Les mécanismes possibles de l'exhumation du Massif du Deseado entre 150 et 130 Ma 470

- **Hypothèse 1 : érosion d'une épaule de rift 470**
- **Hypothèse 2 : exhumation à la suite d'une compression tectonique.....472**
- **Hypothèse 3 : érosion d'un haut topographique 473**

6.B - III c) Conclusion sur l'origine de l'exhumation du Massif du Deseado entre 150 et 130 Ma 475

6.B - IV. Contraintes sur la période de stabilité Crétacé-Tertiaire et origine de l'exhumation Oligocène-Quaternaire 475

6.B - IV a) Marqueurs de la stabilité du Massif du Deseado et discussion sur sa morphologie entre ~130 à ~20 Ma..... 476

• Les données géologiques dans le massif du Deseado entre ~130 et ~30 Ma 478
• Conclusion sur la période de stabilité du Massif du Deseado et discussion sur sa morphologie entre ~130 et ~30 Ma 479

6.B - IV b) Discussion sur les mécanismes de l'exhumation finale du Massif du Deseado de ~30 Ma à l'actuel 480

• L'impact de la subduction de la ride du Chili sur le Massif du Deseado 481
• Les mécanismes possibles de la dernière phase d'exhumation tracée par cette étude 483
• Conclusion sur l'origine de la dernière phase d'exhumation et discussion sur la morphologie actuelle du Massif du Deseado 483
• Discussion quant à l'histoire récente enregistrée dans le Massif San Bernardo 484

6.B - V. Conclusion générale sur la dynamique du Massif du Deseado au cours des derniers 200 Ma 484

6.C) La dynamique du Massif du Deseado comparée à celles des zones environnantes : perspective sur la géodynamique de la Patagonie...485

6.C - I. Introduction 486

6.C - II. Étape 0 : dérive de la terrane Péninsule Antarctique (280 à 260 Ma) 487

6.C - III. Étape 1 : accrétion de la terrane Péninsule Antarctique à la Patagonie (260 à 240 Ma) 487

6.C - IV. Étape 2 : redéveloppement d'une subduction sous la P.A. (240 à 220 Ma) 488

6.C - V. Étape 3 : mise en place d'une dynamique mantellique complexe (220 à 200 Ma) 489

6.C - VI. Étape 4 : événement Chon Aike (200 à 150 Ma) 490

6.C - VII. Étape 5 : retour à une géodynamique simple (150 à 110 Ma) 491

6.C - VII a) Ouverture de l'océan Sud Atlantique (150 à 130 Ma) 493

6.C - VII b) Individualisation du continent Sud-Américain et développement de la subduction actuelle (130 à 110 Ma) 403

6.C - VII c) Étape 6 : situation géodynamique récente (110 Ma à l'actuel) 404

6.C - VII d) Subduction de la ride Farallon-Aluk (60 à 40 Ma) 405

6.C - VII e) Subduction de la ride du Chili (15 Ma à l'actuel) 406

6.C - VIII. Conclusion sur l'apport de la dynamique du Massif du Deseado et discussion sur la géodynamique Patagonienne 408

Bibliographie du Chapitre 6 : 409

Table des illustrations :

Figure 6.A - I–1 : résumé des différentes inversions $t(T)$ des thermochronomètres apatites (Expected $t(T)$ et enveloppe de confiance à 95%), regroupées par unité géologique.....410

Figure 6.A - I–2 : résultats des différentes inversions de l'unité intrusive de La Leona 411

Figure 6.A - I–3 : résultats d'inversions illustrant les différences entre les scénarios type LL et type S pour les échantillons du socle et de La Leona.....412

Figure 6.A - I–4 : résumé des différentes inversions $t(T)$ des thermochronomètres OFe/MnHe des 40 derniers Ma.....414

Figure 6.A - II–1 : a) carte du pluton la Calandria à l'état actuel b) schéma de l'enfouissement du pluton de la Calandria sous les dépôts du CVBL.....415

Figure 6.A - II–2 : différentes profondeurs d'enfouissement nécessaires pour atteindre 110 ° à 150 °C en fonction de différentes valeurs de gradient thermique dans la croûte donnée 416

Figure 6.A - II–3 : valeurs de profondeurs pour des températures de 70-90° C, en fonction de différente valeur de gradients thermiques dans la croûte.....417

Figure 6.A - II–4 : carte simplifiée du Massif du Deseado et tracé de la coupe synthétique utilisé pour illustrer l'histoire géologique du Massif du Deseado. 418

Figure 6.B - I–1 : coupe schématique de la mise en place des dépôts détritiques du groupement El Tranquilo et de la formation Roca Blanca.....419

Figure 6.B - I–2 : coupe schématique de la mise en place de l'unité intrusive de La Leona, après la déformation de la formation Roca Blanca.....420

Figure 6.B - I–3 : différentes valeurs de taux d'érosion nécessaire pour éroder 2 à 5 km de croûte sur une période de 20 à 30 Ma (taux d'érosion selon Herman et al., 2013) 421

Figure 6.B - II–1 : modèle de « ignimbrite flare-up » selon Best et al. (2016) 422

Figure 6.B - II–2 : coupe schématique de l'exhumation des plutons La Leona suite au développement d'une chambre type « ignimbrite flare-up » 423

Figure 6.B - II–3 : coupes schématiques de la mise en place des dépôts du CVBL, selon le modèle d'ignimbrites flare-up 424

Figure 6.B - II–4 : carte et coupes des âges des dépôts associés à la SLIP Chon Aike dans le Massif du Deseado.....425

Figure 6.B - III–1 : différentes valeurs de taux d'érosion nécessaire pour éroder 1 à 3 km de croûte sur une période de 10 à 20 Ma (taux d'érosion selon Herman et al., 2013).....426

Figure 6.B - III–2 : coupe de la zone d'El Tranquilo (exagération vertical x10).....427

Figure 6.B - III–3 : schéma de la dynamique isostatique du Massif du Deseado au Jurassique – crétacé, dans le cas de l'hypothèse 3 429

Figure 6.B - III–4 : coupe schématique de l'exhumation du Massif du Deseado et de la mise en place de la formation Bajo La Leona durant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur 430

Figure 6.B - IV–1 : différentes valeurs de taux d'érosion nécessaire pour éroder moins de 2 km de croûte (rectangle jaune) sur une période de 90 à 100 Ma (taux d'érosion selon Herman et al., 2013) 430

Figure 6.B - IV–2 : différentes valeurs de taux d'érosion nécessaire pour éroder 3 km de croûte sur une période de 10 à 30 Ma (taux d'érosion selon Herman et al., 2013) 431

Figure 6.B - IV–3 : topographie actuelle des épanchements basaltiques de Las Mercedes, Cerro Del Doces et Alma Gaucha, démontrant le moulage des paléoreliefs associés.....433

Figure 6.B - IV–4 : coupe schématique de la morphologie du Massif du Deseado durant la mise en place de la Couverture Crétacé et des premiers épanchements basaltiques cénozoïques 435

Figure 6.B - IV–5 : topographie actuelle des épanchements basaltiques de Plio-Quaternaire, démontrant le soulèvement récent du bloc Ouest-Centrale.....436

Figure 6.B - IV–6 : coupe schématique expliquant l'exhumation du Massif du Deseado entre 30 et 20 Ma par un soulèvement général du Massif 437

Figure 6.B - IV–7 : coupes schématiques de la mise en place des basaltes La Angelita postérieure à une première exhumation et de la situation actuelle du Massif du Deseado.....438

Figure 6.B - IV–8 : résumé des inversion $t(T)$de l'article soumis à South American Earth Science sur la dynamique du Massif Sans Bernardo (Annexe 10).....439

Figure 6.C - I–1 : exemple de présentation des différentes étapes du scénario.....440

Figure 6.C - II–1 : schéma de la position de la P.A. avant son accrétion à la Patagonie.....441

Figure 6.C - III–1 : schéma de l'accrétion de la P.A. à la Patagonie.....446

Figure 6.C - IV–1 : schéma de l'établissement d'un bassin entre la P.A. et la Patagonie et en Patagonie, ainsi que de l'initiation de la subduction sous P.A.....447

Figure 6.C - V–1 : schéma de la position des subductions et des continents avant le développement du contexte mantellique complexe à l'origine de la SLIP Chon Aike 449

Figure 6.C - VI–1 : schéma de la position de la P.A. et de la Patagonie durant la mise en place de la SLIP Chon Aike.....450

Figure 6.C - VII–1 : schéma de la cinématique d'ouverture de l'Atlantique Sud et de la ride Weddell..452

Figure 6.C - VII–2 : schéma de la Patagonie à ~110 Ma, lors du retour à un état stable d'un point de vue géodynamique et ouverture de l'Atlantique 453

Figure 6.C - VII–3 : schéma de la subduction de la ride Farallon-Aluk.....456

Figure 6.C - VII–4 : schéma de l'état géodynamique actuel du Massif du Deseado.....457

6.A) Interprétation des chemins $t(T)$ en termes de chemins $t(prof)$ et dynamique verticale

Dans le chapitre précédent, de nombreux résultats d'inversions des données thermochronologiques et de modélisations thermiques ont été présentés, comprenant différentes méthodes (AFT, AHe et OFe/MnHe) et sites d'échantillonnage. Cette présentation a été réalisée sans mise en relation entre les différents échantillons et les différents résultats obtenus, et ce, dans le but de présenter en détail les résultats d'inversions et de modélisations.

Ainsi, dans un premier temps, cette partie intègre l'ensemble des résultats d'inversions thermochronologiques et conclue sur l'évolution $t(T)$ globale du Massif du Deseado au cours des 200 dernières millions d'années.

Dans un second temps, l'évolution thermique est intégrée aux résultats des modèles thermiques (*cf.* Chapitre 4) pour décrypter la nature et l'amplitude des événements géologiques à l'origine des histoires thermiques.

6.A - I. Caractérisation des événements thermiques du Massif du Deseado

L'inversion de données thermochronologiques conduit à la définition de chemins thermiques possédant des degrés de probabilité plus ou moins élevés. Lors de l'obtention de chemins complexes, comme dans le cas de cette étude, le degré de confiance dans les chemins varie en fonction des « périodes » de l'histoire thermique et décroît avec l'augmentation du temps.

Pour cette raison, l'histoire thermique du Deseado a été divisée en quatre phases qui sont présentées dans la Figure 6.A - I–1. Ces phases sont notées de la plus récente à la plus ancienne A, B, C et D et correspondent à des histoires thermiques similaires pour l'ensemble des échantillons. Chacune de ces phases possède des degrés de confiance variables et donc des histoires thermiques plus ou moins bien définies. Les phases seront présentées dans un ordre chronologique.

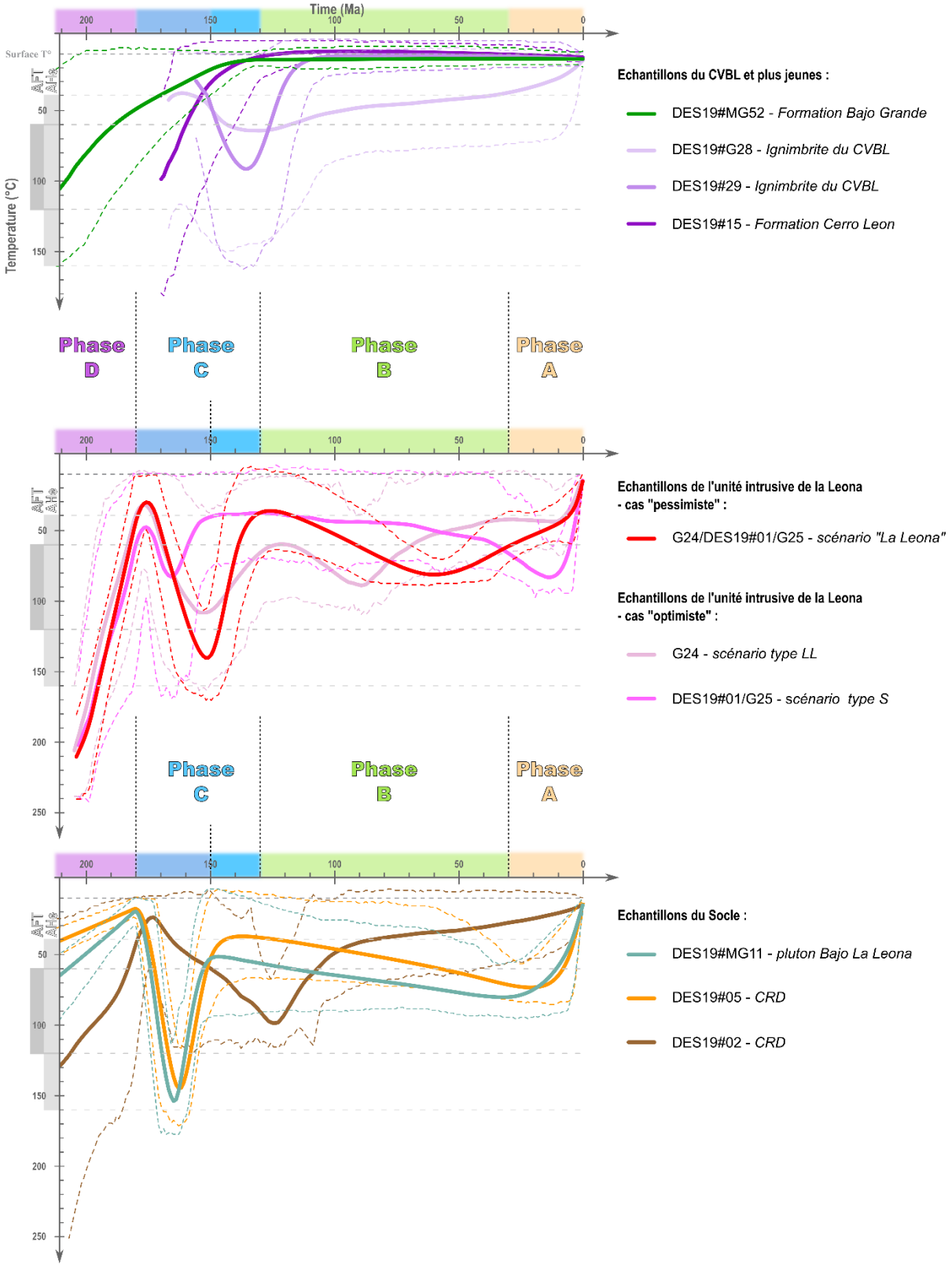


Figure 6.A - I–1 : résumé des différentes inversions t(T) des thermochronomètres apatites (Expected t(T) et enveloppe de confiance à 95%), regroupées par unité géologique

6.A - I a) La phase D : période non contrainte, pré-CVBL (avant ~180 Ma)

La phase D correspond à la période précédant le recouvrement du socle et de La Léona par les dépôts du CVBL (c.-à-d. Complexe Volcanique Bahia Laura), soit avant ~180 Ma. Cette phase est associée à l'exhumation des roches de ces unités, néanmoins aucune des inversions de données thermochronologiques ne permet de contraindre précisément l'évolution $t(T)$ durant cette exhumation. En effet, tous les âges thermochronologiques apatites étant plus jeunes ou égaux à l'âge du CVBL, les données n'ont pas enregistré les événements géologiques pour cette période.

6.A - I b) La phase C : période de réchauffement-refroidissement bien contrainte (~170 à ~130 Ma)

La phase C correspond à un double événement de « réchauffement – refroidissement » concentré sur une période relativement courte (entre 30 et 50 Ma) comparée au reste de l'histoire thermique du Massif du Deseado (s'étalant sur ~200 Ma).

Le réchauffement-refroidissement est enregistré dans la quasi-totalité des échantillons, à l'exception de MG52 (formation Bajo Grande) et DES19#15 (Laccolithe Cerro Leon, CVBL). Il existe des variations de temporalité et d'amplitude de cet événement en fonction des unités géologiques observées, mais néanmoins cet événement a affecté l'ensemble du Massif du Deseado.

- **Résumé des histoires thermiques des différentes unités géologiques durant la phase C**

i. Échantillons du socle :

Cette phase est particulièrement détectable et bien définie dans la majorité des échantillons du socle, et dans ce cas elle se caractérise par :

- un maximum de réchauffement à 165-160 Ma
- un maximum de réchauffement supérieur à 150 °C
- la fin du refroidissement à 160-155 Ma

Dans le cas de l'échantillon DES19#02 (Dos Hermanos), ce pic de réchauffement est possible (*cf.* Chapitre 4), mais ne correspond pas au meilleur chemin $t(T)$.

ii. Échantillons de l'unité intrusive de La Leona :

Les inversions de données de l'unité intrusive de La Leona sont particulièrement révélatrices de la variabilité des temporalités possible pour le double événement de la phase C.

En effet, l'inversion « pessimiste » se caractérise par :

- un maximum de réchauffement à 150 Ma
- un maximum de réchauffement de 150 ° à 100 °C
- la fin du refroidissement à 140 Ma

Alors que l'inversion « optimiste » indique d'un côté le même scénario que les échantillons du socle (DES19#01/G25) et de l'autre un scénario encore plus décalé temporellement (échantillon G24) avec :

- un maximum de réchauffement à 150 Ma
- un maximum de réchauffement de 120 ° à 100 °C
- la fin du refroidissement à 130 Ma

Ces résultats mettent en évidence que l'inversion du parti pris « pessimiste » fait la part entre deux histoires différentes : celle similaire aux échantillons du socle (DES19#01/G25) et celle de l'échantillon G24.

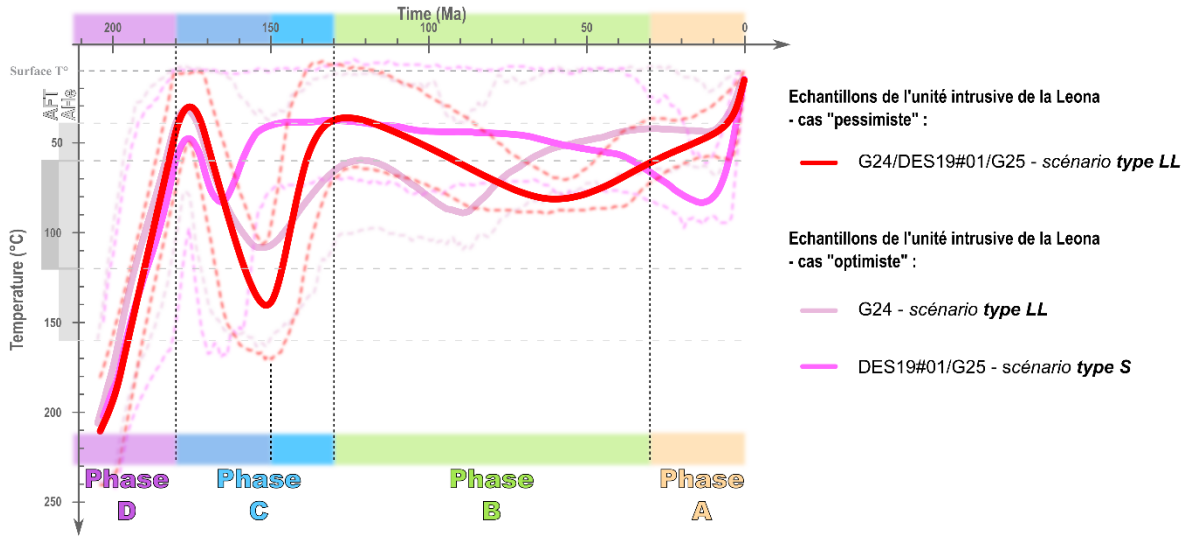


Figure 6.A - I–2 : résultats des différentes inversions de l'unité intrusive de La Leona
Illustration des différences de temporalité entre le cas pessimiste ou optimiste, ainsi que les scénarios type LL et S (voir le texte pour leurs significations)

iii. Échantillons du CVBL :

L'ensemble des échantillons de cette unité semblent indiquer l'existence possible d'un événement de réchauffement – refroidissement durant la phase C, avec principalement l'inversion de DES19#29. Néanmoins, dans ces échantillons, l'événement est bien moins contraint en termes de temps et de température. De plus, il serait plus récent (de ~150 à ~140 Ma) et entrainerait les échantillons à des températures plus faibles (de ~60 ° à ~100 °C).

- **Conclusion sur l'histoire thermique du Massif du Deseado durant la phase C :**

La phase C correspond à un épisode de réchauffement – refroidissement, relativement rapide (à l'échelle de la zone) et bien contraint. Néanmoins, pour les échantillons du socle et de l'unité de La Leona, cet épisode a pu se produire selon deux scénarios possibles, présentés dans la Figure 6.A - I–3.

Le premier, nommé **scénario S**, correspond à un maximum de réchauffement à 165 Ma/150 °C et un refroidissement qui se terminerait avant 150 Ma. Ce scénario correspond à l'histoire thermique des échantillons du socle et de la Léona groupé (DES19#01/G25).

Le second, nommé **scénario LL**, correspond à un maximum de réchauffement à 150Ma/110 °C et un refroidissement qui se terminerait entre ~140-130 Ma. Ce scénario correspond à l'histoire thermique de l'échantillon G24, ou de l'inversion « pessimiste » des échantillons de l'unité La Leona (DES19#01/G25/G24).

La temporalité de ces deux scénarios est très similaire, mais replacés dans le contexte géologique ils correspondent à deux événements relativement différents. L'existence et l'origine de ces deux scénarios seront donc discutés lors de la reconstruction de l'histoire géologique du Massif du Deseado. Pour finir, le réchauffement a aussi affecté les roches volcaniques du CVBL, mais dans une moindre mesure et plus récemment (~70 Ma). La phase C est donc associée à un réchauffement et un refroidissement des roches du Massif du Deseado, même pour les roches volcaniques récemment mises en place (CVBL).

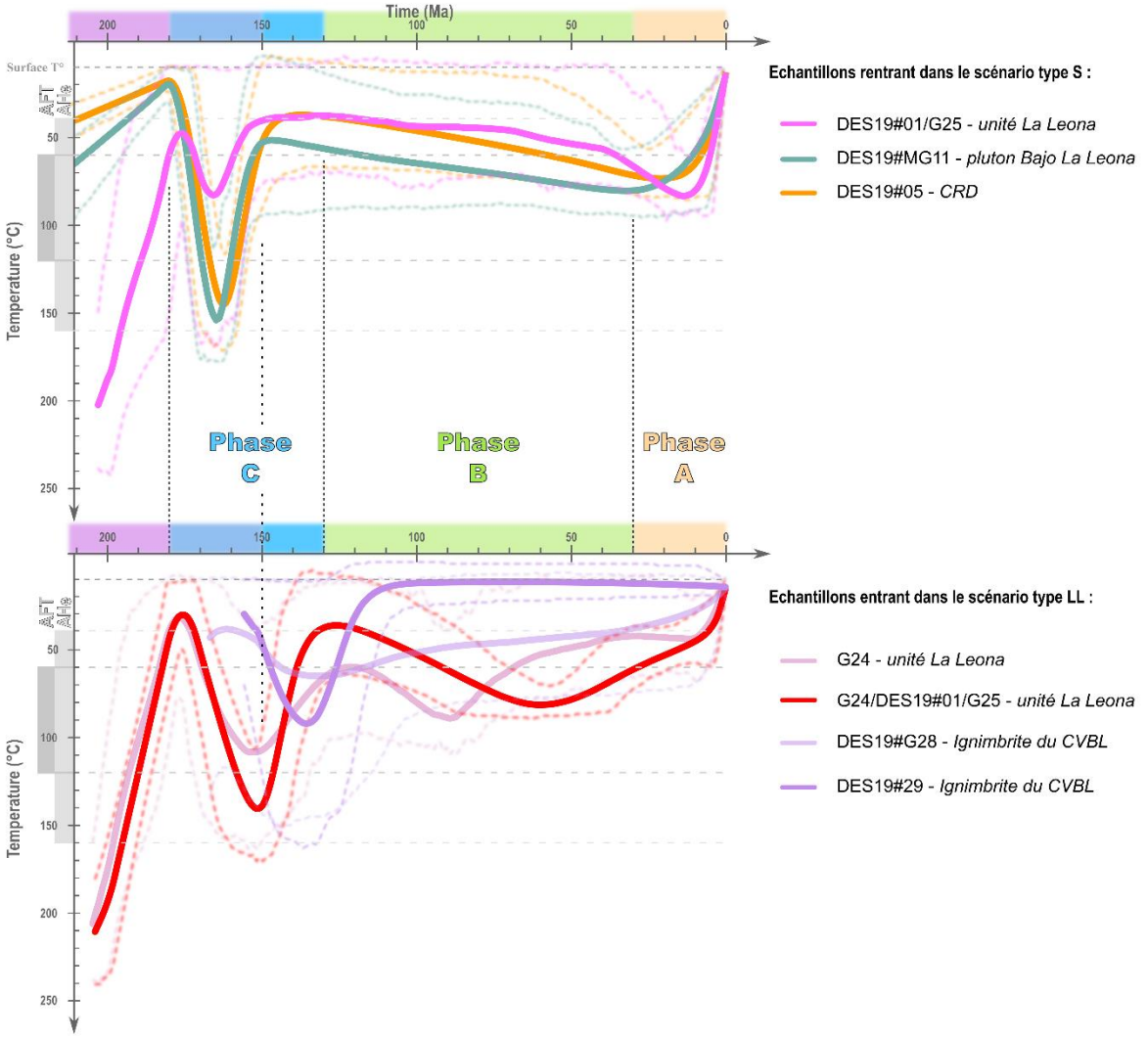


Figure 6.A - I–3 : résultats d'inversions illustrant les différences entre les scénarios type LL et type S pour les échantillons du socle et de La Leona

6.A - I c) Phase B : période de stabilité contrainte indirectement, Crétacée-Tertiaire (~130 à ~30 Ma)

La phase B correspond à une longue période de stabilité, allant de ~130-150 Ma jusqu'à ~30 Ma. Durant cette période, les informations sont principalement issues des données AFT et AHe, à l'exception d'une zone en OFeHe : le secteur de La Josefina.

- **Résumé des histoires thermiques des différentes unités géologiques durant la phase B**

i. Échantillons du socle :

Durant cette période, l'ensemble des inversions de données provenant du socle présente la même morphologie, qui est fortement dépendante du paramètre « keep more complex history ».

En effet, dans le cas où ce paramètre est alloué dans QTQT, les résultats d'inversions montrent qu'il est impossible de définir un chemin $t(T)$ pour ces échantillons, ceux-ci ayant pu osciller entre la température de surface et ~90-100 ° C. Alors que, dans le cas où ce paramètre n'est pas alloué, les chemins semblent converger vers une histoire précise correspondant à un réchauffement progressif entre ~150 Ma et ~30 Ma depuis moins de ~50 °C jusqu'à ~80 ° C.

Ce genre de comportement d'inversion de données (appelé ici le « tout ou rien ») se traduit en terme pratique comme correspondant à une période non contrainte par les inversions, les échantillons ayant pu connaitre plusieurs phases de réchauffement / refroidissement.

Ainsi, les conclusions solides de ces inversions durant la phase B correspondent :

- à la température approximative à ~30 Ma, soit ~90-80 ° C.
- à l'intervalle de température dans lequel se sont trouvées les roches entre ~30 Ma et ~150 Ma, soit entre ~90 ° et la surface

ii. Échantillons de l'unité intrusive de La Leona :

Comme discuté précédemment, il est possible d'inverser les données de cette unité selon deux approches différentes, « pessimiste » et « optimiste ».

Dans le cas de l'inversion « pessimiste » (groupement G24/DES19#01/G25), les résultats d'inversions pointent vers une histoire mieux définie que les échantillons du socle. Celle-ci correspond à deux périodes de « tout ou rien », entre 30 - 70 Ma et 70 - 140 Ma, avec à ~70 Ma une convergence vers une température de 80-60 °C.

Dans le cas de la vision « optimiste » (G24 et DES19#01/G25), les résultats d'inversion de G24 possèdent la même tendance que « l'optimiste », avec simplement une convergence à ~90 Ma. Les résultats d'inversions de DES19#01/G25 indiquent eux une tendance similaire à celle des échantillons du socle (soit « tout ou rien » entre 140-30 Ma), mais entre une gamme de température de 60 °C et la surface.

Ces résultats correspondent aux deux scénarios décrits précédemment, avec un premier scénario **type S** non contraint (histoire thermique similaire aux échantillons du socle) et un second **type LL**, mieux contraint.

iii. Échantillons du CVBL :

L'ensemble des inversions de données des échantillons de cette unité indiquent que les échantillons se trouvaient à des températures inférieures à 40-50 ° C.

iv. Échantillons de la Mine La Josefina

L'inversion de l'échantillon DES19#27 de la mine de La Josefina, qui possède les âges les plus vieux obtenus par la méthode OFeHe, indique que cette zone se trouvait à une température inférieure à 100 °C depuis environ 100 Ma.

- **Conclusion sur l'histoire thermique du Massif du Deseado durant la phase B**

L'ensemble des résultats d'inversion ne permet pas de déterminer précisément l'histoire thermique des roches du Massif du Deseado durant la phase B. Toutefois, il est possible de caractériser cette période comme ayant subi des épisodes (refroidissement ou réchauffement) de suffisamment faible amplitude pour ne pas avoir été enregistrés par les échantillons. De plus, il est possible de fixer les bornes de température auxquelles ont été soumis les échantillons.

Ainsi à ~140 Ma, l'ensemble des échantillons se situaient à des températures entre ~70 °C et celle de surface. Depuis 140 Ma le scénario LL indique que les roches ont probablement convergé vers une température entre ~80-70 °C à 90-70 Ma ; puis ont ensuite enregistré un refroidissement progressif jusqu'à 30 Ma et ~70 °-50 ° C. D'autre part, durant l'ensemble de cette période, les roches du CVBL se trouvaient à des températures inférieures à 40 °C.

6.A - I d) Phase A : dernier refroidissement bien contraint, Oligocène-Quaternaire (~30 Ma à l'actuel)

La phase A correspond à une dernière phase de refroidissement de l'ensemble des échantillons au cours des 30 derniers millions d'années. Elle est enregistrée dans l'ensemble des inversions de données de thermochronologie basse température (apatites et oxydes) et correspond principalement à l'enregistrement des thermochronomètres AFT et OFe/MnHe.

Dans le cas des inversions de données apatite, ce dernier refroidissement est peu contraint et est uniquement détectable dans les échantillons provenant du socle et de l'unité intrusive de La Leona (cas « optimiste »). Il correspond à un refroidissement progressif entre ~80 °C et

~40 °C débutant à ~25-10 Ma et finissant à ~5 Ma. La rapidité relative de cet événement au regard de l'ensemble de l'histoire thermique (~200 Ma), ainsi que la résolution des inversions, rendent impossible de quantifier plus précisément l'histoire thermique à partir de l'inversion des thermochronomètres AFT et AHe.

Il en va différemment pour le thermochronomètre OFe/MnHe, dont l'ensemble des inversions sont consistantes et pointent vers un même chemin. Ce chemin correspond à un refroidissement continu depuis ~90 °C jusqu'à la température de surface entre ~25 Ma et ~10 Ma. D'un point de vue général, la tendance de ce refroidissement satisfait à l'ensemble des données, en prenant en compte les incertitudes significatives qui existent dans la quantification des tailles de cristallites. Toutefois, à l'échelle de quelques secteurs, il existe des différences entre les inversions thermochronologiques.

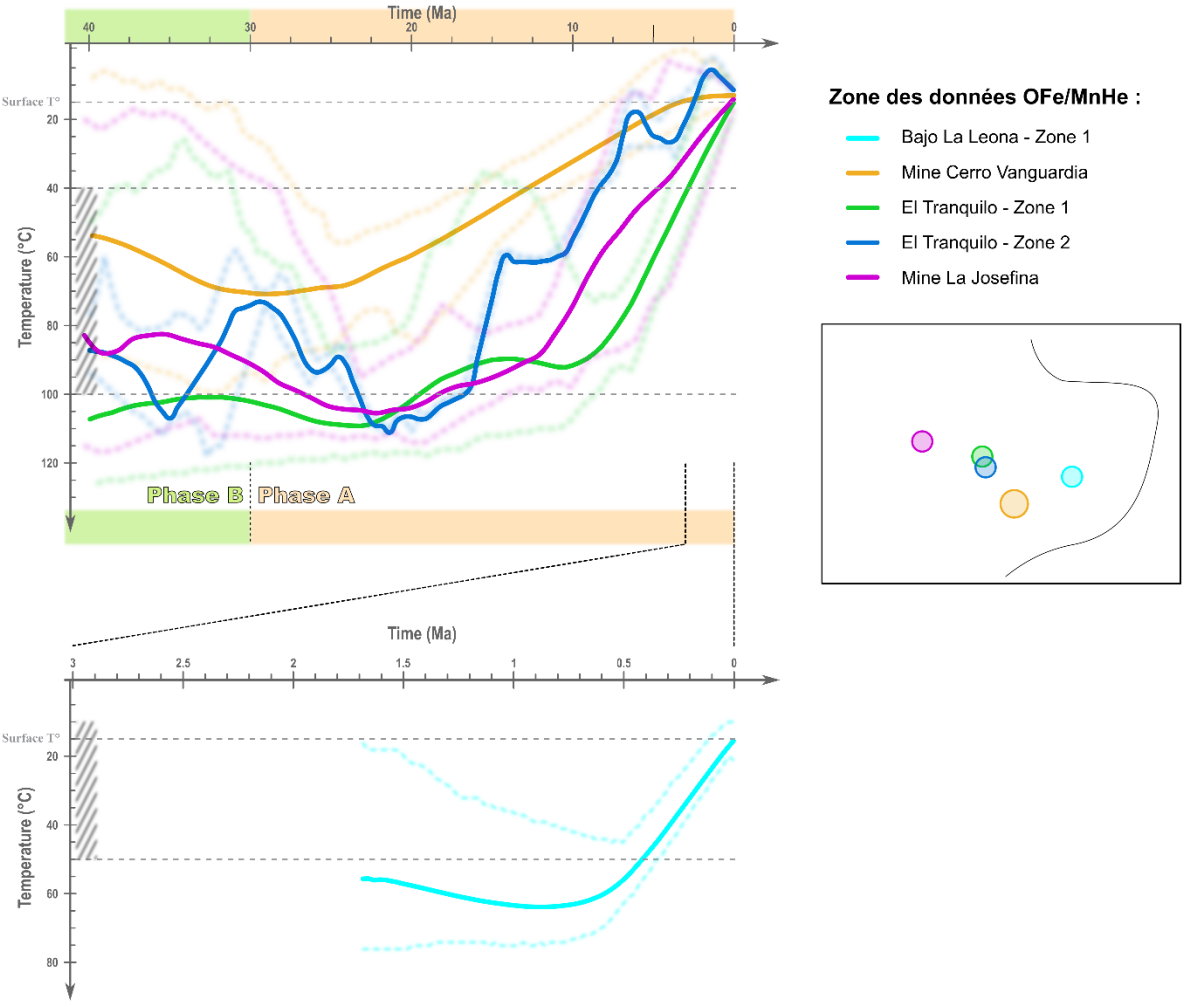


Figure 6.A - I–4 : résumé des différentes inversions t(T) des thermochronomètres OFe/MnHe des 40 derniers Ma L'encart représente un schéma du Massif du Deseado avec les différents secteurs (Zone 1 : Bajo La Leona, El Tranquillo, Zone 2 El Tranquillo, Mine La Josefina et Mine Cerro Vanguardia).

- **Résumé des histoires thermiques des données OFe/MnHe dans différents secteurs**

i. Mine La Josefina et secteur d'El Tranquilo

La première variation est détectée dans les secteurs de La Josefina et El Tranquilo – Zone 1, dont les histoires thermiques indiquent un refroidissement légèrement plus récent principalement entre 10 et 5 Ma et toujours entre ~90-40 ° C. Pour le secteur de La Josefina, seul secteur dans la partie Ouest du Massif, cette variation pourrait être attribuée à une variabilité régionale. Néanmoins, cette explication n'est pas applicable au secteur d'El Tranquilo – Zone 1. En effet, dans ce secteur se trouve aussi la Zone 2, qui indique un refroidissement plus ancien (entre ~20 et ~10 Ma) pour les mêmes gammes de température. Pour le secteur d'El Tranquilo, cette différence de temporalité de refroidissement peut donc aussi être attribuée aux erreurs analytiques, ou aux incertitudes d'inversions de données.

ii. Secteur de Bajo La Leona

La seconde variation correspond aux échantillons du secteur de Bajo La Leona, qui possèdent des sensibilités thermiques de l'ordre de 40-20 °C et enregistrent un refroidissement entre ~1 Ma et ~100 ka. La différence d'enregistrement est directement liée à la sensibilité thermique très faible de ces échantillons. La signification de ce refroidissement sera discutée lors de la mise en relation avec les modèles thermiques.

- **Conclusion sur l'histoire thermique du Massif du Deseado durant la phase A**

L'ensemble des résultats indiquent donc que les roches du Massif du Deseado ont enregistré une dernière phase de refroidissement entre ~30 et ~5 Ma, les amenant d'une température ~90-80 °C à une température de moins de ~50-40 °C, voir de surface pour les oxydes de fer et de manganèse.

Il existe néanmoins une inconsistance entre les températures « chaudes » (~90 °C) enregistrées par certains thermochronomètre OFe/MnHe à entre 20 et 10 Ma, et celles enregistrées par les thermochronomètres AFT et AHe durant la même période.

6.A - II. Interprétation des modélisations thermiques et transition vers des histoires temps-profondeur

Les inversions des données thermochronologiques mettent en évidence des variations de l'histoire thermique, avec un épisode de réchauffement – refroidissement durant la mise en place du CVBL et une phase de refroidissement Oligocène-Quaternaire durant la mise en place d'épanchements basaltiques. Ces événements thermiques peuvent avoir plusieurs significations géologiques et seront discutés en fonction des problématiques suivantes :

- les coulées de la SLIP Chon Aike ont-elles pu affecter les données AFT et AHe du socle, de l'unité intrusive de La Leona, et du CVBL lui-même ?
- la dynamique mantellique de la SLIP Chon Aike (ex. : plume, amincissement crustal…) a-t-elle pu changer significativement le gradient thermique et affecter les thermochronomètres ?
- le dépôt des épanchements basaltiques cénozoïque a-t-il pu affecter les thermochronomètres apatites et oxydes sur l'ensemble des échantillons ?

6.A - II a) Phase C : impact de la SLIP Chon Aike

La mise en place de la SLIP Chon Aike a pu affecter les thermochronomètres selon trois phénomènes thermiques différents : i) par le contact direct d'une coulée, ii) par la mise en place de multiples coulées, iii) par l'augmentation du gradient thermique. L'impact, ou l'absence d'impact de ces phénomènes sont présentés ci-dessous du plus instantané au plus lent.

- **Impact de la mise en place d'une seule coulée du CVBL**

Les résultats des modélisations (*cf.* Chapitre 4, modèle n° 1) ont démontré qu'a plus de 100 m de distance d'une coulée, la chaleur produite par celle-ci n'affectait pas les thermochronomètres AFT et AHe.

Dans le cas de nos échantillons, les affleurements sont éloignés de plusieurs centaines de mètres des dépôts du CVBL les plus proches. Donc au vu des résultats obtenus durant les modélisations, même s'il ne faut pas exclure la mise en place de dépôt plus proches et actuellement disparus, il est supposé que la mise en place d'une ignimbrite du CVBL n'ait affectée aucun des échantillons de cette étude.

- **Impact de la mise en place de multiples coulées du CVBL**

Il existe encore de nombreux débats quant à la mise en place et à l'épaisseur des dépôts du CVBL (*cf.* Chapitre 1) ; néanmoins la plupart des hypothèses s'accordent pour dire que le CVBL se soit construit majoritairement par l'accumulation de dépôts volcaniques (*cf.* Chapitre 1).

Les modélisations (*cf.* Chapitre 4, modèle n° 3) qui ont cherché à reproduire l'impact d'une telle accumulation permettent de produire des arguments en faveur ou en défaveur de ce phénomène. Ces arguments sont présentés ci-dessous, accompagnés de certaines données géologiques.

i. Argument en faveur d'un impact de la mise en place de multiples coulées du CVBL :

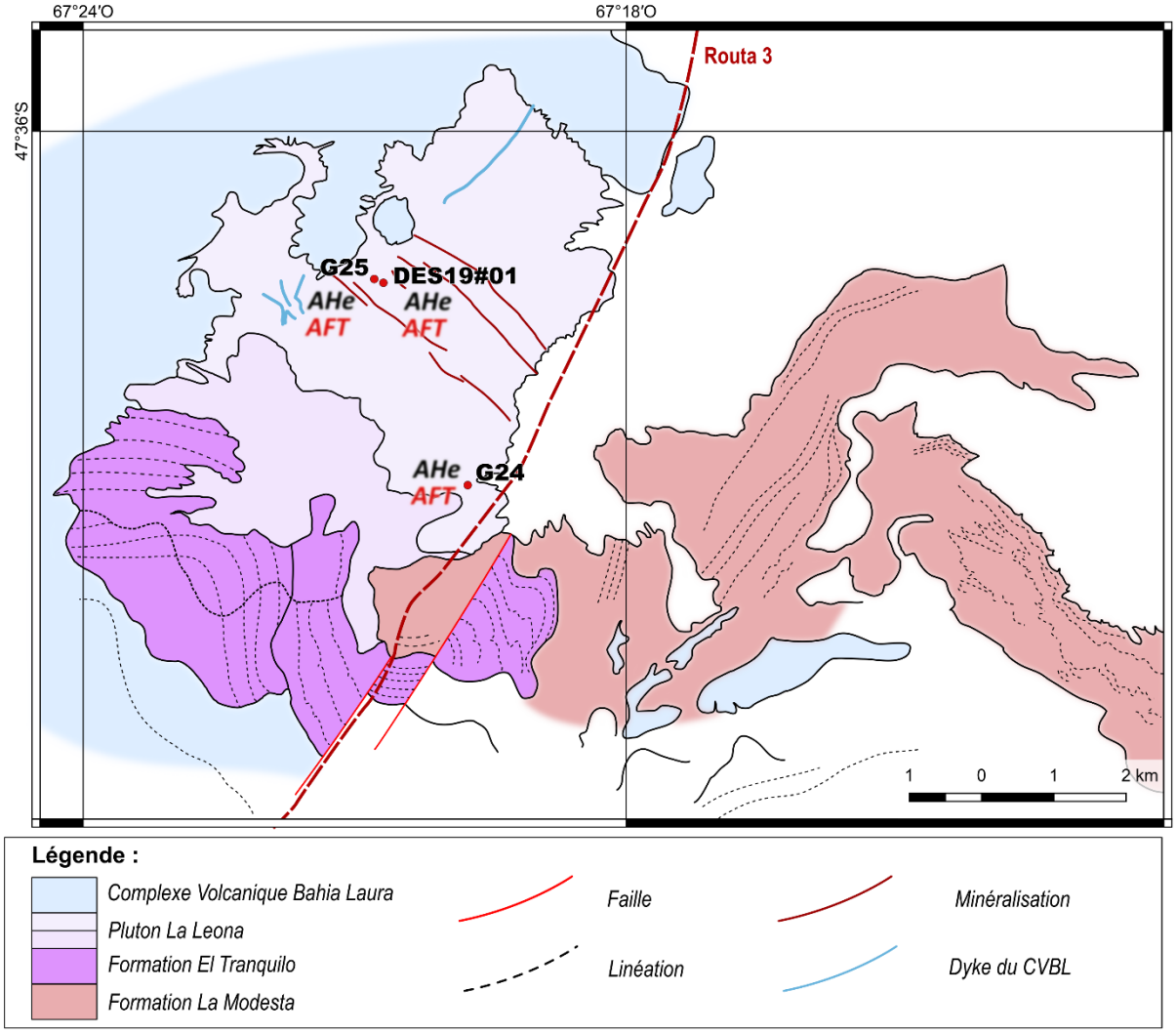
Les modélisations ont révélé l'existence d'un effet cumulatif affectant les roches jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous la surface ; or, la plupart des échantillons étudiés dans ce travail se situent actuellement à une distance d'un kilomètre des dépôts du CVBL. Ces positions proches tendraient à impliquer l'impact de la mise en place de plusieurs coulées sur les données thermochronologiques.

De plus, les résultats d'inversions de données de l'unité intrusive de La Leona semblent en accord avec un effet cumulatif. En effet, les échantillons du pluton La Calandria se localisent en deux endroits de celui-ci :

- les échantillons DES19#01 et G25 se trouvent à moins de 1 km des dépôts du CVBL, sur la bordure du pluton
- l'échantillon G24 est isolé à plusieurs kilomètres des premiers dépôts du CVBL

Or, les modélisations dites « optimistes » (séparant les deux sites) révèlent des histoires thermiques différentes pour ces deux groupes d'échantillons : le scénario type S et le scénario type LL.

Il est alors possible, encore une fois dans le cadre de la vision « optimiste », d'attribuer la différence entre ces deux scénarios à une différence d'histoire thermique associée à l'impact du dépôt de multiples coulées. Dans ce cas, présenté dans la Figure 6.A - II–1, le scénario type S tracerait l'impact de la mise en place de multiples coulées (réchauffement – refroidissement rapide) ; alors que le scénario type LL correspondrait à l'histoire thermique d'enfouissement des échantillons (réchauffement – refroidissement lent).



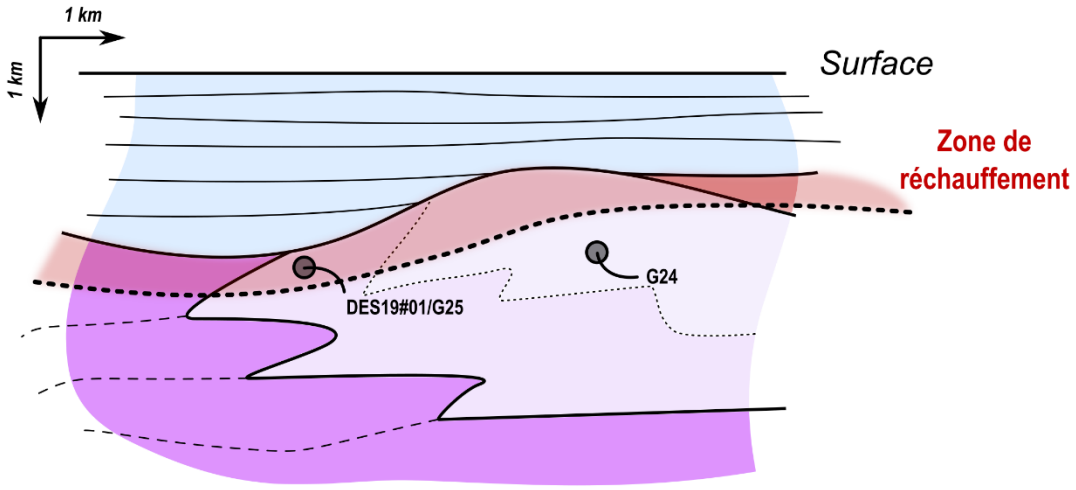


Figure 6.A - II–1 : a) carte du pluton la Calandria à l'état actuel b) schéma de l'enfouissement du pluton de la Calandria sous les dépôts du CVBL
La zone de réchauffement associée à la mise en place des coulées est indiquée par la bande de couleur. Dans ce cas, seuls les échantillons DES19#01/G25 sont affectés par l'impact thermique de la mise en place des coulées.

ii. Argument en défaveur d'un impact de la mise en place de multiples coulées du CVBL :

S'il est possible que l'événement Chon Aike ait affecté une partie des échantillons, il faut cependant rappeler que l'effet cumulatif des coulées n'apparait qu'à une condition : que la mise en place des dépôts se fasse à un intervalle de temps inférieur à 10 ka. Or, la mise en place du CVBL s'étalant sur une durée de ~30 Ma (entre ~180 Ma et ~155 Ma), il est essentiel de nuancer la possibilité d'une mise en place aussi rapide des dépôts, à moins d'isoler des événements précis.

- **Impact de la mise en place d'un plume**

Tout comme la mise en place du CVBL, l'origine de l'événement Chon Aike est toujours débattue et aucun consensus ne ressort (*cf.* Chapitre 1), toutefois l'un de derniers modèles établi par Navarrete *et al.* (2019b) remet sur le devant de la scène l'hypothèse de l'implication du plume Karoo-Ferrar. Dans le cadre de cette hypothèse, l'arrivée du plume sous la Patagonie se ferait conjointement avec la mise en place des épisodes V2 et V3 du Chon Aike SLIP, soit entre 170 et 150 Ma.

Comme l'a démontré le modèle n°2 (*cf.* Chapitre 4, partie C), d'une part la propagation de la chaleur au travers de la lithosphère continentale entrainerait une modification du gradient thermique avec un délai de plusieurs millions d'années, donc entre 150 et 120 Ma. D'autre part, la modification du gradient thermique conduirait à une faible augmentation de celui-ci en sub-surface (ici, les 5 premiers kilomètres de croûte). Ces résultats permettent de conclure que l'arrivée potentielle du plume Karoo-Ferrar ne peut expliquer le réchauffement des échantillons lors de la phase C.

- **Conclusion sur l'origine du réchauffement – refroidissement durant la phase C et la SLIP Chon Aike**

À la lumière de ces interprétations, il apparait que l'événement de réchauffement – refroidissement observé durant la phase C ne peut correspondre à l'impact thermique par la mise en place d'une coulée, ou à l'arrivée du plume de Karoo-Ferrar. L'augmentation de température détectée par les inversions de données peut alors uniquement être expliquée par l'enfouissement des échantillons.

Cet enfouissement des échantillons a eu lieu entre 180 et 160-150 Ma et a conduit au réchauffement des échantillons jusqu'à des températures de ~110 °-150 ° C. Au vu de la temporalité de l'enfouissement, il a dû se faire sous les dépôts chauds du CVBL (ex. : ignimbrite). Cette conclusion tend à légitimer l'existence des deux scénarios décrits précédemment, avec d'une part le scénario type S produit par le réchauffement et qui ne permettrait alors pas de remonter quantitativement à l'enfouissement. Et d'autre part, le scénario type LL (présent dans l'hypothèse pessimiste ou optimiste) produit uniquement par l'enfouissement et qui permet donc de définir quantitativement l'enfouissement des échantillons.

L'augmentation de température visible dans le scénario LL correspond donc à un enfouissement de 4 à 5 km de profondeur, dans le cas d'un gradient thermique de croûte classique (Figure 6.A - II–2) ; ou de 2,5 à 3,5 km dans le cas d'un gradient perturbé affecté par la mise en place de magmas et de fluides dans la croûte (Figure 6.A - II–2). Dans le cas du Massif du Deseado, l'hypothèse d'un gradient légèrement perturbé par l'événement Chon Aike peut être donnée, ce qui correspondrait à un gradient de ~30 ° C.km^{-1} et un enfouissement entre ~3 et ~4 km de profondeur, comme le montre la Figure 6.A - II–2.

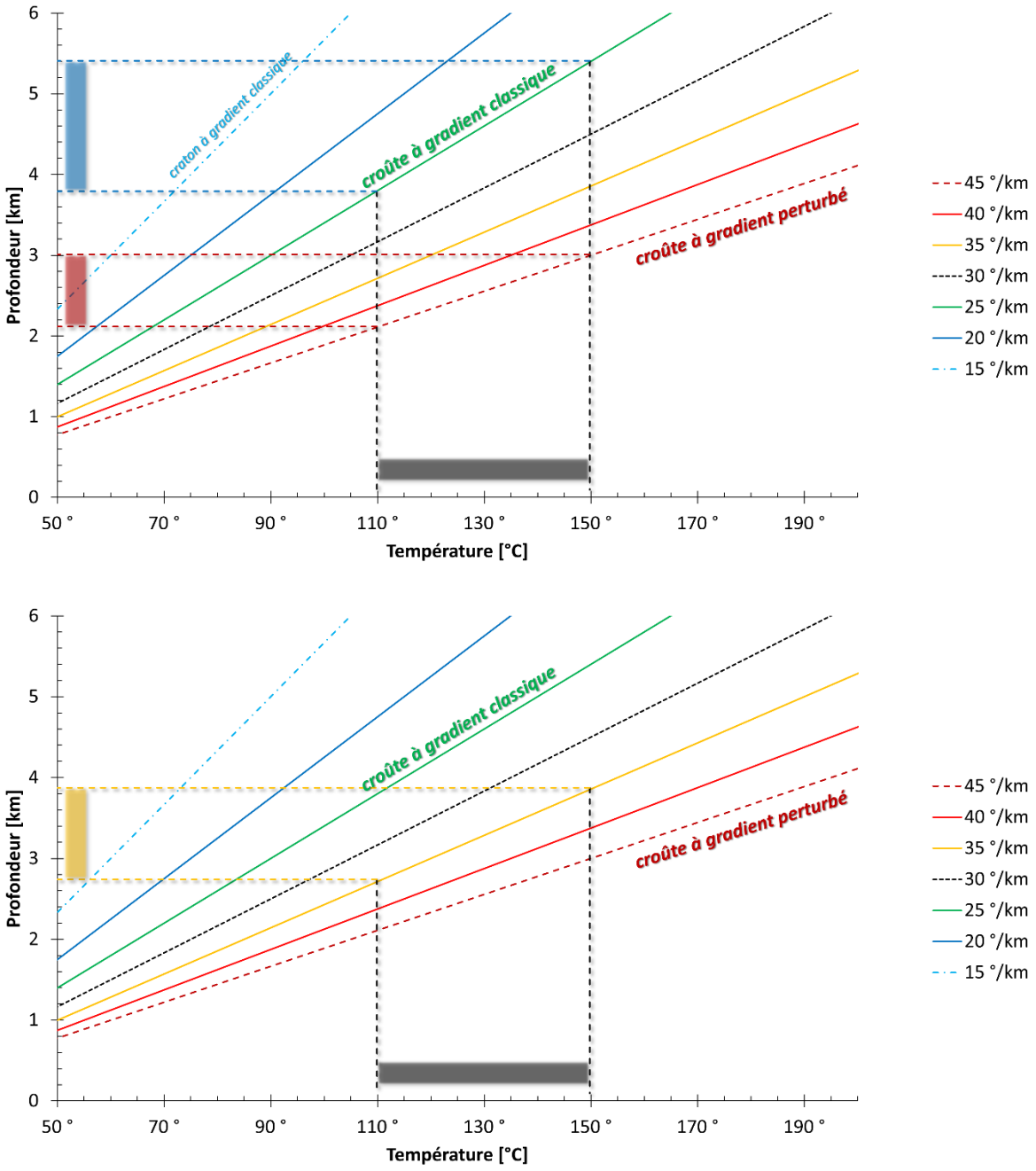


Figure 6.A - II–2 : différentes profondeurs d'enfouissement nécessaires pour atteindre 110 ° à 150 °C en fonction de différentes valeurs de gradient thermique dans la croûte donnée
(Approximation sans prise en compte de la radioactivité)
En rouge *: gradient à 45 ° C.km^{-1}, typique d'une croûte épaisse et d'un fort flux de chaleur*
En bleu *: gradient à 25 ° C.km^{-1}, typique d'une croûte épaisse et d'un faible flux de chaleur*
En jaune *: gradient à 35 ° C.km^{-1}, considéré dans le cas du Massif du Deseado, Phase C*

6.A - II b) Phase A-B : impact des épanchements basaltiques Cénozoïques

La mise en place d'épanchements basaltiques dans le Massif du Deseado s'est répétée plusieurs fois durant le Cénozoïque, avec une première phase entre ~70 et ~40 Ma, une seconde entre ~25 et ~15 Ma et une troisième depuis les ~5 derniers millions d'années (*cf.* Chapitre 1). La mise en place de ces coulées a pu affecter les échantillons de manière similaire à la SLIP Chon Aike : avec le réchauffement au contact sous une coulée.

- **Impact sur les thermochronomètres AFT, AHe et OFe/MnHe**

Encore une fois, les modélisations (*cf.* Chapitre 4, modèle n°1) ont démontré qu'a plus d'une centaine de mètres d'une coulée, les thermochronomètres AFT et AHe n'étaient pas affectés par la chaleur produite. Or, pour les données apatites, les échantillons sont systématiquement éloignés de plusieurs kilomètres des épanchements, il est donc impossible qu'ils aient été affectés.

Pour les données d'oxydes, la totalité des échantillons se situe à moins d'un kilomètre (entre ~500 et ~1 500 m) des épanchements basaltiques de Las Angelitas (~2 Ma), à l'exception du secteur d'El Tranquilo. Toutefois, comme le montrent les résultats du modèle n°1 (*cf.* Chapitre 4, partie C), la limite extrême de l'impact d'une coulée sur des données OFe/MnHe se situe à ~200-300 m de distance. Les échantillons n'ont donc très probablement pas, ou peu, été affectés par la mise en place de ces épanchements.

Seul le cas du secteur de Bajo La Leona fait exception et les échantillons pourraient avoir été impactés thermiquement par les coulées. En effet, les échantillons de ce secteur, datés à moins de 1 Ma, sont composés d'oxydes de manganèse possédant de très petites tailles de cristallites (inférieur à 0,1 µm), rendant ces échantillons sensibles à un réchauffement même à une distance importante d'une coulée (jusqu'à 500-700 m). Or, ce secteur se localise à ~1,5 km d'une coulée de Las Angelitas partiellement érodée, et donc si cette coulée était plus étendue latéralement elle aurait pu significativement affecter ces échantillons. Toutefois, les âges OFe/MnHe de ces échantillons étant inférieurs à l'âge de mise en place de la coulée, ils suggèrent un impact négligeable de celle-ci.

- **Conclusion sur l'origine du refroidissement terminal durant les phases A-B et l'Oligocène-Quaternaire**

Au vu de ces résultats, le refroidissement enregistré dans le Massif du Deseado durant les 30 derniers Ma correspond à un signal global des roches du Massif, et non à l'impact de la mise

en place de coulées ayant partiellement affecté les thermochronomètres. L'hypothèse de la modification du gradient thermique (augmentation puis diminution), associée à la mise en place de ces coulées, peut être supposée. Néanmoins, les épanchements basaltiques Cénozoïques sont ponctuels temporellement et géographiquement au regard de l'histoire du Massif du Deseado, et n'ont donc probablement pas été accompagnés d'un changement significatif du gradient thermique.

Le refroidissement de la phase A est donc associé, dans le Massif du Deseado, à une exhumation des roches les amenant depuis 90-70°C à la surface (moins de 1 km de profondeur). Comme le montre la Figure 6.A - II–3, ces températures correspondent à une exhumation d'environ 1 à 2,5 km, suivant le gradient thermique considéré (respectivement chaud ou froid).

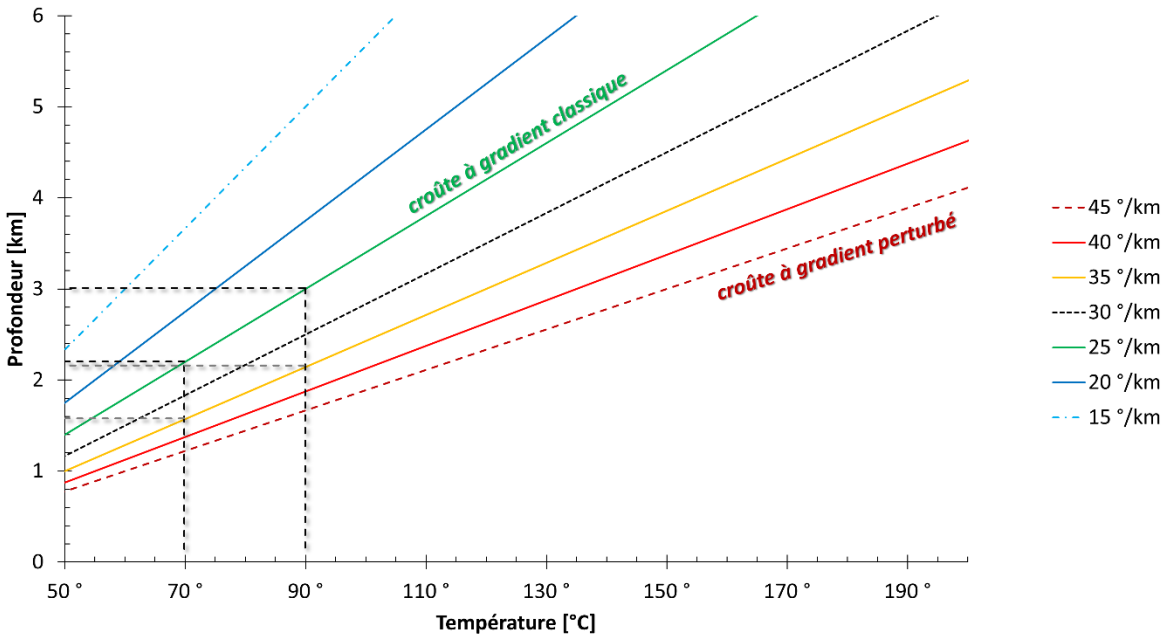


Figure 6.A - II–3 : valeurs de profondeurs pour des températures de 70-90° C, en fonction de différente valeur de gradients thermiques dans la croûte
(Approximation sans prise en compte de la radioactivité)

6.A - II c) Discussion sur les limites des modèles thermiques de CAGES2D

Les modèles thermiques (*cf.* Chapitre 4) utilisés pour discuter des différents processus de réchauffement des échantillons sont de bonnes premières approximations pour quantifier l'impact de certains phénomènes (ex : mise en place d'une coulée…). Toutefois, ces modèles ne prennent pas en compte une mécanique précise qui participe significativement au transport de chaleur, donc les paragraphes suivants discutent l'implication de cette simplification.

- **Limitation du modèle**

Le modèle CAGES2D (dans la version utilisée dans cette étude) considère des transferts de chaleur principalement par conduction, et ne prend modélise qu'une partie des phénomènes d'advection. Le transport de chaleur par phénomène d'advection peut se faire suivant deux mécanismes :

- le premier (modélisé) correspond à l'exhumation des roches, mécanisme utilisé dans le modèle n° 2bis (modélisation de l'arrivée d'un flat slab et d'un plume)
- le second (non modélisé) correspond à la participation de la circulation des fluides (volcaniques ou aqueux) dans le transfert de chaleur

Or, si le premier mécanisme n'a un impact qu'à très grande échelle (spatiale et temporelle), la seconde (non modélisée) pourrait participer activement au transfert de chaleur dans l'ensemble des modèles. Les résultats des modélisations sont donc à nuancer sur plusieurs aspects, car la circulation de fluides peut entrainer plusieurs changements :

i. cas de la mise en place d'une coulée ou de plusieurs coulées :

La prise en compte de l'advection dans ce modèle entraine d'une part une mécanique fluide dans la/les coulées (ex : mise en place d'une convection interne), qui peut ralentir leur vitesse de refroidissement ; et d'autre part, une circulation de fluides dans l'encaissant, qui peut conduire à une diffusion de la température plus rapide dans celui-ci. Ces deux effets peuvent provoquer :

- l'augmentation de la durée de refroidissement d'une coulée
- la diminution de la portée spatiale du réchauffement d'une coulée
- la diminution de la durée du pic de température sous la coulée

ii. cas de l'arrivée d'un plume ou de la mise en place de plusieurs coulées.

L'impact de l'arrivée d'un plume mantellique ou de la mise en place des plusieurs coulées s'accompagnent nécessairement de circulation de fluides (volcanique ou aqueux) dans l'ensemble de la croûte. Ces circulations de fluides vont pouvoir :

- accélérer la vitesse de changement du gradient thermique
- accentuer l'augmentation du gradient thermique

- **Implication sur les interprétations des histoires thermiques**

Les circulations de fluides vont avoir tendance à diminuer l'impact de la mise en place d'une coulée ; ce qui, dans le cadre de cette étude, influe peu sur les conclusions des modèles associés (faible impact thermique d'une coulée).

En revanche, des circulations de fluides (volcaniques et aqueux) ont nécessairement eu lieu durant l'événement Chon Aike, ce qui a dû influencer le gradient thermique, et potentiellement conduire à son augmentation. Néanmoins, les circulations de fluides restent des événements localisés et généralement associés à des conduits, ou à la mise en place de plutons. Or, à l'échelle de l'ensemble du Massif du Deseado, ces phénomènes représenteraient des événements ponctuels temporellement et géographiquement, dont l'impact resterait probablement modéré.

Dans le cadre de la discussion à venir, l'hypothèse est donc proposée et faite que la circulation des fluides dans la croûte continentale ne peut expliquer le réchauffement des échantillons durant la phase C. Ces conclusions restent à adapter dans le cadre des différentes hypothèses sur l'origine et les mécanismes de mise en place de l'événement Chon Aike.

6.B) Reconstruction et discussion sur l'histoire géologique du Massif du Deseado

À ce stade des interprétations, il est établi que, dans la limite des hypothèses formulées précédemment, les inversions des données thermochronologiques effectuées dans cette étude ont permis de reconstituer l'évolution en profondeur des échantillons. Il est donc possible d'associer cette évolution verticale à une histoire géologique, et le cas échéant de se baser sur les chemins $t(profondeur)$ obtenus pour mieux contraindre l'histoire géologique du Massif du Deseado. Cette partie s'attèle donc à reconstruire l'histoire du Massif du Deseado sur les ~200 derniers Ma, au regard des nouvelles contraintes apportées lors de ce travail.

La reconstruction du Massif du Deseado est présentée majoritairement sous la forme d'une coupe E-O traversant le Massif du Deseado. Le tracé de cette coupe est présenté dans la Figure 6.A - II–4, sur une carte simplifiée du Massif du Deseado. Cette dernière accompagnera d'ailleurs les coupes pour représenter leurs correspondances en 2D.

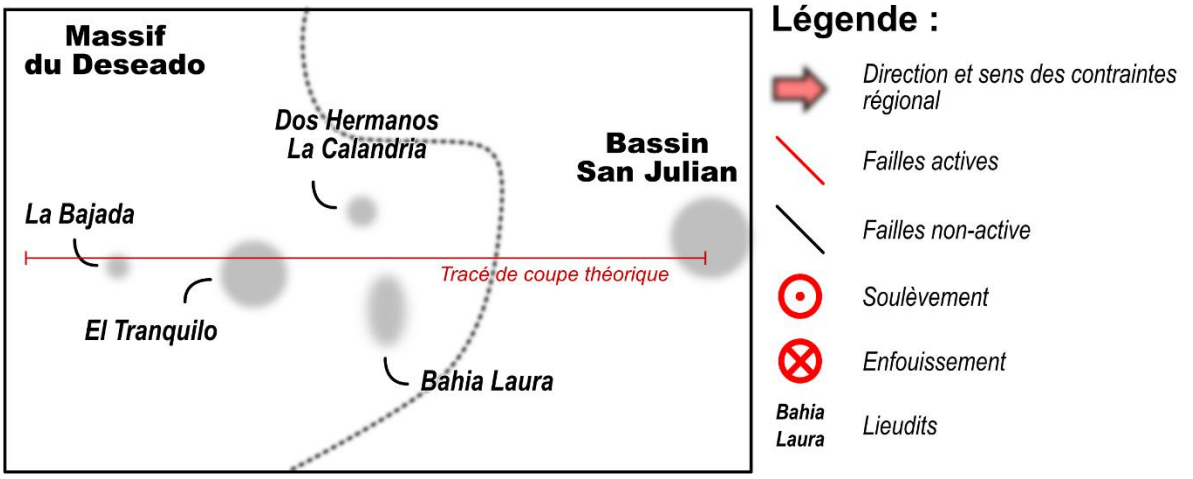


Figure 6.A - II–4 : carte simplifiée du Massif du Deseado et tracé de la coupe synthétique utilisé pour illustrer l'histoire géologique du Massif du Deseado.
La légende ci-jointe sera celle des figures suivantes

6.B - I. Période pré-CVBL : contrainte sur la cristallisation et l'exhumation de l'unité intrusive de La Leona (230 à 190 Ma)

La période contrainte par les données thermochronologiques commence après l'exhumation des roches du socle et de l'unité La Leona en surface, et leurs recouvrements par les roches du CVBL (~180 Ma). Il n'est donc pas possible de se baser sur les inversions de données pour définir les mécanismes de la première exhumation du socle et de l'unité de La Leona.

Néanmoins, une compilation des données géologiques et de la littérature permet d'établir un scénario de la première phase d'exhumation des échantillons, et ainsi d'affiner l'histoire géologique du Massif du Deseado durant cette période, jusqu'ici mal connue.

6.B - I a) Rappel des connaissances actuelles sur l'histoire géologique du Massif du Deseado entre 230 et 190 Ma.

- **Connaissances sur les conditions de cristallisation de l'unité intrusive de La Leona**

L'unité intrusive de La Leona cristallise entre 210 Ma et 202 Ma (Rapela and Pankhurst, 1996; Guido *et al.*, 2004; Navarrete *et al.*, 2019b), avec l'existence (discutée) d'un événement tardif entre 190 Ma et 170 Ma (Jovic, 2010) dans le secteur d'El Tranquilo. Les données barométriques (Rapela and Pankhurst, 1996) montrent que les plutons ont cristallisé à moins de 8 km de profondeur, et que les aplites recoupant ces plutons se sont mises en place à moins de 2 km de profondeur.

Les roches plutoniques de La Leona affleurent en intrusion dans les roches du socle, dont les plus jeunes sont celles du groupement El Tranquilo, datées entre 230 et 210 Ma (Jenchen, 2018 et les références incluses). De plus, Peñalva *et al.* (2008) suggèrent que dans le secteur d'El Tranquilo, l'intrusion plutonique à l'origine de l'anticlinale ait déformé les séries de la formation Roca Blanca, datée entre 190 et 185 Ma (Navarrete *et al.*, 2019 a et les références incluses) ; or ce pluton a été associé à un événement tardif de La Leona par Jovic (2010).

Pour finir, la composition chimique de cette unité indique une signature adakitique (Navarrete *et al.*, 2019b), démontrant que ces roches sont issues de la fusion de basalte (origine discutée dans la partie suivante).

- **Connaissance sur la tectonique dans le Massif du Deseado (230 et 190 Ma)**

Les conditions de mise en place des séries du groupement El Tranquilo (Jenchen, 2018) indiquent des dépôts syntectoniques, en contexte extensif de rifting (Homovc and Constantini, 2001; Giacosa *et al.*, 2010).

Par la suite, Navarrete *et al.* (2019 a) a démontré l'existence d'un événement compressif E-O affectant l'ensemble des séries du groupement El Tranquilo et de la formation Roca Blanca, mais n'affectant pas les roches de l'unité La Leona (ni syn-, ni post-cristallisation).

À l'exception de Navarrete *et al.* (2019a) qui démontrent l'existence de cette phase compressive, il n'existe aucune étude proposant un scénario d'évolution des roches du Massif du Deseado entre 230 Ma et la mise en place des dépôts du CVBL.

6.B - I b) Construction d'un scénario de l'évolution du Massif du Deseado entre 230 et 210 Ma

La mise en relation des données présentées ci-dessus permet de montrer que le Massif du Deseado a connu une phase d'enfouissement entre 230 Ma et 210 Ma, associée à une dynamique extensive. La profondeur de mise en place de l'unité La Leona (postérieur) indique que les roches du groupement d'El Tranquilo (et peut-être de la formation Roca Blanca) ont été enfouies jusqu'à plus de ~5-8 km de profondeur.

Dans le cadre de cette étude, nous proposons que l'extension se soit localisée sur des structures décrochantes (Homovc and Constantini, 2001; Giacosa *et al.*, 2010), comme montré dans la Figure 6.B - I–1 ; puis que le Massif du Deseado ait subi une phase de subsidence généralisée durant le dépôt de la formation Roca Blanca (Homovc and Constantini, 2001), montré dans la Figure 6.B - I–1. Cette dynamique verticale pourrait être le reflet de la dynamique de la subduction située à l'est de la zone d'étude.

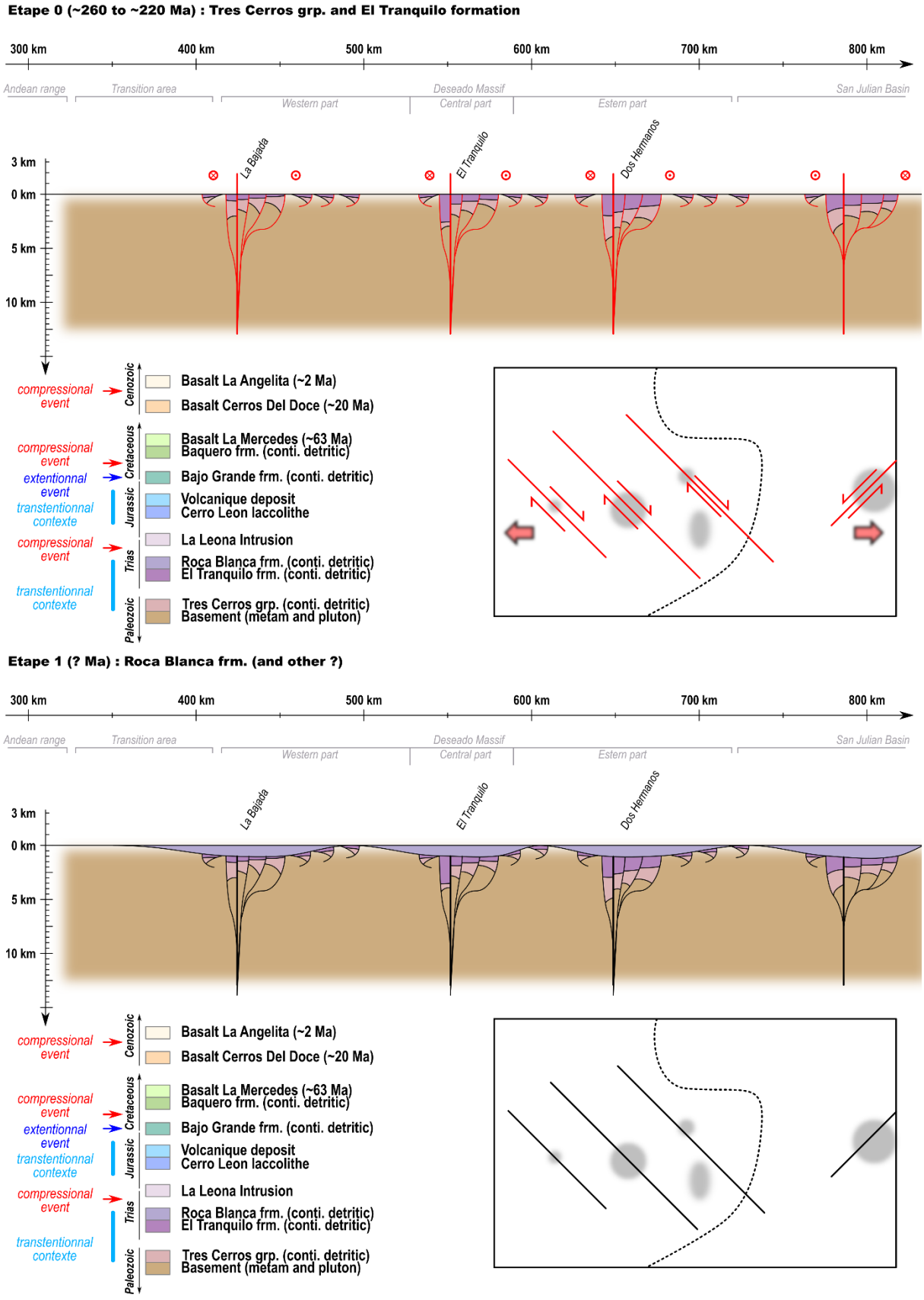


Figure 6.B - I–1 : coupe schématique de la mise en place des dépôts détritiques du groupement El Tranquilo et de la formation Roca Blanca

Pour finir, durant ou après cet enfouissement, mais avant la mise en place de l'unité La Leona, le Massif du Deseado a connu une période de déformation compressive Est-Ouest (reprojeté à l'actuel). Les modèles récents (p.ex. Suárez *et al.*, 2019a; Suárez *et al.*, 2019b; Riley *et al.*, 2020; Serra-Varela *et al.*, 2020) proposent que plus au Nord et à l'Ouest de la zone d'étude, cette période soit associée à l'orogénèse ou événement compressif Chonide orienté E-O.

L'origine de cet événement est discutée dans les perspectives de cette thèse, mais dans le cadre de cette étude nous proposons que le Massif du Deseado était localisé dans une position d'avant-pays « lointain » de cette orogénèse. Cette hypothèse permet d'expliquer la déformation détectée dans le Massif du Deseado, celle-ci serait associée à la propagation de la déformation dans l'avant-pays. Ce scénario est présenté dans la Figure 6.B - I–2, dans laquelle les séries déformées sont intrudées à ~200 Ma par l'unité La Leona.

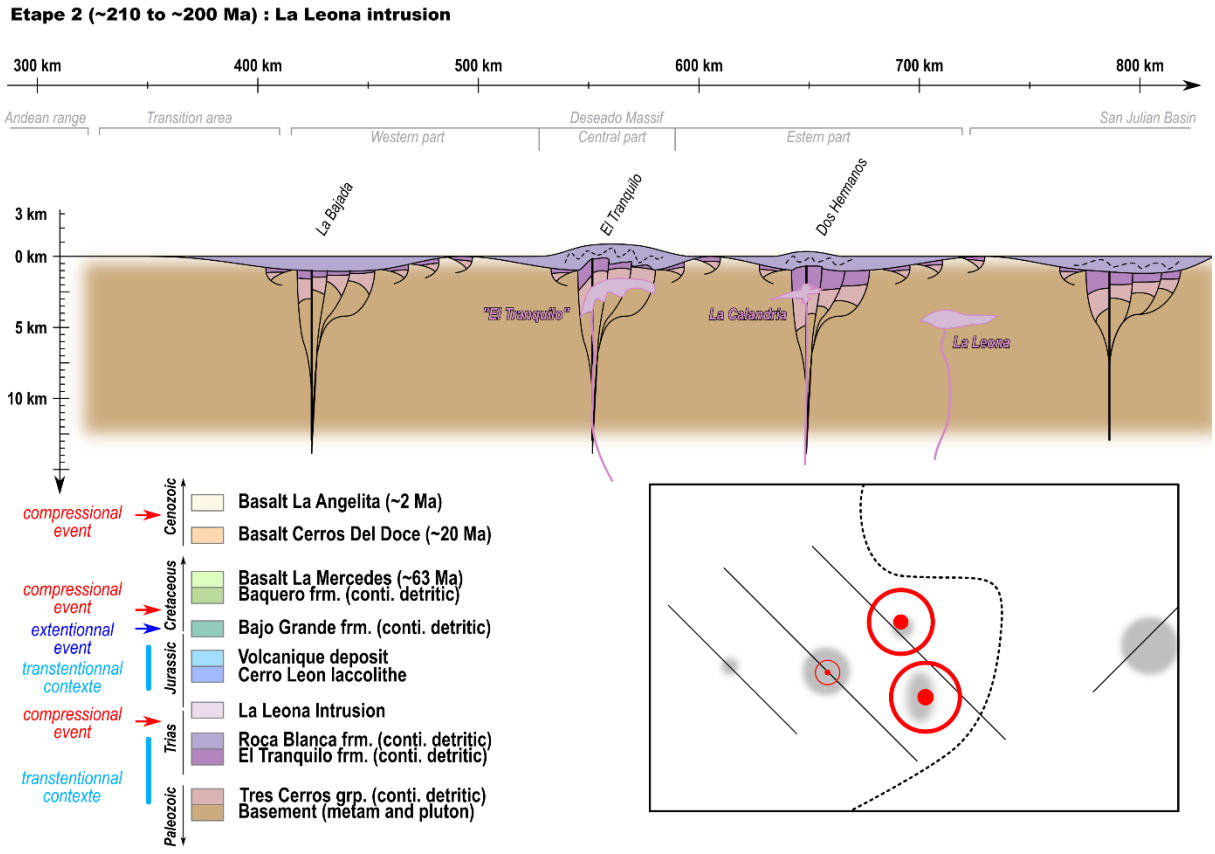


Figure 6.B - I–2 : coupe schématique de la mise en place de l'unité intrusive de La Leona, après la déformation de la formation Roca Blanca

6.B - I c) Construction d'un scénario de l'évolution du Massif du Deseado entre 210 et 180 Ma

S'il existe quelques données géologiques pour contraindre la période 230-210 Ma, il n'en existe aucune pour la période entre 210 Ma et ~180 Ma, date à laquelle les dépôts du CVBL se mettent en place sur le socle et l'unité intrusive de La Leona.

Or, d'une part, il n'existe pas de marqueurs de déformation entre l'intrusion de La Leona et les dépôts du CVBL ; d'autre part, il est démontré que l'unité intrusive de La Leona se met en place à ~5-8 km de profondeur. Dans la littérature, cette exhumation des roches entre ~200 et ~180 Ma n'est pas discutée, ou alors associée par défaut à de l'érosion « passive » du Massif, sans moteur l'accélérant.

La Figure 6.B - I–3 ci-dessous présente la quantité d'érosion totale en fonction du temps pour différents taux d'érosion. Ce graphique met en évidence que, pour éroder ~8 à 2 km en une période de 20 à 30 Ma, il est nécessaire d'avoir des taux d'érosion entre 0,1 et 1 mm.an^{-1}. De tels taux d'érosion peuvent paraitre faibles, mais dans le cas d'un craton comme le Massif du Deseado ils représentent de forts taux d'érosion (Herman *et al.*, 2013).

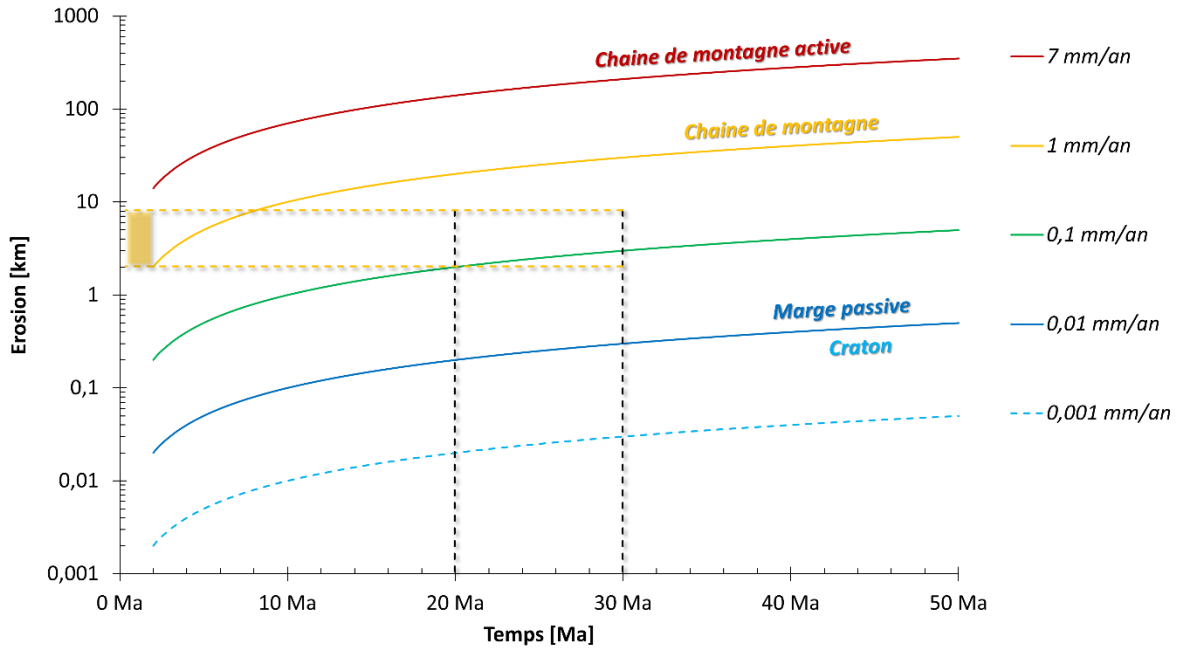


Figure 6.B - I–3 : différentes valeurs de taux d'érosion nécessaire pour éroder 2 à 5 km de croûte sur une période de 20 à 30 Ma (taux d'érosion selon Herman et al.*, 2013)*

Il apparait donc nécessaire d'impliquer un mécanisme de dynamique verticale, mais non tectonique (car ne déformant pas l'unité intrusive de La Leona), pour expliquer une telle

exhumation entre 210 et 180 Ma. Dans le cadre de cette étude, ce mécanisme est associé à un modèle de mise en place du CVBL dans le Massif du Deseado expliqué ci-après.

6.B - II. Période syn-CVBL : enfouissement sous les séries de la SLIP Chon Aike

6.B - II a) Morphologie d'enfouissement du Massif du Deseado

Les résultats de cette thèse démontrent que le Massif du Deseado a entièrement été couvert et enfoui par les dépôts du CVBL, correspondant à la SLIP Chon Aike.

- **Histoire verticale de la partie Est du Massif du Deseado**

Dans cette partie du Massif, l'existence des données détaillées des échantillons du socle et de La Leona permet de proposer une l'histoire précise. En effet, les inversions de données thermochronologiques ont démontré la présence de deux scénarios coexistants : le type S (réchauffement rapide et fort) et le type LL (réchauffement lent et moins intense). Cette étude propose d'exploiter la coexistence de ces deux scénarios pour définir une histoire géologique unique : celle d'un enfouissement sous une grande quantité de dépôts chauds du CVBL, mis en place suivant plusieurs cycles courts.

Dans cette hypothèse, d'une part la mise en place de plusieurs dépôts chauds dans des intervalles court (<10 ka) permet d'expliquer le scénario type S, avec un réchauffement tel que celui modélisé durant la mise en place de multiples coulées (modèle n°3, Chapitre 4). D'autre part le scénario de type LL, non explicable par un réchauffement par contact, permet lui d'estimer quantitativement l'enfouissement des roches et donc la quantité de dépôts chauds.

Donc, dans cette hypothèse, la partie Est du Massif du Deseado aurait été enfouie sous ~3 à ~5 km de dépôts (chauds) mis en place sous la forme de pulse entre 180 et 150 Ma. Cette période correspond aux épisodes V1, V2 et V3 de la SLIP Chon Aike (Feraud *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000), avec le scénario type S se réchauffant durant l'épisode V1 ou V2.

- **Histoire verticale de la partie Ouest du Massif du Deseado**

Pour la partie Ouest du Massif du Deseado, il est impossible de quantifier l'enfouissement total du fait de l'absence de données dans le socle pour cette zone. Néanmoins plusieurs indicateurs géologiques peuvent permettre de l'estimer :

- l'omniprésence de dépôts du CVBL daté à la V3 de la SLIP Chon Aike
- la rareté des affleurements des roches du socle
- les données de forage qui ont déterminé l'existence de ~1 km de dépôt du CVBL (Vidal *et al.*, 2014 et SEGEMAR)
- les résultats obtenus sur les échantillons du CVBL (DES19#29) de la partie Ouest montrant un enfouissement moindre et plus récent

Ces informations attestent d'une histoire légèrement différente de la partie Est du Massif, et peuvent être expliquées par deux histoires différentes :

- l'enfouissement du Massif uniquement sous les derniers dépôts de Chon Aike (V2 et V3)
- l'enfouissement du Massif sous la totalité des dépôts de Chon Aike (V1, V2 et V3)

Dans les deux histoires, la partie Ouest du Massif aurait aussi connu un enfouissement de 3 à 5 km sous les dépôts de la SLIP Chon Aike, et une partie seulement des dépôts aurait été érodée.

- **Histoire verticale de la partie centrale**

L'échantillon DES19#15 (laccolithe Cerro Leon), seul échantillon provenant de cette zone, ne montre pas de traces de réchauffement. La partie centrale du Massif a donc, pour sa part, probablement connu un enfouissement faible à nul (moins de 1-2 km) car insuffisant pour affecter les thermochronomètres sur apatite.

En se basant sur l'existence de la partie centrale non réchauffée, cette étude propose que le Massif du Deseado soit structuré en 3 blocs durant la SLIP Chon Aike. Ces trois blocs possèderaient des relations de horsts et graben, avec deux zones de subsidences (Est et Ouest), séparées par une zone stable (centrale). L'origine de cette division peut être reliée à des structures crustales héritées ou aux positionnements de chambres magmatiques principales dans le scénario géologique présenté ci-après.

6.B - II b) Mécanisme d'enfouissement du Massif du Deseado : un scénario géologique de mise en place du CVBL

Pour pouvoir expliquer les résultats de cette étude, soit le découpage en trois blocs du Massif durant la SLIP Chon Aike et les 3 à 5 km de dépôt, ainsi que les données géologiques disponibles dans le Massif ; cette étude propose un scénario de mise en place des dépôts du CVBL dans le Massif du Deseado.

Celui-ci se repose sur deux modèles existants : le premier correspond au scénario de mise en place en surface de la SLIP Chon Aike à travers le développement de caldera (Sruoga *et al.*, 2014; Navarrete *et al.*, 2020a; Pavón Pivetta *et al.*, 2020) ; le second correspond aux mécanismes occurrents dans la croûte, le modèle de « ignimbrite flare-up » proposé par Best *et al.* (2016) au niveau de la côte Ouest Etats-Unienne (introduit ci-dessous).

- **Modèle d'ignimbrite flare-up (Best *et al.* 2016) :**

Le modèle d'ignimbrite flare-up propose que, dans le cas de la fusion d'une grande quantité de matériaux basaltiques (c.-à-d. reliée à la mise en place d'un flat slab), les fluides issus de cette fusion percolent au travers de la croûte et viennent se stocker à l'interface ductile-cassant de la croûte (~10 à 20 km de profondeur). Lors de leurs remontées et du stockage, les fluides vont acquérir une composition acide à travers des processus de digestion de la croûte et de cristallisation fractionnée. Pour finir, le modèle propose que la formation de chambres de stockage entraine le bombement de la croûte en surface, et que leur effondrement produise la formation de calderas.

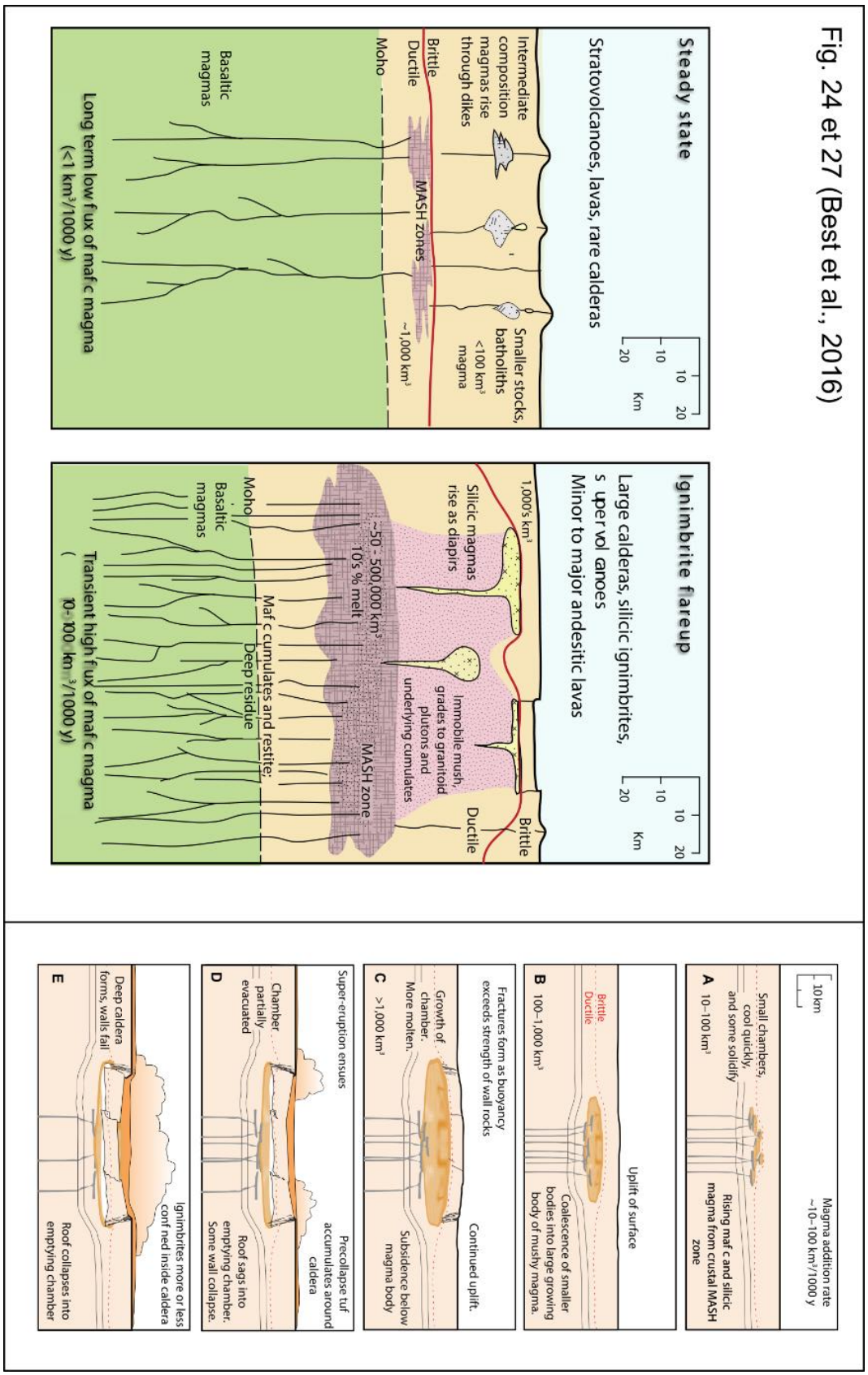


Figure 6.B - II–1 : modèle de « ignimbrite flare-up » selon Best et al. *(2016)*
À gauche *: coupe schématique à l'échelle crustale d'une mise en place de volcan classique (steady state) et d'une ignimbrite flare-up*
À droite *: schéma de développement d'un ignimbrite flare-up*

- **Scénario de l'enfouissement du Massif du Deseado proposé dans cette étude**

Cette étude propose donc de s'appuyer sur le modèle de Navarrete *et al.* (2020a et 2020c) (*cf.* Chapitre 4) pour la mise en place des dépôts de surface suivant des calderas (CVBL) ; et d'utiliser le modèle de Best *et al.* (2016) pour fournir plusieurs pistes d'explication pour les résultats de cette étude :

- le bombement initial provoqué par le développement des chambres magmatiques pourrait expliquer l'exhumation anormalement rapide des roches du socle et de l'unité intrusive de La Leona
- l'effondrement des chambres magmatiques peut expliquer la mise en place d'une grande quantité de matériel, relativement rapidement en des points localisés du Massif du Deseado. Cet enfouissement correspondrait alors à celui enregistré par les échantillons de notre étude, expliquant les scénarios type S et LL

En se basant sur cette interprétation, la Figure 6.B - II–2 présente une coupe d'exhumation de l'unité intrusive de la Leona par le développement d'une chambre magmatique sous le secteur Est. Puis dans la continuité, la Figure 6.B - II–3 présente la formation de deux calderas successivement dans les secteurs Est et Ouest, expliquant la structuration de blocs interprétés précédemment. Dans cette hypothèse, l'ensemble de ces processus se serait réalisé sous un champ de contrainte transtensif et rotatif, ce qui expliquerait l'ensemble des observations tectoniques (Reimer *et al.*, 1996; Giacosa *et al.*, 2010; Fernández *et al.*, 2020).

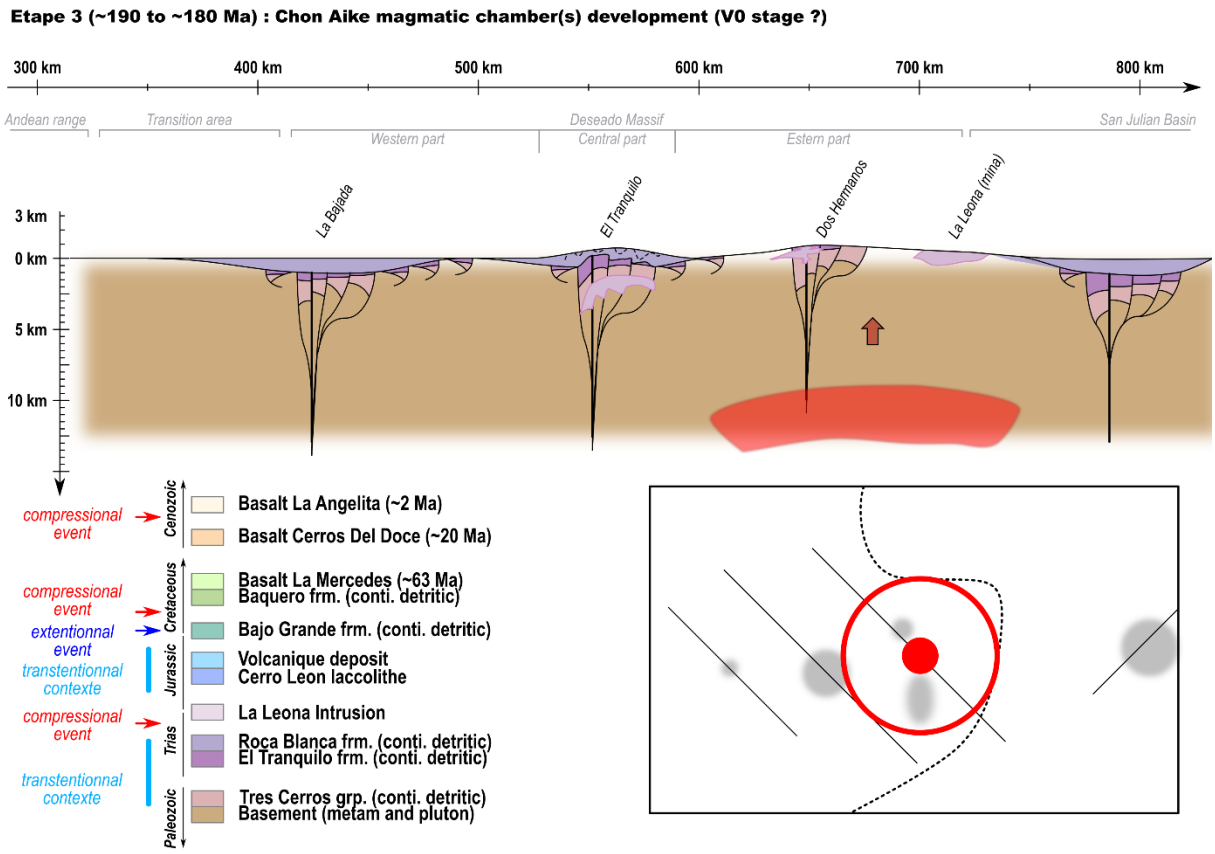


Figure 6.B - II–2 : coupe schématique de l'exhumation des plutons La Leona suite au développement d'une chambre type « ignimbrite flare-up »

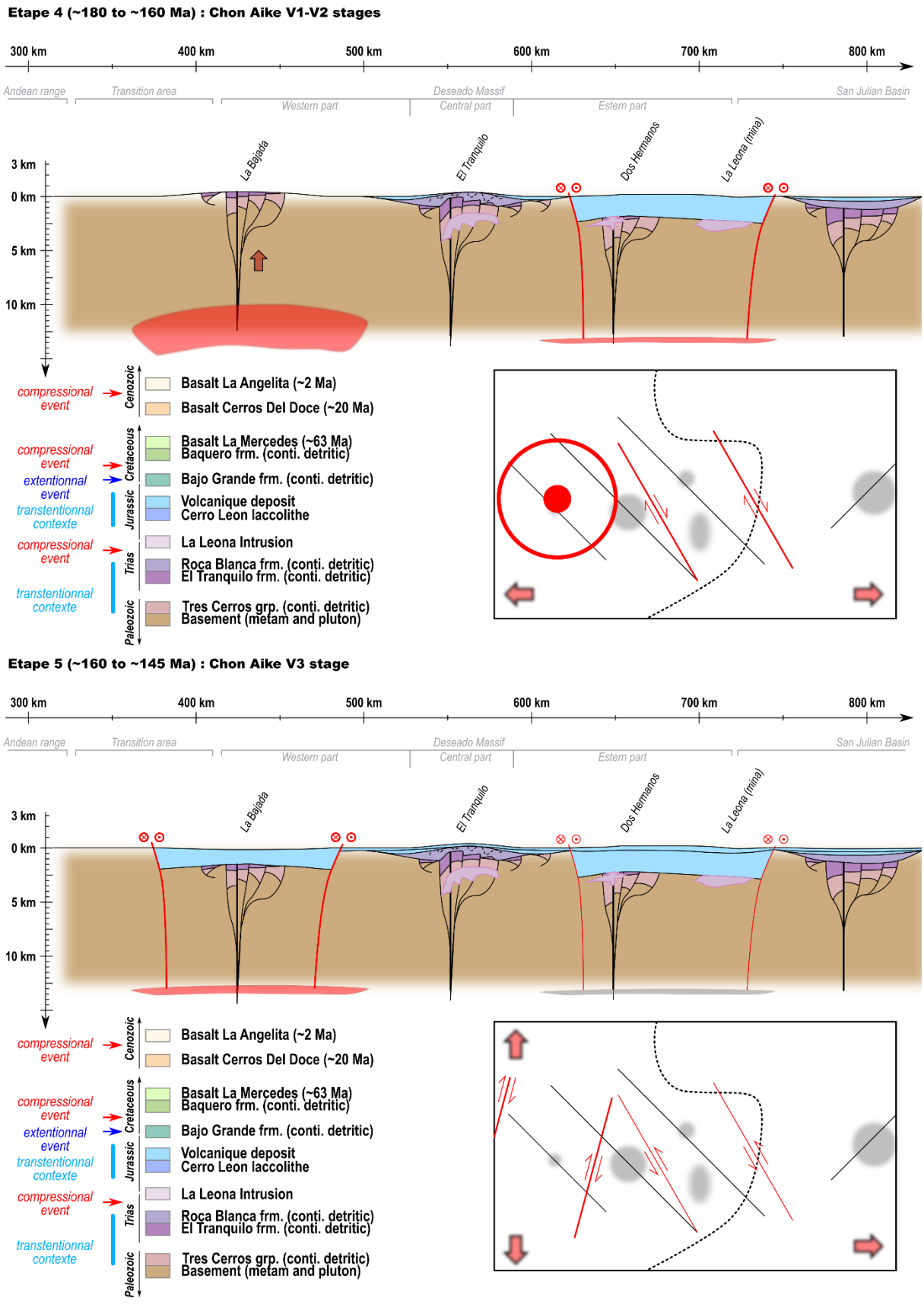


Figure 6.B - II–3 : coupes schématiques de la mise en place des dépôts du CVBL, selon le modèle d'ignimbrites flare-up

À cela s'ajoute le fait que le modèle de Best *et al.* (2016) permet d'expliquer plusieurs observations faites dans le Massif du Deseado et au travers des dépôts de la SLIP Chon Aike :

- les nombreuses observations quant à la composition chimique mixte, ou biphasée, des roches du CVBL et plus généralement de la SLIP Chon Aike. En effet, de nombreux auteurs ont proposé un scénario équivalent avec une source basique et une contamination crustale (p.ex. Pankhurst *et al.*, 2000; Pankhurst *et al.*, 2000; Riley *et al.*, 2001; Serrano, 2014; Navarrete *et al.*, 2020a; Navarrete *et al.*, 2020b; Bastias *et al.*, 2021).
- les résultats d'une étude pétrographique récente réalisée sur les roches de la formation Marifil, équivalent au Nord du CVBL (Pavón Pivetta *et al.*, 2020). Celle-ci suggère l'existence d'une étape de cristallisation intermédiaire des roches dans des chambres magmatiques.
- l'existence de la formation Bajo Pobre et Cerro Leon dans le CVBL, qui possèdent toutes deux des chimies basiques.

Pour finir sur le mécanisme de mise en place de la SLIP Chon Aike, Bastias *et al.* (2021) suggèrent l'existence d'un événement V0 de Chon Aike aux environs de 190 Ma. Or, cette période correspond à l'emplacement du pluton de l'unité intrusive de La Leona dans le secteur d'El Tranquilo. Et donc, dans l'hypothèse où le modèle de Best *et al.* (2016) s'applique au Massif du Deseado, il serait possible de relier l'unité intrusive de La Leona à des prémices de la SLIP Chon Aike. Dans ce cas, cette unité correspondrait au premier fluide à remonter en surface, de signature adakitique, car sans contamination crustale.

Ce modèle intégratif Best – Navarrete permet de proposer, dans le Massif du Deseado, une image de mise en place du CVBL et de la SLIP Chon Aike à l'échelle de la croûte, ainsi qu'un scénario géologique entre 210 et 180 Ma pour l'exhumation des plutons de l'unité intrusive La Leona. Dans cette hypothèse, d'une part, il existerait un lien génétique entre l'unité intrusive de La Leona et la SLIP Chon Aike ; d'autre part il est nécessaire de se baser sur un scénario géodynamique proche du flat slab proposé par Navarrete *et al.* (2019b).

6.B - II c) Discussion sur la répartition géographique de la SLIP Chon Aike

Dans un cadre plus large, il existe une hypothèse posée par l'ensemble des auteurs travaillant sur la SLIP Chon Aike : l'existence d'une migration du volcanisme d'Est en Ouest entre ~180 et ~150 Ma. Cette hypothèse repose sur la répartition des âges obtenus au travers des dépôts

volcaniques en Patagonie et en Antarctique (*cf.* Chapitre 1) ; mais une partie, non négligeable, de l'hypothèse repose sur la répartition des âges dans le Massif du Deseado.

Comme le montre la carte de la Figure 6.B - II–4, la répartition des âges du CVBL dans le Massif du Deseado suit bien une évolution E-O. Cependant, une coupe du Massif (présentée sous la carte) associée à la projection de l'altitude des échantillons daté met en évidence que cette répartition peut être aussi attribuée à une évolution verticale : un rajeunissement des âges avec l' augmentation en altitude. Cette observation fait apparaitre une première nuance à l'existence de la migration du Volcanisme d'est en Ouest. De plus, des datations récentes réalisées dans des zones proches de l'actuelle Cordillère andine et de basse altitudes (Echeveste *et al.*, 2020; Pavón Pivetta *et al.*, 2020) indiquent des âges vieux (V3) pour les dépôts volcaniques de la SLIP Chon Aike.

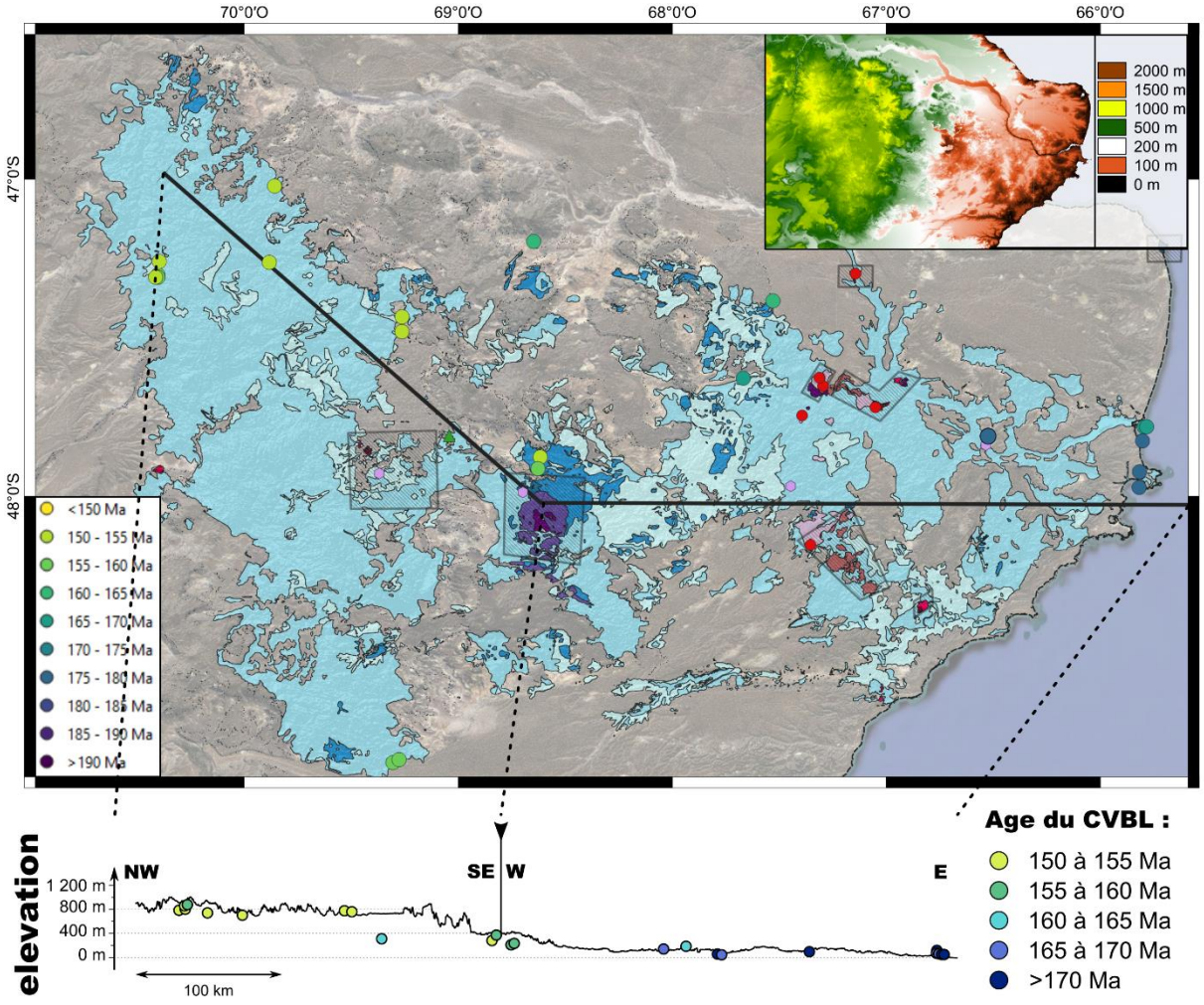


Figure 6.B - II–4 : carte et coupes des âges des dépôts associés à la SLIP Chon Aike dans le Massif du Deseado

Ces deux observations tendent à remettre en question l'existence d'une migration E-O des dépôts de la SLIP Chon Aike, comme déjà suggérée par Serrano (2014). À noter que cette remise en question ne s'applique pas à l'épisode « V4 », dont l'existence est supposé par certains auteurs (p.ex. Seitz *et al.*, 2018), celui-ci étant associé au ré-établissement d'un volcanisme d'arrière-arc classique dans le Bassin Austral.

6.B - III. Quantification et discussion des mécanismes de l'exhumation Jurassique – Crétacée du Massif du Deseado

La fin de l'enfouissement des roches entre ~150 et ~140 Ma, coïncide parfaitement avec la fin de l'événement Chon Aike et la mise en place des derniers dépôts volcaniques associés. À la suite de cet enfouissement débute, dans le Massif du Deseado, une phase d'exhumation totalisant :

- dans la partie Est : ~2-3 km d'exhumation, entre ~150 et ~140 Ma (scénario type LL, inversion « pessimiste ») ou entre ~150 et ~130 Ma (scénario type LL, inversion « optimiste »).
- dans la partie Ouest : ~1-2 km d'exhumation, entre ~140 et ~120 Ma

Cette exhumation, de faible amplitude, mais contenue sur 10 à 20 Ma, correspond à des taux d'érosion entre 0,1 et 1 mm.an-1 (Figure 6.B - III–1). Toujours dans le cas d'un craton comme le Massif du Deseado, ces taux sous-entendent l'implication de mouvements verticaux venant provoquer une dynamique érosive non trouvée dans les zones parfaitement stables. Ce type de phénomène a déjà été observé par ailleurs, par exemple dans le cas de l'érosion de marge passive (p.ex. Cogné *et al.*, 2012; Wildman *et al.*, 2015; Leprêtre *et al.*, 2017; Margirier, 2019) ou du soulèvement du craton Sud-Africain (p.ex. Braun *et al.*, 2014), et est systématiquement associé à une perturbation externe (ex. : respectivement la dynamique post rift et le passage d'un point chaud).

S'il est déjà fait référence dans la littérature de l'existence de données traçant le soulèvement du Massif du Deseado (Schwartz and Graham, 2015; Ghiglione *et al.*, 2015) ou sa déformation (Giacosa *et al.*, 2010; Fernández *et al.*, 2020) durant cette période ; c'est la première fois que cet événement est effectivement daté et quantifié.

Basée sur la datation et la quantification de ce phénomène, ainsi que sur les données de la littérature (rappelée dans le paragraphe suivant), cette étude propose différents mécanismes pour expliquer l'exhumation du Massif du Deseado entre ~150 et ~130 Ma.

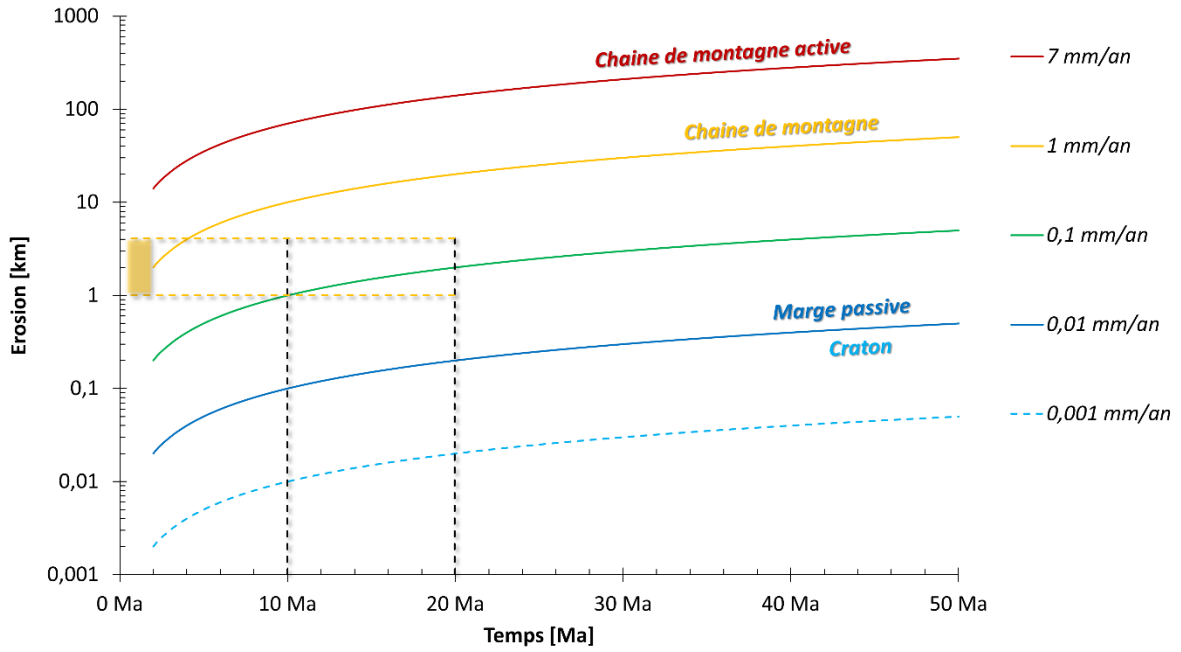


Figure 6.B - III–1 : différentes valeurs de taux d'érosion nécessaire pour éroder 1 à 3 km de croûte sur une période de 10 à 20 Ma (taux d'érosion selon Herman et al.*, 2013)*

6.B - III a) Les données sur l'histoire géologique du Massif du Deseado entre ~150 et ~130 Ma

Dans le Massif du Deseado, cette période d'exhumation correspond en partie à la mise en place de la formation Bajo Grande (échantillon DES19#MG52), puis en partie à l'événement compressif Crétacé inférieur (discordance Baqueró, Giacosa *et al.*, 2010). Ces deux événements sont contraint entre ~155 et ~114 Ma par datation relative (*cf.* Chapitre 1).

Durant cette même période (150-110 Ma), les bassins environnants enregistrent une subsidence moyenne à forte, avec la mise en place de nombreux dépôts (*cf.* Chapitre 1). Dans le bassin Austral, les études de provenance (Ghiglione *et al.*, 2015) trouvent, dans une formation datée à ~122 Ma, une grande quantité de zircons (daté à V1 et V2) qu'ils associent à l'érosion du Massif du Deseado. Ghiglione *et al.* (2015) notent aussi que cet apport du Massif du Deseado semble correspondre avec le soulèvement du Bassin Austral. Cette dernière étude est jusqu'à présent la seule à démontrer et dater l'existence d'une phase érosive dans le Massif du Deseado.

L'exhumation partielle enregistrée par les échantillons peut donc aussi bien correspondre à la période connue d'extension (formation Bajo Grande), que celle de compression (discordance Baqueró, Giacosa *et al.*, 2010).

6.B - III b) Les mécanismes possibles de l'exhumation du Massif du Deseado entre 150 et 130 Ma

Il existe trois mécanismes possibles ayant pu conduire à l'exhumation des échantillons, chacun correspondant à une temporalité différente.

- **Hypothèse 1 : érosion d'une épaule de rift**

Dans cette hypothèse, les blocs Est et Ouest se seraient trouvés dans une position d'épaule de rift, et auraient été exhumés durant la mise en place de la formation Bajo Grande (déposée syn rift).

Cette hypothèse expliquerait que la formation Bajo Grande n'affleure que dans la partie centrale du Massif et proposerait qu'elle soit issue de l'érosion des blocs Est et Ouest. Néanmoins, deux arguments viennent en opposition de cette l'hypothèse.

Le premier correspond à l'échantillon DES19#MG52, de la formation Bajo Grande, qui possède un âge de trace de fission de ~200 Ma. Or, un tel signal de source ne correspond à aucune roche des parties Est et Ouest (socle remis à zéro et CVBL plus jeunes). Il est donc impossible que la partie Est ou Ouest du Massif ait pu être la source de la formation Bajo Grande.

Le second argument correspond à l'amplitude de la phase extensive, celle-ci semble restreinte géographiquement et accumuler seulement quelques centaines de mètres d'enfouissement (Figure 6.B - III–2). Une telle phase extensive et un tel remplissage ne peuvent en effet pas expliquer l'exhumation complète des blocs du Massif.

Suivant les résultats obtenus dans la formation Bajo Grande, il est fort probable que la source corresponde plutôt aux roches de la partie centrale du Massif (non remis à zéro, *cf.* partie précédente). Dans ce cas, la seule source pouvant correspondre serait la formation Roca Blanca, non datée, mais estimée à ~200 Ma. Cette interprétation permet de remettre en évidence que la partie centrale du Massif du Deseado n'a pas été enfouie durant la SLIP Chon Aike, les roches de la source n'ayant pas été rajeunies.

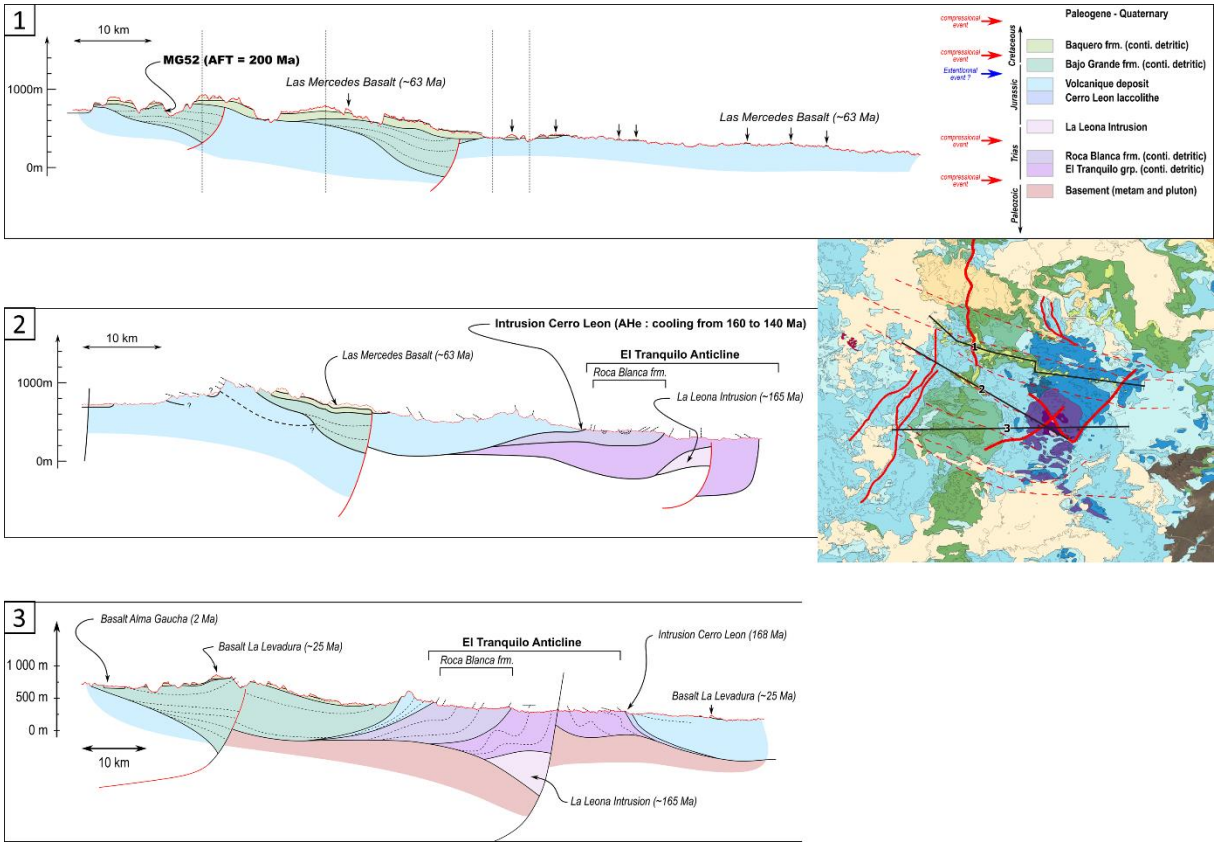


Figure 6.B - III–2 : coupe de la zone d'El Tranquilo (exagération vertical x10)

- **Hypothèse 2 : exhumation à la suite d'une compression tectonique**

Dans cette hypothèse, la compression à l'origine de la discordance Baqueró aurait entrainé le soulèvement des blocs Est et Ouest, et par conséquent leur érosion.

L'événement compressif est structuralement bien contraint (*cf.* Chapitre 1, Giacosa *et al.*, 2010; Fernández *et al.*, 2020), néanmoins l'amplitude des déformations et mouvements associés reste encore inconnue. Il est donc possible que l'exhumation des échantillons soit à relier à cet événement.

Dans le but de mieux contraindre l'amplitude des mouvements, la Figure 6.B - III–2 présente une série de coupes schématiques réalisées dans la zone centrale du Massif. Ces coupes mettent en évidence que la majeure partie de la déformation observée à l'heure actuelle est principalement due à l'épisode d'exhumation Néogène (*cf.* Chapitre 1, et plus loin dans ce chapitre), comme en atteste la déformation de la formation Baqueró et des basaltes Las Mercedes plus jeunes.

Il semble que la compression Jurassique-Crétacée se soit localisée et ait inversé les structures extensives en hémigraben de la formation Bajo Grande. L'inversion des hémigrabens peut faire

penser à une déformation de grande amplitude avec le décalage important de séries, néanmoins les coupes semblent indiquer le contraire. En effet, le soulèvement des parties Ouest des bassins correspond plus à la déformation récente, qu'à l'inversion crétacée.

Au vu de ces indications, il semble donc peu probable que cet épisode de compression soit à l'origine de l'exhumation des blocs Est et Ouest.

- **Hypothèse 3 : érosion d'un haut topographique**

Cette dernière hypothèse consiste à considérer la totalité du Massif du Deseado comme un « haut topographique » entre 150 et 130 Ma. Dans cette hypothèse, le bloc cratonique que constitue le Massif du Deseado posséderait une dynamique verticale unique au regard des zones l'environnant. Cette dynamique pourrait être attribuée à une réponse isostatique variable, comme schématisée dans la Figure 6.B - III–3.

Dans ce cas, la réponse de ce bloc en ferait alors une source pour les bassins environnants, soit le Bassin San Jorge et le Bassin Austral. Les données de sources disponibles dans le bassin Austral (Ghiglione *et al.*, 2015) valideraient cette hypothèse.

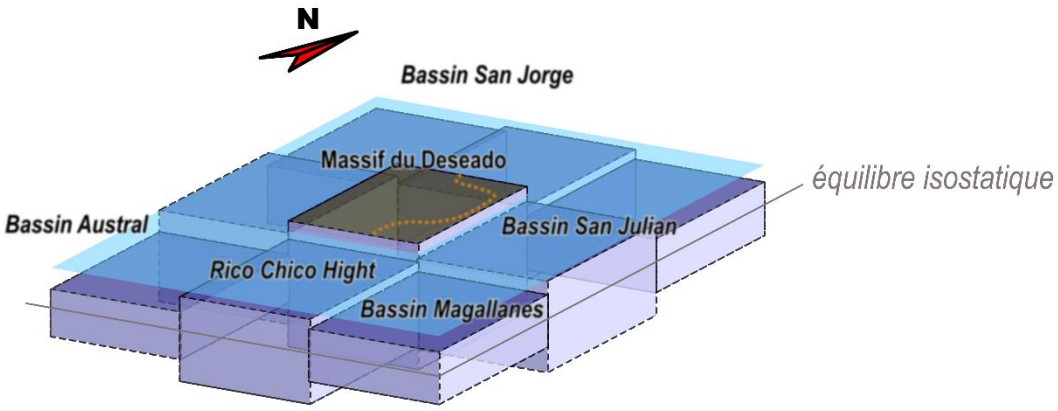


Figure 6.B - III–3 : schéma de la dynamique isostatique du Massif du Deseado au Jurassique – crétacé, dans le cas de l'hypothèse 3
Les blocs bleus représentent les différents blocs crustaux environnant le Massif du Deseado

6.B - III c) Conclusion sur l'origine de l'exhumation du Massif du Deseado entre 150 et 130 Ma

Dans cette étude, il est donc proposé que l'exhumation enregistrée par les échantillons soit issue du mécanisme évoqué dans l'hypothèse où le craton du Massif du Deseado représente un bloc crustal possédant une dynamique verticale unique (hypothèse 3). Dans ce cas, l'exhumation de ~1 à ~3 km enregistrée par les échantillons de cette étude, dans les parties Ouest et Est du Massif du Deseado entre ~150 et ~120 Ma, correspondraient donc à une dynamique érosive entretenue par une réponse isostatique du Massif.

Cette réponse pourrait être à attribuer à plusieurs phénomènes, comme par exemple : à la nature de la croûte héritée du Massif, à la mise en place d'une grande quantité de roches de faible densité dans la croûte lors de la SLIP Chon Aike, à la position du Massif du Deseado dans la géodynamique globale de la région (discutée en perspective de cette thèse).

Pour revenir à l'échelle du Massif du Deseado, dans cette étude il est proposé que les blocs Est et Ouest du Massif aient été à l'érosion depuis la mise en place de la formation Bajo Grande, comme le montre la Figure 6.B - III–4, et donc sous un régime transtensif. Cette érosion continuerait durant l'événement compressif crétacé, sous un régime transpressif, comme l'illustre la Figure 6.B - III–4.

De plus, les données de Ghiglione *et al.* (2015) permettent de déterminer quel bloc possède la dynamique érosive la plus intense, avec l'âge des zircons (daté à V1 et V2). En effet, la partie Ouest du Massif étant composée de dépôts associés à la V3, il est impossible qu'elle corresponde à une source potentielle pour le Bassin Austral. L'origine de cette dichotomie Est-Ouest pourrait être attribuée à plusieurs phénomènes :

- l'existence de plusieurs blocs crustaux, hérités d'une histoire plus ancienne, blocs qui posséderaient des dynamiques isostatiques différentes et donc des réponses à l'érosion variables
- l'existence d'une différence de morphologie de mise en place du CVBL, par exemple la construction d'édifices volcaniques, qui localiseraient l'érosion de relief.

À noter que l'existence de blocs crustaux délimitant les différentes parties du Massif pourrait expliquer la localisation des dépôts de la formation Bajo Grande, ainsi que la mise en place des épanchements basaltiques cénozoïques.

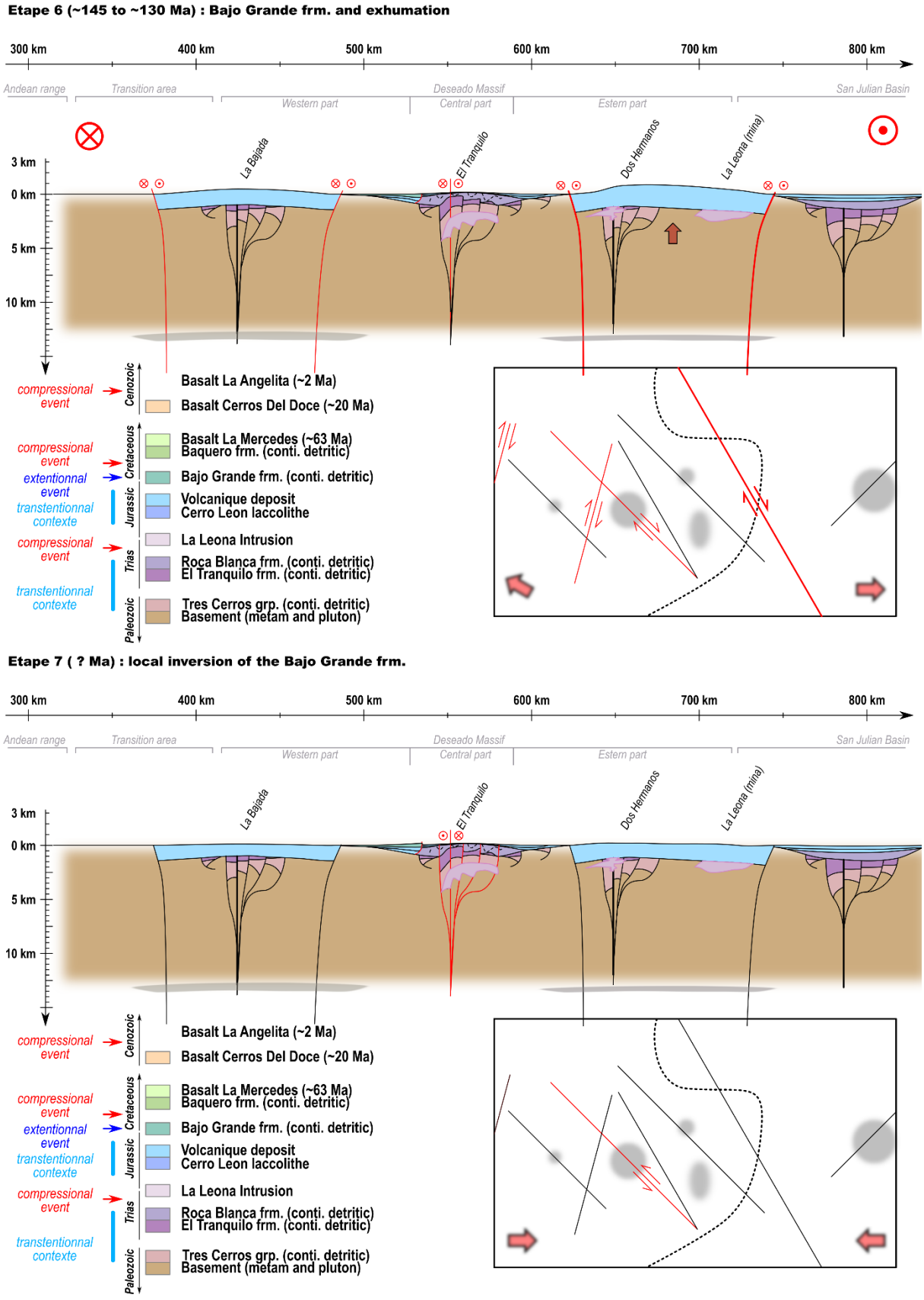


Figure 6.B - III–4 : coupe schématique de l'exhumation du Massif du Deseado et de la mise en place de la formation Bajo La Leona durant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur

6.B - IV. Contraintes sur la période de stabilité Crétacé-Tertiaire et origine de l'exhumation Oligocène-Quaternaire

La fin de la phase d'exhumation entre 130 et 120 Ma correspond à la fin de la partie très résolue de l'histoire des échantillons. Ainsi entre ~130 et ~20 Ma l'approche thermochronologique apporte peu d'informations quant à la dynamique verticale du Massif du Deseado. Toutefois les données permettent de donner plusieurs contraintes sur l'histoire de cette période :

- tous les échantillons se situaient à moins de ~3 km de profondeur
- les échantillons de la Leona (et probablement ceux du socle) se situaient à ~3 km de profondeur entre ~90 et ~70 Ma
- tous les échantillons se situaient entre ~3 et ~2 km de profondeur à 30-20 Ma

Ces résultats mettent en évidence que sur une période d'environ 100 Ma, aucun mouvement de grande amplitude n'a affecté le Massif du Deseado ni en termes d'exhumation ni en termes d'enfouissement. Il peut dans ce cas être considéré une érosion cumulative inférieur à 2 km sur 100 Ma, et comme illustrée par la Figure 6.B - IV–1, une telle dynamique correspond parfaitement à celle attendue dans le cadre d'une zone dite stable (marge passive ou craton).

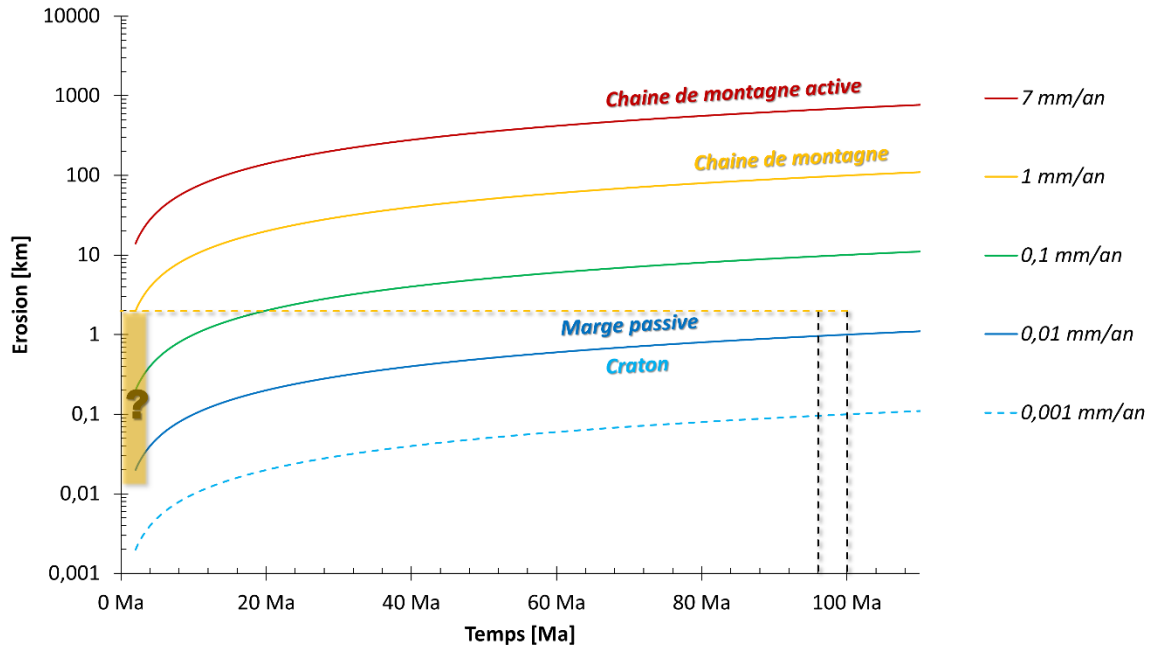


Figure 6.B - IV–1 : différentes valeurs de taux d'érosion nécessaire pour éroder moins de 2 km de croûte (rectangle jaune) sur une période de 90 à 100 Ma (taux d'érosion selon Herman et al.*, 2013)*

A contrario de cette longue période, la dynamique d'exhumation du Massif du Deseado au cours des ~30 derniers millions d'années est relativement mieux contrainte, en particulier grâce à l'utilisation de la méthode OFe/MnHe. Ainsi, cette étude démontre que le Massif du Deseado a connu sa dernière phase d'exhumation depuis ~2 km de profondeur jusqu'à la surface entre ~30 et ~5 Ma, avec probablement une accélération entre 20 et 10 Ma.

Si la vitesse exacte de cette dernière exhumation reste semi-quantitative au vu de la méthode novatrice utilisée (de 10 à 30 Ma pour la dernière exhumation), elle permet toutefois de démontrer un dernier changement dans la dynamique du Massif du Deseado, avec de nouveau une vitesse d'exhumation élevée pour un domaine stable (Figure 6.B - IV–2).

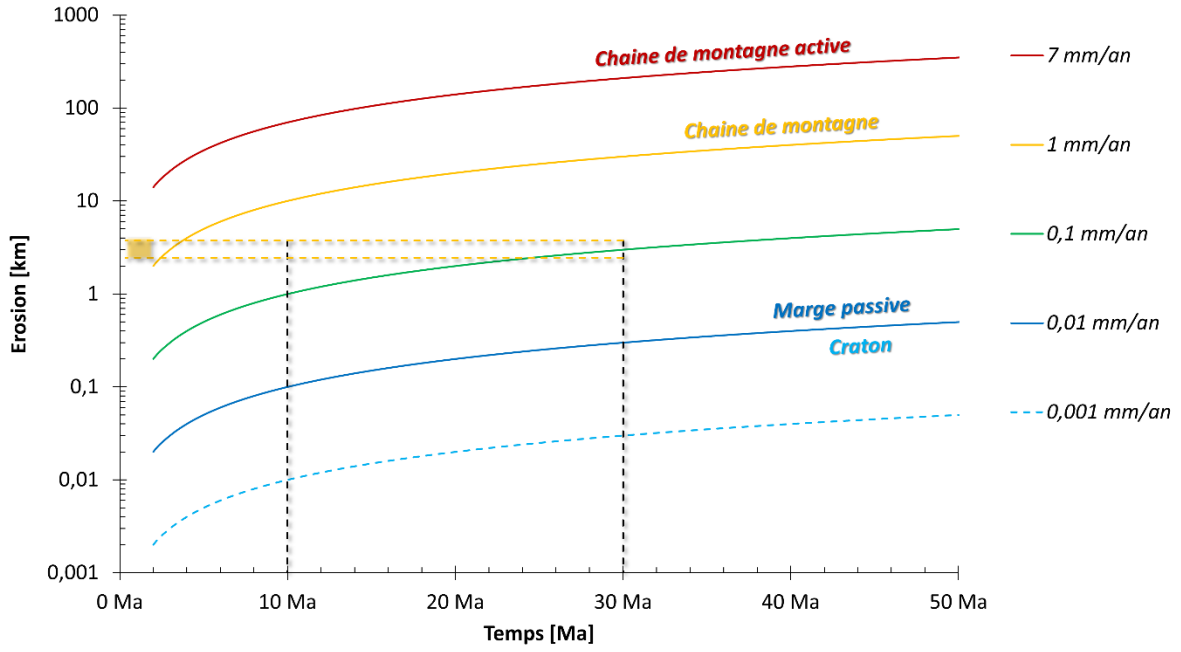


Figure 6.B - IV–2 : différentes valeurs de taux d'érosion nécessaire pour éroder 3 km de croûte sur une période de 10 à 30 Ma (taux d'érosion selon Herman et al.*, 2013)*

Cette étude met donc en évidence dans le Massif du Deseado une période de stabilité (~130 à ~30 Ma), suivie d'une dernière exhumation (~30 Ma à l'actuel). La dynamique de ces deux périodes correspond à l'histoire géologique supposée pour le Massif du Deseado, mais cette étude permet pour la première fois de fixer des bornes temporelles à la période de stabilité et au début de l'exhumation Oligocène-Quaternaire.

6.B - IV a) Marqueurs de la stabilité du Massif du Deseado et discussion sur sa morphologie entre ~130 à ~20 Ma

Il existe plusieurs données géologiques qui sont en accord avec la période de stabilité démontrée par notre étude. Ces données sont dans un premier temps rappelées ci-dessous, puis sont assimilées aux résultats de cette étude pour obtenir une image du Massif du Deseado entre ~130 et ~30 Ma.

- **Les données géologiques dans le massif du Deseado entre ~130 et ~30 Ma**

Les premiers dépôts associés à cette période et affleurant dans le Massif correspondent aux dépôts détritiques continentaux de la couverture Crétacée et Cénozoïque. Ces dépôts sont de relativement faible épaisseur, ils indiquent une probable absence de subsidence et un environnement de rivières. Il n'existe pas d'études visant à définir la paléogéographie exacte du Massif durant cette période.

Un second type de dépôts associé à cette période affleure dans le Massif du Deseado : les épanchements basaltiques cénozoïques. Il existe plusieurs générations de coulées, datées entre ~70 et ~24 Ma et se mettant en place majoritairement dans les parties Centrale et Ouest. Il n'existe pas d'études géomorphologiques utilisant la mise en place et la disposition de ces coulées à l'exception des suppositions faites par Giacosa *et al.* (2010) et Bétard *et al.* (2014).

- **Conclusion sur la période de stabilité du Massif du Deseado et discussion sur sa morphologie entre ~130 et ~30 Ma**

Comme souligné par plusieurs auteurs (p.ex. Rabassa *et al.*, 2010; Bétard *et al.*, 2014), il existe clairement des marqueurs géologiques de la stabilité du Massif du Deseado durant les 100 dernières Ma. Ce travail, combiné à ces marqueurs géologiques, permet donc de considérer avec certitude que le Massif du Deseado n'a pas connu de dynamique verticale significative entre ~130 Ma et ~30 Ma.

Cette période à faible dynamique verticale vient donc se placer en opposition des autres périodes à dynamique plus rapide (180-130 Ma et 30-0 Ma), les mettant par la même occasion en évidence.

Néanmoins, les résultats de cette étude ont démontré l'érosion de ~2 km de roche au cours des 30 dernier millions d'années, dans certaines zones du Massif. Ainsi, il est proposé dans cette étude d'utiliser la position actuelle des épanchements basaltique et les données

thermochronologiques pour tenter d'obtenir une « image » de la morphologie du Massif au cours de 100 derniers millions d'années.

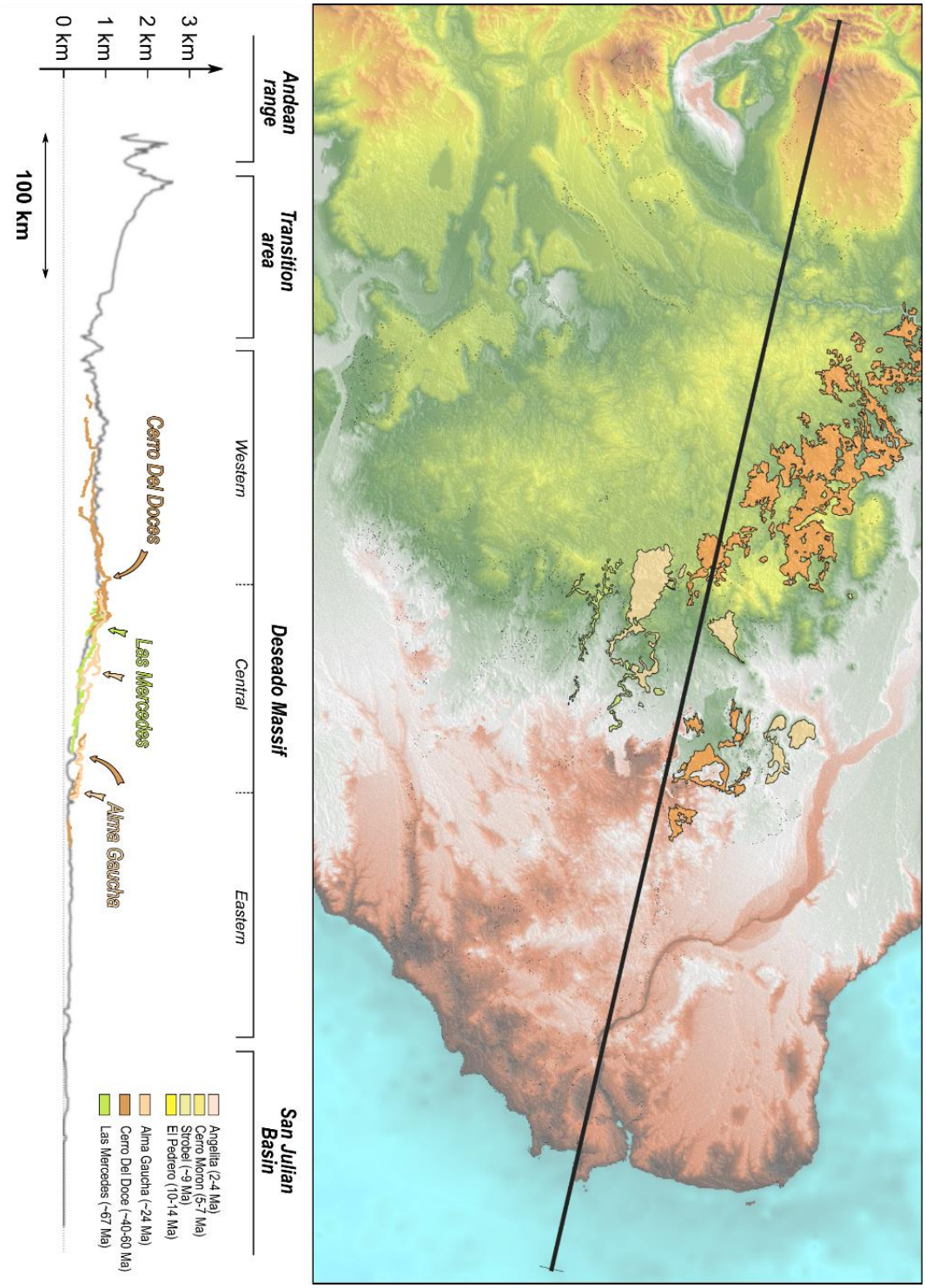


Figure 6.B - IV–3 : topographie actuelle des épanchements basaltiques de Las Mercedes, Cerro Del Doces et Alma Gaucha, démontrant le moulage des paléoreliefs associés

Pour ce faire, la Figure 6.B - IV–3 présente la position actuelle de ces coulées, ainsi que leurs altitudes moyennes projetées sur une coupe Est-Ouest. La mise en place de ces coulées devant se faire principalement dans les vallées en épousant les reliefs locaux de l'époque, celles-ci permettent d'obtenir une image datée des reliefs du Massif. Ainsi, il semble que la partie centrale du Massif se trouvait déjà dans une situation proche de l'actuel, comme le montre la mise en place des basaltes Las Mercedes (~67 Ma), faiblement déformé depuis. Il en va de même pour le Nord de la partie Ouest au vu de la position des basaltes Cerro Del Doces. Pour finir, au vu de la position générale des épanchements, il est probable que les autres parties est du Massif se trouvaient en position élevée, probablement sous forme de colline.

Ces données permettent de reconstituer une coupe théorique, présentée dans la Figure 6.B - IV–4, montrant la morphologie approximative du Massif du Deseado entre ~130 et ~30 Ma. Celle-ci met en évidence l'existence de deux collines, représentées par les blocs est et Ouest du Massif.

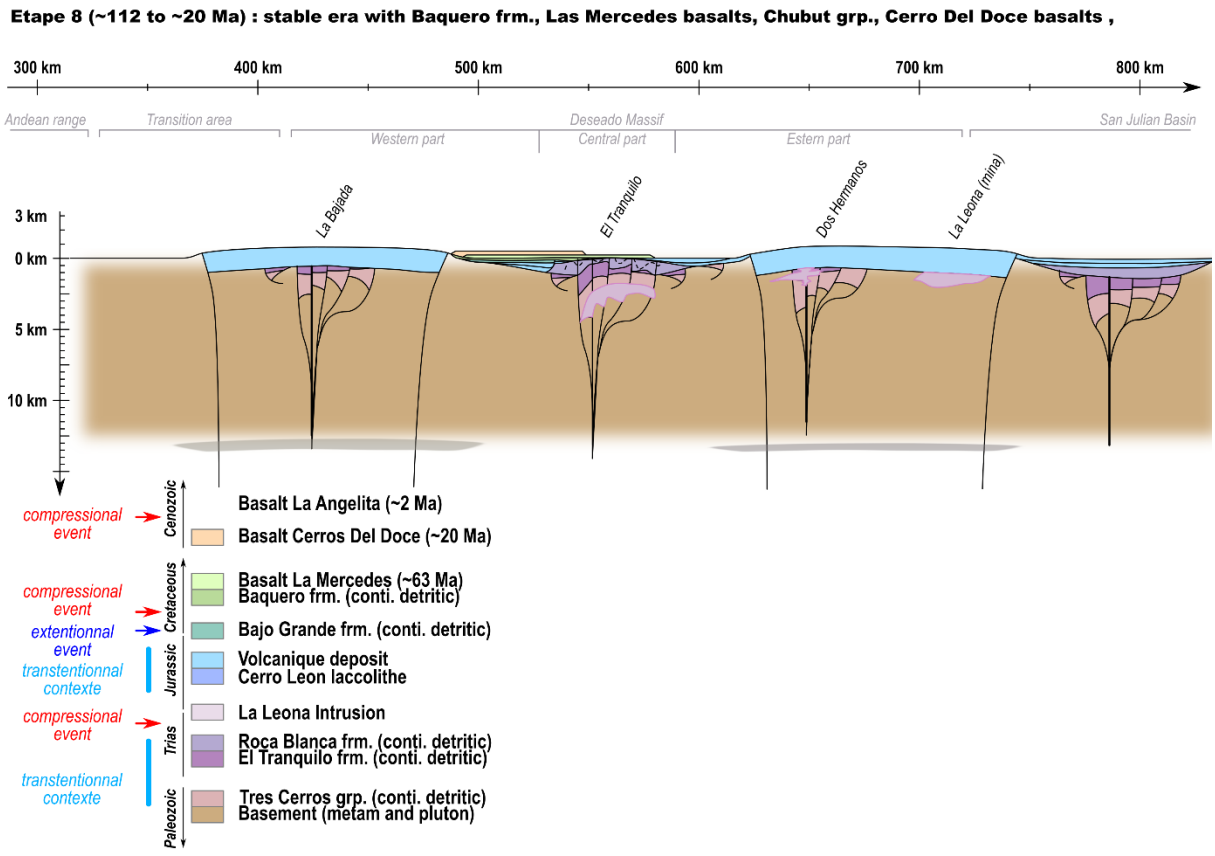


Figure 6.B - IV–4 : coupe schématique de la morphologie du Massif du Deseado durant la mise en place de la Couverture Crétacé et des premiers épanchements basaltiques cénozoïques

6.B - IV b) Discussion sur les mécanismes de l'exhumation finale du Massif du Deseado de ~30 Ma à l'actuel

La dernière phase d'exhumation mise en évidence par cette étude, principalement dans la partie Est du Massif du Deseado, coïncide avec un événement régional bien caractérisé : la subduction de la ride du Chili (Chile Triple Junction). Dans un premier temps les conséquences de cette subduction sur le Massif du Deseado sont brièvement rappelées, pour ensuite définir si l'exhumation tracée par cette étude est reliée à la subduction de la ride du Chili.

• L'impact de la subduction de la ride du Chili sur le Massif du Deseado

Cette subduction provoque dans le Massif du Deseado (et ses alentours) une période de compression et de soulèvement, produite par une dynamique mantellique et crustale complexe (*cf.* Chapitre 1, p.ex. Guillaume *et al.*, 2010).

Dans le Massif du Deseado, cette période est caractérisée par : une déformation compressive E-O observée majoritairement dans les parties centrale et Ouest du Massif (Giacosa *et al.*, 2010) ; ainsi que par le soulèvement de surfaces et de coulées basaltiques (Giacosa *et al.*, 2010; Bétard *et al.*, 2014). Les études (p.ex. Guillaume *et al.*, 2010; Bétard *et al.*, 2014) suggérèrent ainsi que durant les 10 derniers millions d'années, le Massif a connu une exhumation de 800 m à plus de 1,5 km.

• Les mécanismes possibles de la dernière phase d'exhumation tracée par cette étude

La ride du Chili subduit sous la Patagonie depuis ~15 Ma, et sous le Massif du Deseado depuis ~10 Ma. La temporalité de cet événement ne correspond donc que partiellement à l'exhumation enregistrée par cette étude, étendue entre ~30 Ma et l'actuel et accélérée entre ~20 et ~10 Ma. Ce décalage temporel peut être interprété de deux manières différentes :

La première est de considérer que le décalage temporel est issu d'une erreur de signal des échantillons dû à la nouveauté de la méthode, la dernière exhumation étant principalement reconstruite grâce aux données OFe/MnHe. Dans ce cas, l'exhumation des échantillons serait à relier à la dynamique provoquée par la subduction de la ride du Chili et déjà contrainte (p.ex. Guillaume *et al.*, 2010; Bétard *et al.*, 2014). Dans cette interprétation, notre étude permettrait de confirmer l'érosion de plus de ~2 km de roche dans la partie Est du Massif durant les derniers 10-5 Ma.

La seconde interprétation est de considérer que le décalage temporel tracerait une première phase de soulèvement et d'exhumation, avant la subduction de la ride du Chili à proprement parler. Dans cette interprétation, l'exhumation des échantillons se ferait par une première phase d'exhumation (de -2 à -1 km de profondeur) entre 20 et 10 Ma ; avant leur mise en surface (de -1 à 0 km) lors de la dernière phase d'érosion entre 10 Ma et l'actuel (p.ex. Guillaume *et al.*, 2010; Bétard *et al.*, 2014). Cette interprétation pourrait être soutenue par des études qui indiquent l'existence d'un événement pré-subduction (Barberón *et al.*, 2018), néanmoins les marqueurs de cet événement restent localisés dans la Cordelière andine.

- **Conclusion sur l'origine de la dernière phase d'exhumation et discussion sur la morphologie actuelle du Massif du Deseado**

Pour pouvoir trancher sur l'origine du découplage temporel entre les résultats de cette étude (exhumation entre 20 et 10) et les données de la littérature (exhumation entre 10 et 0 Ma), cette étude se propose d'utiliser la même approche de reconstruction morphologique pour la période précédente.

En effet, il existe dans le Massif du Deseado un grand nombre d'épanchements basaltiques se mettant en place durant les 10 derniers millions d'années, et ces épanchements peuvent permettre d'obtenir une « image » du Massif au moment de leur mise en place. Ainsi, la Figure 6.B - IV–5 présente la position actuelle des coulées, ainsi que leurs altitudes reprojetées sur une coupe E-O. Cette figure met en évidence que tous les épanchements, à l'exception de celui de El Pedrero (10-14 Ma), semblent mouler le paysage actuel et son basculement vers l'Est. Cette observation est particulièrement vraie pour les basaltes Las Angelitas (~2Ma), retrouvés dans toutes les parties du Massif (est, central et Ouest).

Ces observations, combinées aux résultats de cette étude, permettent de proposer une reconstruction de l'histoire géologique du Massif du Deseado. Celle-ci est présentée sous la forme de coupes, et suppose que l'exhumation enregistrée par les échantillons correspond bien à des données fiables.

Ainsi, la Figure 6.B - IV–6 présente la première étape de cette histoire, avec entre ~20 et ~10 Ma une phase de soulèvement/exhumation sur l'ensemble du Massif, mais affectant principalement la partie Est. Ce soulèvement serait expliqué par le modèle de subduction proposé par Navarrete *et al.* (2020 b) et impliqueraient une topographie dynamique particulière.

Ensuite, entre ~10 et ~2 Ma le massif connaîtrait une phase de pénéplanations du Massif du Deseado, les reliefs étant maintenus par la subduction de la ride du Chili. À la fin de de cette phase se déposeraient les basaltes Las Angelitas, comme proposé dans la Figure 6.B - IV–7.

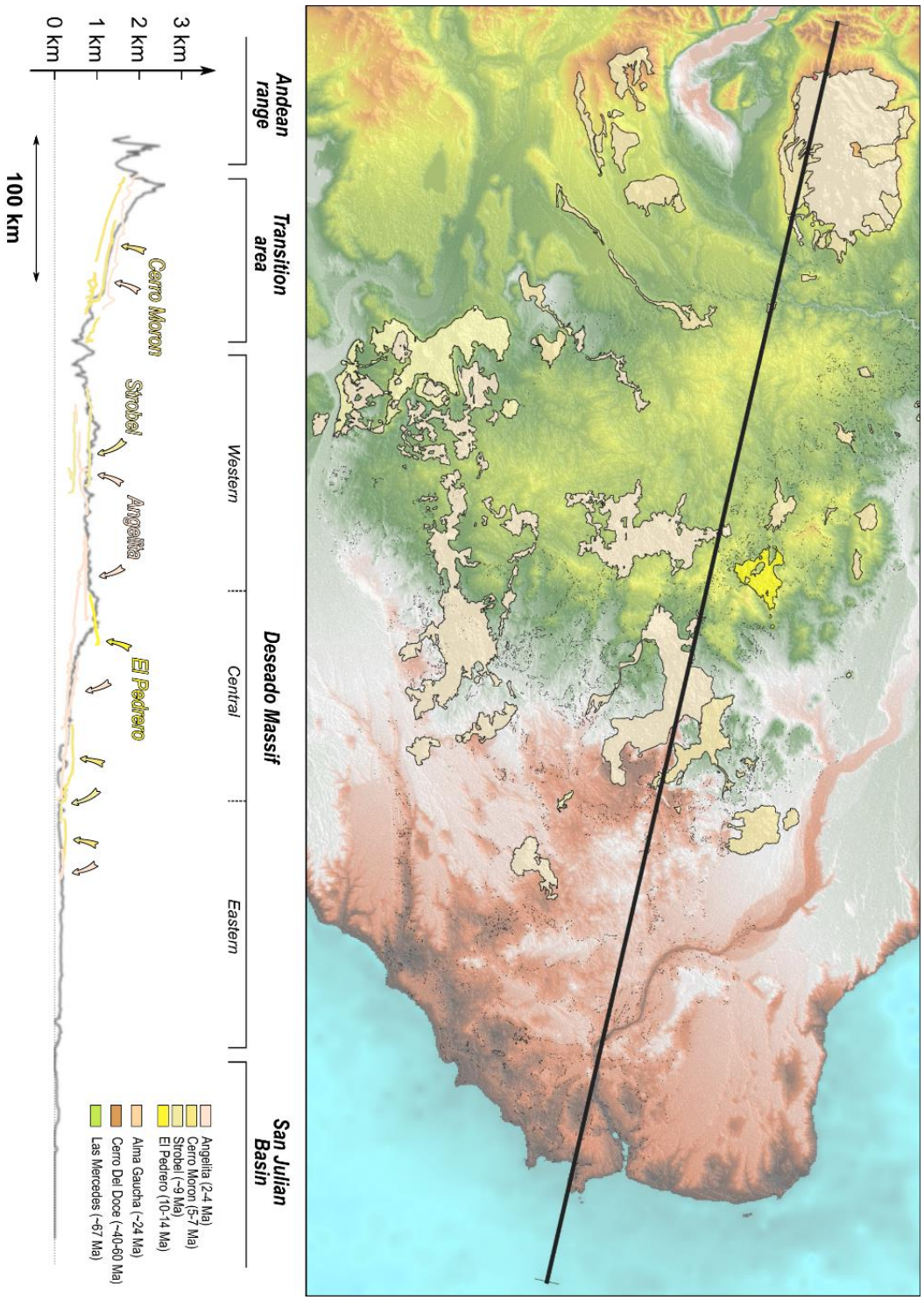


Figure 6.B - IV–5 : topographie actuelle des épanchements basaltiques de Plio-Quaternaire, démontrant le soulèvement récent du bloc Ouest-Centrale

Enfin, une compression récente provoquée par la dynamique de la subduction induirait le soulèvement de la partie Ouest du Massif, comme proposé par la Figure 6.B - IV–7. Cette phase de déformation provoquerait la formation de la morphologie actuelle du Massif du Deseado, comme observé par certains auteurs (Giacosa *et al.*, 2010; Bétard *et al.*, 2014).

Pour résumer, les études déjà existantes, combinées aux résultats de cette étude permettent de mettre en évidence et d'affirmer que :

- l'exhumation récente des échantillons (~30 à 10 Ma) est reliée à la dynamique de la subduction, sans être directement liée à la subduction de la ride du Chili
- l'exhumation tracée des échantillons est de faible amplitude (1 à 2 km), et découplée des structures tectoniques visibles aujourd'hui
- le soulèvement de la partie Ouest du Massif, comparé à l'Est, est uniquement dû à des processus très récents (inférieur à 5 Ma).

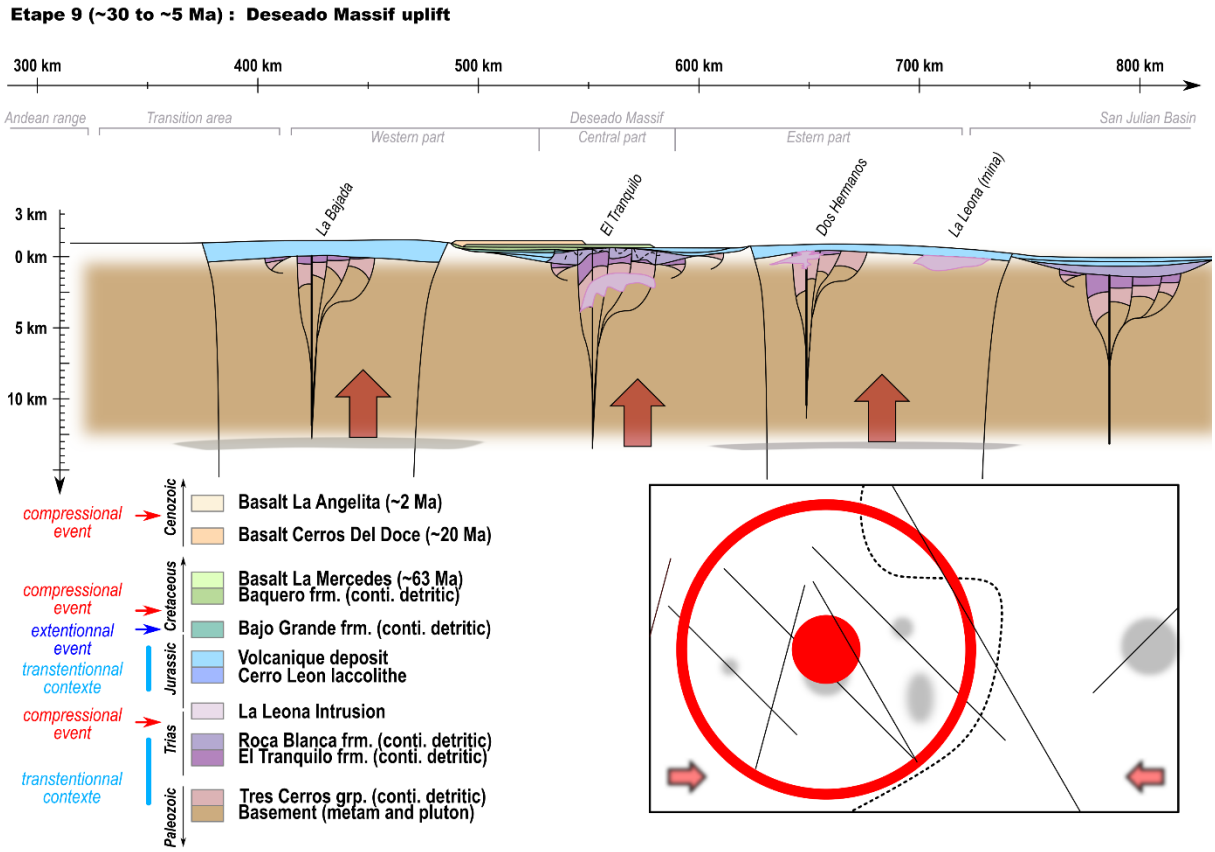


Figure 6.B - IV–6 : coupe schématique expliquant l'exhumation du Massif du Deseado entre 30 et 20 Ma par un soulèvement général du Massif

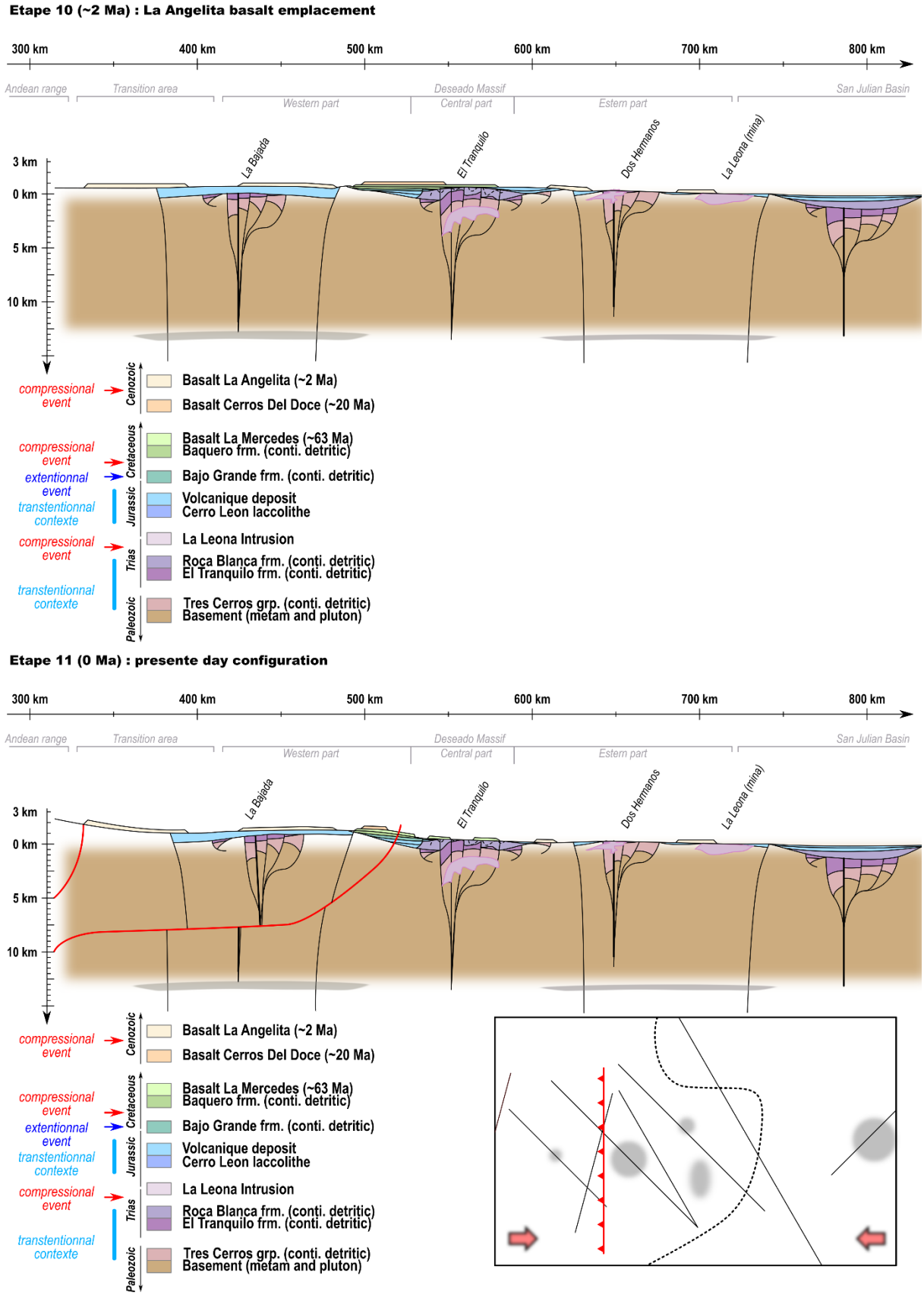


Figure 6.B - IV–7 : coupes schématiques de la mise en place des basaltes La Angelita postérieure à une première exhumation et de la situation actuelle du Massif du Deseado

- **Discussion quant à l'histoire récente enregistrée dans le Massif San Bernardo**

Comme présenté précédemment, cette thèse fait partie d'une étude à plus grande échelle portant sur le Massif du Deseado, le bassin San Jorge et le Massif San Bernardo. Or, les données thermochronologiques dans le Massif San Bernardo (article *under review* à South American Earth Science, Annexe 10) ont révélé un refroidissement partiellement contraint et de faible amplitude (de 80° à 40°C) entre ~30 et ~20 Ma (Figure 6.B - IV–8).

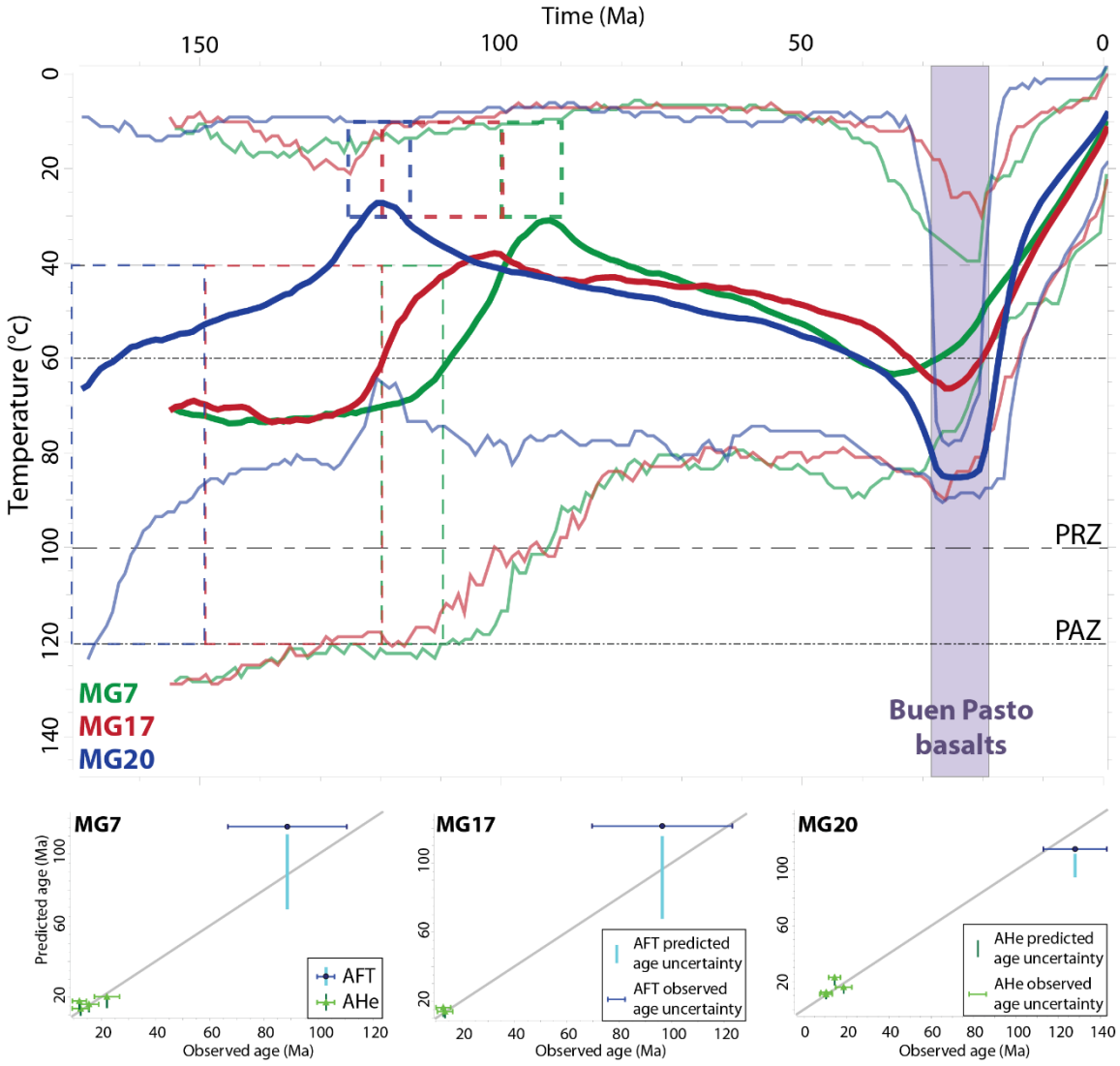


Figure 6.B - IV–8 : résumé des inversion t(T) de l'article soumis à South American Earth Science sur la dynamique du Massif Sans Bernardo (Annexe 10)

Ces données, acquises durant une première partie de cette étude, ont été interprétées comme enregistrant un réchauffement produit par la mise en place d'épanchements basaltiques proches (basaltes Buen Pasto), ainsi qu'une modification du gradient thermique.

Toutefois, à la lumière des résultats acquis dans le Massif du Deseado indiquant une même période de refroidissement final, ainsi que l'apport des modélisations thermiques, il est possible que ce refroidissement soit issu de l'exhumation du Massif San Bernardo. Dans ce cas, l'événement enregistré dans le Massif du Deseado entre ~20 et ~10 Ma affecterait l'ensemble de l'avant-pays Patagonien dans cette zone.

6.B - V. Conclusion générale sur la dynamique du Massif du Deseado au cours des derniers 200 Ma

À la lumière des résultats de cette thèse, et dans la limite des hypothèses qui ont été émises, il apparait plusieurs grandes conclusions.

La première de celles-ci correspond au découpage probable du Massif du Deseado en 3 blocs ou unités crustales : est, central et ouest. Ce découpage est probablement hérité d'une histoire paléozoïque et de l'accrétion de la Patagonie au Gondwana. Ces blocs semblent avoir structuré l'ensemble de la dynamique verticale du Massif du Deseado durant les 200 dernières Ma. De plus, si la morphologie actuelle du Massif est à associer à une déformation très récente, elle semble toutefois souligner la structuration héritée de celui-ci.

La seconde des conclusions est la relation entre le Massif du Deseado et les bassins environnants. En effet, ce travail a démontré que le Massif du Deseado représente une source de matériel pour les bassins sédimentaires l'entourant, principalement entre ~150 et 130 Ma et possiblement depuis 130 Ma jusqu'à l'actuel. Cela est particulièrement important pour la période 150 – 130 Ma qui est associée à de forts taux de remplissage pour le bassin de San Jorge notamment (bassin pétrolifère).

La troisième conclusion se situe sur l'amplitude des dépôts du CVBL, et donc de la SLIP Chon Aike dont ils sont issus. Cette étude fournit pour la première fois, une évaluation quantitative de l'amplitude des dépôts du Chon Aike (~4 km) érodé à l'heure actuelle, permettant ainsi de réaffirmer l'amplitude majeure de cet événement (Pankhurst *et al.*, 1998).

Pour finir, ce travail de thèse a permis de démontrer que le Massif du Deseado peut être considéré comme une zone géographique stable, enregistrant au total moins de 5 à 7 km de mouvement verticaux au cours des 200 dernières Ma.

6.C) La dynamique du Massif du Deseado comparée à celles des zones environnantes : perspective sur la géodynamique de la Patagonie

Les conclusions de cette thèse ont démontré que le Massif du Deseado mérite son titre de craton, et que durant l'ensemble de la fragmentation du Gondwana cette zone stable a enregistré une dynamique verticale conséquente et rapide (relativement à son statut). Or, comme cela a été présenté dans le Chapitre 1, le scénario de la fragmentation du Gondwana dans la région du Massif du Deseado (c.-à-d. le Sud de la Patagonie) est très débattu.

De ce constat, et en perspective de cette thèse, il est proposé dans cette partie de comparer la dynamique du Massif du Deseado à celles des zones environnantes, afin d'en comprendre les mécanismes. Cette comparaison est réalisée à travers un scénario géodynamique grande échelle (ante, syn et post SLIP Chon Aike) bâtit d'après la reconstruction de l'histoire du Massif du Deseado et des données de la littérature.

Ce scénario, s'il reste imparfait, permet de remettre l'ensemble des résultats de cette thèse en perspective de la géodynamique grande échelle.

Enfin, comme toute géodynamique grande échelle est à remettre dans le contexte géographique large, il est aussi nécessaire de la remettre dans un contexte temporel large. Ainsi, même si uniquement les derniers 200 Ma sont contraints par cette étude, le scénario géodynamique présenté ci-après débutera aux environs de 280 Ma.

6.C - I. Introduction

Au cours des deux dernières années, de nombreuses publications sont sorties, et sortent, en proposant des mécanismes à l'origine du SLIP Chon Aike, ainsi que de l'ouverture de l'Atlantique entre la Patagonie et l'Antarctique. Or ces événements ayant lieu entre ~180 et ~120 Ma, cela coïncide parfaitement avec la période de dynamique verticale contrainte dans le Massif du Deseado.

Ce scénario est donc basé sur plusieurs modèles déjà établis et s'appuie sur de nombreuses données de la littérature. Néanmoins, si le scénario présenté ci-après permet d'expliquer de nombreuses observations, il faut noter qu'il laisse de nombreuses zones d'ombres et d'erreurs.

Pour chaque étape du scénario, deux cartes schématiques sont présentées, comme illustré dans la Figure 6.C - I–1, celle de gauche illustrant la dynamique de la subduction et celle de droite présentant les différents marqueurs de surfaces disponibles durant cette période. Ces cartes sont systématiquement centrées sur la Patagonie dans sa situation actuelle (Nord-Sud), elles ne mettent donc pas en évidence les éventuels déplacements et rotations des plaques par rapport au pôle. Ainsi, dans les paragraphes suivants les directions « Nord, Sud, Est et Ouest » feront référence à des directions reprojetées à l'actuel des cartes pour plus de simplicité.

Les versions grandes tailles des cartes sont également disponibles dans l'Annexe 5.

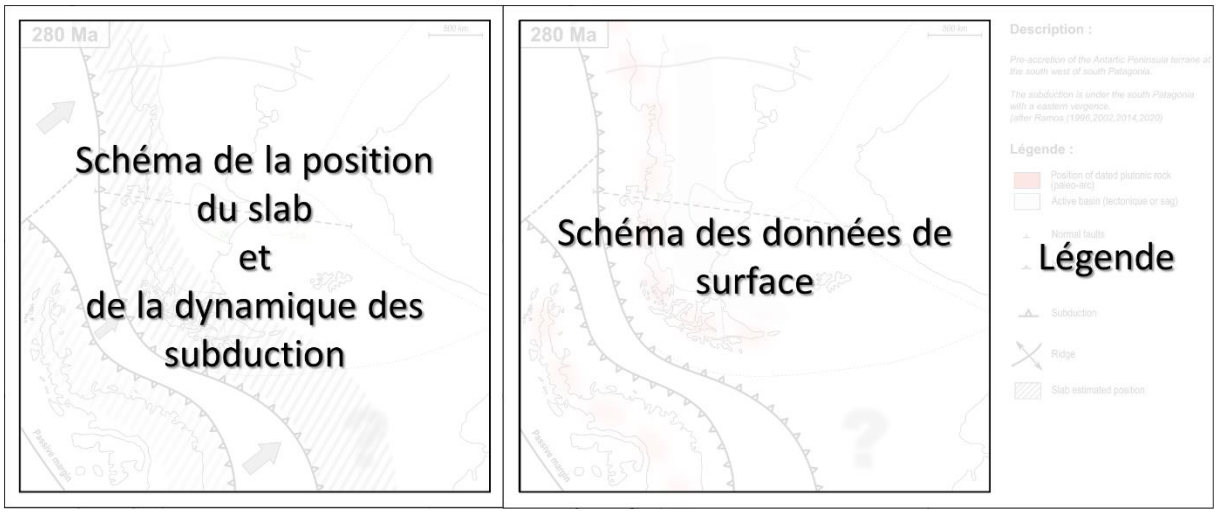


Figure 6.C - I–1 : exemple de présentation des différentes étapes du scénario
Note : les versions grandes tailles des images sont disponibles dans l'Annexe 5

6.C - II. Étape 0 : dérive de la terrane Péninsule Antarctique (280 à 260 Ma)

Cette première étape correspond à l'état initial du scénario et prend le parti pris de considérer que la terrane Péninsule Antarctique (noté P.A.) n'est pas encore accrétée au Gondwana. Cette hypothèse est proposée par plusieurs auteurs (Burton-Johnson and Riley, 2015; Navarrete *et al.*, 2019b; Suárez *et al.*, 2019a; Riley *et al.*, 2020), mais est encore discutée dans la littérature. Dans cette configuration la Patagonie se situe au contact des plaques Afrique et Antarctique, dans une configuration similaire à celle proposée par Elliot (2013) et reprise par plusieurs auteurs (Suárez *et al.*, 2019b; Riley *et al.*, 2020).

La subduction à l'Ouest de la Patagonie est représentée avec une convergence oblique et une double vitesse de subduction, comme proposée par Suárez *et al.* (2019 b) en se basant sur des marqueurs sédimentaires sur la marge Patagonienne. Dans ce scénario, la différence de taux de convergence est expliquée par la présence d'une double subduction de la lithosphère océanique située entre la P.A. et la Patagonie (Serra-Varela *et al.*, 2020 et référence inclues). La subduction sous la P.A. est supposée par l'existence de pluton d'arc de cet âge (Bastias *et al.*, 2020), alors que la subduction sous la Patagonie est-elle supposée en continuité de celle située plus au Nord.

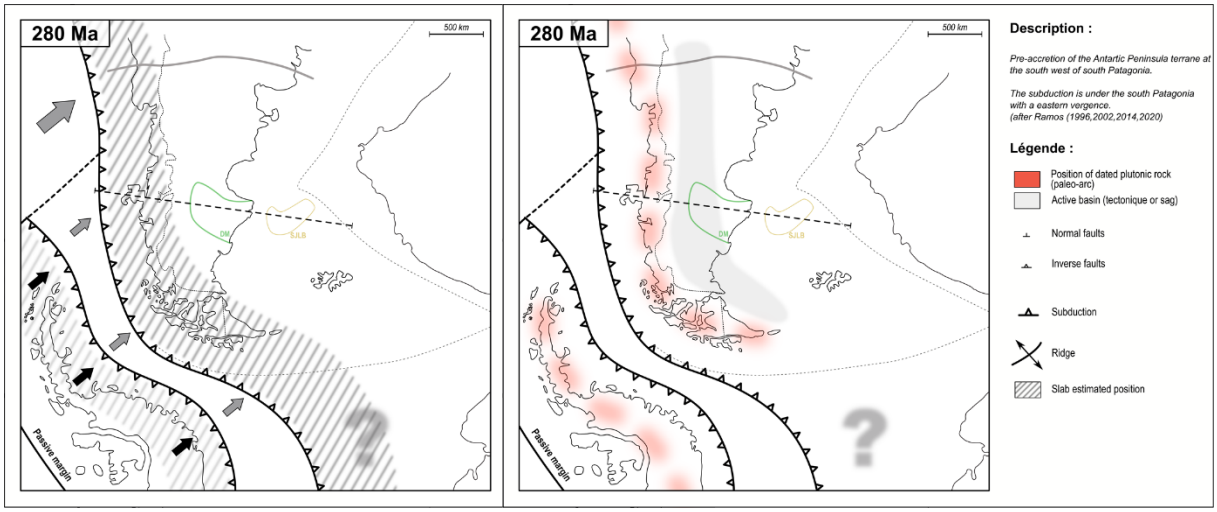


Figure 6.C - II–1 : schéma de la position de la P.A. avant son accrétion à la Patagonie
Note : les versions grandes tailles des images sont disponibles dans l'Annexe 5

6.C - III. Étape 1 : accrétion de la terrane Péninsule Antarctique à la Patagonie (260 à 240 Ma)

À l'état suivant, la P.A. vient s'accréter à la Patagonie dans une position « très au Nord », comme il l'est suggéré depuis quelques années par de nombreuses reconstructions paléogéographiques (Bastias *et al.*, 2021 et les références incluses). La nature de l'accrétion entre la P.A. et la Patagonie est à l'heure actuelle inconnue, et déterminer si elle a conduit à la formation d'une chaine, ou même la disparition de la croûte océanique, est impossible.

Durant cette période, dans le Massif du Deseado les données sédimentaires (groupement El Tranquilo) indiquent l'existence d'un potentiel drainage depuis l'Est vers l'Ouest (Moreira *et al.*, 2013; Jenchen, 2018). Simultanément, en Patagonie il est observé des marqueurs de compression associés à l'orogénèse Gondwanide (p.ex. Ramos and Naipauer, 2014; del Rey *et al.*, 2019; Ramos *et al.*, 2020) supposément située entre la Patagonie et l'Afrique. Enfin, toujours durant cette période, en P.A. des traces de l'existence d'un bassin entre la P.A. et la Patagonie sont retrouvées (Riley *et al.*, 2020; Serra-Varela *et al.*, 2020), qui serait aussi alimenté suivant un drainage E-O avec une source Patagonienne (Castillo *et al.*, 2020; Bastias *et al.*, 2020).

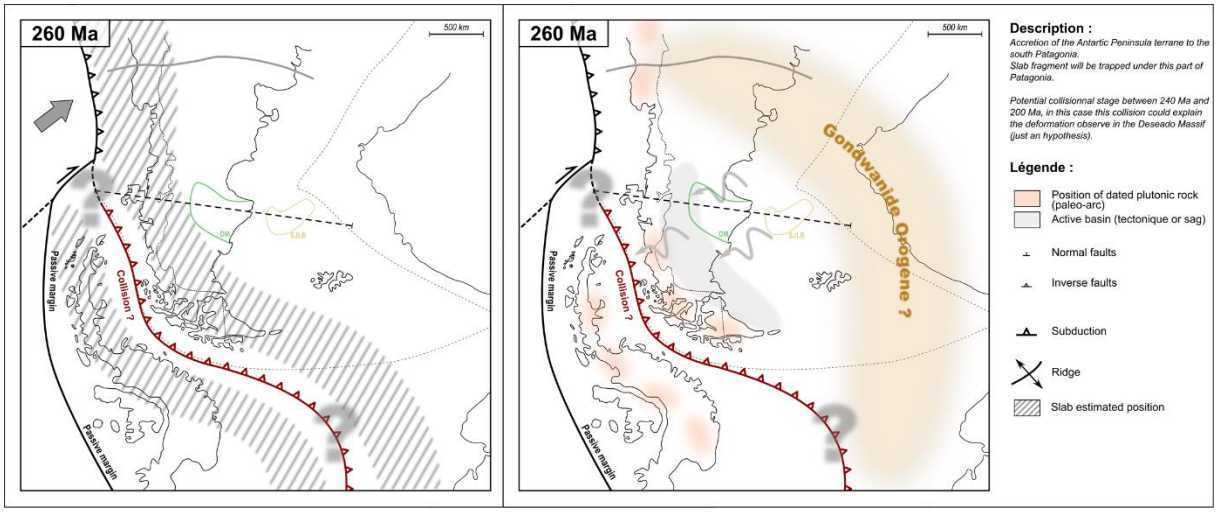


Figure 6.C - III–1 : schéma de l'accrétion de la P.A. à la Patagonie
Note : les versions grandes tailles des images sont disponibles dans l'Annexe 5

Dans ce scénario, il est fait l'hypothèse que le moteur des subductions (à double vergence) de la lithosphère océanique entre la P.A. et la Patagonie soit la traction du plongement d'une croûte océanique ancienne et froide. Cette double subduction conduirait à l'accrétion de la P.A. sans la formation d'une chaine de collision à proprement parler, mais une compression

mineure. À la suite de l'accrétion, le slab serait entrainé dans le manteau, et conduirait à la formation du bassin entre la P.A. et la Patagonie par un effet de succion. Le comportement du slab reste toutefois incertain, en particulier au niveau de l'existence d'un couplage ou non entre la subduction plus au Nord et le slab sous-Patagonien.

6.C - IV. Étape 2 : redéveloppement d'une subduction sous la P.A. (240 à 220 Ma)

Il existe un consensus en cours d'établissement quant à l'évolution géodynamique de la marge Ouest Gondwanienne entre ~240 et ~220 Ma ; en effet, de nombreuses études (Riley *et al.*, 2020; Castillo *et al.*, 2020 et référence inclues) démontrent avec certitude le développement d'un bassin entre la P.A. et la Patagonie. Celui-ci se développerait en continuité du bassin initié après l'accrétion et il serait entretenu par une dynamique d'arrière-arc. Cette dynamique serait produite par l'établissement d'une subduction à l'Ouest de la P.A. (Bastias *et al.*, 2020), avec comme moteurs probables une combinaison entre l'âge de la lithosphère océanique (ancienne) et la cinématique de la plaque océanique plus au Nord.

Durant cette même période, le devenir du slab subduit entre la P.A. et la Patagonie (sous-Patagonien) est inconnu.

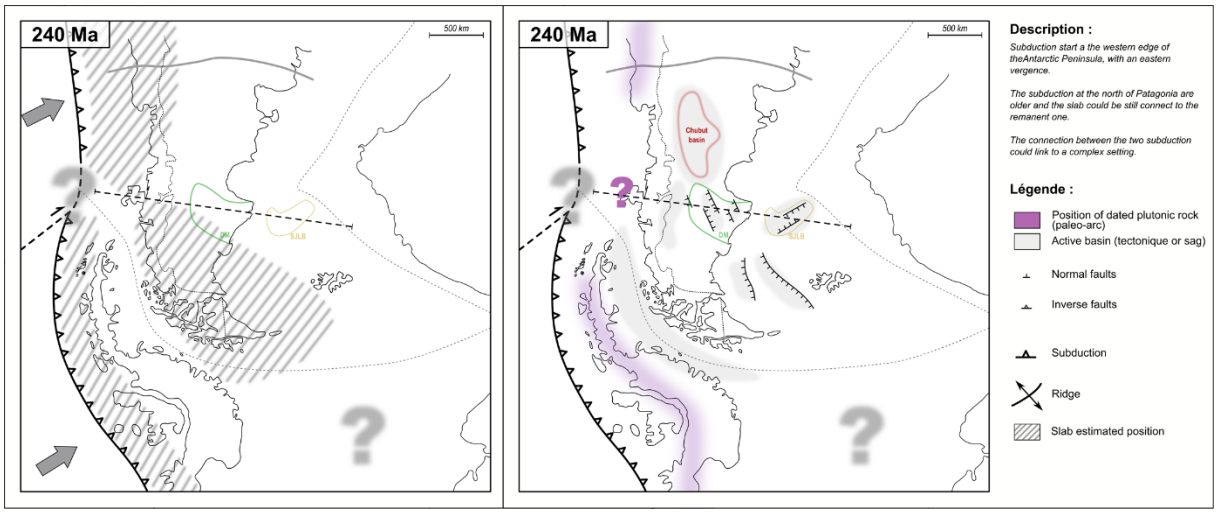


Figure 6.C - IV–1 : schéma de l'établissement d'un bassin entre la P.A. et la Patagonie et en Patagonie, ainsi que de l'initiation de la subduction sous P.A.
Note : les versions grandes tailles des images sont disponible dans l'Annexe 5

Dans le Massif du Deseado, cette période correspond aux derniers dépôts du groupement El Tranquilo, fait en domaine continental et transtensif, ce qui est cohérent avec les observations faites dans l'ensemble de la Patagonie durant cette période (développement du bassin de Chubut).

6.C - V. Étape 3 : mise en place d'une dynamique mantellique complexe (220 à 200 Ma)

Cette période est de plus en plus considérée par les auteurs récents (Navarrete *et al.*, 2019b; Lovecchio *et al.*, 2019; Lovecchio *et al.*, 2020) comme un moment critique pour expliquer les événements qui suivront (c.-à-d. la SLIP Chon Aike). Navarrete *et al.* (2019 b) proposent ainsi l'établissement d'un flat slab sous la Patagonie durant cette période, alors que Lovecchio *et al.* (2020) proposent le développement d'une déchirure dans le slab. Néanmoins, ces deux publications considèrent que la subduction l'Ouest Gondwanienne est unique et homogène entre le Nord et la partie sous P.A., ce qui n'est pas le cas du scénario proposé dans cette étude.

Toutefois, dans ce scénario cette période est aussi considérée comme critique dans l'établissement d'une dynamique mantellique complexe, dynamique aussi considérée comme étant à l'origine des événements s'écoulant entre 200 et 130 Ma.

D'un point de vue de données de surface, plusieurs marqueurs sont caractéristiques de cette période et servent de base aux scénarios présentés dans cette étude :

- une phase compressive, dénommée « Chonide event » ou « Peninsula orogeny », observée dans le bassin situé entre la P.A. et la Patagonie (Riley *et al.*, 2020 et références inclues) et menant jusqu'à la métamorphisation de certaine roche
- une phase d'enfouissement de plus de ~5 km, visible dans le Massif du Deseado, avec le dépôt de la formation Roca Blanca (explicitée dans cette étude)
- une phase compressive visible en plusieurs endroits de la Patagonie (del Rey *et al.*, 2019 et référence inclues) et dans le Massif du Deseado (*cf.* Chapitre 1, Navarrete *et al.*, 2019 a)
- un arrêt de l'activité volcanique à l'Ouest de la Patagonie (*cf.* Chapitre 1, réf)
- la mise en place entre 210 et 200 Ma de pluton de signature adakitique entre la P.A. (Bastias *et al.*, 2020; Bastias *et al.*, 2021) et le Massif du Deseado (*cf.* Chapitre 1, (Navarrete *et al.*, 2019b)

- une dynamique compressive de subduction à la bordure Ouest de la P.A. (Bastias *et al.*, 2020)

Ainsi deux hypothèses différentes de mise en place d'une dynamique mantellique complexe sont envisagées dans ce scénario, tous deux visant à satisfaire un maximum des observations de surface.

i. Hypothèse 1 : flat slab

La première hypothèse est celle de l'établissement d'un flat slab sous Patagonien (type Navarrete *et al.*, 2019b), en combinaison l'existence d'une déconnexion entre les deux zones de subduction (Nord et sous-P.A.).

La subduction située au Nord développerait une morphologie de flat slab, provoquée par les mécanismes évoqués par Navarrete *et al.* (2019 b) (ex. : succution du slab…), ou bien par la subduction de lithosphère océanique jeune liée à la position de la ride Farallon-Alluk (Serrano, 2014). Plus ou moins simultanément la subduction située sous la P.A. entamerait une phase compressive (Chonide event) sans développement de flat slab, due à la subduction d'une lithosphère plus jeune après le retrait de slab (*slab retreat*).

Dans cette hypothèse, cette « double » subduction située sur la même marge entrainerait la formation d'un contexte mantellique complexe, avec un potentiel découplage des deux plaques océaniques. Ainsi, cette morphologie (avec et sans flat-slab) induirait des dynamiques d'arrière-arc complexe, qui permettent d'expliquer une partie des marqueurs de surface.

ii. Hypothèse 2 : fusion du slab sous-Patagonien

Cette hypothèse implique la participation du slab anciennement situé entre la P.A. et la Patagonie. Celui-ci se serait retrouvé sous-plaqué sous la Patagonie, ou plus vraisemblablement aurait chuté dans le manteau en conservant une dynamique le plaçant sous la Patagonie.

Une fois dans cette position, entre 220 et 200 Ma, il aurait alors commencé à fondre, donnant les plutons de nature adakitiques et intracratoniques. Simultanément, les subductions (découplées ou non) auraient connu un changement de dynamique (probablement une accélération) conduisant à l'arrêt temporaire du volcanisme et une phase compressive, visible dans l'ensemble de l'arrière-arc (Chonide event).

Cette hypothèse ne nécessite pas le développement d'un flat-slab pour expliquer les marqueurs de surface visibles actuellement.

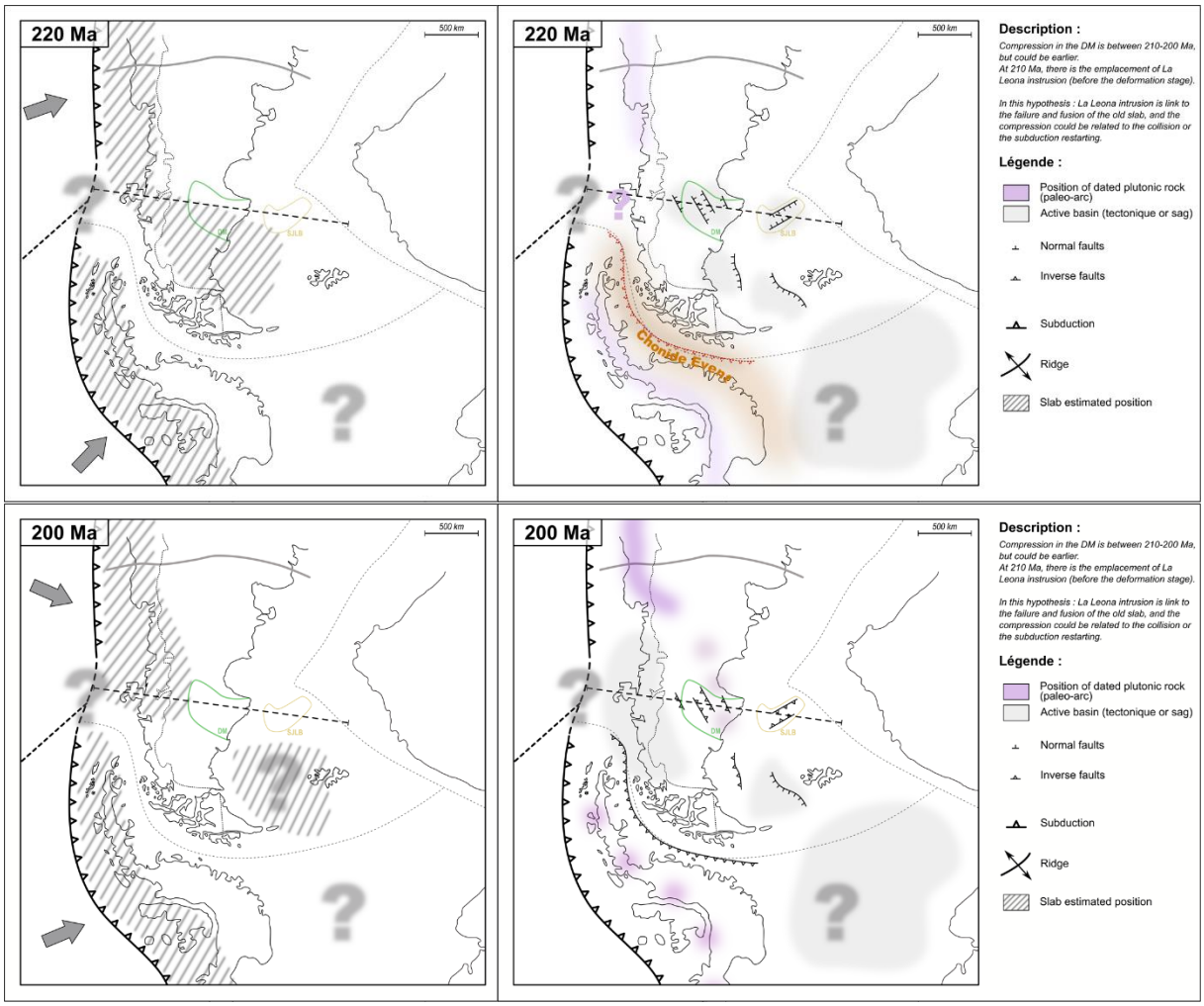


Figure 6.C - V–1 : schéma de la position des subductions et des continents avant le développement du contexte mantellique complexe à l'origine de la SLIP Chon Aike
Note : les versions grandes tailles des images sont disponibles dans l'Annexe 5

i. Conclusion

Ces hypothèses sont toutes deux imparfaites et n'arrivent pas à expliquer l'ensemble des marqueurs géologiques observés ; toutefois elles impliquent toutes deux la mise en place d'une lithosphère océanique sous la future SLIP Chon Aike, ainsi que le découplage potentiel des subductions Nord et sous P.A.

Or, ces deux paramètres sont finalement les seules contraintes mantelliques nécessaires pour pouvoir expliquer le déroulement des événements des 50 millions d'années suivants.

6.C - VI. Étape 4 : événement Chon Aike (200 à 150 Ma)

Cette période (200 à 150 Ma) correspond à celle de l'événement Chon Aike, dans sa nouvelle définition (Bastias *et al.*, 2021). Comme présentée dans le Chapitre 1, la géodynamique de cette période est au cœur de débats actuels sur à la fois l'origine de la SLIP Chon Aike (Navarrete *et al.*, 2019b; Bastias *et al.*, 2021), mais aussi les prémisses et mécanismes de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (Lovecchio *et al.*, 2020).

Le scénario géodynamique présenté ci-après a été construit d'après les modèles existants (*cf.* Chapitre 1), ainsi que l'ensemble des marqueurs de surface associés à cette période (*cf.* Chapitre 1) et des conclusions d'études récentes déjà citées. Parmi ces études, ce scénario repose sur deux conclusions primordiales déjà présentées, mais rappelées ci-dessous.

D'une part, Serrano (2014), travaillant principalement en Patagonie, conclut que : l'événement Chon Aike est principalement initié et entretenu par la fusion d'une grande quantité de croûte océanique. D'autre part, Bastias *et al.* (2021), travaillant principalement en P.A., proposent que l'origine de la SLIP Chon Aike soit uniquement attribuée à la subduction d'une croûte océanique, sans l'implication du Karoo-Ferrar plume. Ils expliquent la taille de la SLIP par le développement d'un flat slab et l'existence d'un événement V0 au Chon Aike entre ~197 et ~220 Ma, associant indirectement, mais consciemment l'unité intrusive de La Leona à l'événement Chon Aike.

Ainsi, le scénario proposé dans cette étude représente donc un parti pris piochant dans les différents modèles existants, visant à satisfaire à un maximum d'observations et de plausibilité physique. Parmi ces partis pris, l'implication du Karoo-Ferrar plumes est considéré comme négligeable et la SLIP Chon Aike uniquement issue de la fusion d'une croûte océanique ; et celle-ci se serait mise en place sous la Patagonie suivant une des deux hypothèses présentées entre 220 et 200 Ma. À ce stade des connaissances, les hypothèses 1 et 2 sont toutes deux possibles, néanmoins dans le cadre de cette étude la balance pencherait vers l'hypothèse 1 (développement d'un flat-slab sous Patagonien). En effet, celle-ci semble fournir plus d'explications aux données de surface, notamment dans le Massif du Deseado avec le modèle proposé dans cette thèse de mise en place du CVBL sous la forme de calderas (*cf.* modèle Best – Navarrete proposé précédemment).

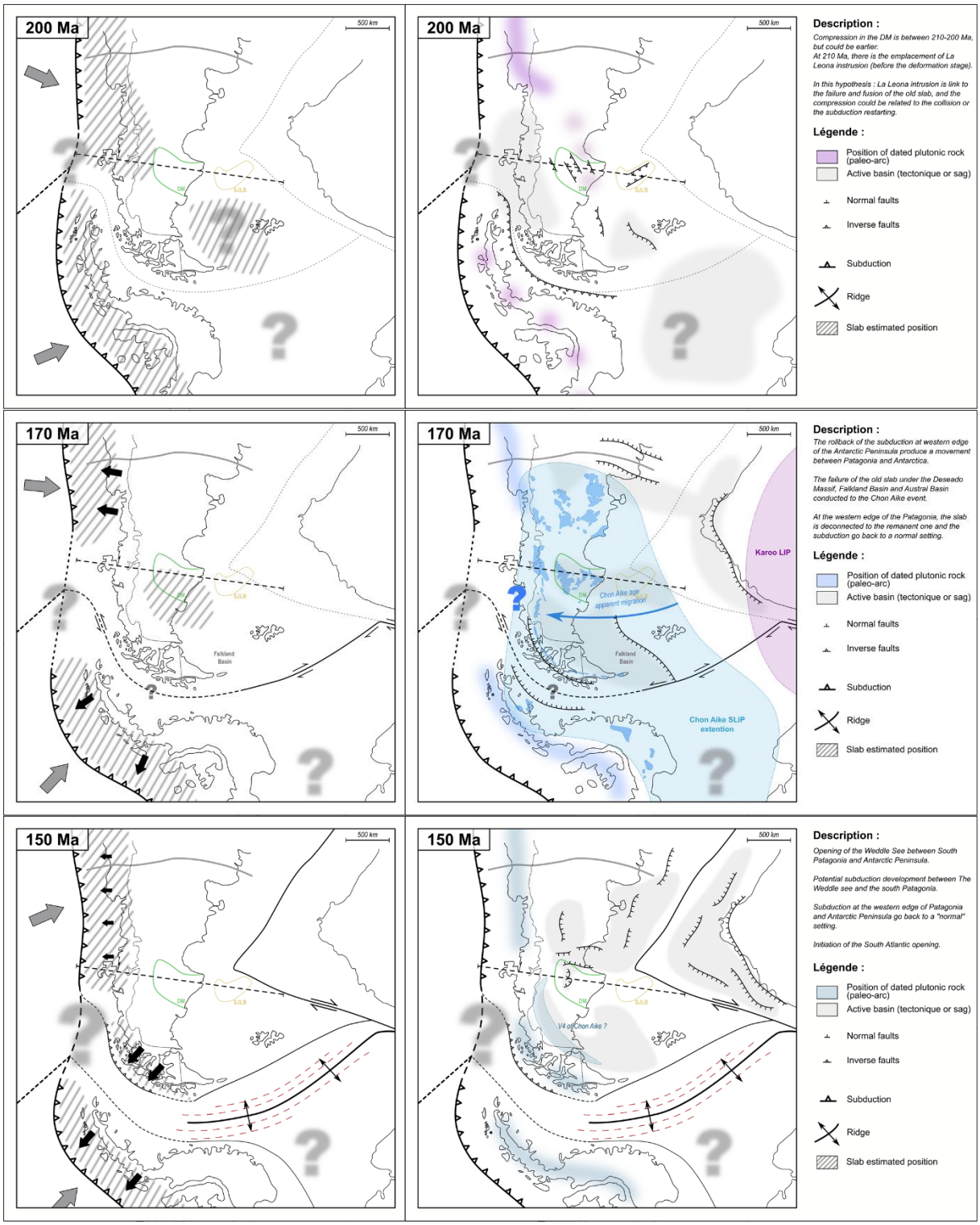


Figure 6.C - VI–1 : schéma de la position de la P.A. et de la Patagonie durant la mise en place de la SLIP Chon Aike
Note : les versions grandes tailles des images sont disponibles dans l'Annexe 5

Dans le cadre de ce choix, il est proposé que le développement du flat-slab se ferait entre 220 et 190 Ma, puis qu'aux environs de 190-180 Ma le slab casse et reprenne une subduction classique. Le flat-slab serait alors sous-plaqué sous la Patagonie et sa fusion entrainerait l'événement Chon Aike.

Par la suite, il est proposé qu'il existe toujours un découplage entre les subductions Nord et sous P.A., ainsi qu'une zone de suture entre le bloc P.A. et la Patagonie. La différence de dynamique de subduction sous la P.A. entrainerait une dynamique transtensive particulière dans tout l'arrière-arc entre 180 et 150 Ma (c.-à-d. : Massif du Deseado, bassin Austral et Magallanes). Cette différence conduirait in fine à l'ouverture de la mer Weddell, selon la cinématique proposée par Lovecchio *et al.* (2020).

6.C - VII. Étape 5 : retour à une géodynamique simple (150 à 110 Ma)

6.C - VII a) Ouverture de l'océan Sud Atlantique (150 à 130 Ma)

Cette période correspond à celle de l'exhumation du Massif du Deseado, et est régionalement associée à une dynamique extensive, conduisant à l'ouverture de la mer Weddell (à ~150 Ma) et de l'océan Sud Atlantique (à ~130 Ma). En effet, l'ensemble de la Patagonie enregistre une dynamique extensive importante, menant même à l'apparition d'une ride océanique à son extrémité Sud (Bassin Rocas Verdes, Calderón *et al.*, 2016; Ghiglione *et al.*, 2016).

Dans ce contexte global d'extension et de subsidence, le Massif du Deseado est le seul à s'exhumer pendant cette période. Les seules zones géographiques possédant une dynamique similaire sont le haut topographique de Rio Chico et le bassin de San Julian, néanmoins si elles ne subsident pas ou peu, elles ne s'exhument pas pour autant.

Dans ce scénario il est proposé que l'anomalie que représente la dynamique du Massif du Deseado serait associée à un bloc crustal positionné au niveau d'un « nœud » géodynamique (c.-à-d. une position de changement de contrainte). Celui-ci posséderait alors une dynamique de soulèvement, peut-être liée à une réponse isostatique singulière (*cf.* sous-plaquage de la croûte océanique), mais surtout non affectée par l'extension régionale.

Ce « nœud » géodynamique serait expliqué par la subduction occurrente sous la partie Sud de la Patagonie. En effet, il est supposé qu'au Sud de la Patagonie une subduction produise une extension d'arrière-arc qui conduirait à la formation de la ride Rocas Verdes dans le futur bassin

Austral. Or, l'origine et la morphologie de la subduction dans cette zone sont inconnues, néanmoins, certains auteurs proposent qu'elles correspondent à celle de la lithosphère océanique de la mer Weddell (Lovecchio *et al.*, 2020). Suárez *et al.*, (2010) proposent ainsi que cette dynamique d'arrière-arc et la ride Weddell conduisent au décalage de la zone de subduction à ~130 Ma, ce qui expliquerait un grand nombre d'observations de surface.

L'ensemble de ces données tendent donc à indiquer que la dynamique de la subduction Sud Patagonienne ne serait pas liée à la subduction située au plus au Nord. Ainsi, la transition entre ces deux zones de subduction conduirait à une zone sans contrainte extensive, et celle-ci se placerait au niveau du Massif du Deseado.

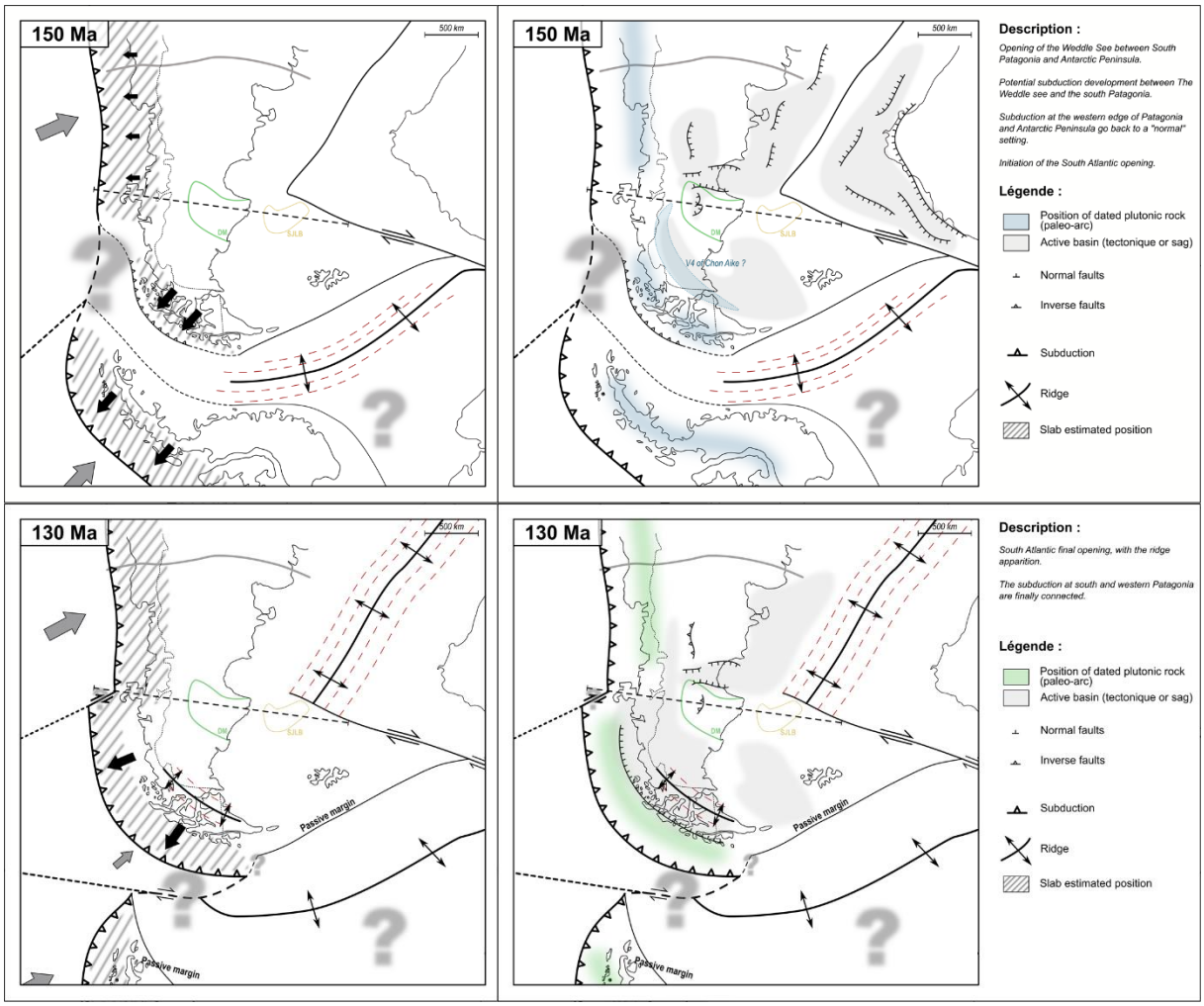


Figure 6.C - VII–1 : schéma de la cinématique d'ouverture de l'Atlantique Sud et de la ride Weddell
Note : les versions grandes tailles des images sont disponibles dans l'Annexe 5

6.C - VII b) Individualisation du continent Sud-Américain et développement de la subduction actuelle (130 à 110 Ma)

À la suite de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud et de la Mer Weddell, la Patagonie se situe dans une position géodynamique et géographique proche de l'actuel. Toutefois la période entre ~130 et ~110 Ma correspond à un dernier événement concluant cette phase d'ouverture : une phase compressive régionale enregistrée dans toute la partie Sud de la Patagonie.

Cette phase compressive est observée principalement par l'inversion et la fermeture de la ride de Rocas Verdes dans le Sud de la Patagonie (Suárez *et al.*, 2010), mais aussi par une phase d'exhumation de l'ensemble du bassin Austral (p.ex. Sickmann *et al.*, 2019). Cette compression est attribuée par Suárez *et al.* (2010) aux rattrapages de la subduction Sud-Patagonienne, décalée vers l'Ouest durant le retrait du slab et l'ouverture de la ride Rocas Verdes.

Ghiglione *et al.* (2015) proposent que cette phase de compression ait aussi affecté et exhumé le Massif du Deseado. Les données ne permettent pas de valider ou d' infirmer cette hypothèse, mais suggèrent toutefois l'absence d'événement majeur durant cette période comparée aux périodes précédentes. Dans ce cas, le massif du Deseado constituerait encore une fois une anomalie au regard des zones l'environnants, renforçant encore son statut de bloc crustal situé dans un « nœud » géodynamique.

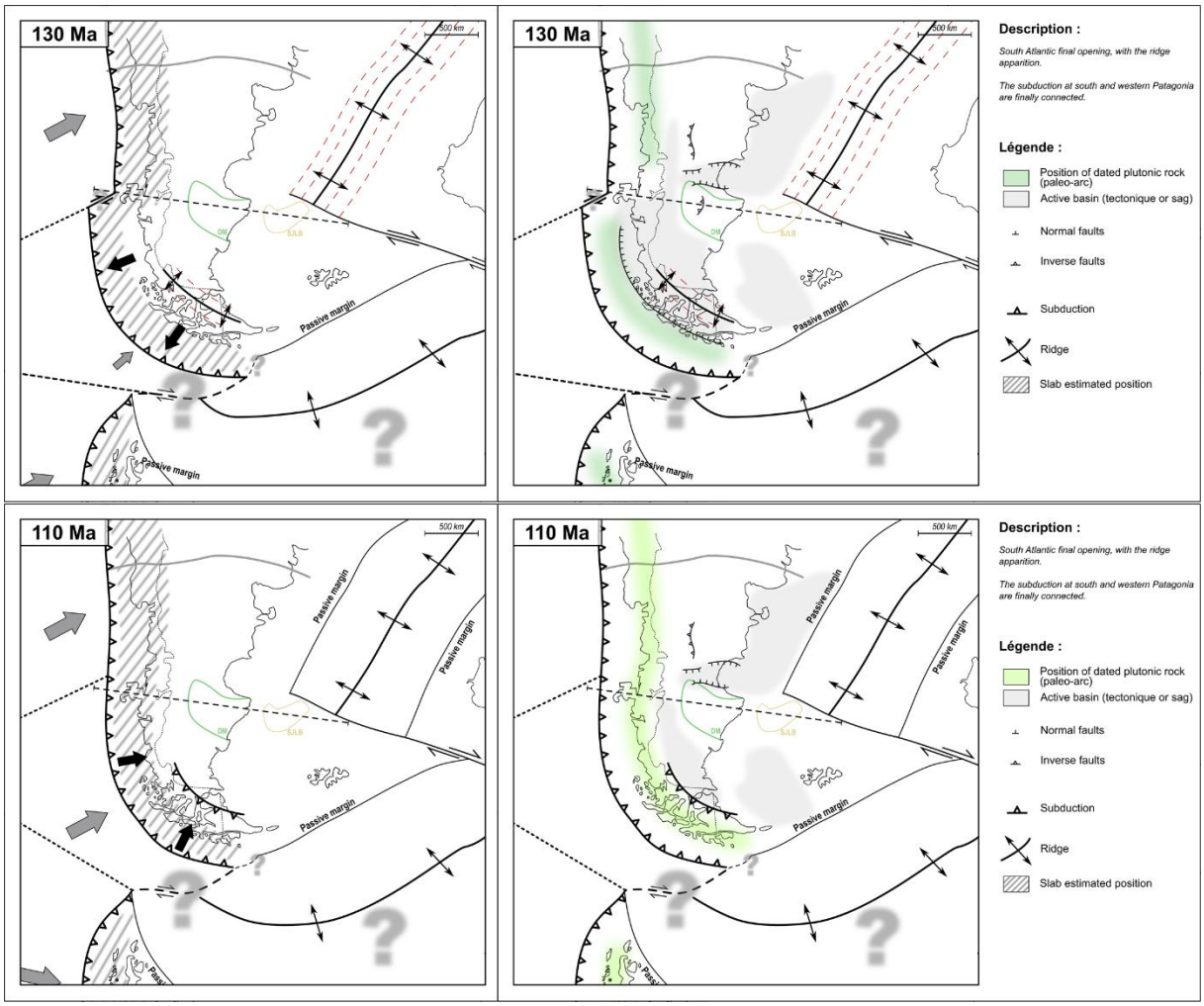


Figure 6.C - VII–2 : schéma de la Patagonie à ~110 Ma, lors du retour à un état stable d'un point de vue géodynamique et ouverture de l'Atlantique

Note : les versions grandes tailles des images sont disponible dans l'Annexe 5

6.C - VII c) Étape 6 : situation géodynamique récente (110 Ma à l'actuel)

Dès lors que ce dernier événement compressif se termine entre 110 et 100 Ma, la Patagonie entre dans une dynamique similaire à celle d'aujourd'hui avec la dérive du continent Sud-américain. Si deux événements géodynamiques connus interviennent entre cette période et l'actuel, le Massif du Deseado ne permet pas d'apporter d'informations supplémentaires à cette géodynamique. De plus, il existe déjà des scénarios géodynamiques consistants établis durant cette période.

Ainsi, les étapes géodynamiques présentées ci-après le sont uniquement pour donner une image globale de scénarios selon la même présentation.

6.C - VII d) Subduction de la ride Farallon-Aluk (60 à 40 Ma)

Les différentes étapes de subduction de la ride Farallon-Aluk sont résumées dans le Chapitre 1, et issues principalement de compilation de la litterature (Gianni *et al.*, 2018; Gianni *et al.*, 2019).

6.C - VII e) Subduction de la ride du Chili (15 Ma à l'actuel)

L'arrivée et l'impact de la subduction de la ride du Chili est bien contraint régionalement (*cf.* Chapitre 1). Comme discuté précédemment, celle-ci entraine l'exhumation récente du Massif du Deseado (*cf.* Chapitre 1), ainsi que sa morphologie actuelle.

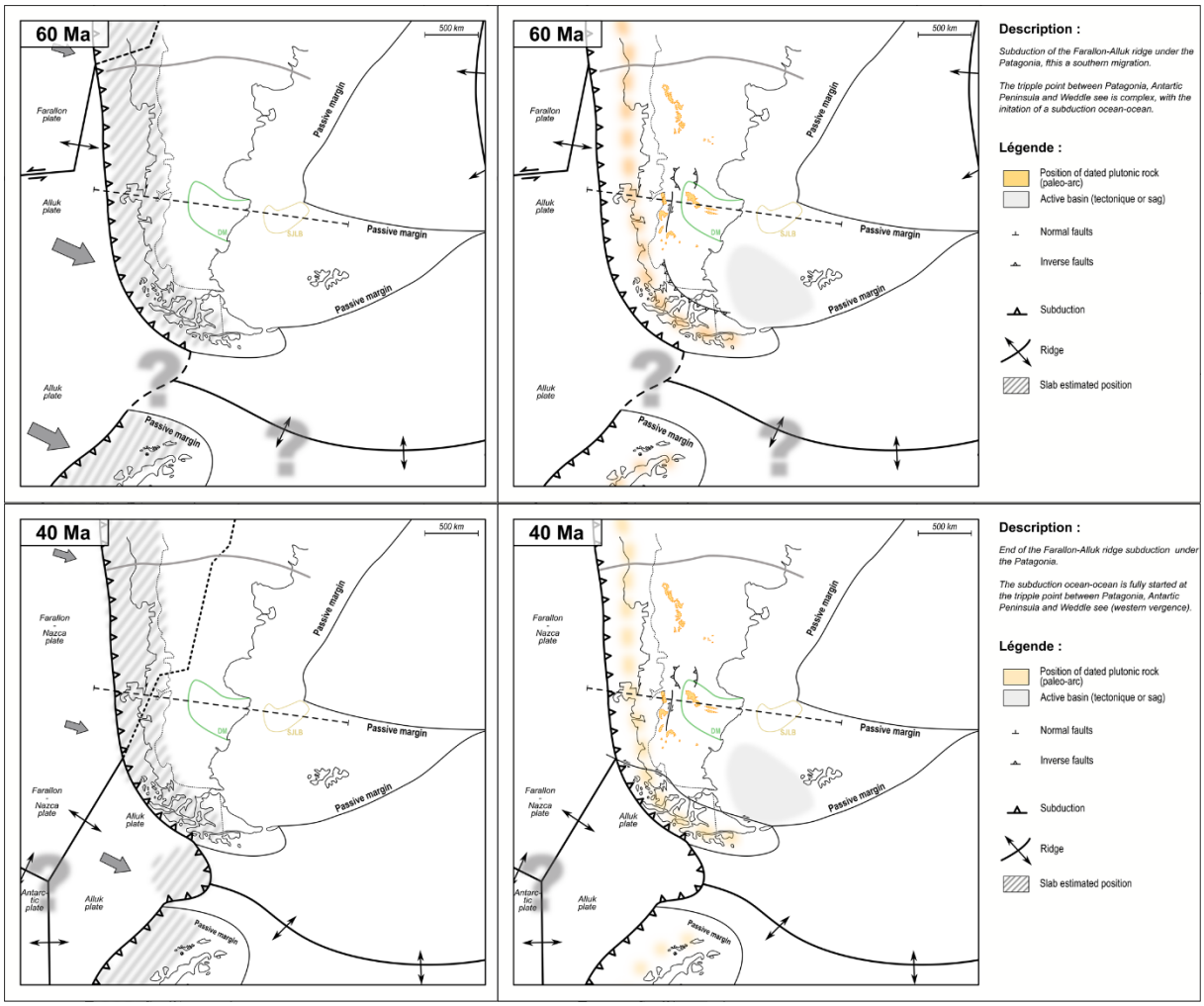


Figure 6.C - VII–3 : schéma de la subduction de la ride Farallon-Aluk
Note : les versions grandes tailles des images sont disponibles dans l'Annexe 5

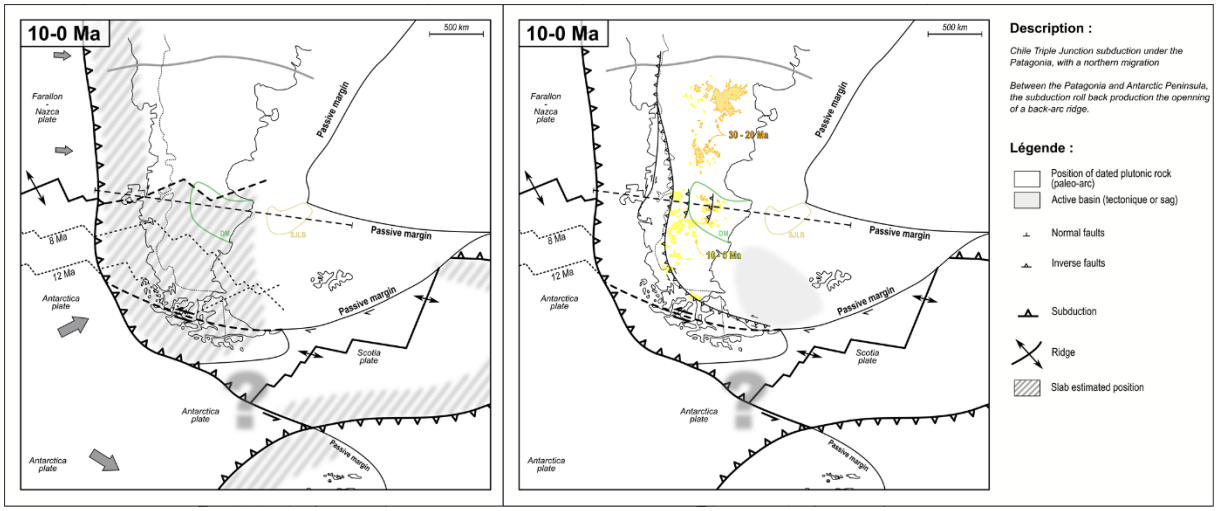


Figure 6.C - VII–4 : schéma de l'état géodynamique actuel du Massif du Deseado
Note : les versions grandes tailles des images sont disponibles dans l'Annexe 5

6.C - VIII. Conclusion sur l'apport de la dynamique du Massif du Deseado et discussion sur la géodynamique Patagonienne

La construction de ce scénario géodynamique de l'histoire Patagonienne durant l'événement Chon Aike et l'ouverture de l'Atlantique permet de mettre en lumière plusieurs conclusions, étalées sur des échelles différentes.

Au premier ordre, ce scénario fait ressortir l'histoire unique du Massif du Deseado entre ~150 et ~110 Ma, caractérisée par une dynamique contraire à celle des zones qui l'entourent. En effet, d'une part alors que durant l'ouverture Atlantique (~150 à ~130 Ma) l'ensemble de la Patagonie, du Sud de l'Afrique et de la P.A. possèdent des dynamiques extensives et de subsidence, le Massif du Deseado enregistre une dynamique d'exhumation. Et d'autre part, durant la mise en place de la géodynamique actuelle (~130 à ~110 Ma) alors que l'ensemble de la Patagonie Sud enregistre une phase compressive, le Massif du Deseado ne semble pas affecté par cet événement. Ainsi, cette étude propose que le Massif du Deseado constitue un bloc cratonique possédant une dynamique particulière dans la région, ce qui conduit à la conclusion de second ordre.

Au second ordre, le comportement particulier du Massif du Deseado, ainsi que sa position géographique, permettent de proposer que la géodynamique de la région entre ~150 et ~110 Ma s'est fait selon une cinématique complexe, articulée autour d'une dynamique de subduction double. Celle-ci expliquerait le comportement du Massif du Deseado en le plaçant dans un nœud géodynamique, à la convergence de plusieurs contraintes distinctes.

Par la suite, la reconstitution de proche en proche d'images ponctuelles pour expliquer l'origine du nœud géodynamique (ainsi que les nombreuses données de la littérature) a permis d'établir un scénario géodynamique presque complet entre ~280 et ~110 Ma. De ce scénario, il est possible faire ressortir des grandes problématiques de la géodynamique globale de la région.

Ainsi, au troisième ordre, ce scénario permet donc de discuter de certains aspects de ces problématiques, tel que :

- le changement de paradigme sur l'origine de l'événement Chon Aike qui serait maintenant uniquement attribuée à la fusion d'une croûte océanique, et donc la nécessité de redéterminer les mécanismes de son développement

- l'implication de la cinématique et position de l'accrétion de la P.A. dans la dynamique de la subduction entre 240 et 180 Ma, et donc dans l'origine de la SLIP Chon Aike
- l'implication de la suture entre la P.A. et la Patagonie pour expliquer l'ouverture de la mer Weddell
- l'implication de l'événement Chon Aike, et des mécanismes à son origine, dans l'ouverture de l'océan Atlantique Sud

Bibliographie du Chapitre 6 :

Barberón, V., Sue, C., Ghiglione, M., Ronda, G. and Aragón, E., 2018. Late Cenozoic brittle deformation in the Southern Patagonian Andes: Record of plate coupling/decoupling during variable subduction? *Terra Nova*, **30**, p. 296–309, doi: 10.1111/ter.12339.

Bastias, J., Spikings, R., Riley, T., Ulianov, A., Grunow, A., Chiaradia, M. and Hervé, F., 2021. A revised interpretation of the Chon Aike magmatic province: Active margin origin and implications for the opening of the Weddell Sea: *Lithos*,, p. 106013, doi: 10.1016/j.lithos.2021.106013.

Bastias, J., Spikings, R., Ulianov, A., Riley, T., Burton-Johnson, A., Chiaradia, M., Baumgartner, L., Hervé, F. and Bouvier, A.-S., 2020. The Gondwanan margin in West Antarctica: Insights from Late Triassic magmatism of the Antarctic Peninsula: *Gondwana Research*, **81**, p. 1–20, doi: 10.1016/j.gr.2019.10.018.

Best, M.G., Christiansen, E.H., de Silva, S. and Lipman, P.W., 2016. Slab-rollback ignimbrite flareups in the southern Great Basin and other Cenozoic American arcs: A distinct style of arc volcanism: *Geosphere*, **12**, p. 1097–1135, doi: 10.1130/GES01285.1.

Bétard, F., Peulvast, J.P., Rabassa, J. and Aguilera, E.Y., 2014. Meso-Cenozoic Paleotopographies and Paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Argentina). In: *Gondwana Landscapes in southern South America* (Rabassa, J., and Ollier, C., eds.) Springer Netherlands, Dordrecht, p. 477–501.

Braun, J., Guillocheau, F., Robin, C., Baby, G. and Jelsma, H., 2014. Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**, p. 6093–6112.

Burton-Johnson, A. and Riley, T.R., 2015. Autochthonous v. accreted terrane development of continental margins: a revised *in situ* tectonic history of the Antarctic Peninsula: *Journal of the Geological Society*, **172**, p. 822–835, doi: 10.1144/jgs2014-110.

Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J.C., Sepúlveda, F. and Galaz, G., 2016. Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. In: *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes* (C. Ghiglione, M., ed.) Springer International Publishing, Cham, p. 7–36.

Castillo, P., Fanning, C.M. and Riley, T.R., 2020. Zircon O and Hf isotopic constraints on the genesis of Permian–Triassic magmatic and metamorphic rocks in the Antarctic Peninsula and correlations with Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, **104**, p. 102848, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102848.

Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C. and Gautheron, C., 2012. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling: Brazilian tectonic from thermochronology: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**, doi: 10.1029/2012JB009340.

Echeveste, H.J., Páez, G., López, L., Carlini, M. and De Martino, F., 2020. El Complejo Volcánico Bahía Laura en la zona del distrito minero Manantial Espejo: *Revista del Museo de La Plata*, **5**, p. 1–35, doi: 10.24215/25456377e092.

Elliot, D.H., 2013. The geological and tectonic evolution of the Transantarctic Mountains: a review: *Geological Society, London, Special Publications*, **381**, p. 7–35, doi: 10.1144/SP381.14.

Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. and Haller, M., 1999. 40Ar/39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and

subduction: *Earth and Planetary Science Letters*, **172**, p. 83–96, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00190-9.

Fernández, M.L., Mazzoli, S., Zattin, M., Savignano, E., Genge, M.C., Tavani, S., Garrone, A. and Franchini, M., 2020. Structural controls on Jurassic gold mineralization, and Cretaceous-Tertiary exhumation in the foreland of the southern Patagonian Andes: New constraints from La Paloma area, Deseado Massif, Argentina: *Tectonophysics*, **775**, p. 228302, doi: 10.1016/j.tecto.2019.228302.

Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B. and Ramos, V.A., 2015. U–Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia: *Cretaceous Research*, **55**, p. 116–128, doi: 10.1016/j.cretres.2015.02.006.

Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., Cuitiño, J. and Barberón, V., 2016. Growth of the Southern Patagonian Andes (46–53°S) and Their Relation to Subduction Processes. In: *Growth of the Southern Andes* (Folguera, A.,, Naipauer, M.,, Sagripanti, L.,, C. Ghiglione, M.,, Orts, D.L., and Giambiagi, L., eds.) Springer International Publishing, Cham, p. 201–240.

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. and Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, **30**, p. 134–150, doi: 10.1016/j.jsames.2010.09.002.

Gianni, G.M., Pesce, A. and Soler, S.R., 2018. Transient plate contraction between two simultaneous slab windows: Insights from Paleogene tectonics of the Patagonian Andes: *Journal of Geodynamics*, **121**, p. 64–75, doi: 10.1016/j.jog.2018.07.008.

Gianni, G.M., Pesce, A., Soler, S.R., García, H.P.A., Sánchez, M.A., Navarrete, C., Echaurren, A., Encinas, A. and Folguera, A., 2019. Along-strike segmentation of the Farallon-Phoenix midocean ridge: Insights from the Paleogene tectonic evolution of the Patagonian Andes between 45° and 46°30′S. In: *Andean Tectonics* Elsevier, p. 651–673.

Guido, D.M., Escayola, M.P. and Schalamuk, I.B., 2004. The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, p. 567–577, doi: 10.1016/j.jsames.2003.10.003.

Guillaume, B., Moroni, M., Funiciello, F., Martinod, J. and Faccenna, C., 2010. Mantle flow and dynamic topography associated with slab window opening: Insights from laboratory models: *Tectonophysics*, **496**, p. 83–98, doi: 10.1016/j.tecto.2010.10.014.

Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D. and Ehlers, T.A., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate: *Nature*, **504**, p. 423–426, doi: 10.1038/nature12877.

Homovc, J.F. and Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina: *AAPG Bulletin*, **85**, doi: 10.1306/8626D077-173B-11D7-8645000102C1865D.

Jenchen, U., 2018. Petrography and geochemistry of the Triassic El Tranquilo Group, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: Implications for provenance and tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, **88**, p. 530–550, doi: 10.1016/j.jsames.2018.09.007.

Jovic, S.M., 2010. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz.

Leprêtre, R., Barbarand, J., Missenard, Y., Gautheron, C., Pinna-Jamme, R. and Saddiqi, O., 2017. Mesozoic evolution of NW Africa: implications for the Central Atlantic Ocean dynamics: *Journal of the Geological Society*, **174**, p. 817–835, doi: 10.1144/jgs2016-100.

Lovecchio, J.P., Naipauer, M., Cayo, L.E., Rohais, S., Giunta, D., Flores, G., Gerster, R., Bolatti, N.D., Joseph, P., Valencia, V.A. and Ramos, V.A., 2019. Rifting evolution of the Malvinas basin, offshore Argentina: New constrains from zircon U–Pb geochronology and seismic characterization: *Journal of South American Earth Sciences*, **95**, p. 102253, doi: 10.1016/j.jsames.2019.102253.

Lovecchio, J.P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N.D. and Ramos, V.A., 2020. Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: A poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin: *Earth-Science Reviews*, **203**, p. 103138, doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103138.

Margirier, A., 2019. Climate control on Early Cenozoic denudation of the Namibian margin as deduced from new thermochronological constraints: *Earth and Planetary Science Letters*,, p. 11.

Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning, C.M. and Schalamuk, I.A., 2013. Detrital zircons U–Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, **47**, p. 32–46, doi: 10.1016/j.jsames.2013.05.010.

Navarrete, C., Butler, K.L., Hurley, M. and Márquez, M., 2020a. An early Jurassic graben caldera of Chon Aike silicic LIP at the southernmost massif of the world: The Deseado caldera, Patagonia, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, **101**, p. 102626, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102626.

Navarrete, C., Gianni, G., Christiansen, R., Kamerbeek, Y., Periale, S. and Folguera, A., 2019a. Jurassic intraplate contraction of southern Patagonia: The El Tranquilo Anticline area, Deseado Massif: *Journal of South American Earth Sciences*, **94**, p. 102224, doi: 10.1016/j.jsames.2019.102224.

Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M. and Folguera, A., 2019b. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting: *Earth-Science Reviews*, **194**, p. 125–159, doi: 10.1016/j.earscirev.2019.05.002.

Navarrete, C., Gianni, G., Massaferro, G. and Butler, K., 2020b. The fate of the Farallon slab beneath Patagonia and its links to Cenozoic intraplate magmatism, marine transgressions and topographic uplift: *Earth-Science Reviews*, **210**, p. 103379, doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103379.

Navarrete, C., Hurley, M., Butler, K., Liendo, I., Litvak, V. and Folguera, A., 2020c. Jurassic volcanism of the Chon Aike Silicic LIP in the northeastern Deseado Massif: *Journal of South American Earth Sciences*,, p. 102886, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102886.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. and Riley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **81**, p. 113–136, doi: 10.1016/S0377-0273(97)00070-X.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. and Kelley, S.P., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana: *Journal of Petrology*, **41**, p. 605–625, doi: 10.1093/petrology/41.5.605.

Pavón Pivetta, C., Gregori, D., Benedini, L., Garrido, M., Strazzere, L., Geraldes, M., Santos, A.C. and Marcos, P., 2020. Contrasting tectonic settings in Northern Chon Aike Igneous Province of Patagonia: subduction and mantle plume-related volcanism in the Marifil formation: *International Geology Review*, **62**, p. 1904–1930, doi: 10.1080/00206814.2019.1669227.

Peñalva, G., Jovic, S., Chernicoff, C.J., Guido, D.M. and Schalamuk, I., 2008. Cuerpos intrusivos asociados a las mineralizaciones polimetálicas del depósito Cerro León, área del anticlinal El Tranquilo, Santa Cruz: Evidencias Geofísicas: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **63**, p. 14–23.

Rabassa, J., Carignano, C. and Cioccale, M., 2010. Gondwana paleosurfaces in argentina: an introduction: *São Paulo*, **29**, p. 28.

Ramos, V., Lovecchio, J.P., Naipauer, M. and Pángaro, F., 2020. The collision of patagonia: geological facts and speculative interpretations: *Ameghiniana*,, doi: 10.5710/AMGH.27.05.2020.3352.

Ramos, V.A. and Naipauer, M., 2014. Patagonia: where does it come from? *Journal of Iberian Geology*, **40**, p. 367–379, doi: 10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n2.45304.

Rapela, C. and Pankhurst, R., 1996. plutonism of Patagonia. In: Geological Society of America, p. 193–203.

Reimer, W., Miller, H. and Mehl, H., 1996. Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress fields of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data: *Geological Society, London, Special Publications*, **108**, p. 73–85, doi: 10.1144/GSL.SP.1996.108.01.06.

del Rey, Á., Deckart, K., Planavsky, N., Arriagada, C. and Martínez, F., 2019. Tectonic evolution of the southwestern margin of Pangea and its global implications: Evidence from the mid Permian–Triassic magmatism along the Chilean-Argentine border: *Gondwana Research*, **76**, p. 303–321, doi: 10.1016/j.gr.2019.05.007.

Riley, T.R., Flowerdew, M.J., Millar, I.L. and Whitehouse, M.J., 2020. Triassic magmatism and metamorphism in the Antarctic Peninsula: Identifying the extent and timing of the Peninsula Orogeny: *Journal of South American Earth Sciences*, **103**, p. 102732, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102732.

Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. and Harris, C., 2001. Origins of Large Volume Rhyolitic Volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by Crustal Melting: *Journal of Petrology*, **42**, p. 1043–1065, doi: 10.1093/petrology/42.6.1043.

Schwartz, T.M. and Graham, S.A., 2015. Stratigraphic architecture of a tide-influenced shelf-edge delta, Upper Cretaceous Dorotea Formation, Magallanes-Austral Basin, Patagonia (G. Hampson, Ed.): *Sedimentology*, **62**, p. 1039–1077, doi: 10.1111/sed.12176.

Seitz, S., Putlitz, B., Baumgartner, L.P. and Bouvier, A.-S., 2018. The role of crustal melting in the formation of rhyolites: Constraints from SIMS oxygen isotope data (Chon Aike Province, Patagonia, Argentina): *American Mineralogist*, **103**, p. 2011–2027, doi: 10.2138/am-2018-6520.

Serrano, L., 2014. Jurassic magmatism in Patagonia, Mauritania and Mali: Examples of silicic and basaltic Large Igneous Provinces.

Serra-Varela, S., Heredia, N., Giacosa, R., García-Sansegundo, J. and Farias, P., 2020. Review of the polyorogenic Palaeozoic basement of the Argentinean North Patagonian Andes: age, correlations, tectonostratigraphic interpretation and geodynamic evolution: *International Geology Review*,, p. 1–24, doi: 10.1080/00206814.2020.1839798.

Sickmann, Z.T., Schwartz, T.M., Malkowski, M.A., Dobbs, S.C. and Graham, S.A., 2019. Interpreting large detrital geochronology data sets in retroarc foreland basins: An example from the Magallanes-Austral Basin, southernmost Patagonia: *Lithosphere*, **11**, p. 620–642, doi: 10.1130/L1060.1.

Sruoga, P., Japas, M.S., Salani, F.M. and Kleiman, L.E., 2014. La Peligrosa caldera (47° 15'S, 71° 40'W): A key event during the Jurassic ignimbrite flare-up in Southern Patagonia, Argentina: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **269**, p. 44–56, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.11.003.

Suárez, M., De La Cruz, R., Bell, M. and Demant, A., 2010. Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana: *Geological Magazine*, **147**, p. 193–205, doi: 10.1017/S0016756809990355.

Suárez, R.J., Ghiglione, M.C., Calderón, M., Sue, C., Martinod, J., Guillaume, B. and Rojo, D., 2019a. The metamorphic rocks of the Nunatak Viedma in the Southern Patagonian Andes: Provenance sources and implications for the early Mesozoic Patagonia-Antarctic Peninsula connection: *Journal of South American Earth Sciences*, **90**, p. 471–486, doi: 10.1016/j.jsames.2018.12.015.

Suárez, R., González, P.D. and Ghiglione, M.C., 2019b. A review on the tectonic evolution of the Paleozoic-Triassic basins from Patagonia: Record of protracted westward migration of the pre-Jurassic subduction zone: *Journal of South American Earth Sciences*, **95**, p. 102256, doi: 10.1016/j.jsames.2019.102256.

Vidal, C.P., Moreira, P., Guido, D.M. and Fanning, C., 2014. Linkages between the southern Patagonia Pre-Permian basements: new insights from detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District: *Geologica Acta: an international earth science journal*, **12**, p. 137–150.

Wildman, M., Brown, R., Watkins, R., Carter, A., Gleadow, A. and Summerfield, M., 2015. Post break-up tectonic inversion across the southwestern cape of South Africa: New insights from apatite and zircon fission track thermochronometry: *Tectonophysics*, **654**, p. 30–55, doi: 10.1016/j.tecto.2015.04.012.

Annexes

Table des Annexes :

Annexe 1 : Tableau des datations des series du Massif du Deseado.xlsx ..... ***annexe numérique***

Annexe 2 : Cartes géologiques du Massif du Deseado ..... **p.4.**

Annexe 3 : Fiche descriptive des oxydes de Fe/Mn de la Mission DES19 ..... **p.9**

Annexe 4.A : Depouillement (U-Th) l He (V21m03a).xlsm ..... ***annexe numérique***

Annexe 4.B : Aide creation Qt_LFT.xlsm ..... ***annexe numérique***

Annexe 4.C : Creation document (U-Th) l He pour QTQt.xlsm ..... ***annexe numérique***

Annexe 4.D : Age selon une Production He au 2sd degree.xlsm ..... ***annexe numérique***

Annexe 5.A : Tableau de données AHe (DES19) ..... ***annexe numérique***

Annexe 5.B : Tableau de données OFelMnHe (DES19) ..... ***annexe numérique***

Annexe 5.C : Tableau de données AFT (DES19) ..... ***annexe numérique***

Annexe 6.A : Paramètres CAGES1,5D **p.68**

Annexe 6.B : CAGES_1D.xlsm ..... ***annexe numérique***

Annexe 7.A : suivit des inversions AHe et AFT.xlsx ..... ***annexe numérique***

Annexe 7.B : suivit des inversions OFe l MnHe.xlsx .... *annexe numérique*

Annexe 7.C : Résultats d'inversion détaillés OFe/MnHe p.72

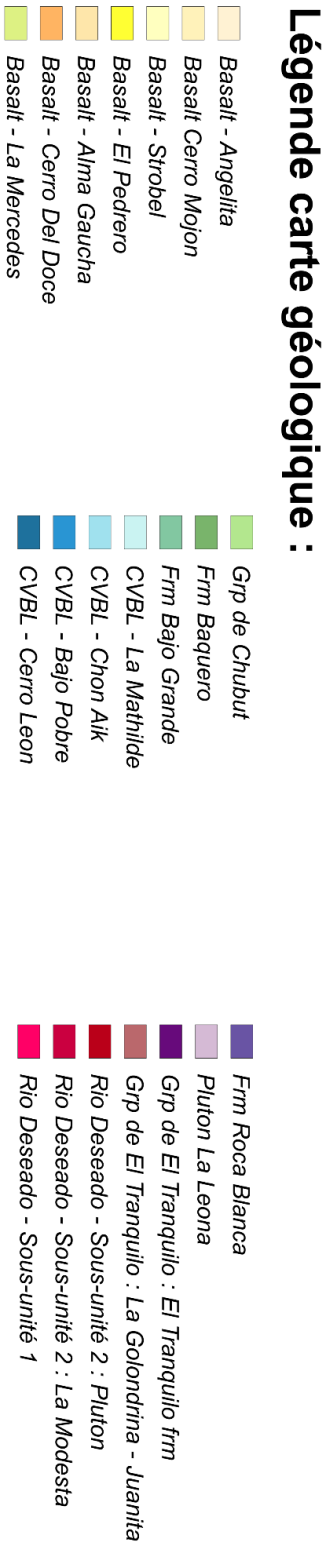
Annexe 8 :Cartes géodynamiques (grande taille) p.83

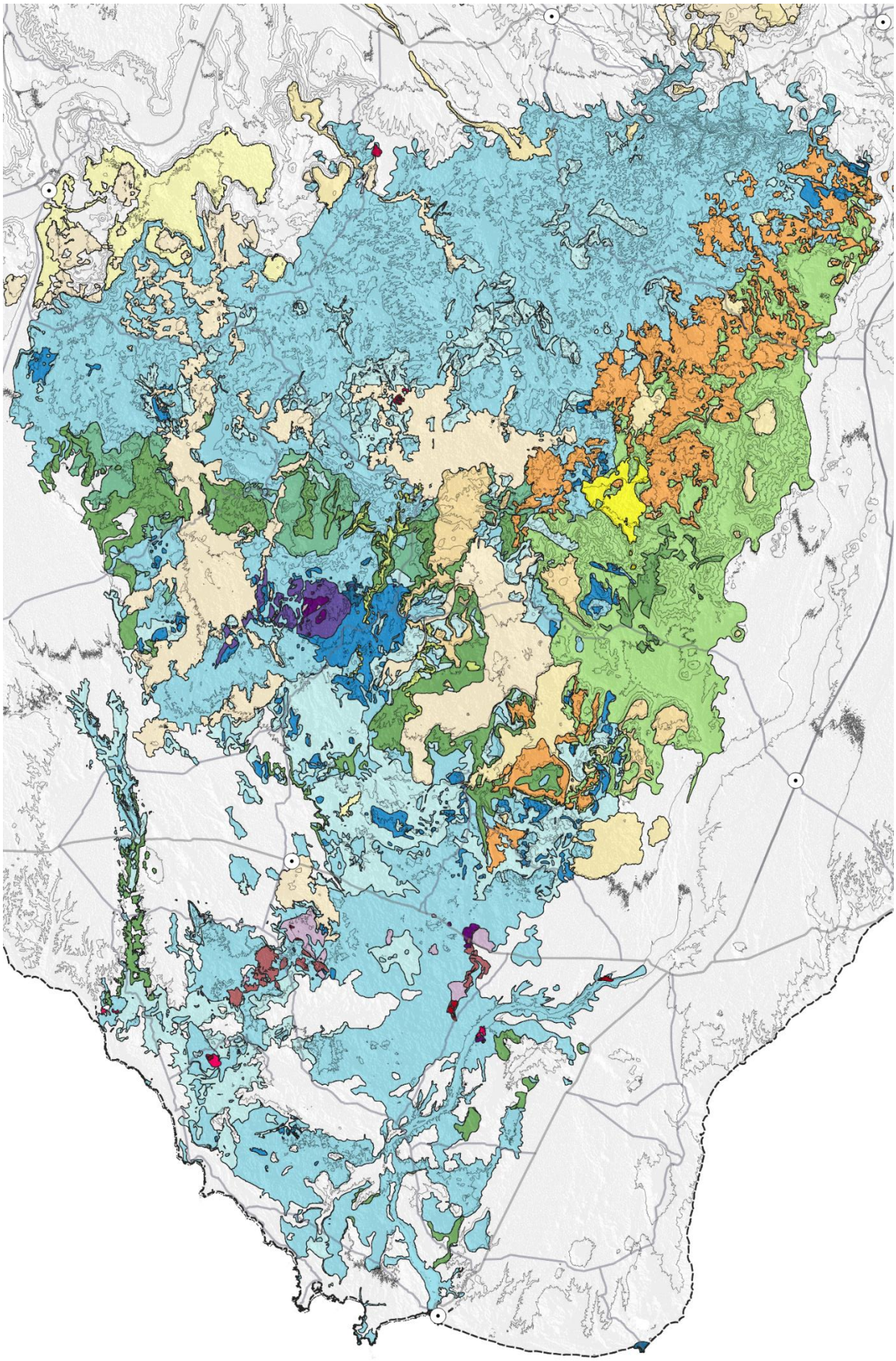
Annexe 9 : Tableau de données AHe (Elbe) ..... *annexe numérique*

Annexe 10 : Article sur le Massif San Jorge, soumis South American Earth Science (.....p.96

Annexe 11 : Article sur la Guyane Française, accepté à Terra Nova p.119

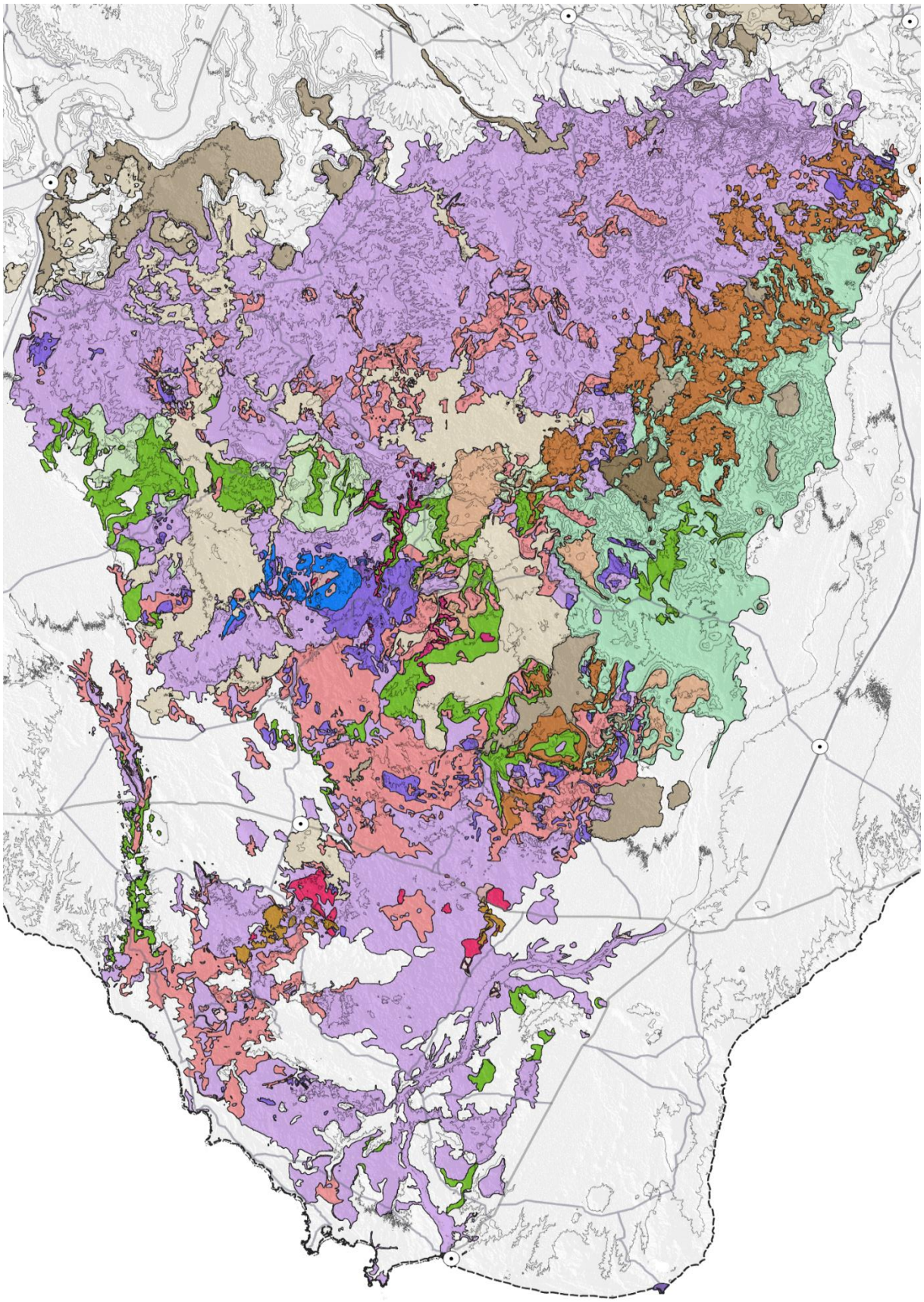
Annexe 2 : Cartes géologiques du Massif du Deseado





Légende carte géologique :

- *Basalt - Angelita*
- *Basalt Cerro Mojon*
- *Basalt - Strobel*
- *Basalt - El Pedrero*
- *Basalt - Alma Gaucha*
- *Basalt - Cerro Del Doce*
- *Basalt - La Mercedes*
- *Grp de Chubut*
- *Frm Baquero*
- *Frm Bajo Grande*
- *CVBL - La Mathilde*
- *CVBL - Chon Aik*
- *CVBL - Bajo Pobre*
- *CVBL - Cerro Leon*
- *Frm Roca Blanca*
- *Pluton La Leona*
- *Grp de El Tranquilo : El Tranquilo frm*
- *Grp de El Tranquilo : La Golondrina - Juanita*
- *Rio Deseado - Sous-unité 2 : Pluton*
- *Rio Deseado - Sous-unité 2 : La Modesta*
- *Rio Deseado - Sous-unité 1*



Annexe 3 : Fiche descriptive des oxydes de Fe/Mn de la Mission DES19

Détails :

- Mission Patagonie 2019 : DES19#
- Objectif : échantillonnage de filon d'oxyde de fer massif dans le massif Deseado

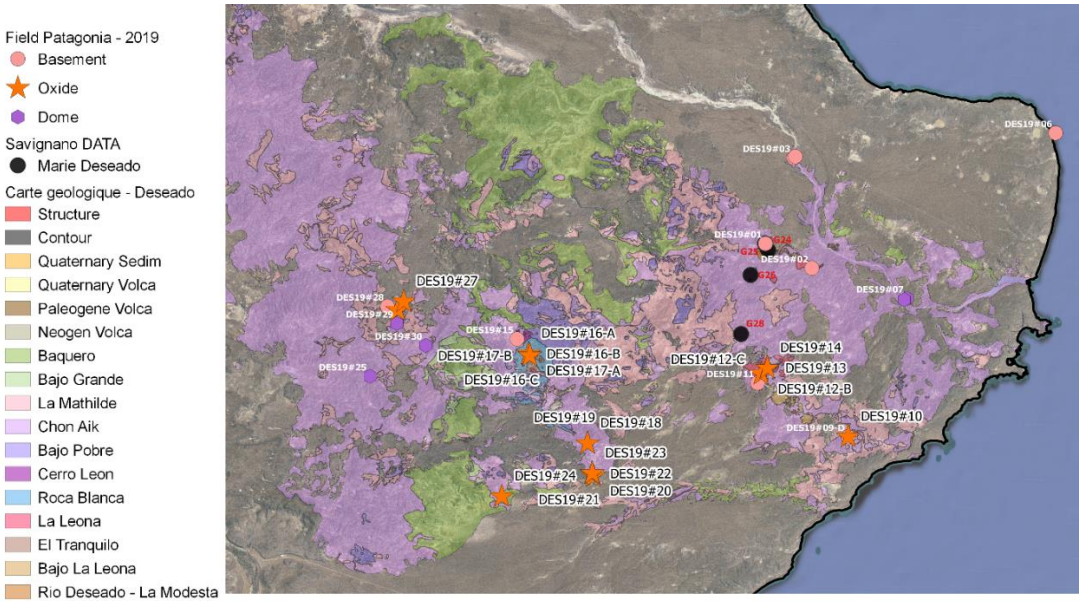
Zone d'étude :

Âges : Jurassique supérieur (~160Ma) à Paléozoïque, daté en Ar/Ar sur minéraux accessoire.

Origine : circulation de fluide associé à un volcanisme intraplaque (Jurassique) type SLIP (Super Large Igneous Province), plus particulièrement à l'évènement *Chon Aike* (qui a données les dépôts *Chon Aik*). L'origine supposée de cet évènement est la migration d'un point chaud (Karoo-Ferrar) et/ou le la fusion partielle de la base de croûte (origine encore en débat, avec le potentiel impact de la mise en place et le recule d'un slab plat avant et pendant l'évènement).

Minéralisation associée :

- Paléozoïque : minéralisation de cuivre, exploité durant le début du XXe siècle
- Jurassique : Or (exploité actuellement) présent à l'état de trace dans des minéraux de Quartz, ainsi que de nombreuses phases accessoires, dont des adulaires qui ont servi à dater l'évènement minéralisateur. Les minéralisations d'oxyde fer arrivent de manière tardive dans la paragenèse.



DES19#10 (noté DES19#09-D) : (Complexe Rio Deseado Sud)

Âge supposé : Paléozoïque

Encaissant : Roche paléozoïque métamorphisée. Formation du Complexe Rio Deseado, type métasédiment

Divers : Pas d'information, minéralisation qui recoupe l'encaissant de manière locale et qui ne semble pas relier à un évènement régional connu, probablement une circulation de fluide local.

DES19#12 : (Bajo La Leona – Zone 1)

Âge supposé : Paléozoïque

Encaissant : granitoïde/amphibolite paléozoïque métamorphisé et fortement altérer, supposé de la formation de Bajo La Leona (Paléozoïque supérieur), à noter que cette zone est intrudée par un pluton de la formation La Leona (Jurassique inférieur) et que la différenciation entre les deux unités est difficile.

Minéralisation : semble être de type porphyrique, elle est trouvée sous forme de « matrice » de brèche hydraulique, en association avec des gouges de failles. Sur le terrain la minéralisation semble être anté- ou syntectonique (plus de détails ci-dessous), avec des marqueurs clairs de rejeu sur des plans minéralisés. En association avec cette minéralisation d'oxydes de fer, est retrouvé une minéralisation d'oxyde de cuivre, ainsi qu'un enrichissement en cuivre de l'ensemble de l'encaissant.

Données structurales : la minéralisation se retrouve sous forme de filons centimétriques à décimétriques associés à des failles d'orientation N136-80N, avec des mouvements enregistrer sur des fibres de quartz de direction 45°SW avec un jeu inverse. Les failles sont marquées dans le paysage par des gouges d'encaissant résistantes à l'érosion.

Échantillonnage macroscopique : l'échantillonnage c'est fait sur 3 endroits autour d'un pit d'exploration qui met à nue la faille minéralisée

- **#12A :** échantillonner en dehors du pit d'exploration, sur un plan secondaire de la faille principale
- #**12B :** échantillonner dans le pit d'exploration, et directement dans la gouge de faille
- **#12C :** échantillonner dans le terril d'extraction relié au pit, cet échantillon possède la même morphologie que #12B, mais avec une minéralisation massive décimétrique

- *Échantillonnage microscopique :*

#12A : cet échantillon est composé de roche mère bréchifiée altérée en argile, on trouve dans la matrice de la brèche des cristaux de quartz et d'oxyde de fer massifs centimétrique. Cette brèche est recoupée par un plan de faille (centimétrique) sur lequel on retrouve un tapissage d'oxyde de fer probablement syntectonique ou remobilisé durant le mouvement.

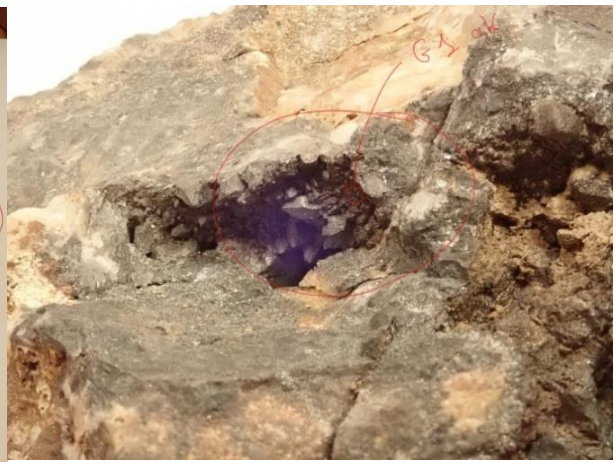


La brèche semble elle-même inclure des clastes d'oxydes de fer, on suppose donc qu'un premier évènement minéralisateur a provoqué la formation de la brèche Si + Fe. Et que le Fer contenu dans cette brèche a ensuite été remobilisé durant la circulation de fluide associée à la déformation cassante. On a donc :

- #12A – 1 : antétectonique
- #12A – 2 : syntectonique

#12B : Cet échantillon est composé d'oxyde de fer massif contenu dans une matrice d'argile, directement issue de la bréchification de l'encaissant et de l'altération de la gouge de faille.

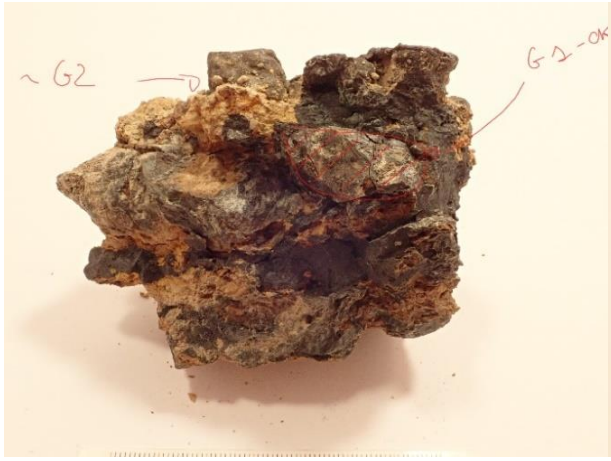


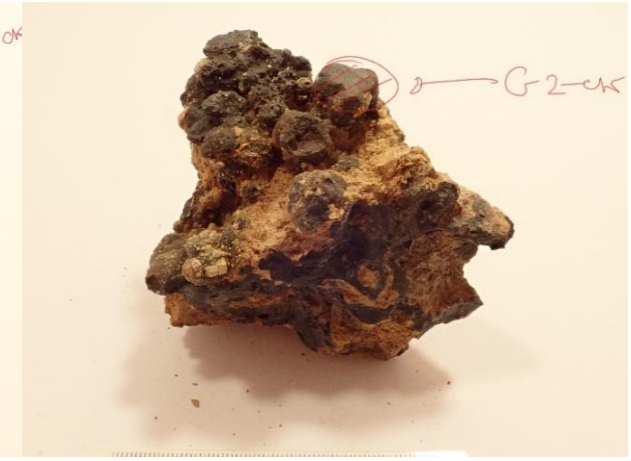


Au sein de cette minéralisation massive, on retrouve une « géode » d'oxyde de fer composé de cristaux automorphe. La préservation de cette géode ainsi que l'absence de déformation enregistrée dans les oxydes massifs (pas d'étirement ni d'orientation préférentielle) tendent à indiquer que cette minéralisation est postérieure au dernier mouvement majeur de cette gouge de faille. On note toutefois une altération sur les bordures de la minéralisation (contacte oxyde-argile).

#12C : Comme décrit plus haut cet échantillon provient d'un terril associé au la gouge de faille de l'échantillon #12B, on retrouve donc le même type de morphologie, soit une minéralisation massive dans une matrice d'argile. Cet échantillon permet d'identifier deux générations distinctes :

- #12C – 1 : minéralisation massive, très métallisée riche en Cu
- #12C – 2 : minéralisation botryoïde, avec des traces de Cu





La seconde minéralisation (#12C – 2) enrobant la première, ce qui permet d'établir un calendrier relatif. De plus, tout comme l'échantillon #12B, on n'en note aucune trace de contrainte/déformation sur ces minéralisations, indiquant qu'elles se sont formées après la dernière phase de déformation impliquant la gouge.

- *Résultats de l'(U-Th-Sm) /He :*

Double ratio Th/U vs Sm/Th : les échantillons semblent avoir une chimie « homogène », excepter la génération #12C – 2 qui présente une dispersion des valeurs qui la sort de la corrélation des autres générations, mais qui garde la même gamme. Pour ce qui est des teneurs, on note un « enrichissement » des ratios depuis les générations #12A – 1, #12C – 1 (antétectonique) vers les générations #12A – 2, #12B (syntectonique), ce qui pourrait confirmer la présence de circulation de fluide syntectonique qui « enrichissent » les ratios et qui remobilisent les oxydes de fer.

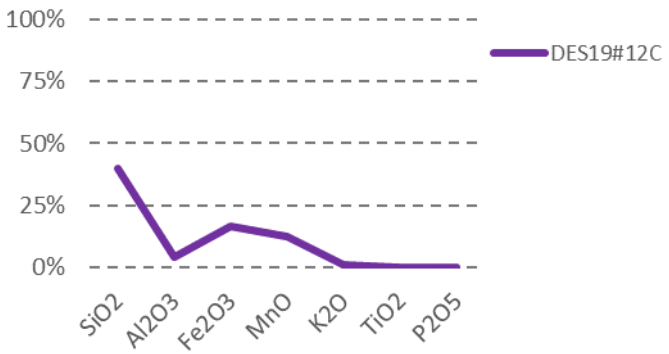
Âges : ils sont contenus entre 0.8 et 0.1 Ma, avec une majorité centrée autour de 0.4 Ma, ce qui nous indique que cette zone enregistre un évènement thermique durant cette période, à première vue il peut s'agir d'un réchauffement ponctuel de la zone ou d'un refroidissement contrôlé par une exhumation.

On note deux âges significativement différents, le premier à 1.6±0.2 Ma dans la génération #12B, cet âge est associé à un dégazage multichauffe, ce qui indique une rétentivité particulière du cristal et donc une potentielle sensibilité à des températures plus élevées. Le second âge est de 101±5 Ma dans la génération #12C – 2, le grain associé possède une morphologie microscopique (loupe binoculaire) différente avec les caractéristiques claires de botryoïde, ce qui pourrait indiquer une morphologie cristallitique différente qui enregistrerait des températures plus élevées.

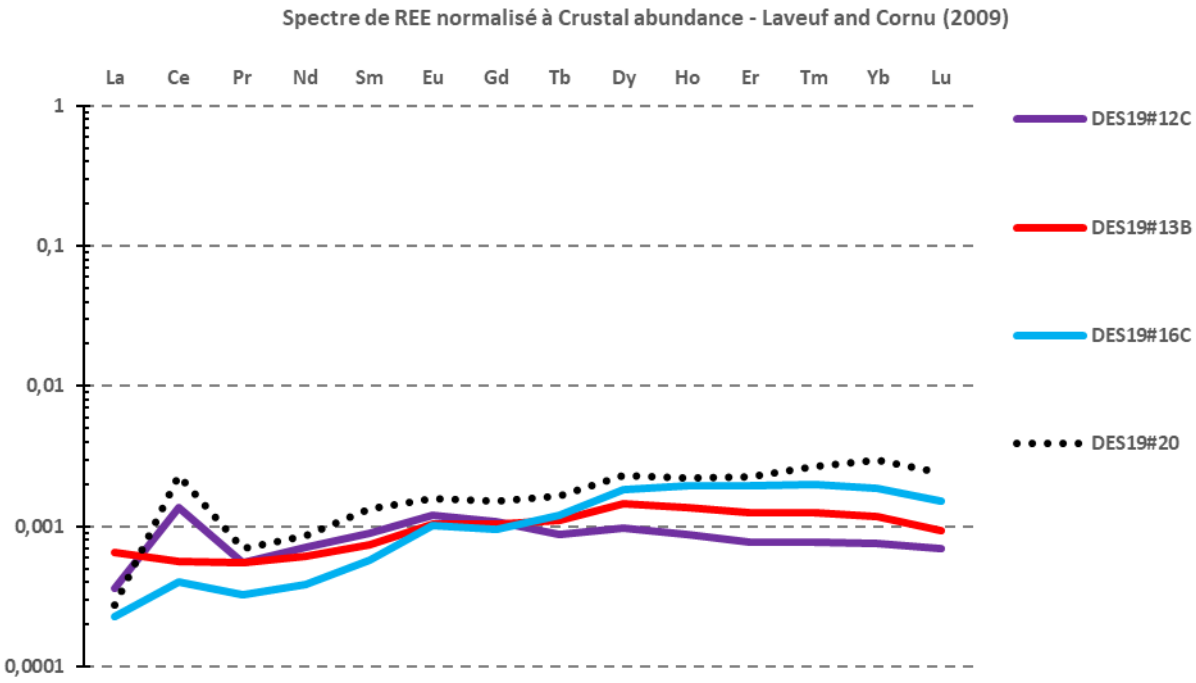
Âges vs eU : il n'y a aucune corrélation entre les âges, le eU et les générations. On note que les valeurs d'eU vont de 2.5 à 125 ppm, ce qui nous indique que, dans le cas de cette zone d'échantillonnage, le eU ne joue pas sur l'enregistrement de l'histoire thermique. (*À mettre en relation avec l'échantillon #17B1*)

- *Résultats SARM :*

Seul l'échantillon #12C a put être analysé au SARM, une partie de la génération #12C-1 a été prélevé avec probablement une pollution en #12C-2. Les résultats en analyses de composition révèlent une proportion de 50/50 entre oxyde de fer et manganèse (*cf.* ci-dessous), qui peut révéler une part de #12C-2 dans la génération, ou la composition mixte de la génération #12C-1. C'est observation sont en accord avec celle faites au MEB sur d'autre génération, qui révèlent des compositions mixtes entre oxyde de fer et manganèse. L'enrichissement en silice vient de la pollution de l'échantillon par son encaissant.



D'un point de vue composition en REE, le spectre de la génération #12C-1 semble appartenir à une famille de spectre regroupant #12C-1, #13B et #16C et montrant une évolution consistante entre LREE et HREE. On note aussi que le spectre de #20 semble être similaire à celui de #12C-1 avec la même anomalie positive en Ce, avec un enrichissement en plus.



- *Résultats MEB :*

Les analyses MEB ont révélé que la majorité des oxydes sont des oxydes de Mn et non de Fe, avec une chronologie Fe > Mn.

#12A : L'observation en détail des deux générations (anté- et syn- tectonique) a démontré que l'échantillon est constitué de :

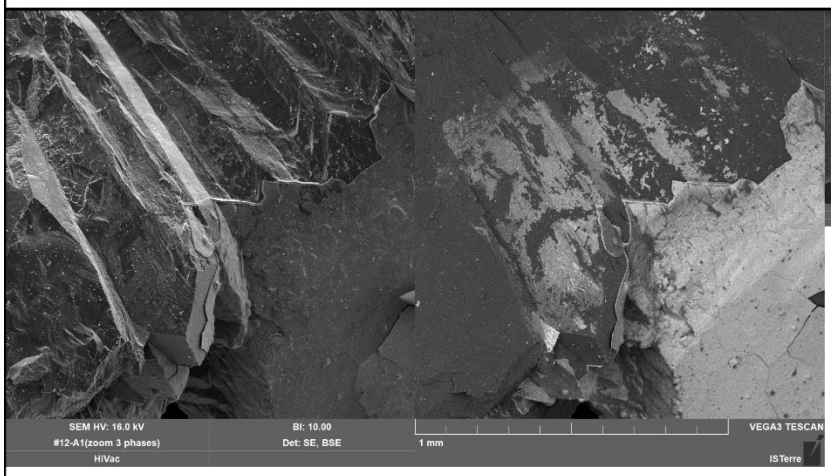
1) Une première brèche (#12A-1) faite de minéraux de quartz avec des passées d'oxyde de fer. On observe que les minéraux de quartz forme des cristaux type géodes en certain endroit, ce qui tendrait à indiquer :

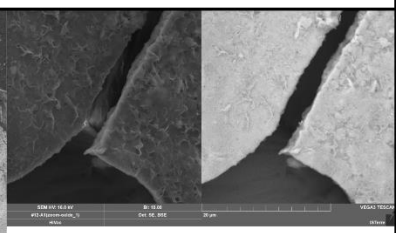
- que la première génération c'est mise en place dans un contexte « calme »

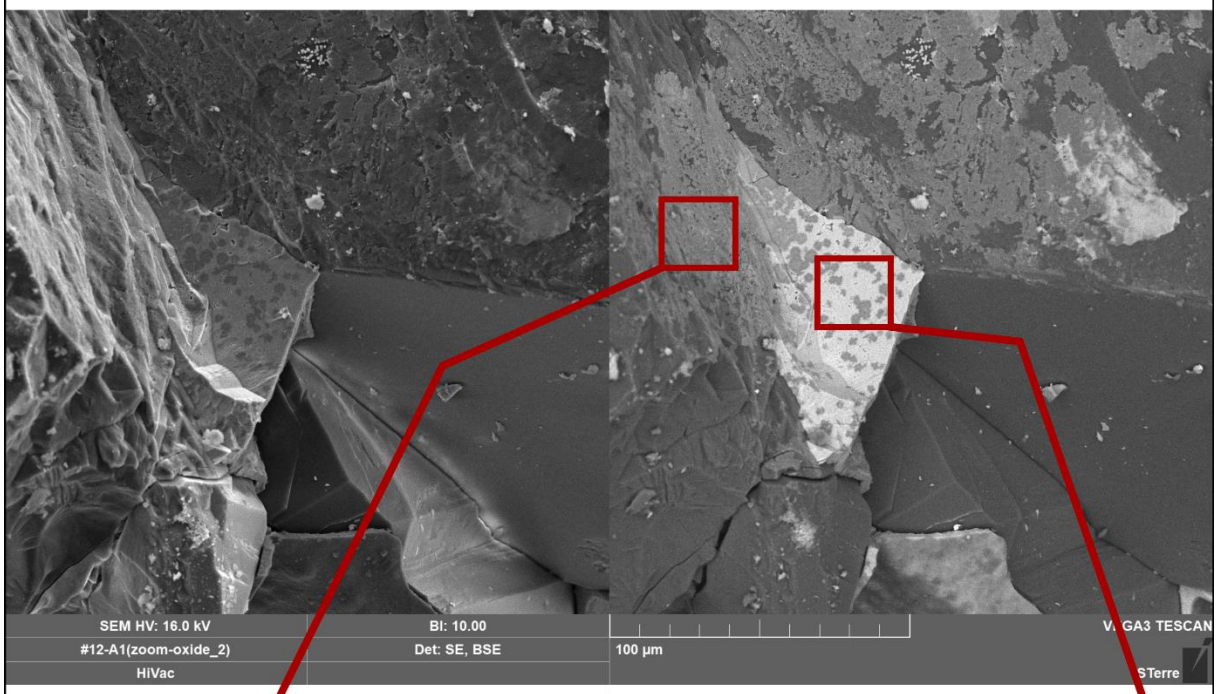
que cette minéralisation n'a pas subi de phénomène de pression important « à vide » après ça formation. Dans cette génération les oxydes fer semblent posséder des cristallites d'une taille inférieure à la 10'nm et sans arrangement spécifique.

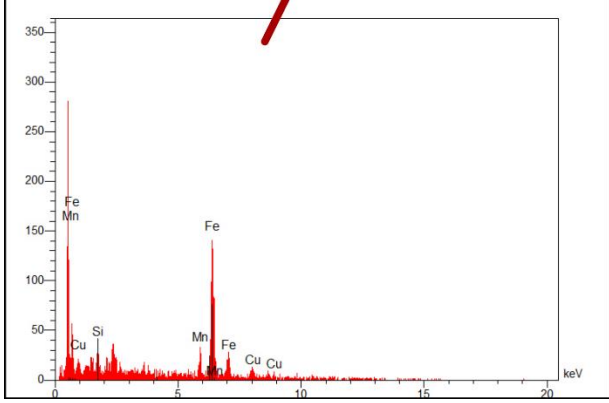
2) Une seconde génération d'oxyde de manganèse (#12A-2) vient ensuite se mélanger aux oxydes de fer avec une continuité dans la cristallisation (pas de différence de génération), ces oxydes de Mn vont aussi recouvrir/enrober les cristaux de quartz. La couverture d'oxyde de Mn sur les quartz mesure entre 1 et 10 µm d'épaisseur et ais composé d'une pâte de cristallites d'une taille probablement inférieure à la 10' de nm, sans arrangement préférentiel.

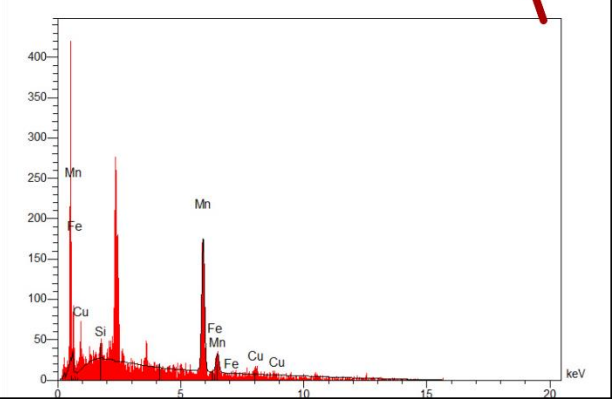
DES19#12A-1


SEM HV: 16.0 kV
#12-A1(zoom 3 phases)
HiVac
BI: 10.00
Det: SE, BSE
1 mm
VEGA3 TESCAN
ISTerre

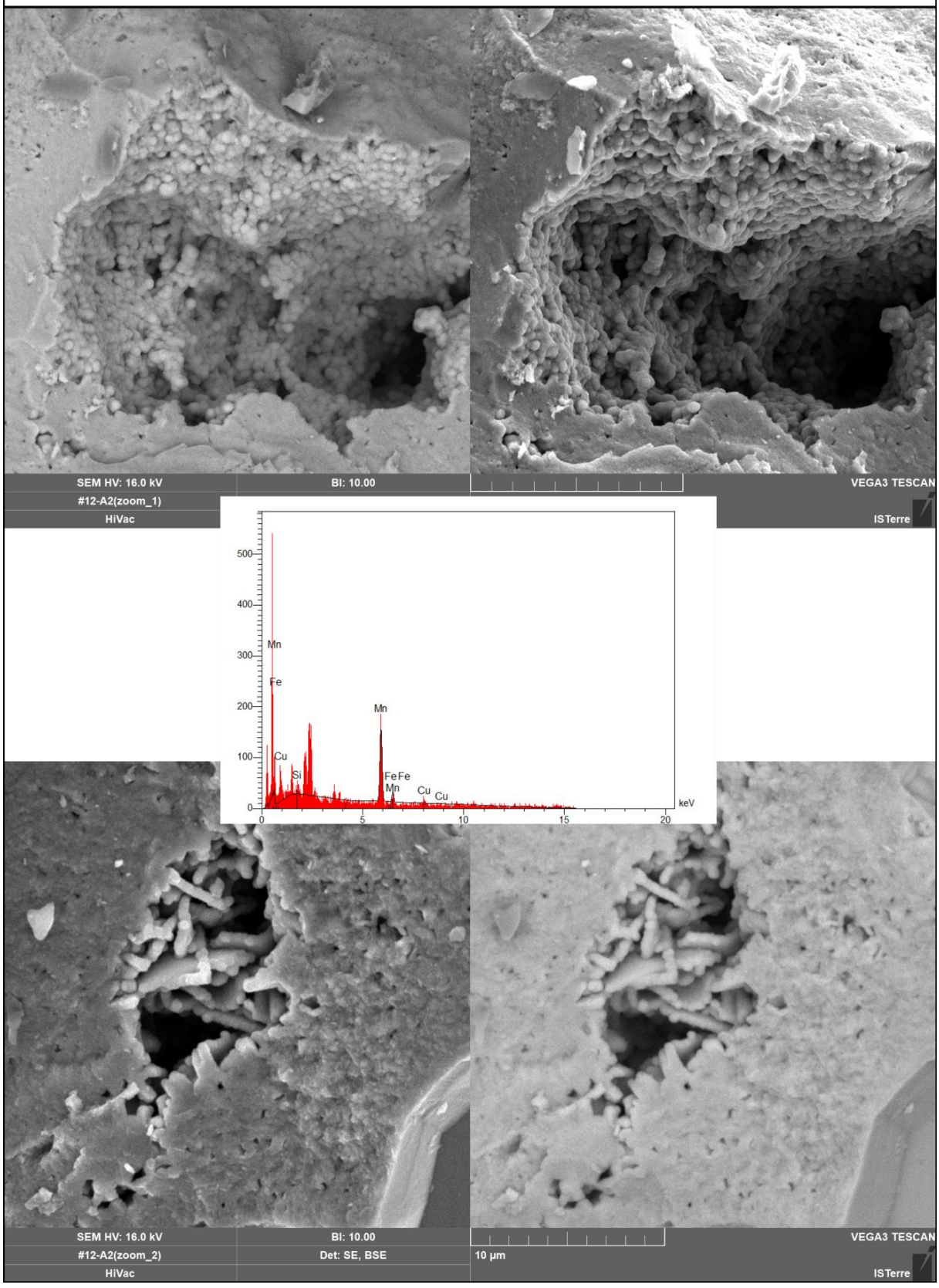



SEM HV: 16.0 kV
#12-A1(zoom-oxide_2)
HiVac
BI: 10.00
Det: SE, BSE
100 µm
ISTerre


Fe
Mn
Si
Cu
Mn
Fe
Cu
Cu
keV


Mn
Fe
Mn
Cu
Si
Fe
Mn
Fe
Cu
Cu
keV

DES19#12A-2


SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
VEGA3 TESCAN
#12-A2(zoom_1)
HiVac
ISTerre
500
400
300
200
100
0
Mn
Fe
Cu
Si
Mn
Fe Fe
Mn
Cu
Cu
0
5
10
15
20
keV
SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
VEGA3 TESCAN
#12-A2(zoom_2)
Det: SE, BSE
10 µm
HiVac
ISTerre

Les photos provenant la génération #12A-2 montrent que, dans les zones massives, les oxydes sont composés d'un agrégat de « boules » d'oxyde, type microbotryoïdales, qui peuvent s'arranger sous forme de bâtonnet. Ces microbotryoïdes, dont la taille est constante entre 0.5 et 2 µm, sont eux-mêmes formés d'agrégats de cristallites, s'il a été impossible de les mesurer précisément, on les suppose inférieures à 10 nm.

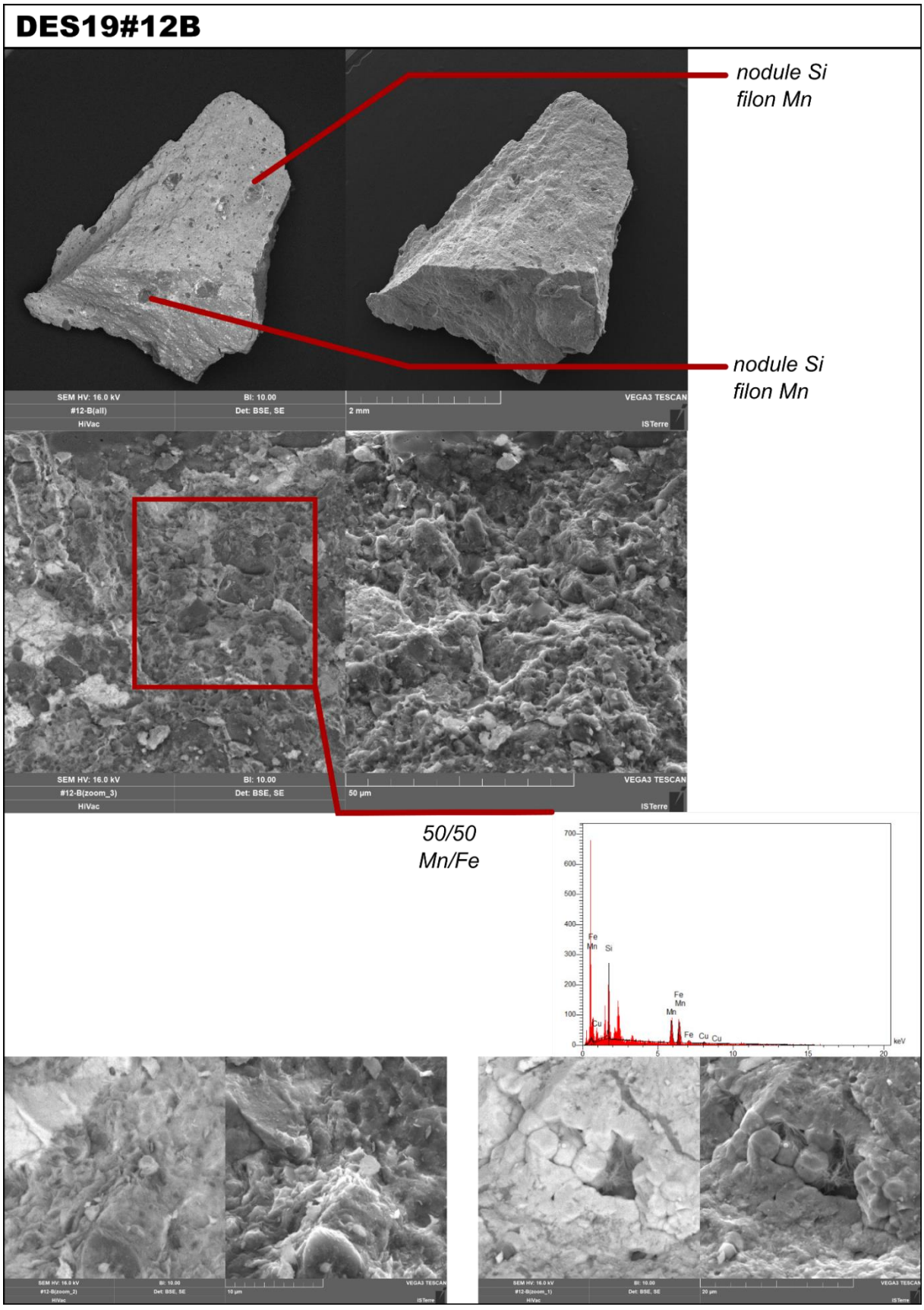
#12B : L'observation aux MEB à prouver que cet échantillon, qui macroscopiquement semble simple et homogène, est en réalité un échantillon complexe au niveau microcristallin. En effet à première vue il semblait massif et homogène, mais il s'avère qu'il est constitué de trois phases microcristallines, du plus ancien au plus récent :

- Des nodules/clastes de silice (quartz) issue probablement de l'encaissant ou de minéralisation plus ancienne
- Une matrice microcristalline qui forme la majorité de l'échantillon, composée d'oxyde de Mn-Fe à proportion (Mn/Fe) allant de 70/30 jusqu'à 50/50.

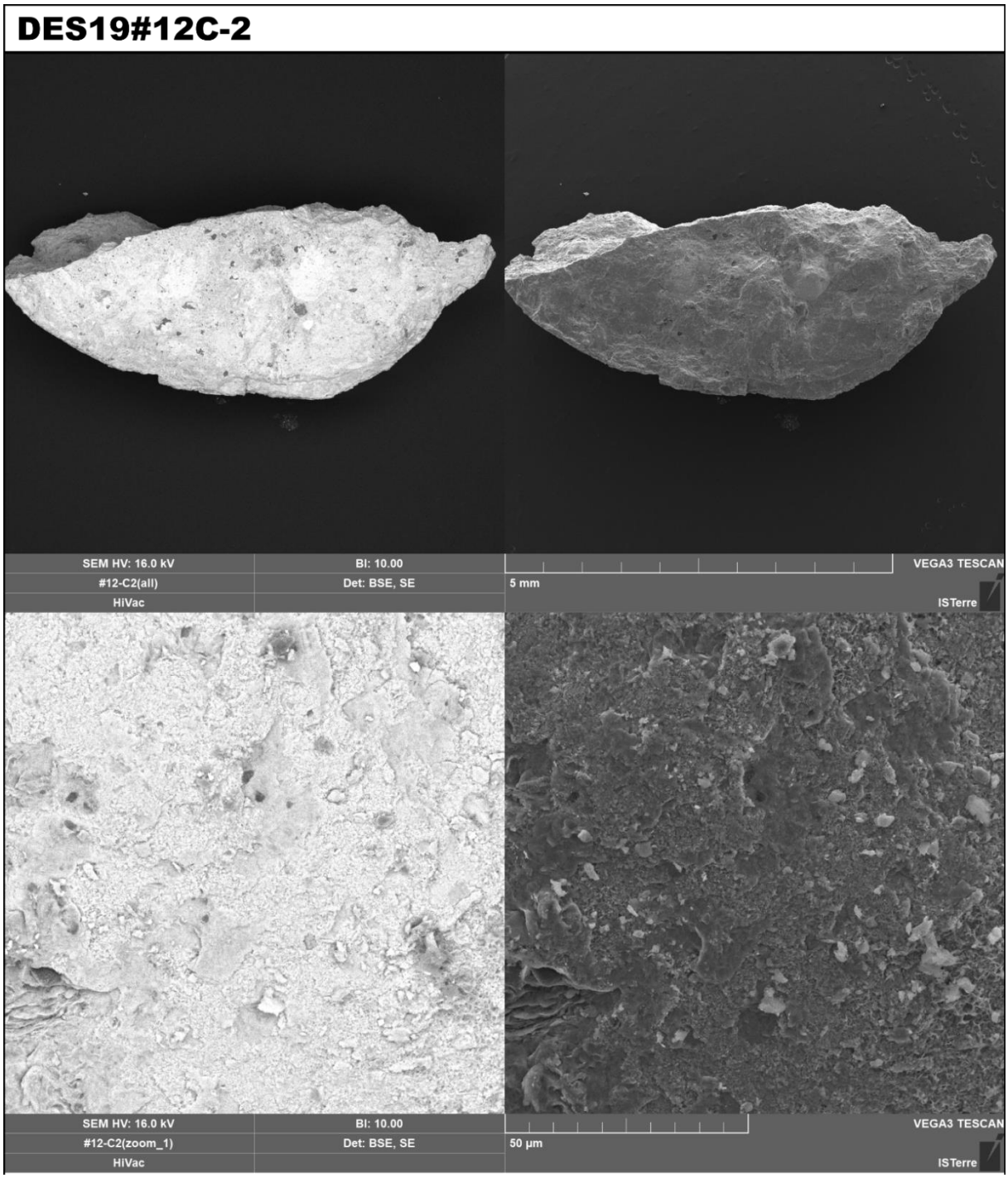
Cette matrice est composée de cristallites à morphologies de « plaquette » d'une épaisseur inférieure à la 100'nm et d'une extension de l'ordre de la 10' de µm, ces plaquettes ne possèdent aucun arrangement préférentiel. Dans certaines zones cette matrice microcristalline évolue vers une pâte/un verre amorphe où il semble impossible de distinguer des structures.

Il est à noter qu'il semble ne pas y avoir une différence cristalline entre Mn/Fe, mais plutôt une phase à composition mixte.

- Des filons de l'ordre de 1 à 10 µm d'épaisseur, composer unique d'oxyde de Mn pur. Ces filons sont tardifs et recoupe l'ensemble de la matrice précédente. On note qu'en certain endroit ces filons se finissent en « géode » et donnent naissance à des cristallites à morphologie « euhédrales » de 3 à 7 µm.


DES19#12B
nodule Si
filon Mn
nodule Si
filon Mn
SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
#12-B(all)
Det: BSE, SE
HiVac
2 mm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
#12-B(zoom_3)
Det: BSE, SE
HiVac
50 µm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
50/50
Mn/Fe
Fe
Mn
Si
Cu
Fe
Mn
Mn
Fe
Cu
Cu
keV

#12C-2 : échantillon très proche du #12B, on retrouve les nodules/claste de silice et la matrice microcristalline, mais cette fois très riche en Mn (sup à 95% de Mn). Dans cette matrice on trouve pêle-mêle des zones amorphes, des zones à plaquette très fine et des zones à plaquettes épaisses (supérieur à 1 µm). On note que la morphologie botryoïdale, visible en macro, ne se retrouve pas au MEB.



DES19#13 : (Bajo La Leona – Zone 2)

Âge supposé : Jurassique

Encaissant : granitoïde/migmatite paléozoïque métamorphisé et fortement altérer, supposé de la formation de Bajo La Leona (Paléozoïque supérieur). À noter, cette zone est intrudée par un pluton de la formation La Leona (Jurassique Inférieure) et la différenciation entre les deux unités est difficile.

Minéralisation : massive, très complexe en association avec de nombreuses phases, dont de la chalcopyrite, des oxydes de cuivre …

Données structurales : pas de marqueurs tectoniques

Échantillonnage macroscopique : L'échantillonnage s'est fait dans un terril de mine datant du 19e ou 20e siècle, avec la récupération de plusieurs blocs à paragenèse similaire en macroscopie. À la suite des observations de terrain, deux générations distinctes semblent exister :

- #13A : génération d'oxyde de fer en filon massif qui recoupe l'ensemble de la l'encaissant et des autres minéralisations.
- #13B : génération bréchique à matrice d'oxyde de fer microcristallin, qui semble faire « partie » de l'encaissant.

On a donc la chronologie #13B > #13A.

- *Échantillonnage microscopique :*

#13A : brèche « matrice supported », dont la matrice se composé de microcristaux de quartz et d'oxyde de fer, alors que les clastes sont composés de la roche encaissante et de macro-minéraux de quartz.



#13B : échantillonnage pour le SARM seulement, constituer d'un filon d'oxyde de fer.



- *Résultats de l'(U-Th-Sm) /He :*

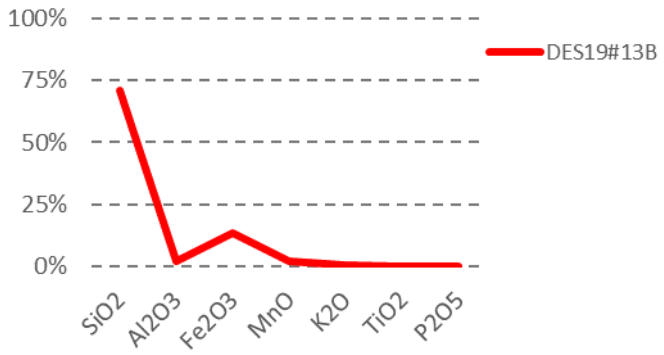
Double ratio Th/U vs Sm/Th : pas de relation propre sur les trois grains disponibles, semble offrir une dispersion qui serait dû à une remobilisation des oxydes de fer

Âges : les âges s'étendent de 4 à 30 Ma, sans quelconque relation avec la minéralogie/poids des grains.

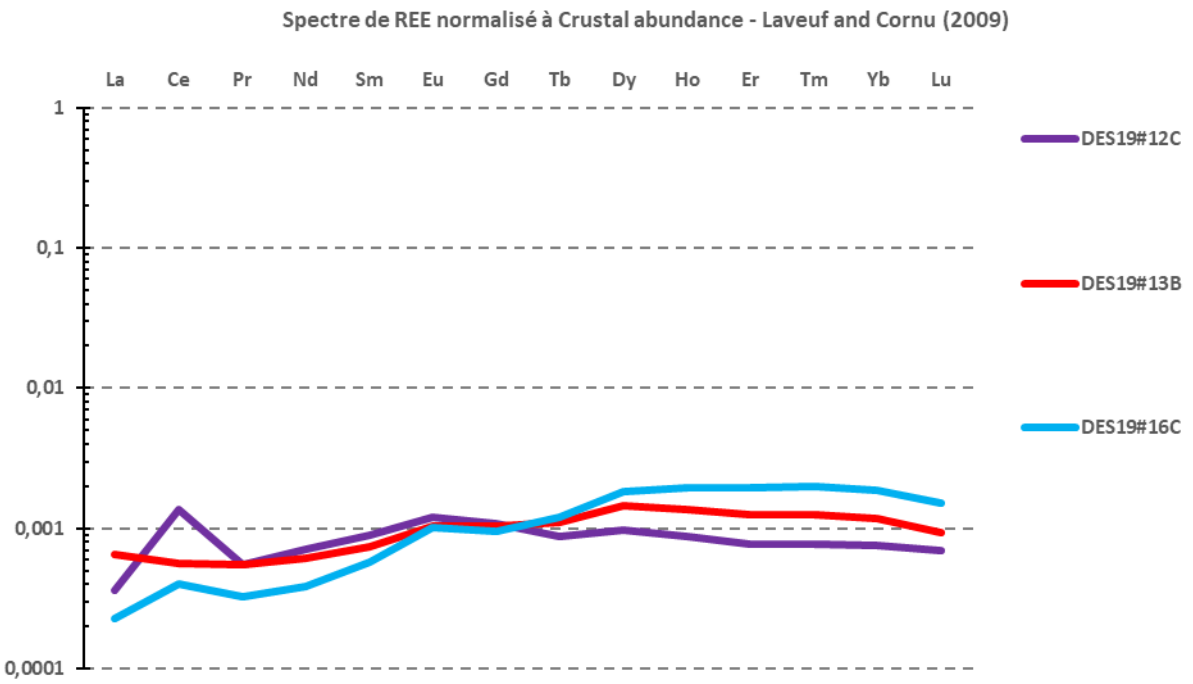
Âges vs eU : un bonne corrélation âges *vs* eU est présente, ce qui semble indiquer un facteur important du eU, tout comme dans les autres échantillons qui présente la même gamme d'âges. Cette observation tend à indiquer que ces échantillons subiraient une histoire thermique particulière qui accentuerait le contrôle du eU. Il est important de noter que le eU peut-être le proxy d'autres facteurs influant sur la diffusion, tel que la taille/morphologie des cristallites.

- *Résultats du SARM :*

Seul l'échantillon #13B, filon massif de prime abord, a été analysé au SARM. Les résultats en analyses de composition révèlent une proportion riche en silice (>75%) qui indique que le filon est en réalité composé en majorité de micro-quartz (qui se sont révélés lors de la tentative de picking) et qui rende les analyses biaisées. On constate malgré tout que le reste de la composition est des oxydes de fer, ce qui est en accord avec les observations aux MEB.

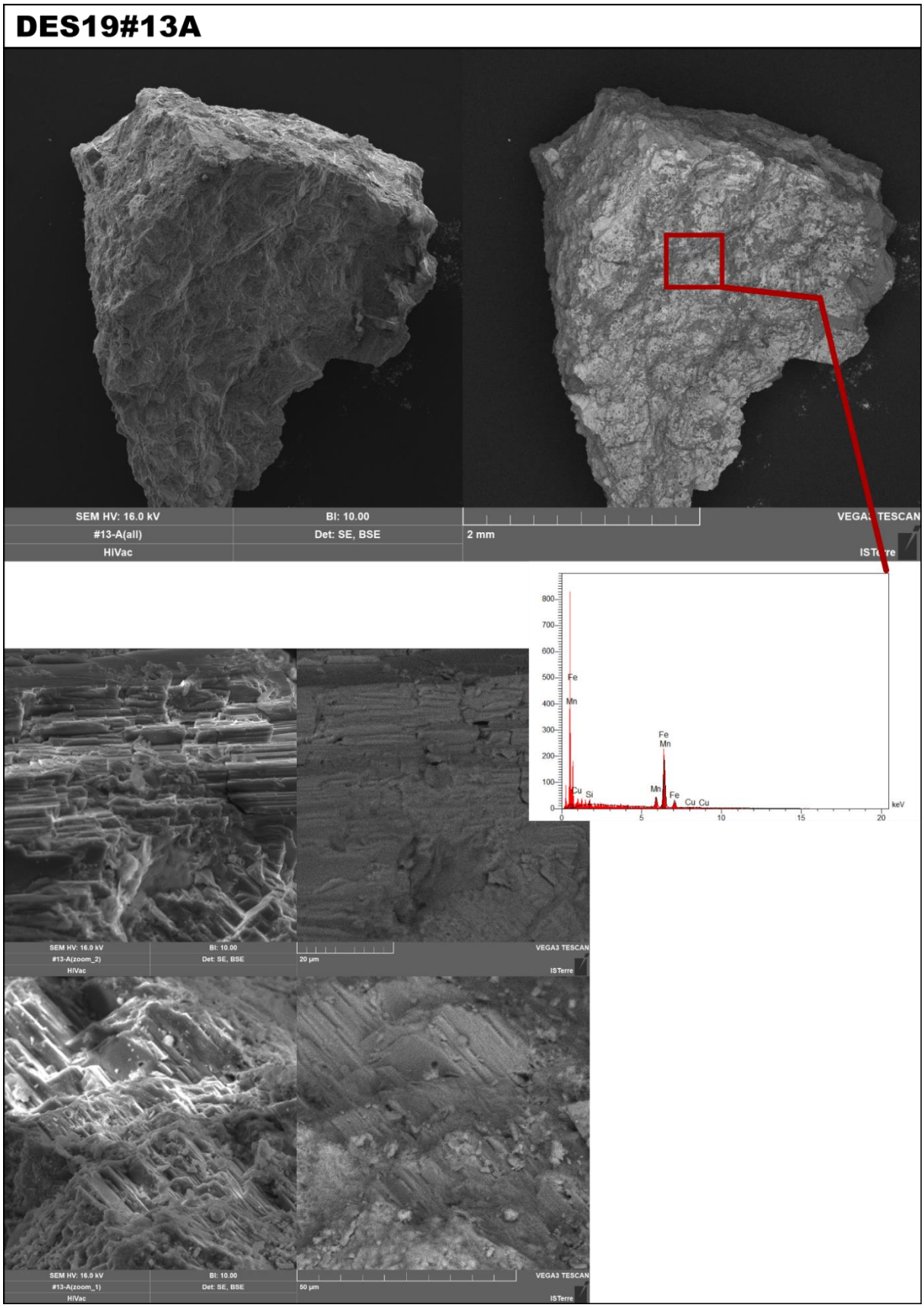


D'un point de vue composition en REE, le spectre de la génération #13B semble appartenir à une famille de spectre regroupant #12C-1, #13B et #16C et montrant une évolution consistante entre LREE et HREE.



- *Résultats MEB :*

#13A : les observations au MEB ont révélé que cet échantillon est très homogène aussi bien en chimie qu'au niveau de ça cristallinité. Il est entièrement composé d'une seule phase d'oxyde de Fe/Mn avec une proportion de 85-90% de Fe, cette phase se présente sous forme de cristallites en « plaquette infinie » qui s'empilent et donnent un aspect de « fibre de bois ». L'épaisseur supposée de ces plaquettes pourrait être de l'ordre du nm jusqu'aux µm.


DES19#13A
SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
#13-A(all)
Det: SE, BSE
HiVac
2 mm
Fe
Mn
Cu
Si
keV
SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
#13-A(zoom_2)
Det: SE, BSE
HiVac
20 µm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
#13-A(zoom_1)
Det: SE, BSE
HiVac
50 µm
VEGA3 TESCAN
ISTerre

DES19#14 : (Bajo La Leona – Zone 2)

Âge supposé : inconnu

Roche mère : granite à granitoïde, d'âges paléozoïques (Bajo La Leona) à Jurassique supérieur (La Leona)

Minéralisation : hématite/goethite issue de l'altération de la roche mère

Données structurales : faille qui recoupe l'ensemble, mais sans lien direct : N112-57°E (N022°57°W), avec des indicateurs de mouvement de 60°W (strie)

DES19#16 : (El Tranquilo – Zone 1)

Âge supposé : Jurassique supérieur

Encaissant : dépôts volcano-clastique de Chon Aik, dans la zone de l'anticlinal d'El Tranquilo

Minéralisation : filon métrique, dans lequel on reconnait de multiples épisodes de bréchification à composition allant d'une majorité de silices (quartz) à une majorité d'oxydes de fer. On note que la dernière brèche est « matrice supported » et qu'elle inclue des clastes de brèches, indiquant l'existence de plusieurs évènements. L'ensemble étant localement altéré avec des signes d'oxydation et de métamorphose d'hématite (supposé) en goethite (supposé).

Données structurales : ce filon fait partie d'une famille d'orientation globale de N140 – subvertical, sans indicateur de mouvement tectonique.

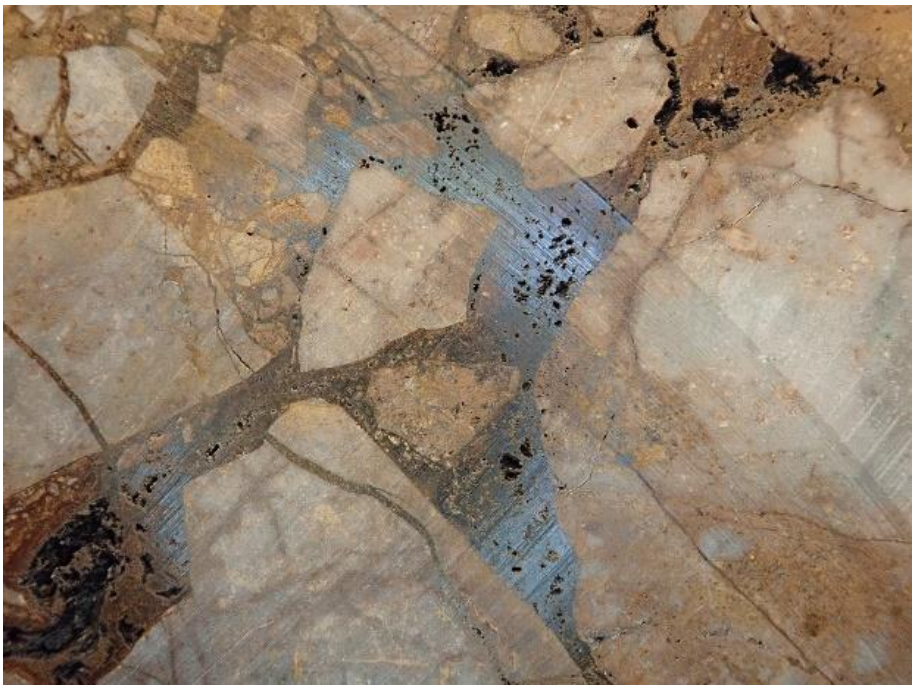
Échantillonnage macroscopique : l'échantillonnage s'est fait sur une zone affleurante du filon, avec prélèvement in situ. Comme décrit plus haut, sur le terrain trois épisodes de minéralisations ont été reconnus :

- #16A (*noté #16D*) : échantillons de brèche « matrice supported » à clastes anguleux et centimétrique, dont claste d'oxyde
- #16B : échantillons de brèche altérée en goethite
- #16C : échantillons de filons d'oxyde de fer massif pur, inclue sous forme de claste dans la brèche #16A

La morphologie de ces échantillons nous indique la chronologie relative suivante : #16C >#16A > #16B

- *Échantillonnage microscopique :*

#16A : la matrice est composé d'oxyde de fer massif, certaine zone présente une morphologie de cavité, ce qui indique soit la disparition (dissolution) d'une phase solide après une circulation de fluide (type cargneule), soit le piégeage de fluide durant la cristallisation. Cette génération, ni aucune dans cette zone d'ailleurs, ne montre de signe de déformation dans les minéralisations.



#16B : pas utilisé – Goethite

#16C : cet échantillon est constitué de claste pluricentimétrique d'oxyde de fer massif à bord anguleux. Ces clastes sont incluent dans une matrice d'oxyde de fer qui semble moins pure et avec une granulométrie plus grossière (#16A).



- *Résultats de l'(U-Th-Sm) /He :*

Double ratio Th/U vs Sm/Th : la corrélation semble correcte et est consistante entre les deux générations (#16A et #16C), mais avec une évolution inverse : augmentation du Th/U avec l'augmentation du Sm/Th.

Ce comportement tendrait à indiquer une évolution anormale du système, avec peut-être une altération/réouverture. Il est fortement probable que les deux générations soient issues d'un fluide très proche.

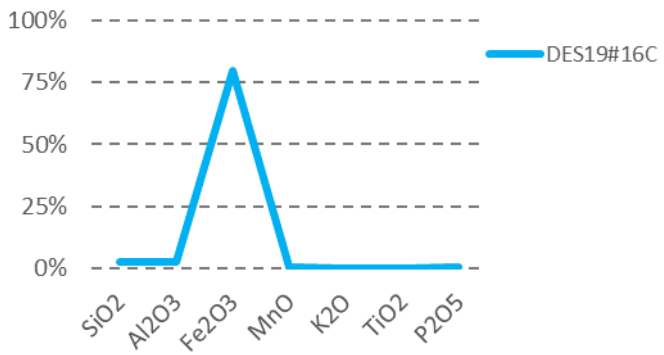
Âges : les âges sont directement contrôlés par les deux différentes générations : la première génération massive (#16C) possède des âges allant de 9 à 19 Ma, alors que la seconde (#16A) donne des âges regroupés entre 4.9 et 8.1 Ma.

Âges vs eU : on observe deux comportements différents entre les âges *vs* eU, en effet la première génération (#16C) donne une bonne corrélation âges-eU alors qu'à l'inverse la seconde génération (#16A) possède des âges regroupés, malgré une gamme d'eU variant de 7 à 25 ppm.

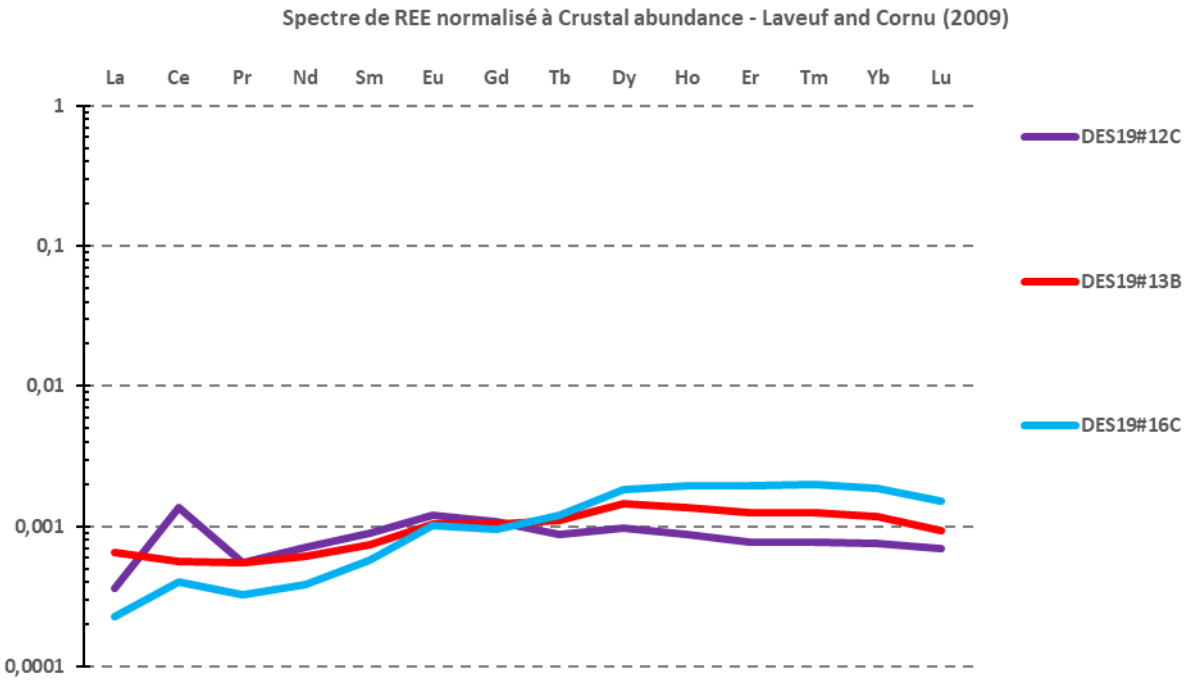
Ces deux comportements inverses semblent directement être contrôlés par la génération, et donc par la minéralogie associée à cette génération. Cet échantillon (ainsi que d'autre) démontre que l'enregistrement thermique des oxydes de fer est générations dépendantes, et fonction de la minéralisation associée, l'eU peut alors être un traceur de facteur impactant l'enregistrement thermique (ou être lui-même un facteur de l'enregistrement thermique, même si les modèles de diffusion semblent indiquer le contraire).

- *Résultats SARM :*

Seul la génération #16C a été analysé au SARM et confirme les observations faites au MEB : une génération pure d'oxyde de fer.



D'un point de vue composition en REE, le spectre de la génération #16C semble appartenir à une famille de spectre regroupant #12C-1, #13B et #16C et montrant une évolution consistante entre LREE et HREE.



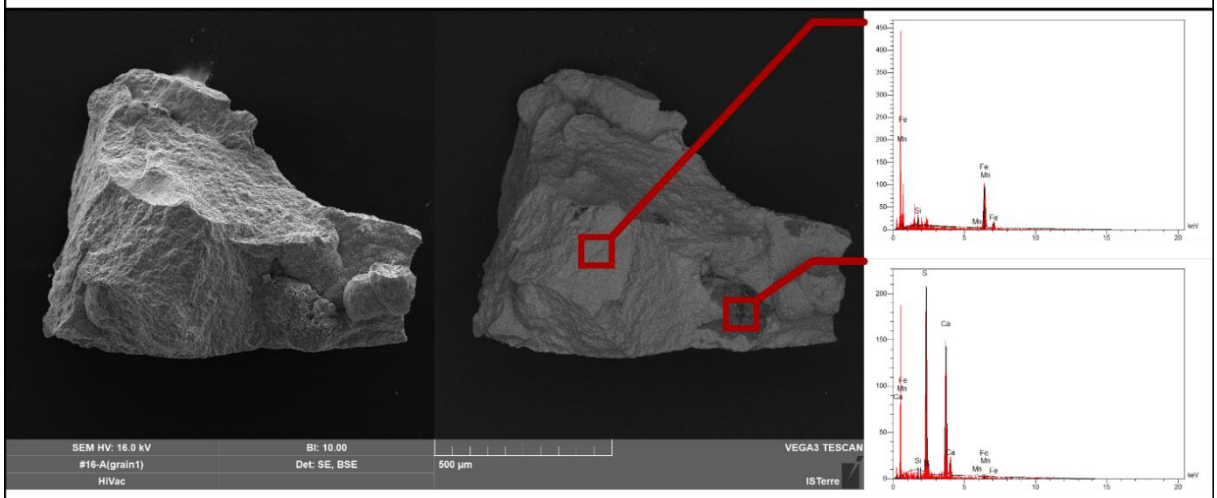
- *Résultats MEB :*

#16A : On observe une morphologie claire pour cet échantillon : la minéralisation (pur oxyde de fer) est constituée de l'agrégat de « boules » d'oxyde, elles même composées de l'arrangement de cristallites (d'environs 1' µm) pour former ces boules.

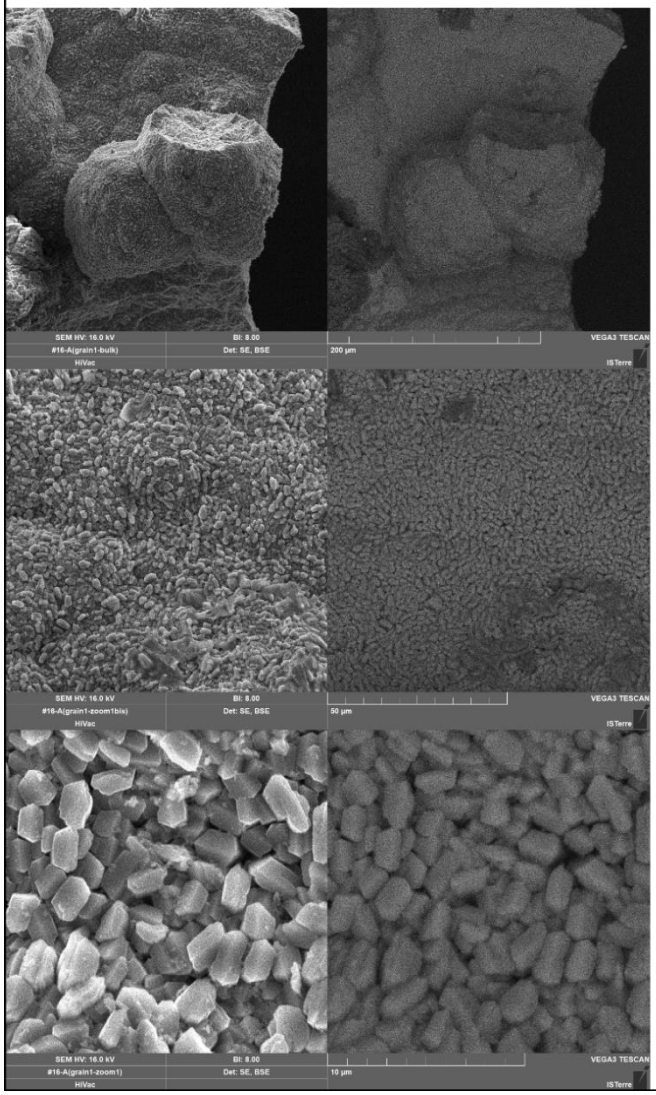
On peut toutefois observer qu'en certains endroits ces boules, supérieures à une 100' de µm, sont composées d'un cœur chaotique, sans arrangement de cristallites, voire d'une matrice amorphe. La bordure de ces boules est constituée d'une surcroissance de cristallite orienter perpendiculairement au cœur avec une croissance plus importante selon l'axe c. Cette génération est particulièrement homogène, et il apparait que si les boules semblent en certains endroits invisibles à la cassure, elles sont en réalité présentes partout.

On note en certains endroits des précipitations de sulfure clairement identifiable en macroscopie.

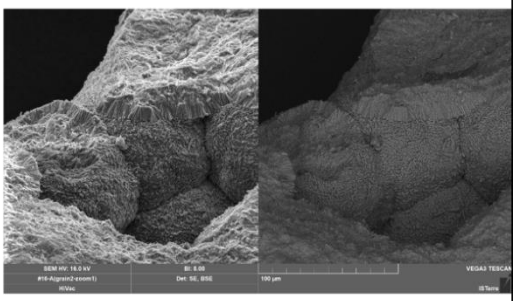
DES19#16A



Zone de boule

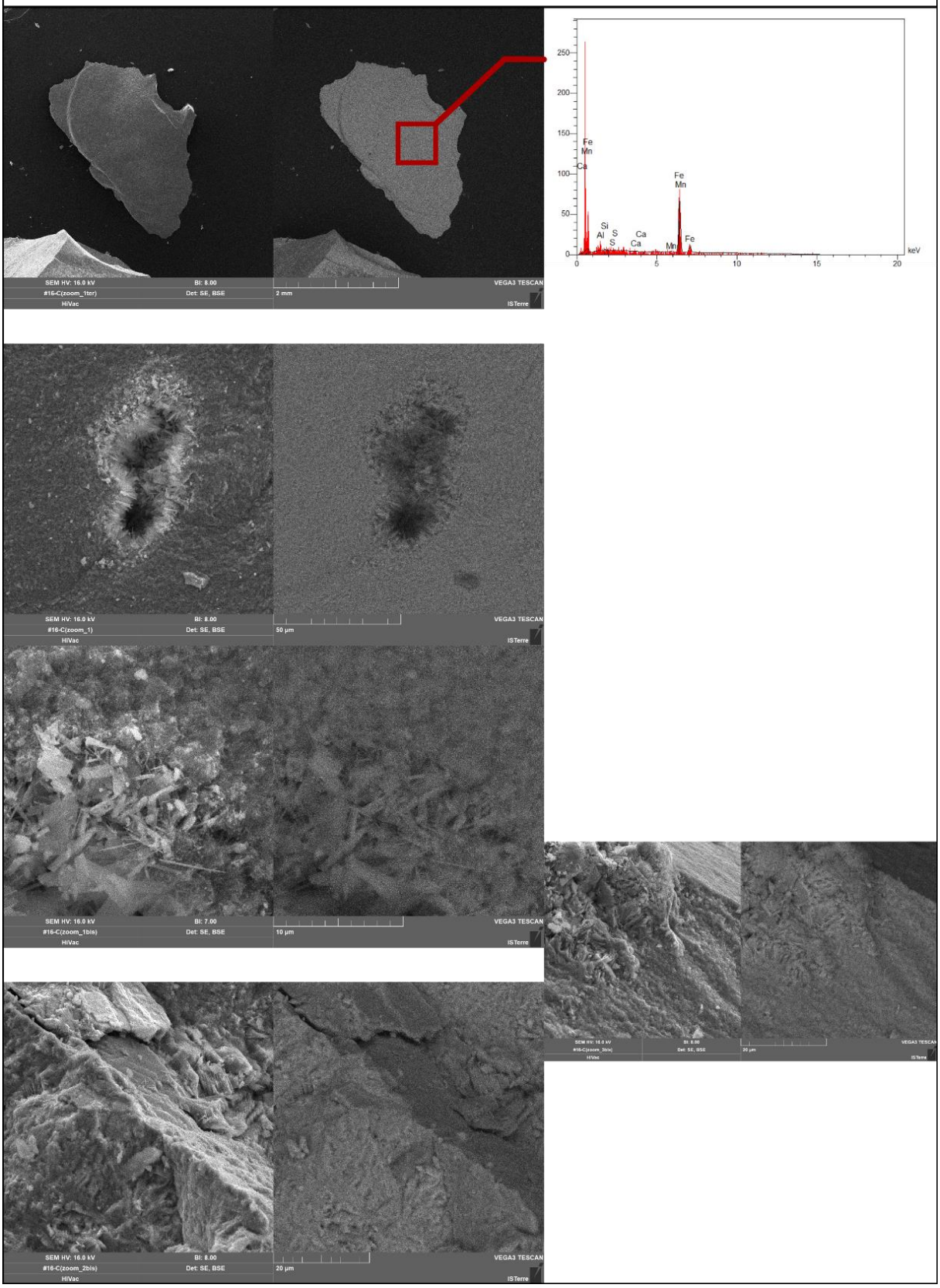


Zone de surcroissance



#16C : échantillon d'oxyde de fer pur, très homogène, avec localement quelques passés de quartz. Cet échantillon est composé en majorité d'une matrice pseudo-amorphe dont on voit transparaitre des formes pouvant être des cristallites allant du µm au nm. En certains endroits cette matrice transite vers des géodes qui laissent clairement apparaitre les cristallites, dans ce cas elles s'individualisent en morphologie de spicule (épaisseur inférieure à la 10' de nm) ou en morphologie de lamelle plus épaisse (de l'ordre du µm). À noter que dans certains grains la matrice semble être composée d'empilement de plaquettes significativement plus « massif » que le reste.

DES19#16C


Fe
Mn
Ca
Si
Al
S
S
Ca
Ca
Mn
Fe
Fe
Mn
keV
SEM HV: 16.0 kV
BI: 8.00
#16-C(zoom_1ter)
Det: SE, BSE
HiVac
2 mm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
SEM HV: 16.0 kV
BI: 8.00
#16-C(zoom_1)
Det: SE, BSE
HiVac
50 µm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
SEM HV: 16.0 kV
BI: 7.00
#16-C(zoom_1bis)
Det: SE, BSE
HiVac
10 µm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
SEM HV: 16.0 kV
BI: 8.00
#16-C(zoom_2bis)
Det: SE, BSE
HiVac
20 µm
VEGA3 TESCAN
ISTerre

DES19#17 : (El Tranquilo – Zone 2)

Âge supposé : Jurassique supérieur

Encaissant : multiples aux vues de la taille de la minéralisation, composé de : socle Pré-Jurassique (dépôt d'El Tranquilo et Roca Blanca notamment) intrudés par des plutons de la formation La Leona, l'ensemble étant couvert pas les dépôts volcano-clastique de Chon Aik.

Minéralisation : filon massif, d'épaisseur plurimétrique (10 à 20 m) et d'extension plurikilométrique (100' km), composé en quasiment exclusivement d'oxyde de fer (et peut-être d'oxyde de manganèse) avec les minéraux de quartz accessoire. Cette minéralisation est donc différente, en terme de paragenèse, des minéralisations aurifères où les oxydes de fer sont une phase tardive et peu exprimée.

Données structurales : ce filon est d'orientation N130/100-66°E, avec de très claires marques de déplacement sur ses bordures, la striation de la surface Est indique un pitch de 62°NW et un mouvement subdécrochant dextre. Ce filon spécifique est reconnu dans la littérature comme faisant partie des deux grandes structures (filons) impliquées dans l'anticlinal d'El Tranquilo, enregistrant la compression E-O supposée crétacée.

Échantillonnage macroscopique : sur le terrain le filon est constitué d'une multitude de générations qui s'enchevêtre, se recoupe et se remanie, il semble impossible de définir une croissance relative de celui-ci.

On note toutefois plusieurs choses : on observe aussi bien des minéralisations massives, que des zones à matrice cristalline millimétrique et des zones (plutôt situées au cœur du filon) à « géode » d'oxyde de fer (spécularite).

Sur les bordures du filon, où les marqueurs de mouvement tectonique sont visibles, on observe ce qui semble être une génération secondaire d'oxyde de fer massive, contenant aussi des nodules botryoïdaux; cette génération pourrait être reliée à l'activité tectonique.

Deux zones de ce filon ont été échantillonnées, situer sur le même transect :

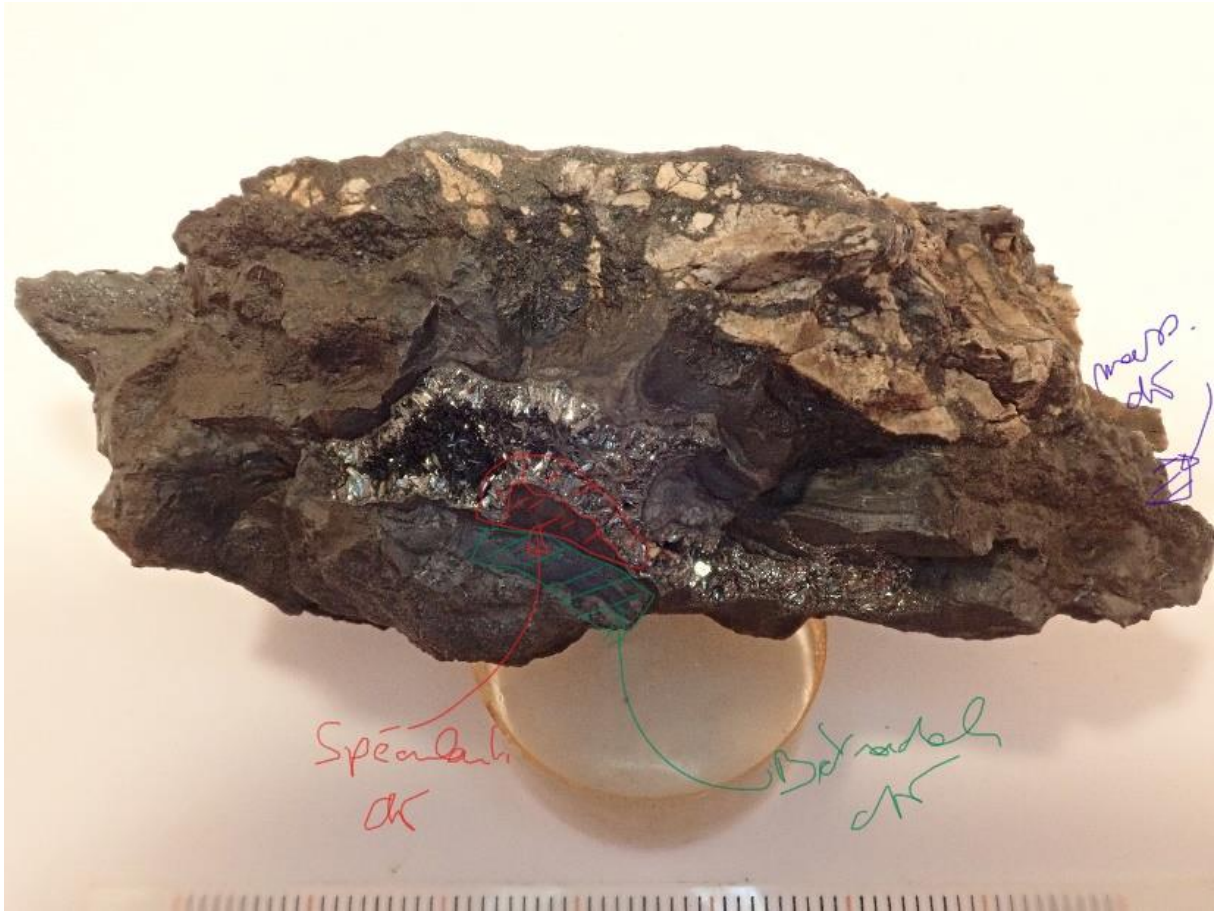
- #17A : plusieurs échantillons de la surface Est du filon avec des morphologies différentes, dont des botryoïde, et proche des marqueurs tectoniques
- #17B : plusieurs échantillons de la brèche constituant le filon, avec les morphologies différentes et complémentaires.

- *Échantillonnage microscopique :*

Trois échantillons ont été sélectionnés dans le « cœur » du filon et sont nommés #17B1, #17B2 et #17B3.

#17B1 : cet échantillon est composé d'une brèche massive à cristaux non visible, cette brèche contient des clastes de roches encaissantes, ainsi que des clastes d'oxyde massif à cristaux millimétriques probablement issus d'une génération antérieure. Au cœur de cette brèche, on trouve la présence de cavité de type « géode » où l'on observe les deux générations d'oxyde successives, une botryoïdale suivit d'une spécularite, à noter que la spécularite n'est pas systématiquement présente. Cet échantillon donne donc quatre générations suivant la chronologie relative suivante : brèche cristalline > brèche massive > oxyde botroïdaux > spécularite ; parmi ces générations les échantillons suivants ont été prélevés :

- #17B1-m : brèche massive
- #17B1-b : oxyde botroïdaux
- #17B1-s : spécularite



#17B2 : Cet échantillon se trouvait en périphérie de l'échantillon #17B1, et est constitué principalement de la matrice de la brèche microcristalline décrite dans l'échantillon #17B1, avec l'absence de claste ; à noter que cette morphologie constitue la major partie du filon. Cette

matrice microcristalline est localement recoupée par des filons millimétriques d'oxyde de fer massif supposé semblable et qui peuvent être reliés à la seconde génération identifiée dans #17B1. Les deux générations ont pu être prélever dans cet échantillon ce qui donne :

- #17B2-mc (*noté #17B2-s*) : brèche microcristalline
- #17B2-m : filon millimétrique massif



#17B3 : Cet échantillon est similaire dans sa paragenèse à l'échantillon #17B1, mais présente une relation plus claire entre la génération de brèche microcristalline et brèche massive, et l'absence de génération de spécularite. Cet échantillon permet de définir clairement la chronologie microcristalline > massive, ainsi que le fait que les clastes de roche encaissante sont systématiquement inclus dans une première brèche microcristalline. Cette systématique suggère une circulation de fluide répéter dans un même conduit sans croissance préférentiel, plutôt qu'une croissance diriger du filon. Cet échantillon provient d'une position plus éloigner des échantillons #17B1 et #17B2 ; les générations suivantes ont été échantillonnées :

- #17B3-m : brèche massive
- #17B3-b : oxyde botroïdaux



- *Résultats de l'(U-Th-Sm) /He :*

Double ratio Th/U vs Sm/Th : dans son ensemble l'échantillon #17B1 montre une bonne corrélation des ratios, avec un appauvrissement des ratios qui semble correspondre à la chronologie des générations massive > botroidal > spécularite. Les échantillons #17B2 et B3 semble confirmer cette observation.

D'autre part, l'appauvrissement des ratios semble aussi être visible suivant l'ordre B3>B1>B2 dans les générations massives principalement.

Âges : les générations #17B1-m et -b possèdent des âges qui vont de 8 à 22 Ma, alors que la génération #17B1-s montre un regroupement des âges entre 9 et 14 Ma.

Les génération #17B2 possèdes des âges regroupés : ~17 Ma pour les -m et 7 à 10 Ma pour les -s.

Pour finir, les génération #17B3 possèdent elles aussi des âges regroupé entre 25 et 35 Ma pour les -b et 10 et 13 Ma pour les -s

Âges vs eU : à première vue il semble se dégager une tendance (sur #17B1 au moins) montrant deux comportements différents :

- Les générations possédant une minéralogie supposée « fine » avec ou sans arrangement spécifique (respectivement botroidale ou massive) suivent une corrélation forte entre âges et eU.
- A contrario, la génération de la spécularite, à supposer minéralogie « grossière », ne semble pas être « influencer » par le eU dans son enregistrement temporel.

Une interprétation préliminaire serait que la minéralogie de la spécularite fait qu'elle possède une Tc fixe, ou pour le moins indépendante du eU (ou de ce qu'il peut tracer), et donc quelle enregistre un évènement de refroidissement à 12±3 Ma.

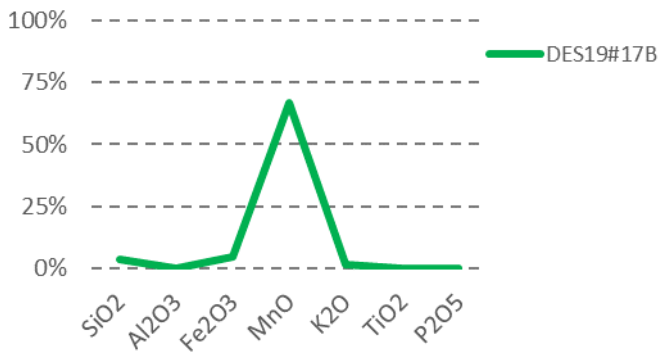
Tandis que d'un autre côté les générations plus massives posséderaient une Tc qui serait influencée par le eU (ou part une facteur associé), et donc ces générations enregistraient l'histoire plus complexe du refroidissement le la minéralisation, avec des Tc supérieur et inférieur à celle de la spécularite.

Il est à noter que les résultats préliminaires de #17B2-m pourraient être en accord avec cette hypothèse.

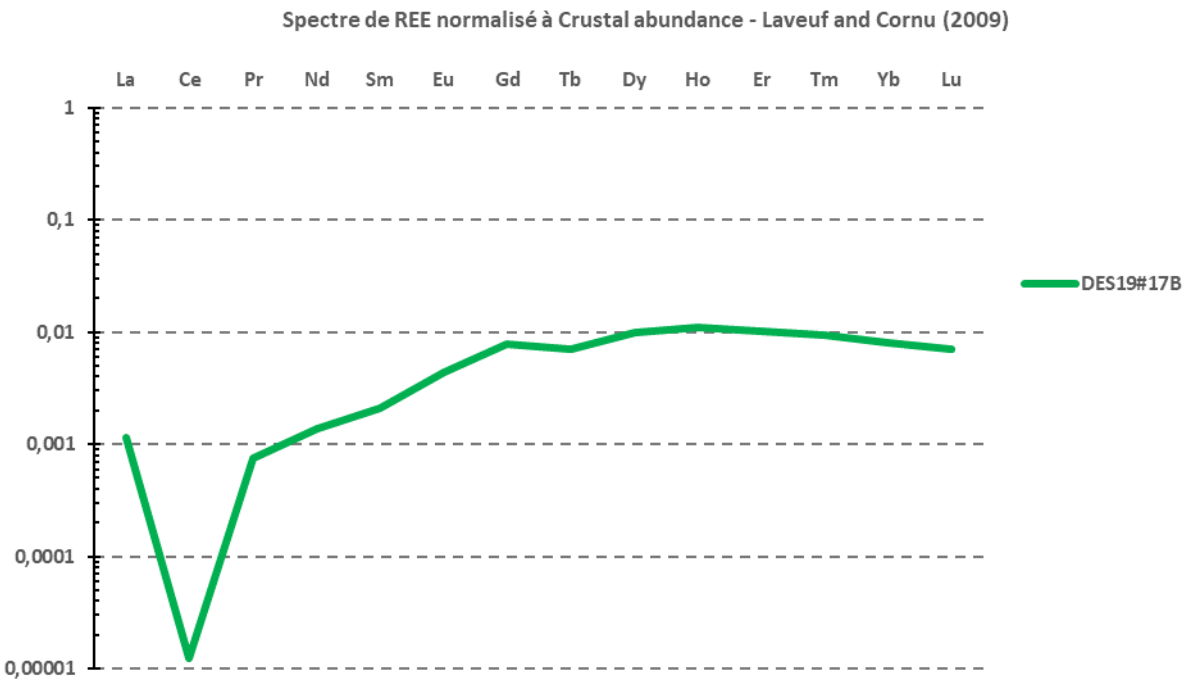
Les résultats sur #17B2 et B3 n'ont pas confirmé cette hypothèse, l'ensemble ne montrant pas de corrélation âges-eU, excepter l'échantillons #17B2-s qui possèdent une corrélation âges-eU inverse.

- *Résultats SARM :*

Une partie de l'échantillon #17B, dans les zones les plus massives, a été analysé au SARM et a révélé une composition d'oxyde de manganèse pure.



D'un point de vue composition en REE, le spectre montre un enrichissement de l'ensemble des éléments, excepter une anomalie négative en Ce, qui va à l'inverse de celle observé sur les autres oxydes de manganèse.



- *Résultats MEB :*

Les résultats semblent indiquer une paragenèse plus complexe que celle décrite si dessus, c'est pourquoi les descriptions MEB sont faites échantillon par échantillon.

#17B1 : pour rappel, à l'échelle visuelle microscopique 3 générations ont été échantillonnées : massive > botryoïdale > spécularite. L'observation au MEB a révélé qu'excepter la génération massive, les minéralisations sont en très grandes majorités constituées oxyde de Mn, ou d'une phase d'oxyde de Mn-Fe supérieur à de 90% de Mn.

La génération massive (#17B1-m) d'oxyde de Fer (>90% de Fe), se présente sous la forme d'une matrice constituée d'agrégats de cristallites de tailles et morphologies très variées. Dans ces morphologies on dénombre notamment :

- des plaquettes de la 10'nm aux µm d'épaisseur sans arrangement préférentiel
- des grains euhédraux allant du µm à la 10' de µm.

Certaines de ces cristallites sont en réalité des oxydes de Mn pure, et ces probablement de ces cristallites que proviennent la fraction de la 10'% de Mn dans l'échantillon. On a donc, pour cette génération tout du moins, deux phases distinctes entre les oxydes de Fe et de Mn.

La génération botroyïdale (#17B1-b) est composée majoritairement de manganèse (>95% de Mn) et ses croissances se caractérisent par deux changements, le premier est une variation des tailles de cristallites passant de :

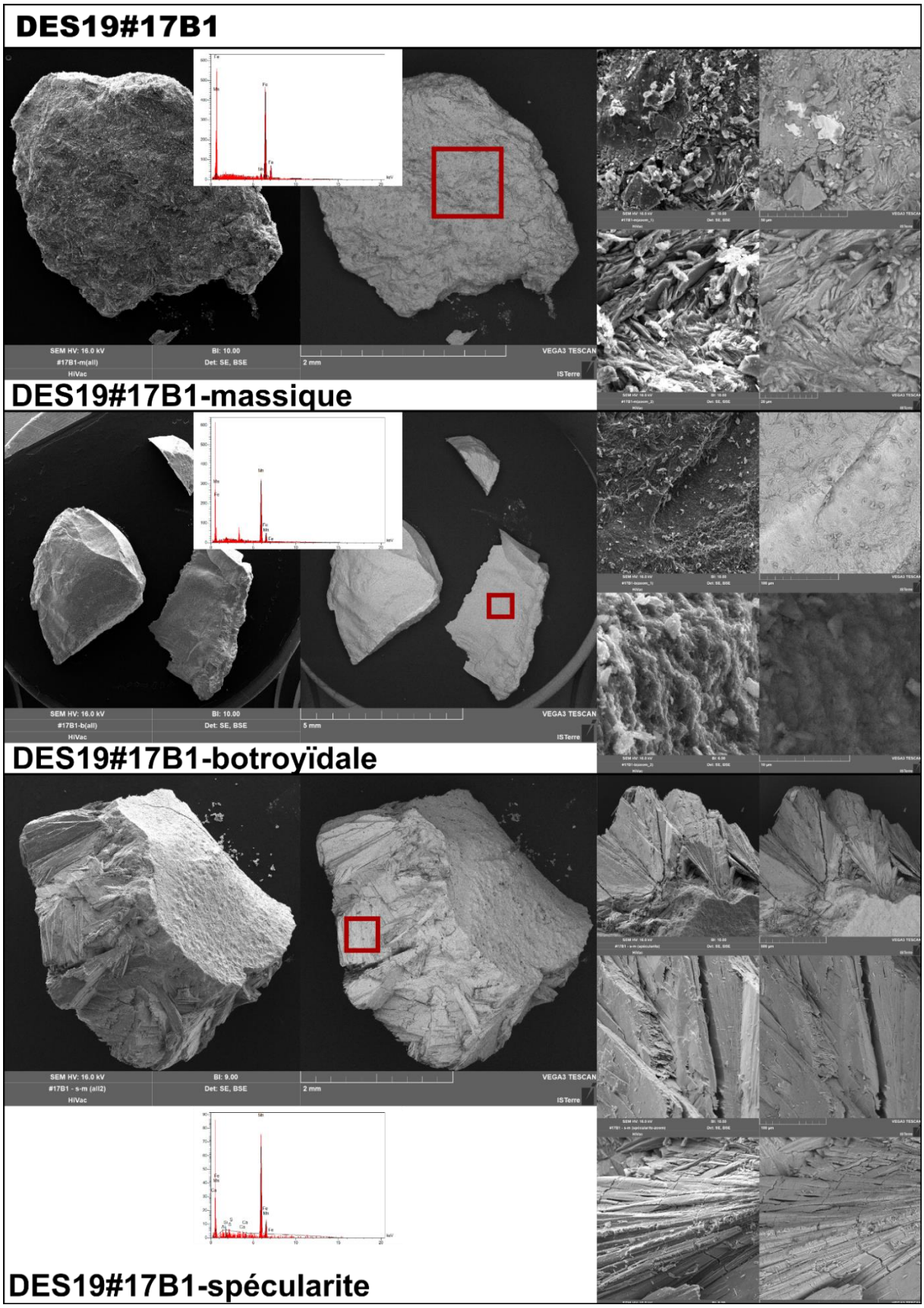
- Une zone à cristallites bien définies en baguette et plaquette, sans orientation préférentielle, d'environ 1 µm d'épaisseur et d'une 10' de µm d'allongements.

À :

- Une zone à matrice amorphe constituée probablement de cristallites inférieures à la 10' de nm.

Le second marqueur des croissances est une légère anomalie en Ti et Al, mais plus visible dans l'échantillon #17B2-b

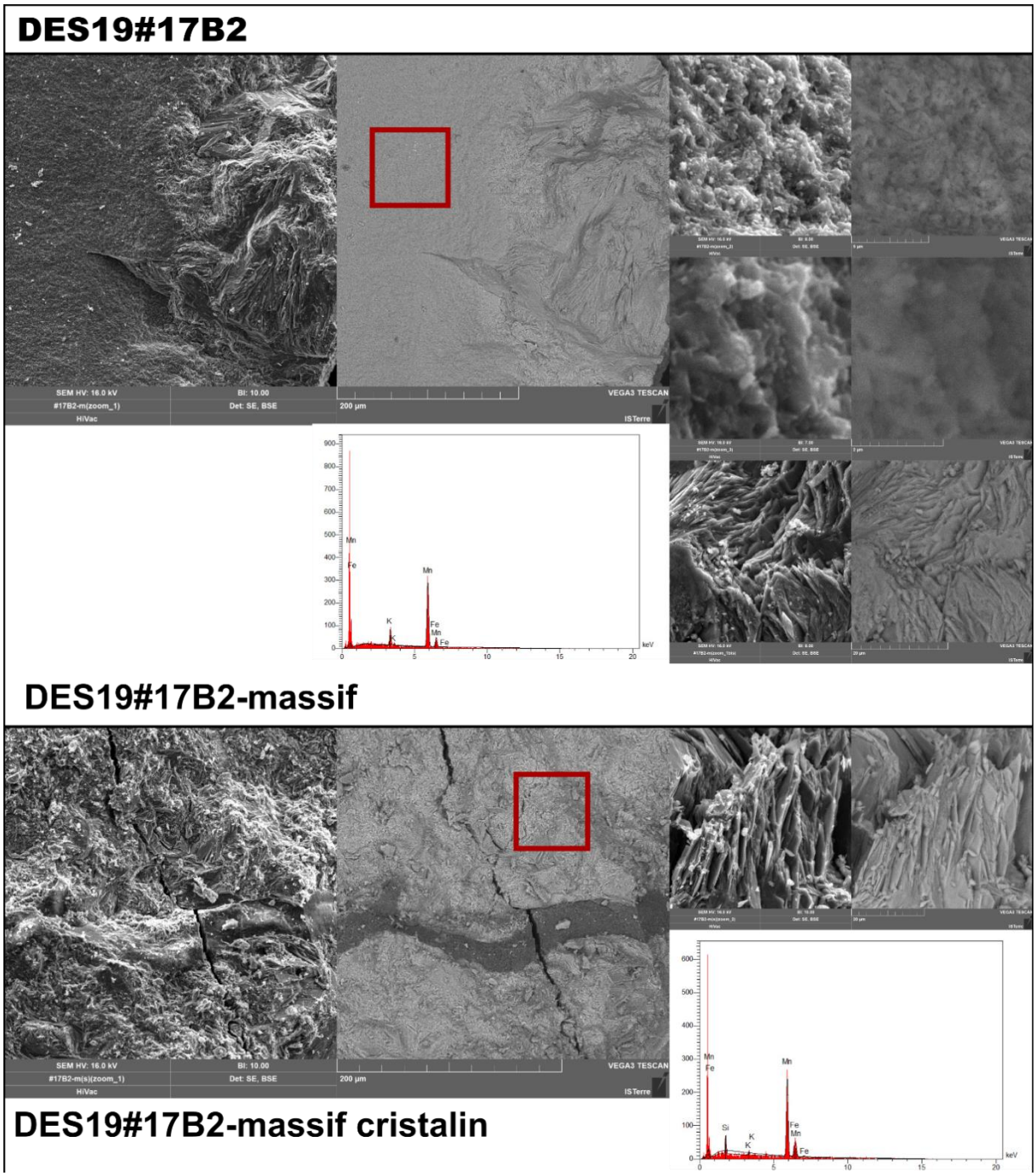
La génération de « spécularite » (#17B1-s) se caractérise par une composition de 100% d'oxyde de Mn et des cristaux en plaquette empilée d'une épaisseur variant du µm jusqu'à la plus de la 20' de µm.


DES19#17B1
SEM HV: 16.0 kV
#17B1-m(all)
HiVac
BI: 10.00
Det: SE, BSE
2 mm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
DES19#17B1-massique
SEM HV: 16.0 kV
#17B1-b(all)
HiVac
BI: 10.00
Det: SE, BSE
5 mm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
DES19#17B1-botroyïdale
SEM HV: 16.0 kV
#17B1 - s-m (all2)
HiVac
BI: 9.00
Det: SE, BSE
2 mm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
DES19#17B1-spécularite

#17B2 : cet échantillon est aussi un oxyde de Mn (>95 %), la transition entre la génération massive et la génération plus cristalline n'est marquée que par un changement dans la morphologie des cristallites :

- La génération massive (#17B2-m) est quasiment amorphe, probablement composée de cristallites en aiguilles d'une largeur inférieure à la 100' de nm
- La génération plus cristalline (#17B2-mc) est composée d'aiguilles et plaquettes d'une épaisseur d'environ 1 µm, ces cristallites semblent s'arranger sans orientation préférentielle sous des formes « semi-arrondies ».

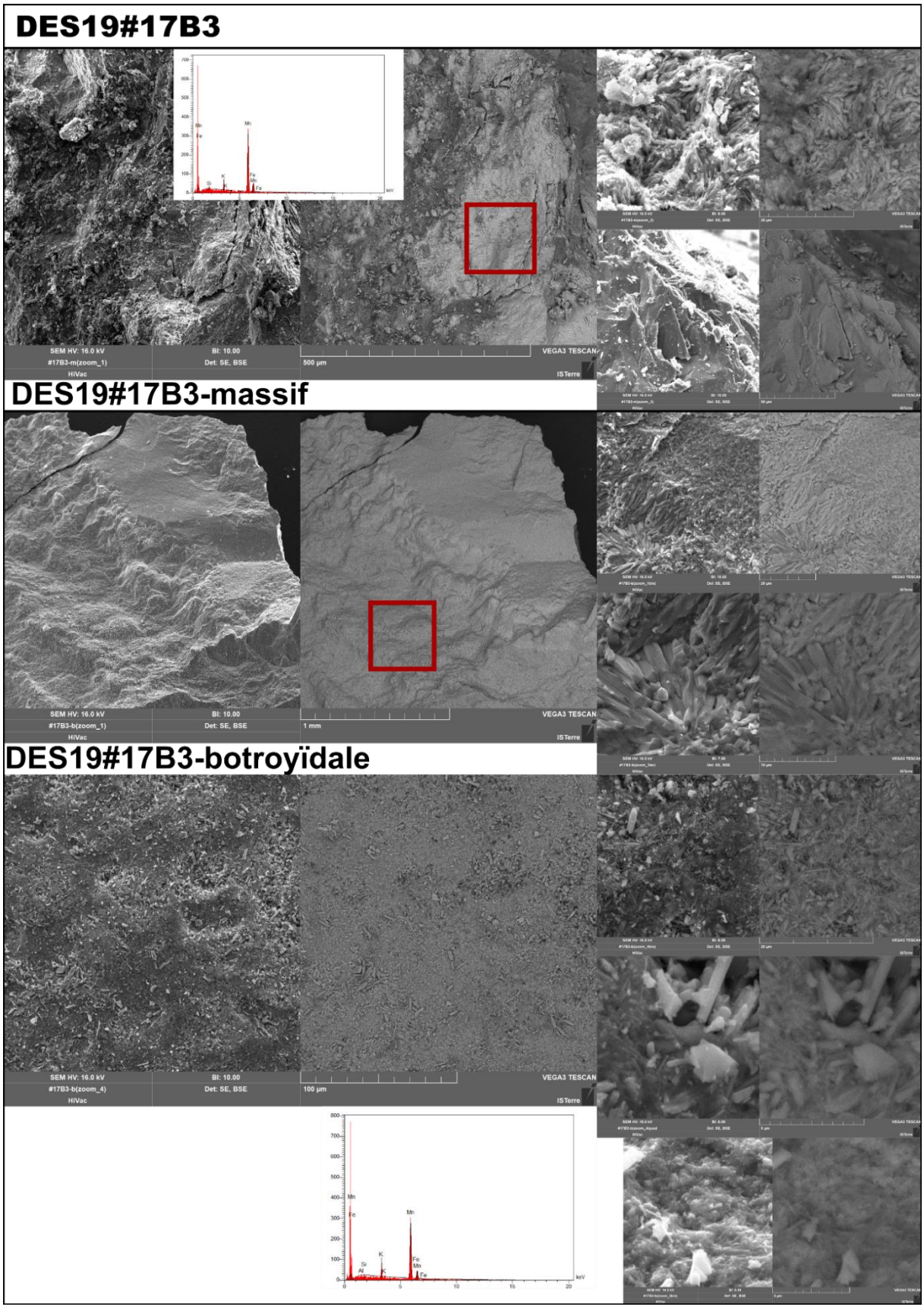
On note la présence de filon de silice amorphe au sein de cet échantillon.



#17B3 : cet échantillon est composé de deux générations similaires en chimie (>95% de Mn), mais différente en cristallinité : des zones massives, voir amorphe, qui passe progressivement à des zones a cristallites bien définit, pouvant aller jusqu'à former des générations botryoïdales (macroscopique).

Dans le détail la variation au sein d'une zone massive est forte, et on retrouve partout des spots à agrégats de cristallites à morphologie d'aiguille fine (<100' nm) et de cristaux euhédraux (> aux µm).

Pour ce qui est des zones botroyïdale, les différentes croissances sont reconnaissables par des anomalies en Ti et des cristallites plus ou moins développées selon l'axe c. Les cristallites les plus présentes sont celle sous forme de « d'allumettes » allant de 1 à 2 µm d'épaisseur pour les plus grosses.


DES19#17B3
SEM HV: 16.0 kV
#17B3-m(zoom_1)
HiVac
BI: 10.00
Det: SE, BSE
500 µm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
DES19#17B3-massif
SEM HV: 16.0 kV
#17B3-b(zoom_1)
HiVac
BI: 10.00
Det: SE, BSE
1 mm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
DES19#17B3-botroyïdale
SEM HV: 16.0 kV
#17B3-b(zoom_4)
HiVac
BI: 10.00
Det: SE, BSE
100 µm
VEGA3 TESCAN
ISTerre
Mn
Fe
K
Si
Al
keV

DES19#18 : (Cerro Vanguardia)

Âge supposé : Jurassique supérieur

Encaissant : dépôts volcano-clastique de Chon Aik.

Minéralisation : minéralisation secondaire dans la mine Cerro Vanguardia (pit non exploité au nord) en association et remanier par des gouges de failles, type catalasite et brèche hydraulique. La minéralisation majeure est faite de quartz, non enrichie en Au dans ce site

Données structurales : faille majeure d'orientation N110°

Échantillonnage macroscopique : bloc minéralisé pris dans la brèche principale de la faille, ainsi que des échantillons venant du mur de la faille. On note deux phases d'oxydation visible.

Echantillons non préparé en micro.

DES19#19 : (Cerro Vanguardia)

Âge supposé : Jurassique supérieur

Encaissant : dépôts volcano-clastique de Chon Aik.

Minéralisation : minéralisation secondaire dans la mine Cerro Vanguardia (pit non exploité au nord). Plan de faille secondaire minéralisé très fin.

Données structurales : oxide strié sur plan de faille.

Échantillonnage macroscopique : marche d'oxyde pris sur un plan secondaire.

Echantillons non préparé en micro.

DES19#20 : (Cerro Vanguardia)

Âge supposé : Jurassique supérieur

Encaissant : dépôts volcano-clastique de Chon Aik.

Minéralisation : minéralisation massive d'oxyde de fer dans la mine Cerro Vanguardia (hors pit, dans la zone de Laguna Mineral).

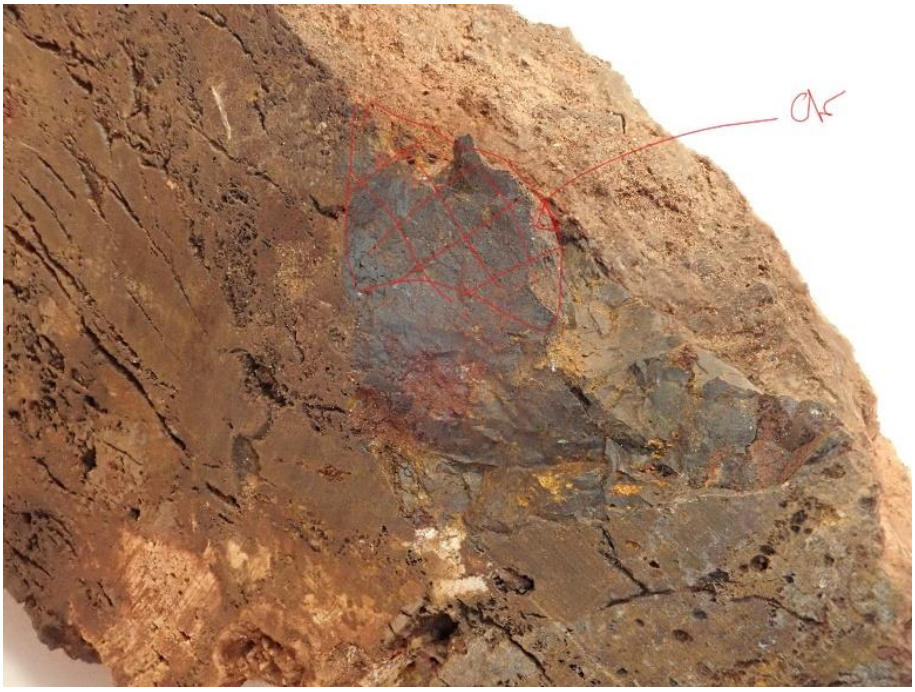
Données structurales : filon orienté N40°, subvertical.

Échantillonnage macroscopique : un échantillon pris dans la zone la plus massive, il se compose de filon massif, amorphe en macroscopie, contenu dans des argiles. Les argiles sont probablement issues de l'altération de la roche encaissante (dépôt de Chon Aik) durant la circulation des fluides à l'origine de la minéralisation. On remarque sur les bordures de la minéralisation des zones à morphologie de type « cargneule » qui semble indiqué que la minéralisation d'oxyde de fer c'est fait avant l'altération de l'encaissant.



- *Échantillonnage microscopique :*

Après avoir coupé l'échantillon en deux, une zone massive a été extrait dans le but d'obtenir une zone au cœur de la minéralisation, loin des bordures à morphologie de « cargneule ».



- *Résultats de l'(U-Th-Sm) /He :*

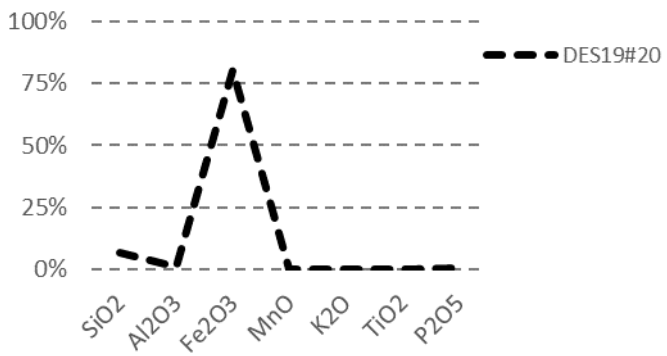
Double ratio Th/U vs Sm/Th : la corrélation semble bonne, rien de spécial à noté

Âges : les âges sont dispersés entre 16 et 10 Ma

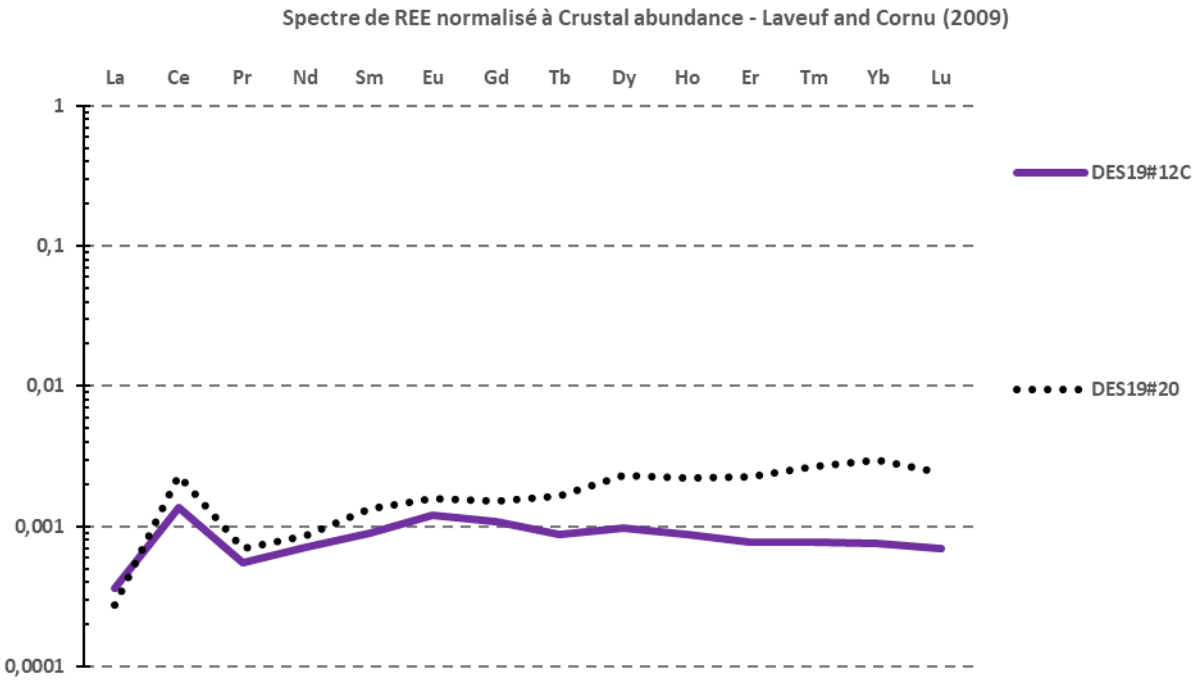
Âges vs eU : pas de corrélation âges - eU

- *Résultats du SARM :*

Une partie de l'échantillon #20 a été prélevé pour analyses au SARM, ces analyses ont révélées une composition de pure d'oxyde de fer.



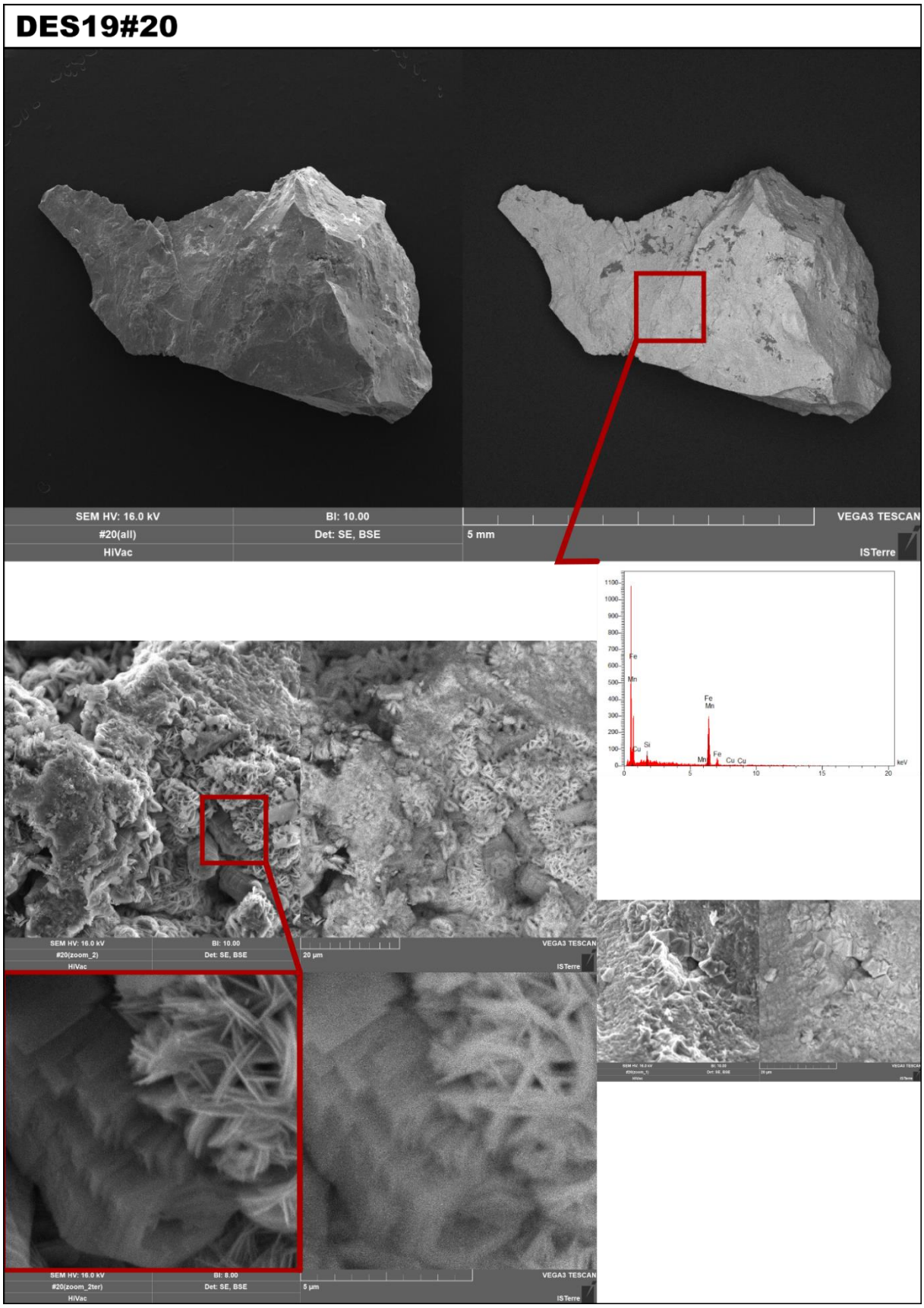
Malgré une différence géographique forte (>100 km) et une composition minéralogique différente (oxyde de fer *vs* oxyde de manganèse), le spectre de REE de la génération #20 est associé à celui de l'échantillon #12C, ou du moins au niveau de l'anomalie en Ce.



- *<u>Résultats MEB :</u>*

L'échantillon est très homogène en chimie, 100% d'oxyde de Fer, mais possède une hétérogénéité en taille de cristallite relativement prononcé. On observe deux grandes morphologies différentes :

- Une première composée de cristaux euhédraux d'environs 5 à 10 µm qui baignent dans une matrice amorphe. Cette matrice pouvant être composé de ces même cristaux, mais d'une taille inférieure au µm.
- Une seconde génération qui est composé de plusieurs cristallites à morphologies différentes sans arrangement préférentiel. Dans les différentes morphologies on en note trois principale : une matrice fine inférieur à 10 nm, des plaquettes hexagonales de 100-500 nm par 1-2 µm, et pour finir un arrangement spécifique de ces plaquettes en forme de colonne pouvant atteindre 10 à 20µm de longueurs


DES19#20
SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
VEGA3 TESCAN
#20(all)
Det: SE, BSE
5 mm
HiVac
ISTerre
Fe
Mn
Si
Cu
Cu
keV
SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
VEGA3 TESCAN
#20(zoom_2)
Det: SE, BSE
20 µm
HiVac
ISTerre
SEM HV: 16.0 kV
BI: 8.00
VEGA3 TESCAN
#20(zoom_2ter)
Det: SE, BSE
5 µm
HiVac
ISTerre

DES19#21-22-23 : (Cerro Vanguardia)

Âge supposé : Jurassique supérieur

Encaissant : dépôts volcano-clastique de Chon Aik.

Minéralisation : minéralisation planaire d'oxyde de fer (supposé), connecté à un filon vertical d'oxyde de manganèse (supposé), dans la mine Cerro Vanguardia (hors pit, dans la zone de Laguna Mineral).

Données structurales : le filon d'oxyde fer planaire est d'orientation N40-05°E, alors que le filon vertical est de N150-80°E. Aucun de ces deux filons ne porte de signe de mouvement.

Échantillonnage macroscopique : deux échantillons ont été pris sur les deux plans (vertical et horizontale) au niveau du recoupement, le dernier échantillon provient d'un filon oxyde de manganèse massif proche et connecté latéralement. On a donc :

- #21 : oxyde de fer en intercalation dans des bands horizontaux, les bands sont composés de la roche encaissante altérée en argile. On peut supposer que l'intercalation s'est faite postérieurement aux dépôts de la roche encaissante, sous la forme de sill.



- #22 : minéralisation d'oxyde de manganèse vertical qui semble se fondre dans le filon d'oxyde de fer, probablement de manière postérieure.
- #23 : minéralisation massive d'oxyde de manganèse type #17.



- *<u>Échantillonnage microscopique :</u>*

Seul l'échantillons #21 et le #23 ont été préparés pour les analyses, les deux échantillons ont été coupé pour obtenir des zones les plus pures.

#21 : sur la bordure supérieure on trouve une zone où les oxydes de fer semblent plus denses et suffisamment épais pour obtenir des grains non pollués en argile.



#23 : la coupe à mis en évidence une minéralisation massive et pure d'oxyde de manganèse, cette minéralisation semble être composé de plusieurs génération qui se fondent les unes dans les autres. Un bloc relativement homogène et pur à été extrait.



- *Résultats de l'(U-Th-Sm) /He :*

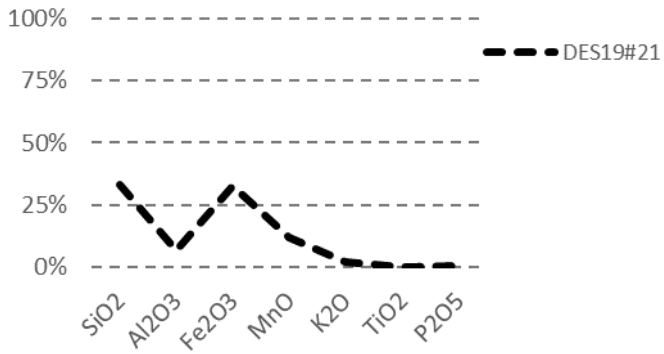
Double ratio Th/U vs Sm/Th : les deux échantillons s'alignent sur une même droite de corrélation, ce qui pourrait tendre à indiquer une même origine.

Âges : On note deux populations d'âge bien distinctes, une vielle entre 50 et 20 Ma et une plus jeunes entre 5 et 10 Ma. Ces populations pourraient être liés aux tailles de cristallite significativement différentes au sein des échantillons.

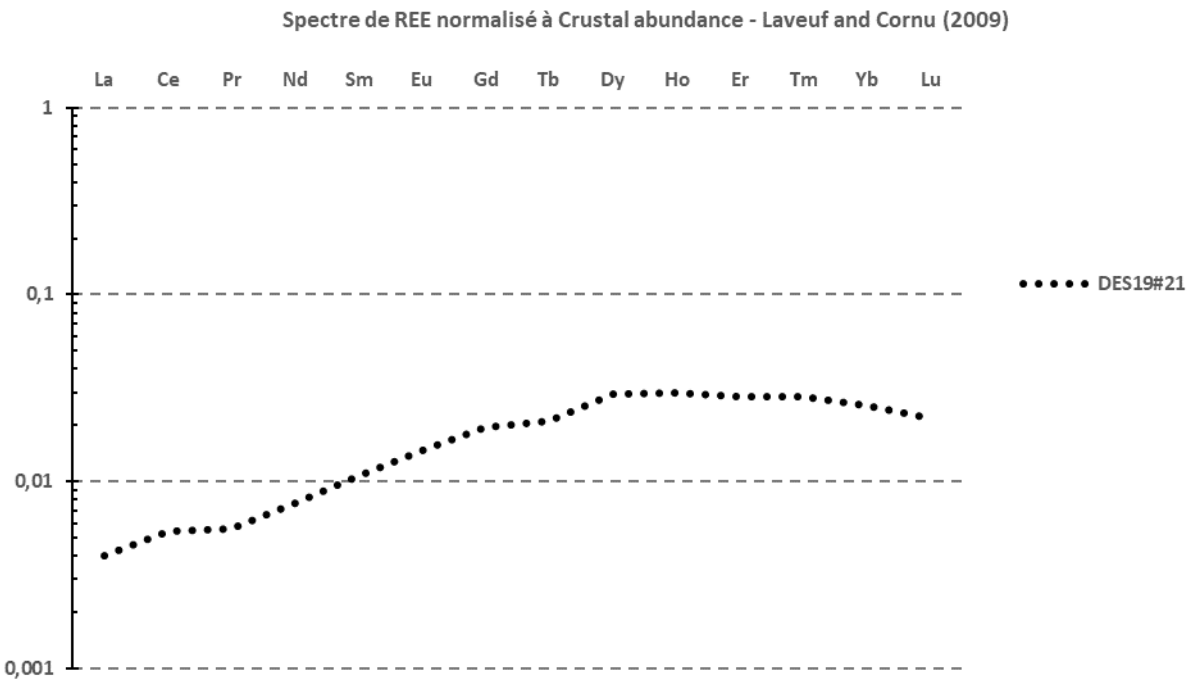
Âges vs eU : une pseudo corrélation âge-eU pourrait exister mais elle semble plus être lié à la taille des grains.

- *Résultats du SARM :*

Une partie de l'échantillon #21 a pu être isolé et analysé au SARM, ce qui a confirmé sa composition majoritaire d'oxyde de fer à oxyde de manganèse. On note la présence d'Al, probablement lié à des argiles (on rappelle que la minéralisation se fait en intercalage dans un encaissant altéré à postériori).



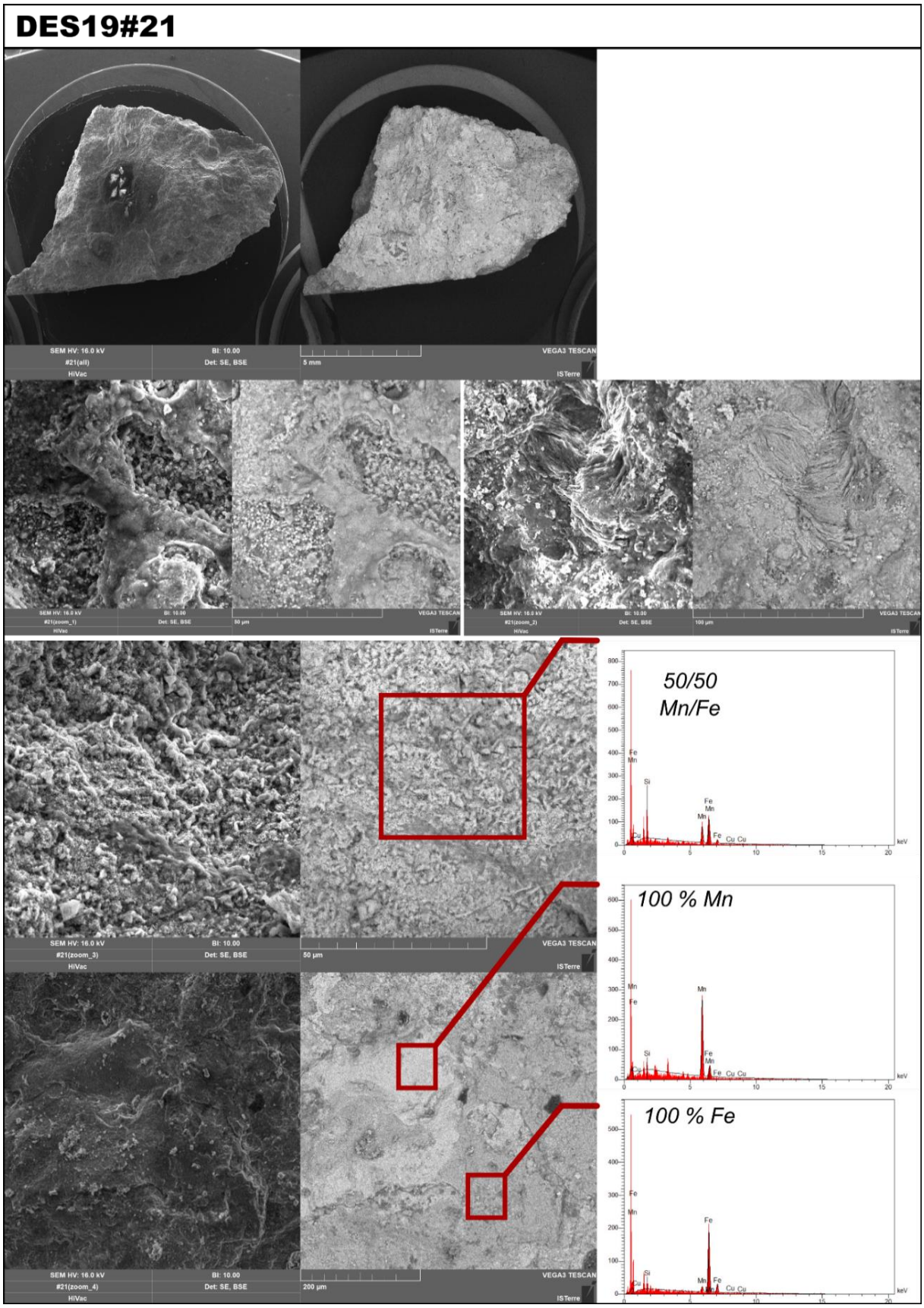
Cette génération est la plus enrichie en REE comparativement à tt les autres.



- *Résultats MEB :*

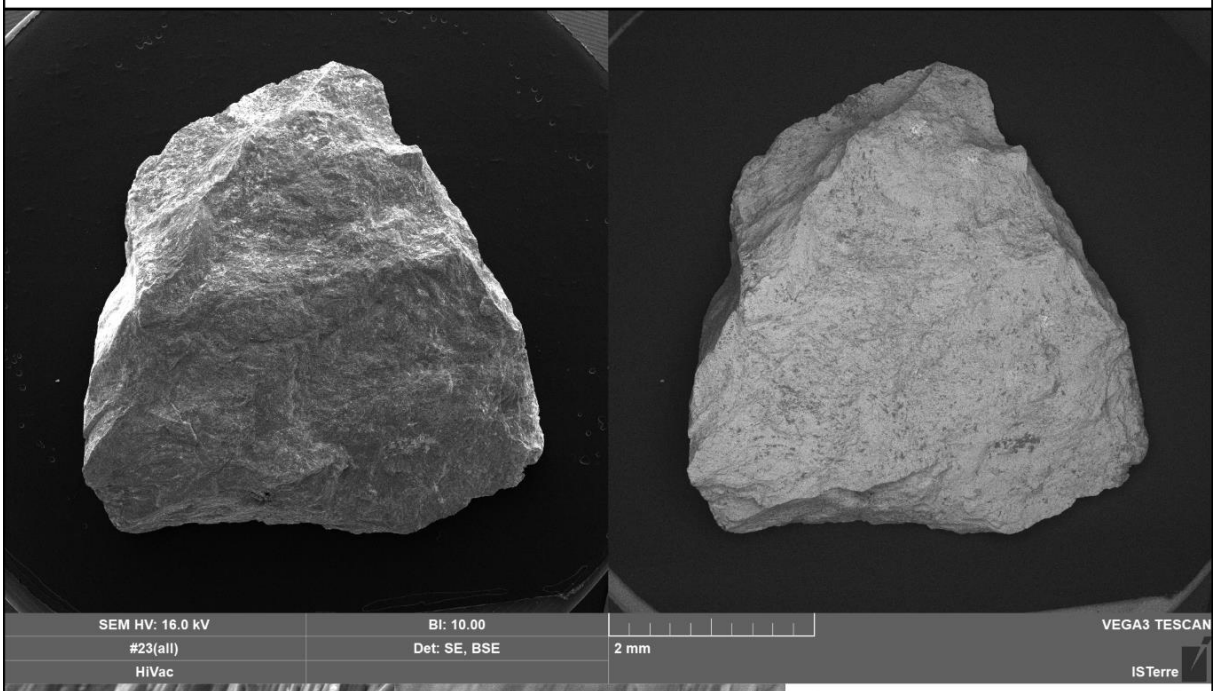
#21 : Cet échantillon à montrer des résultats intéressant d'un point de vue des phases minérale et de leur composition chimique. En effet, le MEB a révélé que l'échantillon est composé de deux phases distinctes étalé en plages d'une 100' de µm, chacune de ses phases est composé de pur oxyde de fer ou oxyde de manganèse.

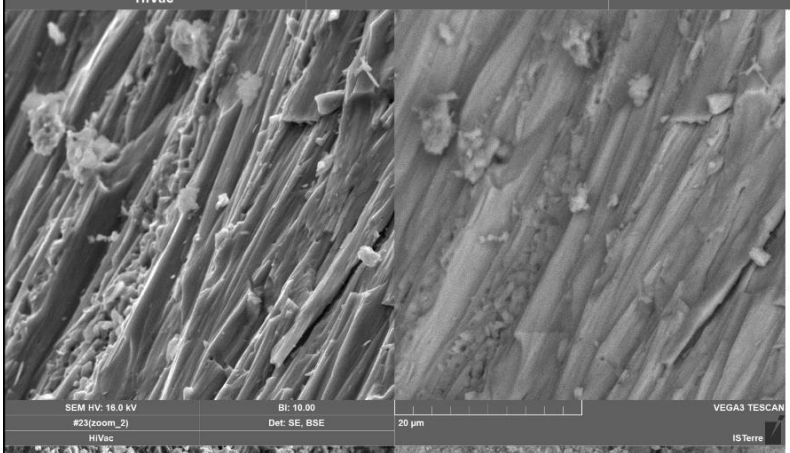
A contrario de leurs différence chimiques, ces deux phases possède exactement la même morphologie cristalline / de cristallites, ce qui les rends impossible à différencier à l'œil. Cette morphologie cristalline ce caractérise par un agrégat de cristallites euhédrale d'environs 1 µm pris dans une matrice amorphe. Localement les cristallites peuvent prendre une forme d'allumette suivant un arrangement pseudo-arrondie ou de grains bien plus développés, ses deux dernières morphologies ne se caractérisent pas des tailles supérieures à 5-10 µm.

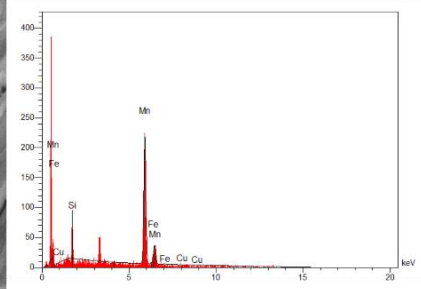

DES19#21
50/50
Mn/Fe
100 % Mn
100 % Fe

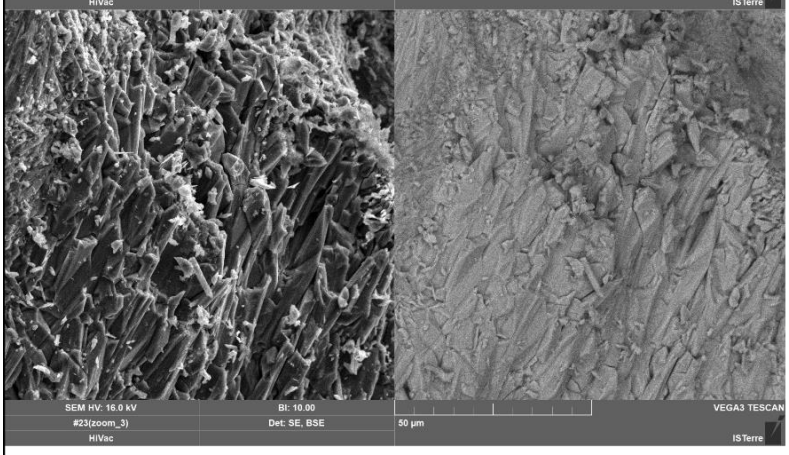
#23 : Cet échantillon est particulièrement homogène, entièrement constitué d'une génération d'oxyde de manganèse et est composé exclusivement de cristallites en allumette à morphologie de « cassure de bois », d'une taille minimale de 1 µm.

DES19#23


SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
VEGA3 TESCAN
#23(all)
Det: SE, BSE
2 mm
HiVac
ISTerre


SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
VEGA3 TESCAN
#23(zoom_2)
Det: SE, BSE
20 µm
HiVac
ISTerre


Mn
Mn
Fe
Si
Fe
Mn
Cu
Fe Cu Cu
keV


SEM HV: 16.0 kV
BI: 10.00
VEGA3 TESCAN
#23(zoom_3)
Det: SE, BSE
50 µm
HiVac
ISTerre

DES19#24 :

Âge supposé : inconnue

Encaissant : interface entre les dépôts Jurassique de Chon Aik et ceux du Crétacé inférieur (sédimentaire détritique).

Minéralisation : hématite et goethite supposées, probablement issue de circulation de fluide tardive qui remobiliserai les minéralisation Jurassique. Mise en place dans des diaclases type « cooling joint », à l'interface Jurassique-Crétacé. On peut supposer que c'est une minéralisation de base de bassin sédimentaire à l'interface socle-dépôt.

Données structurales : diaclase NNW et ENE

Échantillonnage macroscopique : deux échantillons pris au niveau des diaclases (dans le socle) dans ce qui semble être des brèches sédimentaires (dépôt du bassin).

Echantillons non préparé en micro.

DES19#26 : (La Josefina – Zone 1)

Âge supposé : Jurassique supérieur

Encaissant : dépôts volcano-clastique de Chon Aik.

Minéralisation : minéralisation massive d'oxyde de fer et de quartz qui se mettent en place dans un accident. Aussi bien les oxydes, que les minéraux de quartz sont bien développés et peuvent attendre une taille centimétrique, la minéralisation est proche de celle qui peuvent être observé à Terra Nera (île d'Elbe). Sont retrouvé aussi de la chalcopyrite, de la galène et d'autre minéraux accessoires.

Données structurales : la minéralisation se mets en place dans un accident probablement préexistant, mais qui rejoue pendant la minéralisation et la recoupe. L'accident possède une orientation NW, sub-vertical, avec un dernier jeu décrochant à 50°N.

Échantillonnage macroscopique : La major partie de la minéralisation est constitué d'une brèche d'oxyde de fer (probablement des spécularite) et de quartz dont la concentration évolue : très riche en quartz dans les zones les plus proches des derniers marqueurs de mouvement et plus proche d'une ration 50/50 dans les zones plus éloignées. Dans trois différentes zones des échantillons ont été récupérés :

- #26-A : un échantillon éloigné de l'accident, composé de spécularite à cristaux bien visible (>5 mm) et où il est possible de différencier les quartz, des oxydes de fer dans la brèche.



- #26-B : un échantillon plus proche des derniers marqueurs de mouvement, qui possède une morphologie plus fine de brèche qui rend, en macroscopie, impossible de différencier quartz et oxyde de fer.

- #26-C : un échantillon directement dans la « gouge » de faille, qui montre des marqueurs de croissance suivant l'ouverture. Cet échantillon s'est avéré être une galène.

Échantillonnage microscopique :

Seule l'échantillon #26-A s'est avéré propice pour la suite des analyses, #26-B s'est révélé être une micro-brèche très riche en silice et il est impossible d'extraire des oxydes suffisamment purs.

- *Résultats de l'(U-Th-Sm) /He :*

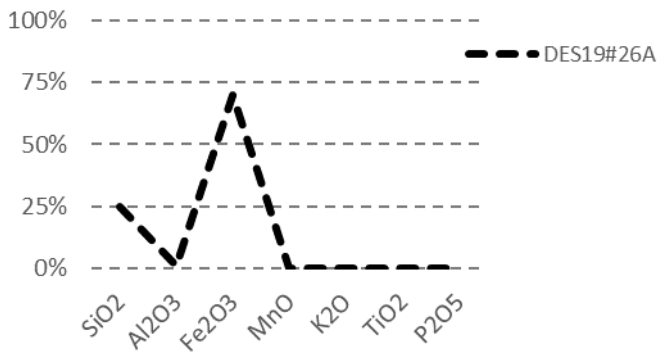
Double ratio Th/U vs Sm/Th : Rien à dire

Âges : relativement restreint entre 20 et 10 Ma.

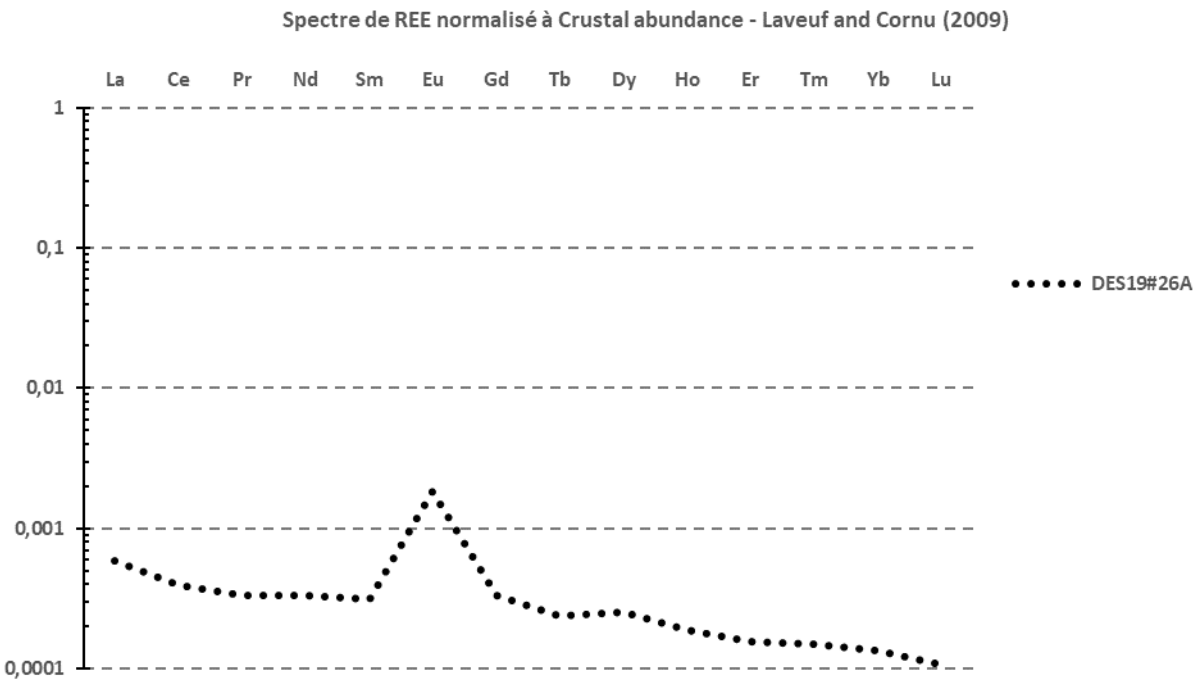
Âges vs eU : Rien à dire

- *Résultats du SARM :*

Seule l'échantillon #26A à fournit suffisamment de matériel pour analyse et sans surprise est totalement composé d'oxyde de fer, la portion de SiO2 s'explique par la présence de micro-quartz dans la minéralisation.

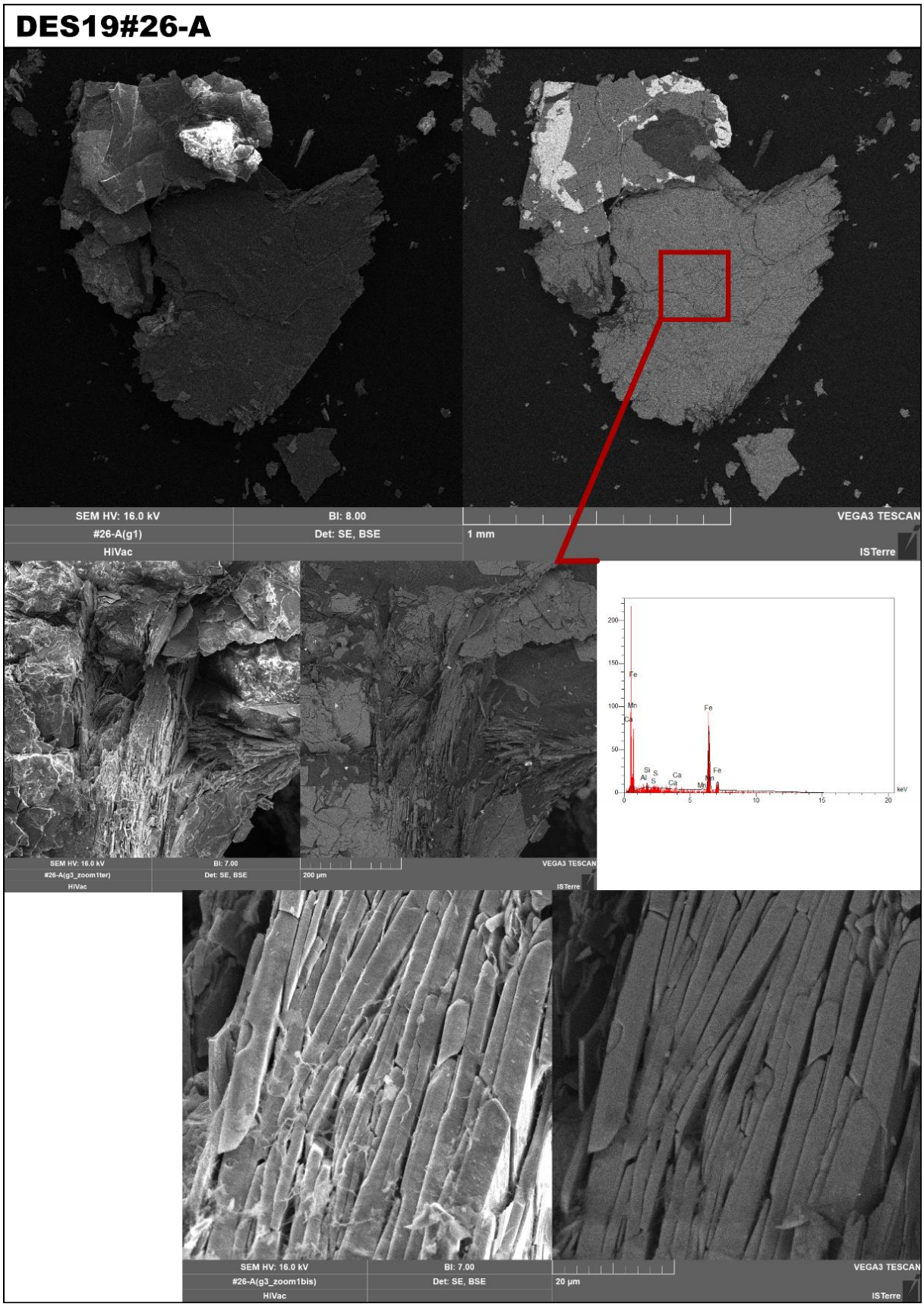


Cette génération est la plus appauvrie en REE par rapport à l'ensemble des générations analysées, ce qui semble être imputable à ça nature de spécularite. On note une anomalie en Eu propre à cette génération.



- *<u>Résultats MEB :</u>*

#26-A : cet échantillon est à 100% composé d'oxyde de fer avec une légère anomalie en Al. Sans surprise les cristallites sont des plaquettes d'une taille infini et d'une épaisseur de 2 à 10 µm, mais elle ne semble pas suivre d'arrangement spécifique comme observé en macroscopie.


DES19#26-A
SEM HV: 16.0 kV
BI: 8.00
VEGA3 TESCAN
#26-A(g1)
Det: SE, BSE
1 mm
HiVac
ISTerre
Fe
Mn
Ca
Si
Al
S
Ca
Fe
Mn
Fe
keV
SEM HV: 16.0 kV
BI: 7.00
VEGA3 TESCAN
#26-A(g3_zoom1ter)
Det: SE, BSE
200 µm
HiVac
ISTerre
SEM HV: 16.0 kV
BI: 7.00
VEGA3 TESCAN
#26-A(g3_zoom1bis)
Det: SE, BSE
20 µm
HiVac
ISTerre

DES19#27 : (La Josefina – Zone 2)

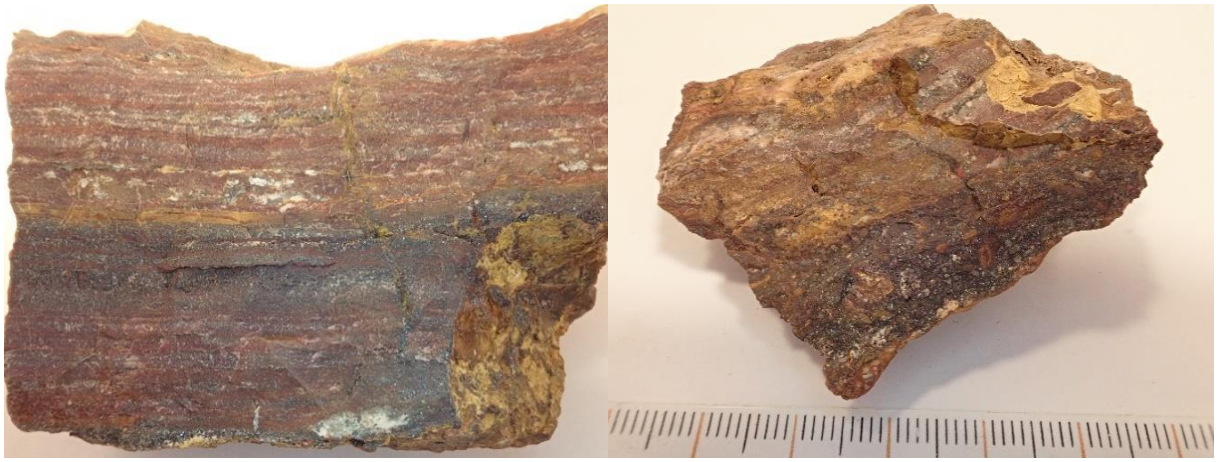
Âge supposé : Jurassique supérieur

Encaissant : pas d'encaissant

Minéralisation : minéralisation type « cinter », soit des alternances planaires entre des bands siliceux et des bands d'oxyde de fer qui se forment dans des lacs acides proche de volcan. Les bands d'oxyde mesurent quelques mm aux maximum et les oxydes semble être sous formes cristalline.

Données structurales : aucune

Échantillonnage macroscopique : des échantillons ont été récupéré en plusieurs endroit (latéralement et verticalement) dans l'affleurement dans le but de trouver des zones avec les bands d'oxydes les plus épais. On remarque que de nombreuses figures de sédimentation et d'écoulement sont présente dans l'affleurement, ce qui confirme une mise en place en surface.



Échantillonnage microscopique :

Du fait de la cohérence de l'échantillon, il est impossible de d'isole un band d'oxyde de fer, une section à donc été isolé et concassé pour pouvoir échantillonner des bouts d'oxyde le plus pure possible. On note que les bands riches en oxyde, le sont aussi en micro-quartz.

- *Résultats de l'(U-Th-Sm) /He :*

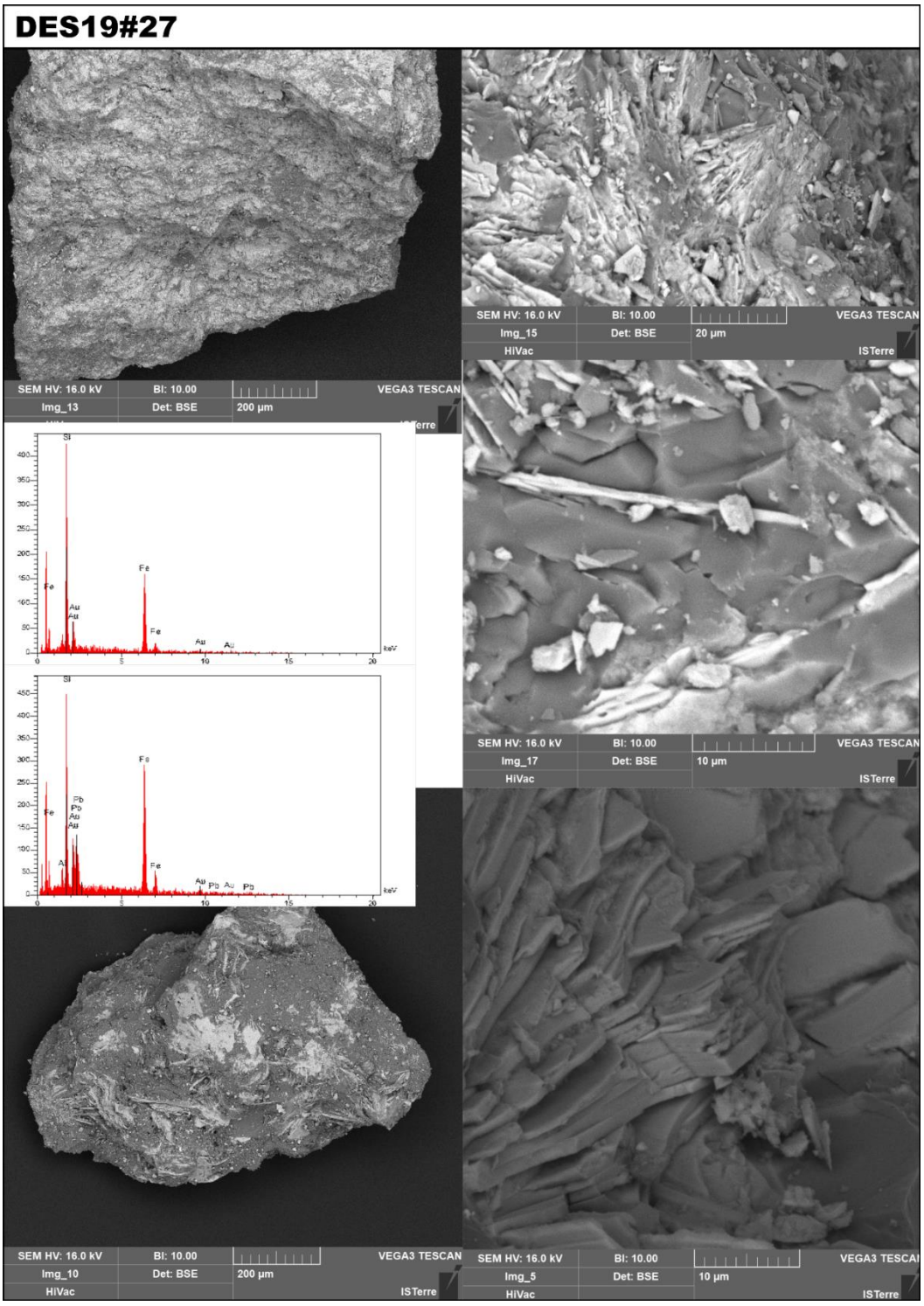
Double ratio Th/U vs Sm/Th : donne une correlation inverse, qui présage peut-être de problème de chimie ou de contamination par quartz.

Âges : âges vieux entre 70 et 40 Ma

Âges vs eU : semble donnée une corrélation inverse âge – eU mais peu probante.

- *Résultats MEB :*

L'échantillon apporté c'est avéré trop gros pour le MEB, donc aucune observation n'a été possible. Une seconde session réalisée en décembre 2020 par Cécile Gautheron a permis d'obtenir des images de grains provenant de cet échantillon au MEB.



Annexe 6.A : Paramètres CAGES1,5D

Exemple :

Nom							
Type de matériaux	Densité (kg/m3)	Rho (1/MPa)	DRP (1/K)				Type and densities
	TC1 (W/(mK))	TC2 (W/(mK))	HP1 (W/m3)10^6	HP2	C (J/(kgK)		Thermal parameters
	U (ppm)	Th (ppm)	K (ppm)				Chemical Parameters
	T° solidus (°C)	T° liquidus (C°)	EMELT (J/kg)				Melt parameters
	RB (Byerlee)	RPP	RAE	RAV	RN	RDEF	Rheological parameters

Matériaux utilisés :

Upper Crust							
Basement	2850	0.0002	3.5D-5				Type and densities
	3.	1.55D-3	2.	0.	1650.		Thermal parameters
	0.	0.	0.				Chemical Parameters
	800	1850	420000				Melt parameters
	60.	0.35	250000.	0.	3.	1.D-15	Rheological parameters

Lower Crust							
Basement	3000	0.	3.5D-5				Type and densities
	2.5	0.80D-3	0.3	0	1550.		Thermal parameters
	0.	0.	0.				Chemical Parameters
	1050	1800	420000.				Melt parameters
	60.	0.35	250000.	0.	3.	1.D-15	Rheological parameters

Oceanic Crust

Basement	2900	0.	3.5D-5					Type and densities
	2.5	0.80D-3	0.2		0	1550.		Thermal parameters
	0.	0.	0.					Chemical Parameters
	1310	1800	420000.					Melt parameters
	60.	0.35	250000.	0.	3.	1.D-15		Rheological parameters

Conti. Litho.

Mantle	3200.	0.	3D-5					Type and densities
	2.3	0.87D-3	0.02	0.	1400.			Thermal parameters
	0.	0.	0.					Chemical Parameters
	1200	2000	420000.					Melt parameters
	60.	0.35	250000.	0.	3.	1.D-15		Rheological parameters

Oceanic Litho.

Mantle	3250.	0.	3D-5					Type and densities
	2.3	0.87D-3	0.02		0	1400.		Thermal parameters
	0.	0.	0.					Chemical Parameters
	1200	2000	420000.					Melt parameters
	60.	0.35	250000.	0.	3.	1.D-15		Rheological parameters

Asthenosphere

Mantle	3270	0.	3D-5					Type and densities
	45.0	0.000	0.02	0.	1400.			Thermal parameters
	0.	0.	0.					Chemical Parameters
	1450	2000	420000.					Melt parameters
	60.	0.35	250000.	0.	3.	1.D-15		Rheological parameters

Air

Sediment	1,25		0	3D-5				Type and densities
	26,4D-3		0	0	0	1006		Thermal parameters
	0	0	0					Chemical Parameters
	0	0	420000					Melt parameters
	60	0,35	250000	0	3	1.D-15		Rheological parameters

Ignimbrite

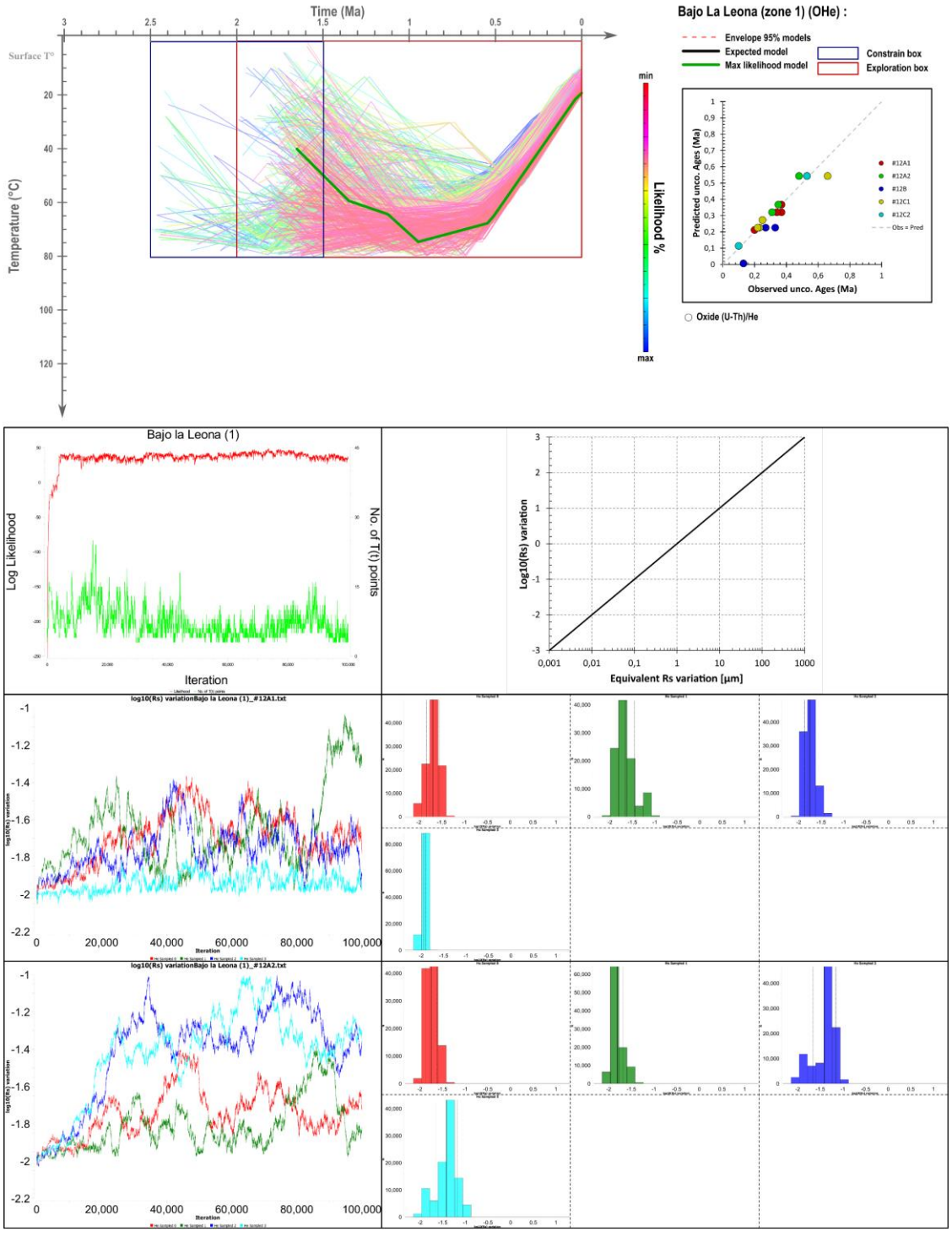
Sediment	2750	0.0002	3.5D-5					Type and densities
	3.	1.55D-3	2	0	1650.			Thermal parameters
	0.	0.	0.					Chemical Parameters
	850	1100.	420000.					Melt parameters
	60.	0.35	250000.	0.	3.	1.D-15		Rheological parameters

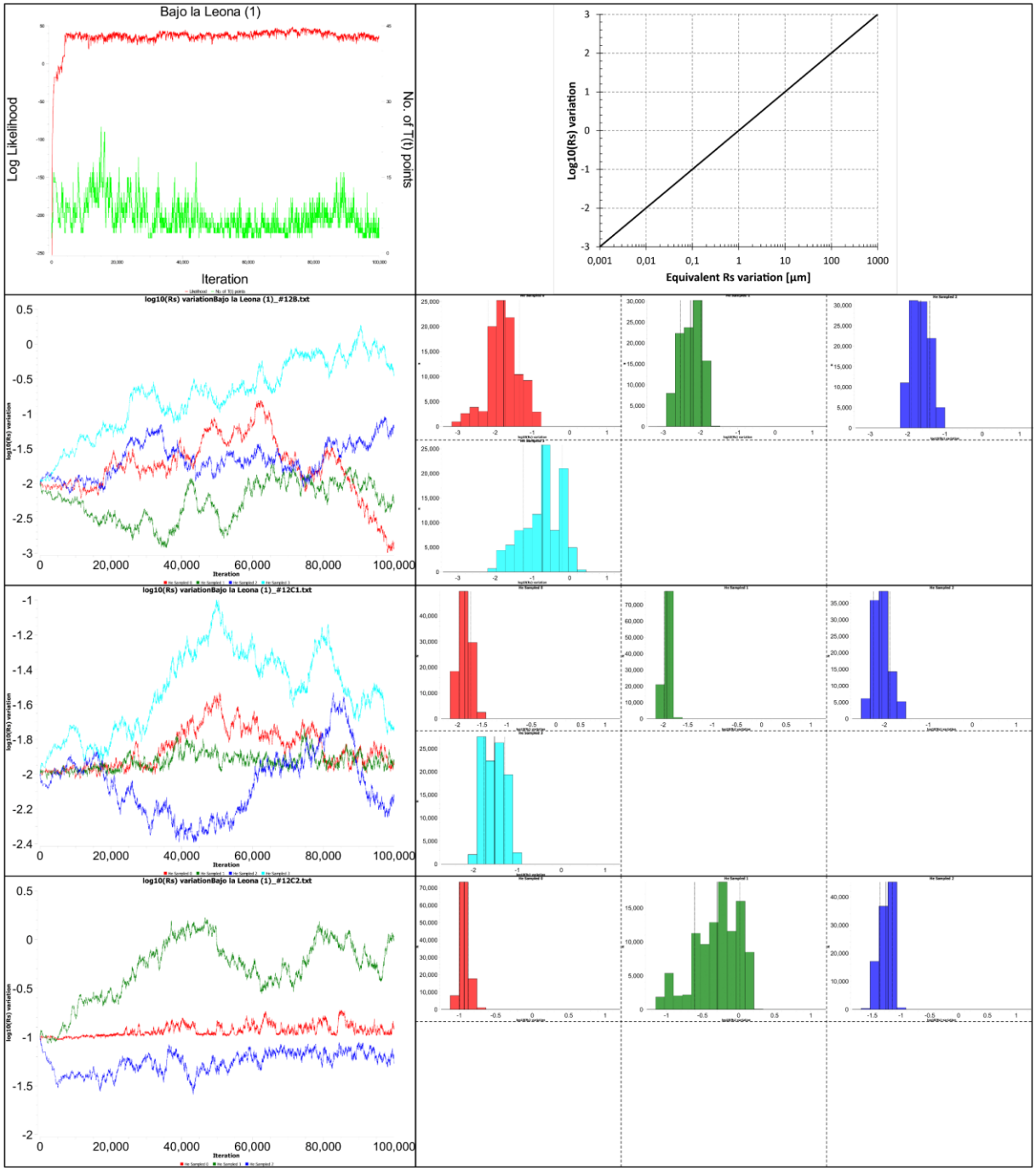
Hydrated Litho.

Mantle	3200.	0.	3D-5					Type and densities
	2.3	0.87D-3	0.02	0	1400.			Thermal parameters
	0.	0.	0.					Chemical Parameters
	950	1800	420000.					Melt parameters
	60.	0.35	250000.	0.	3.	1.D-15		Rheological parameters

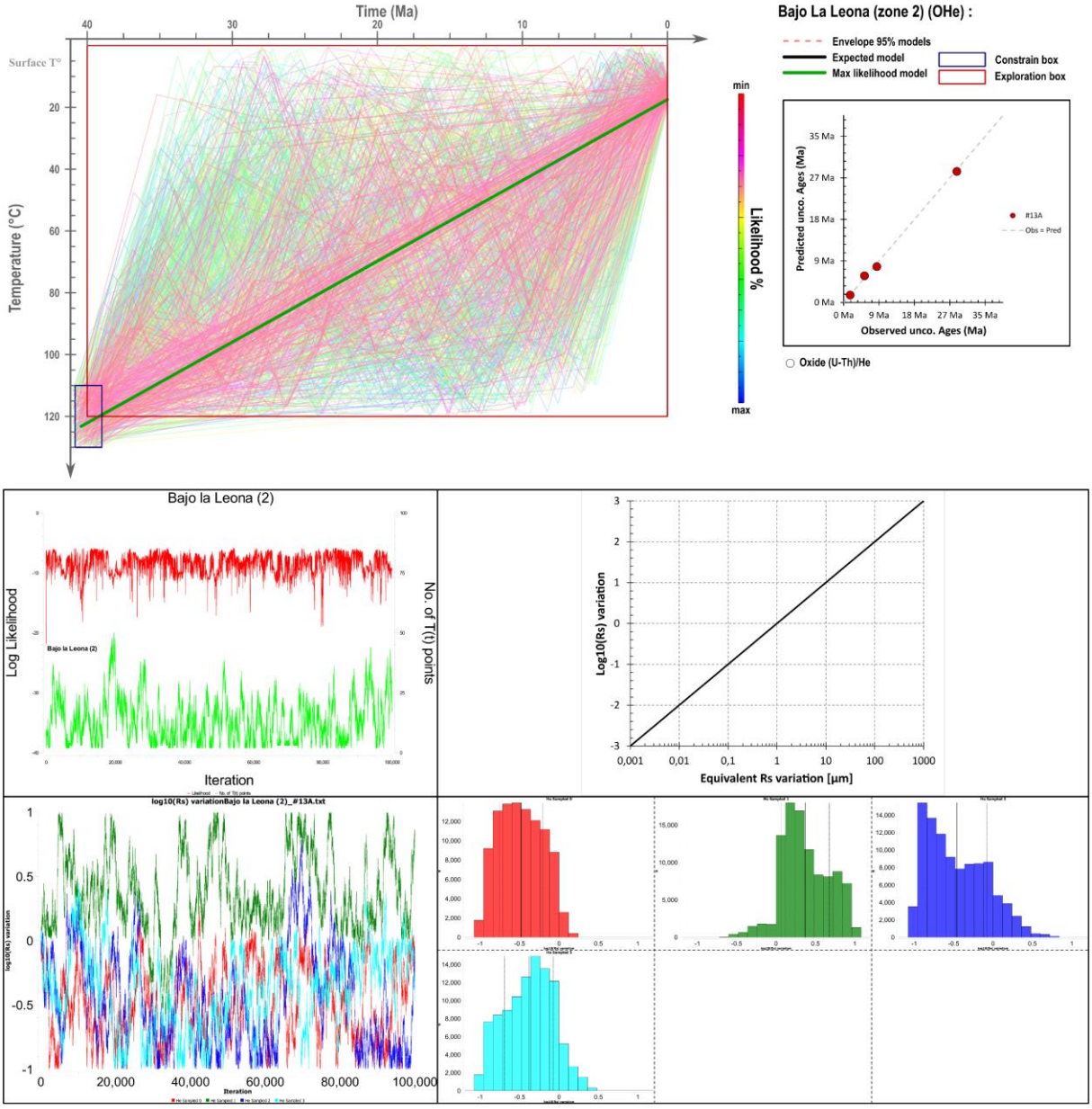
Annexe 7.C : Résultats d'inversion détaillés OFe/MnHe

- **Bajo La Leona – Zone 1**

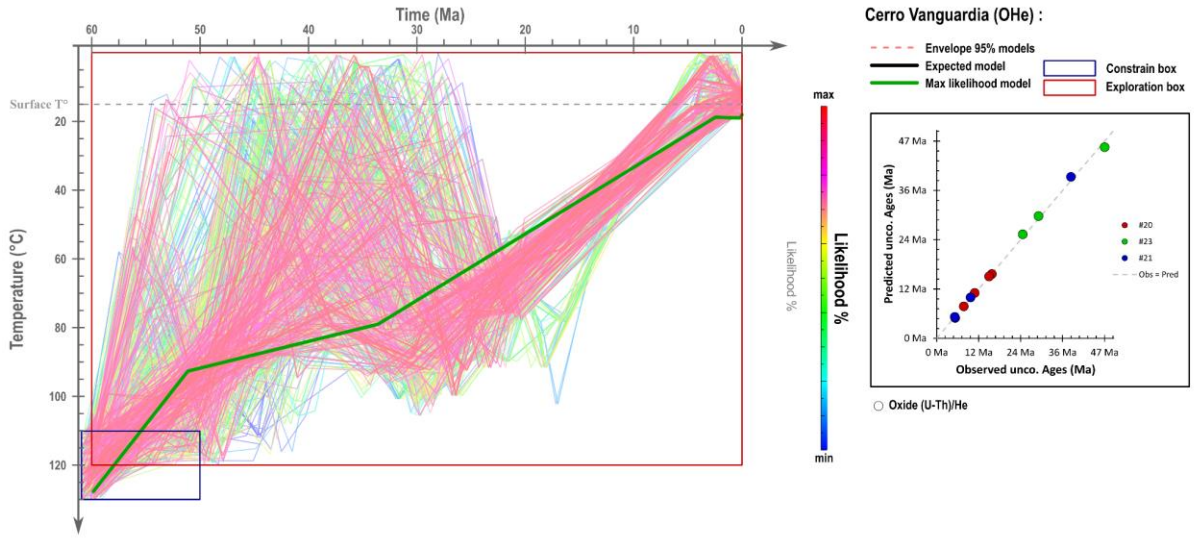


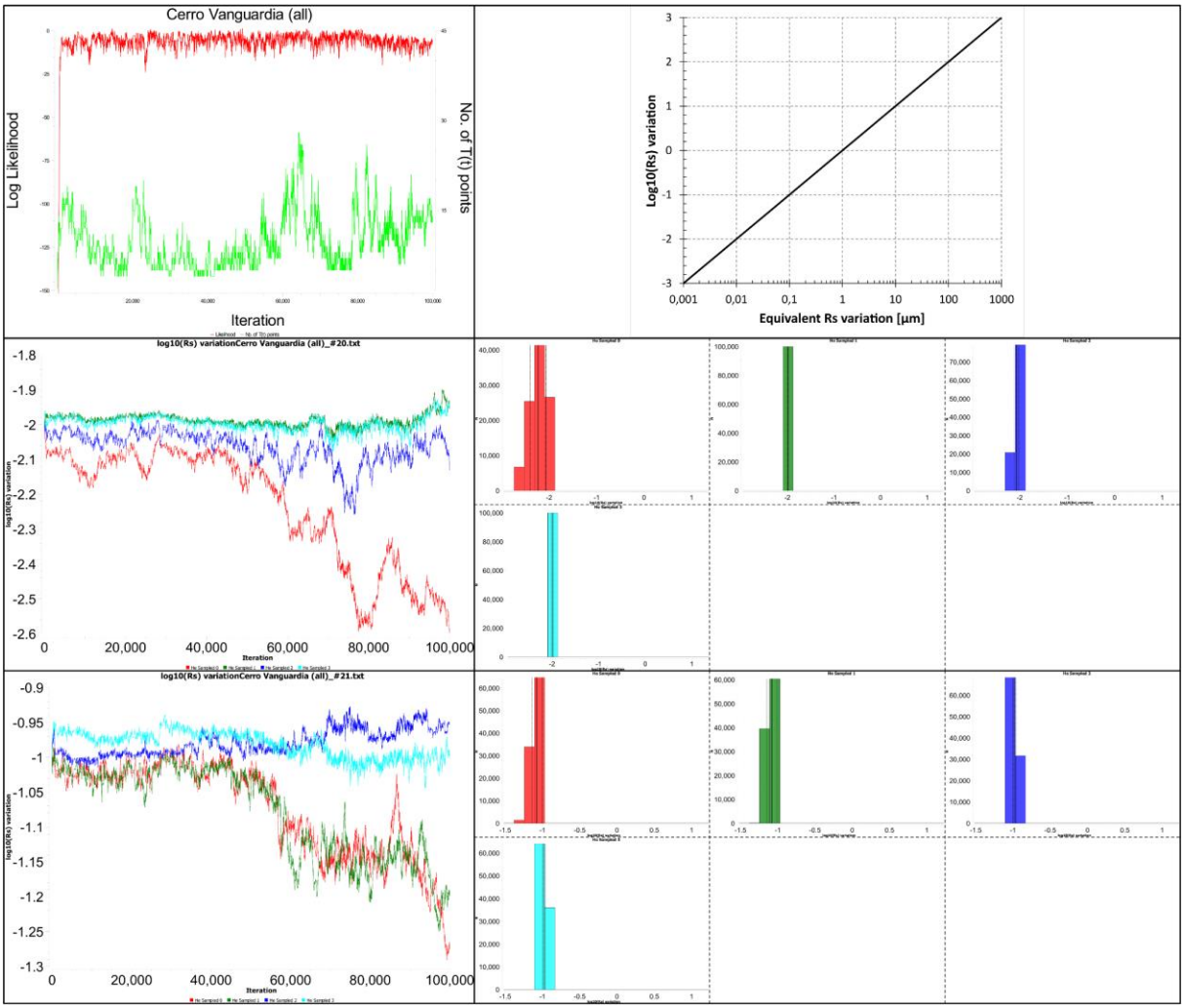

Bajo la Leona (1)
Log Likelihood
No. of T(t) points
Iteration
Log10(Rs) variation
Equivalent Rs variation [µm]
log10(Rs) variationBajo la Leona (1)_#12B.txt
log10(Rs) variationBajo la Leona (1)_#12C1.txt
log10(Rs) variationBajo la Leona (1)_#12C2.txt
log10(Rs) variation
Iteration

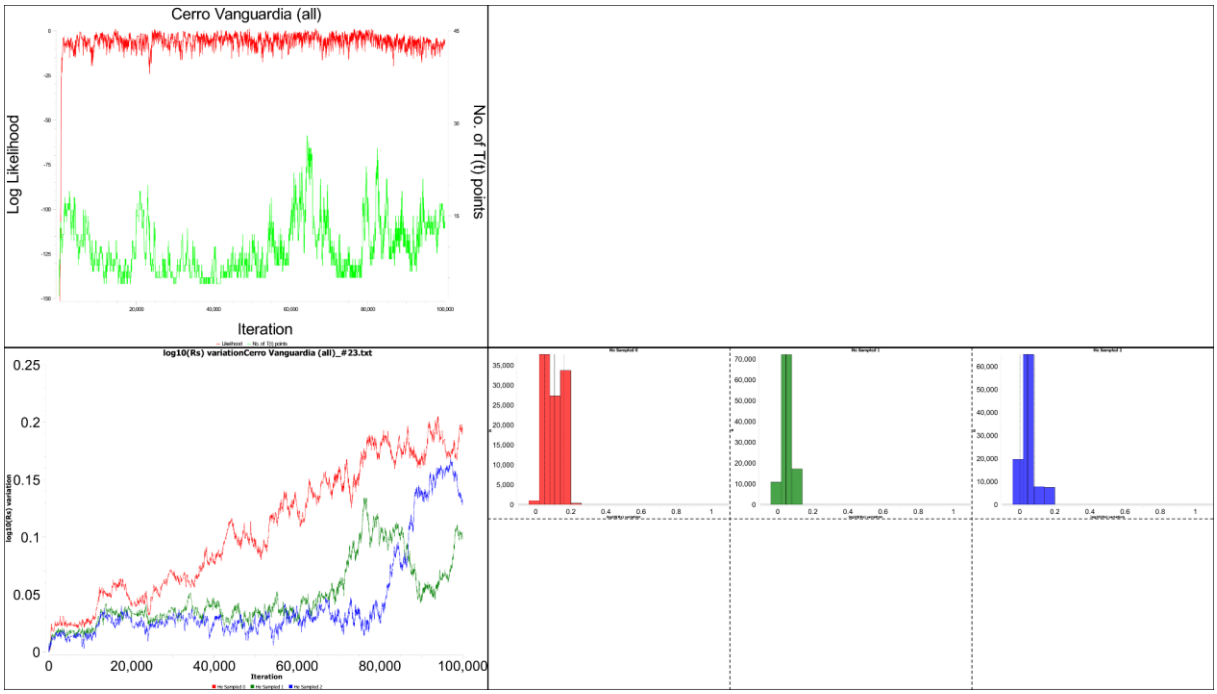
- **Bajo La Leona – Zone 2**



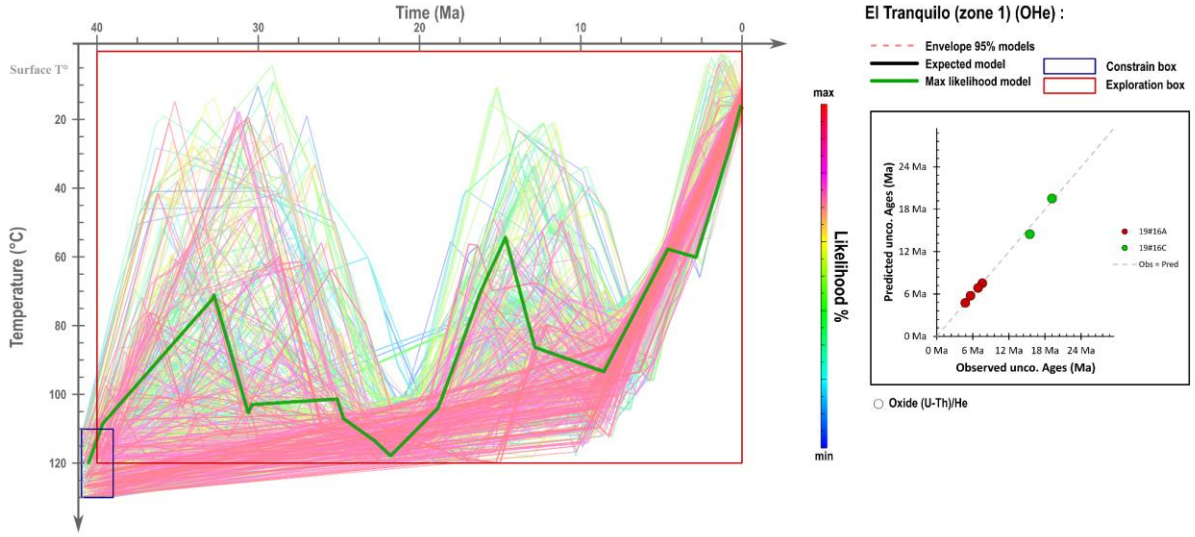
- **Cerro Vanguardia**

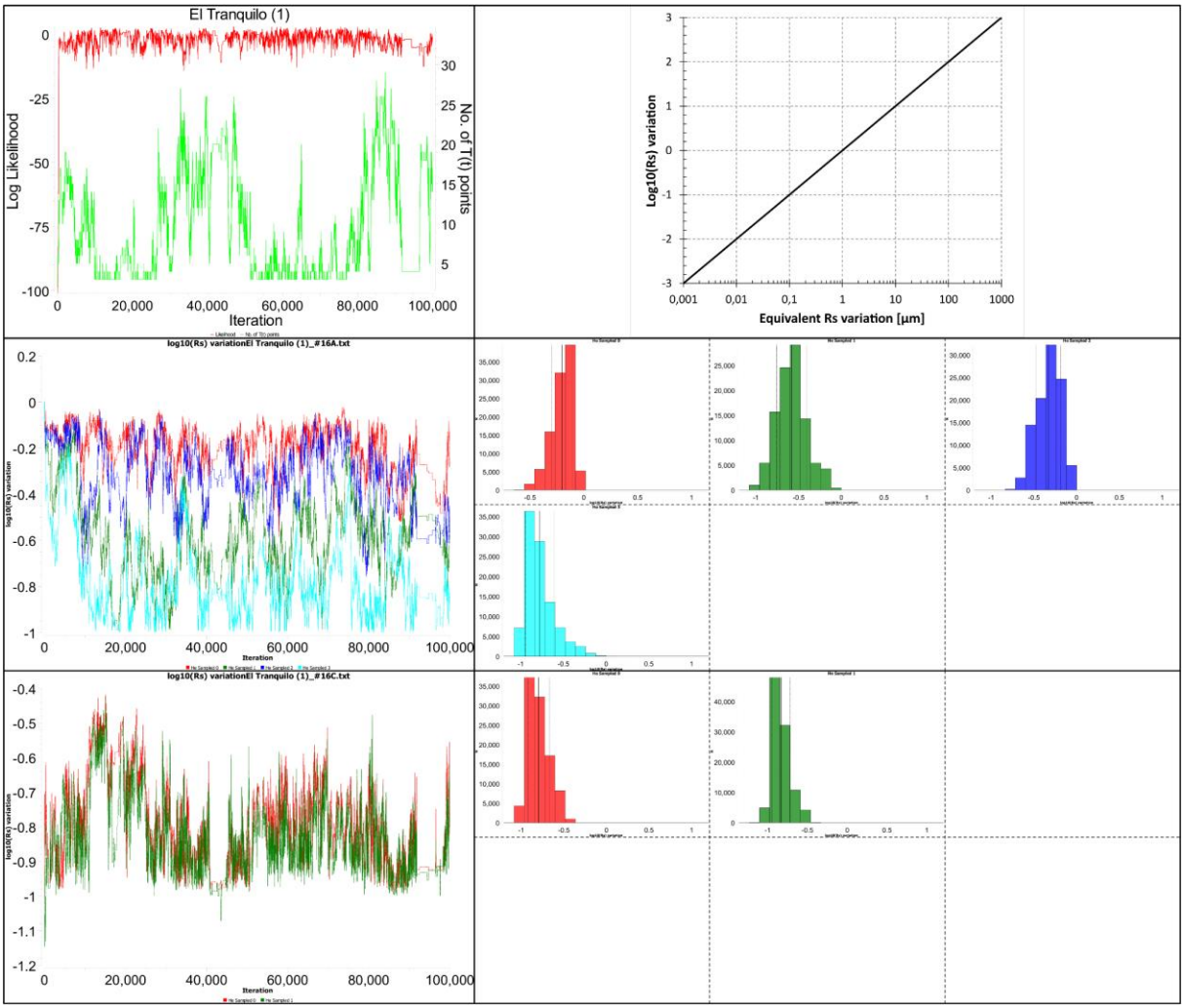




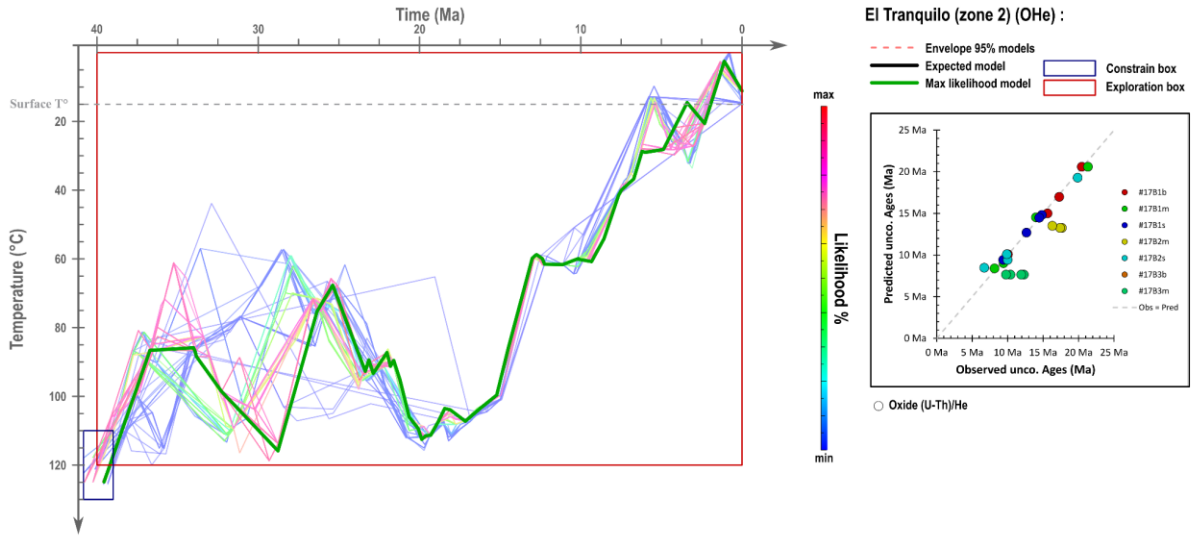

Cerro Vanguardia (all)
Log Likelihood
No. of T(t) points
Iteration
log10(Rs) variationCerro Vanguardia (all)_#23.txt
log10(Rs) variation
0.25
0.2
0.15
0.1
0.05
0
0
20,000
40,000
60,000
80,000
100,000
Iteration

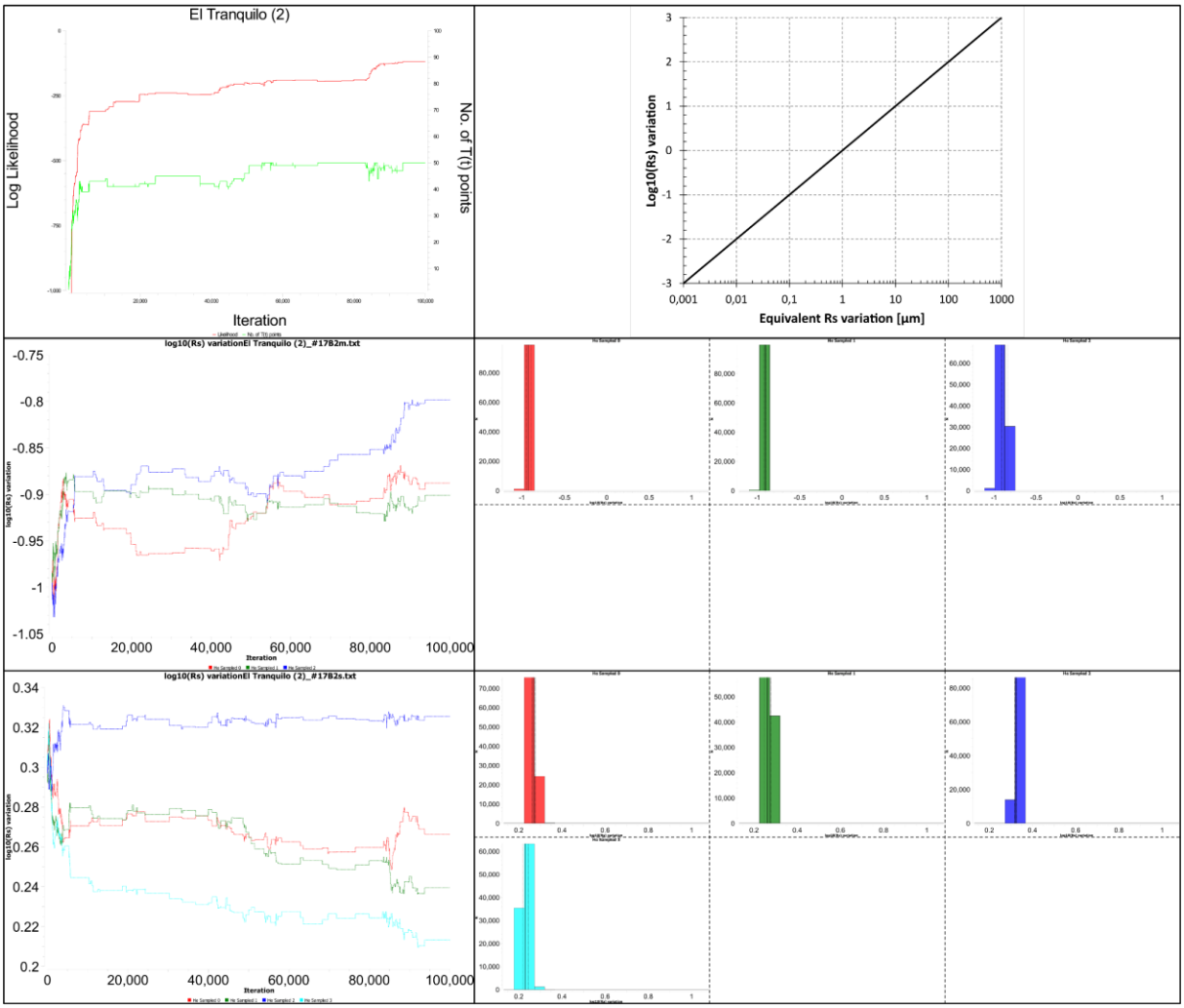
- **El Tranquilo – Zone 1**

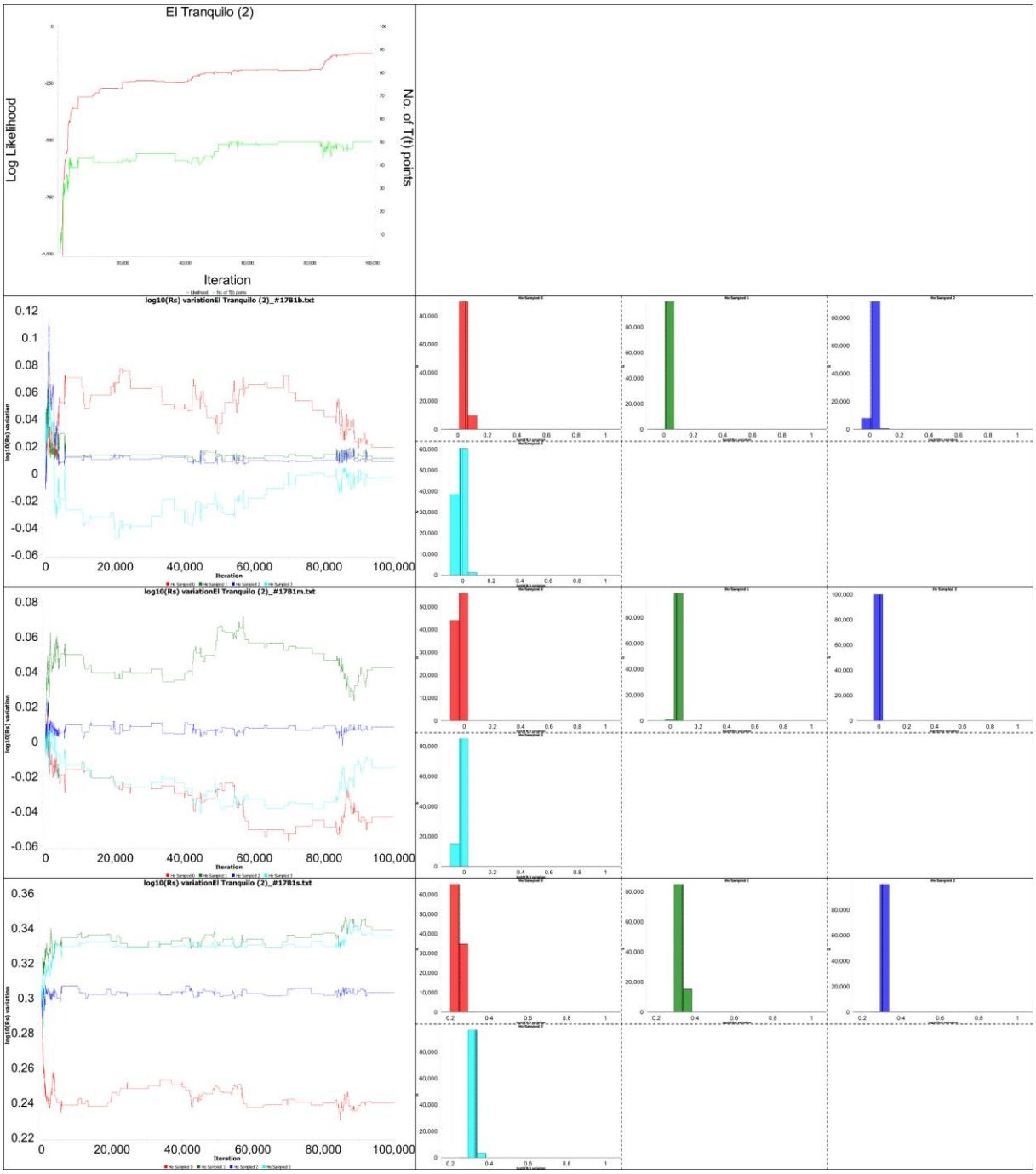


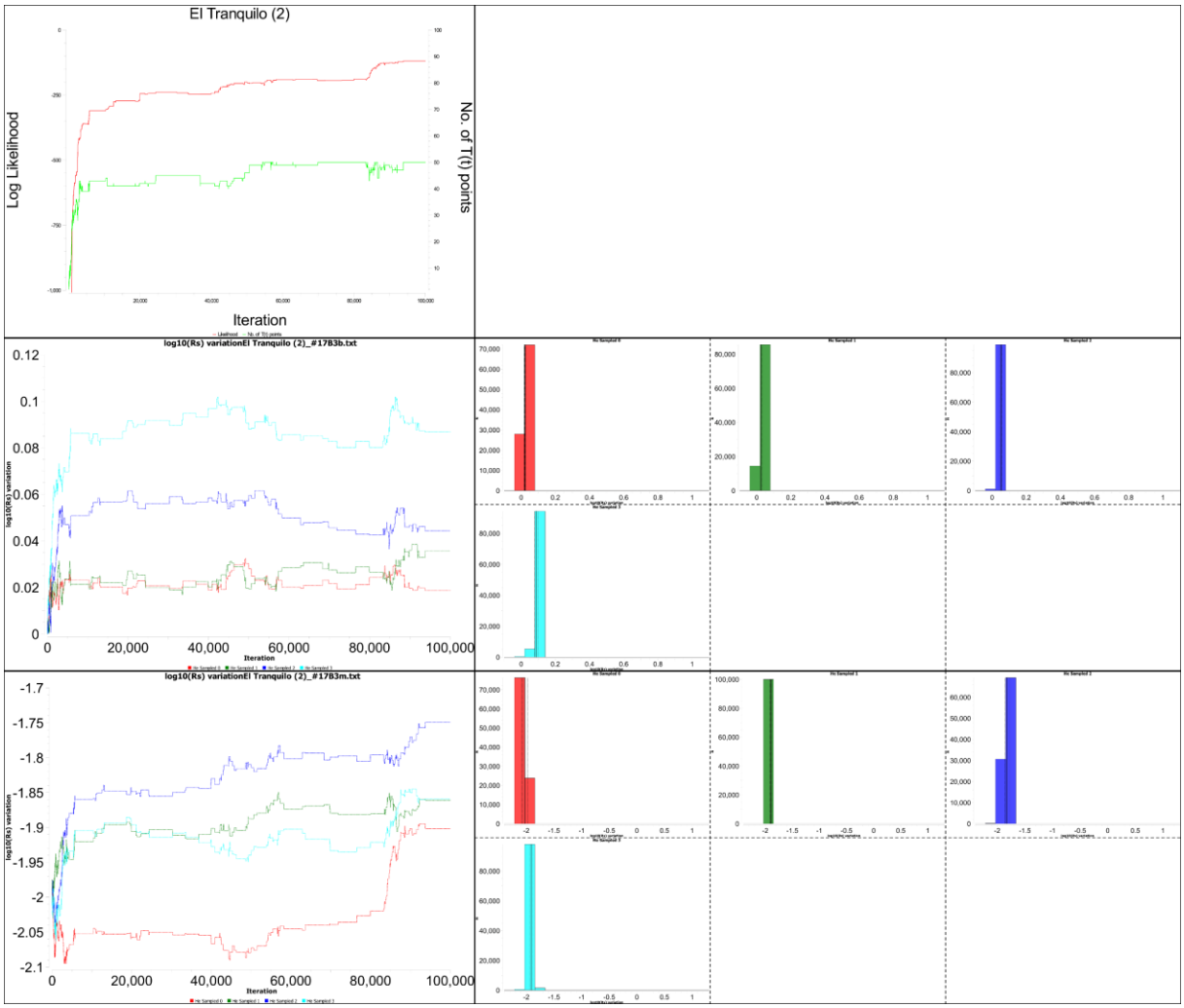


- **El Tranquilo – Zone 2**

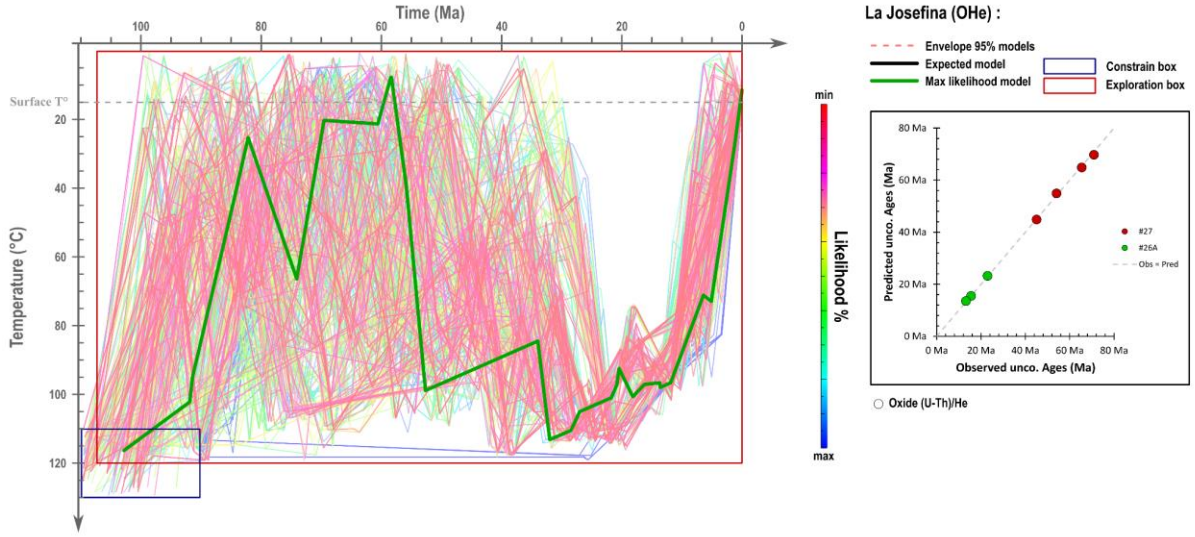


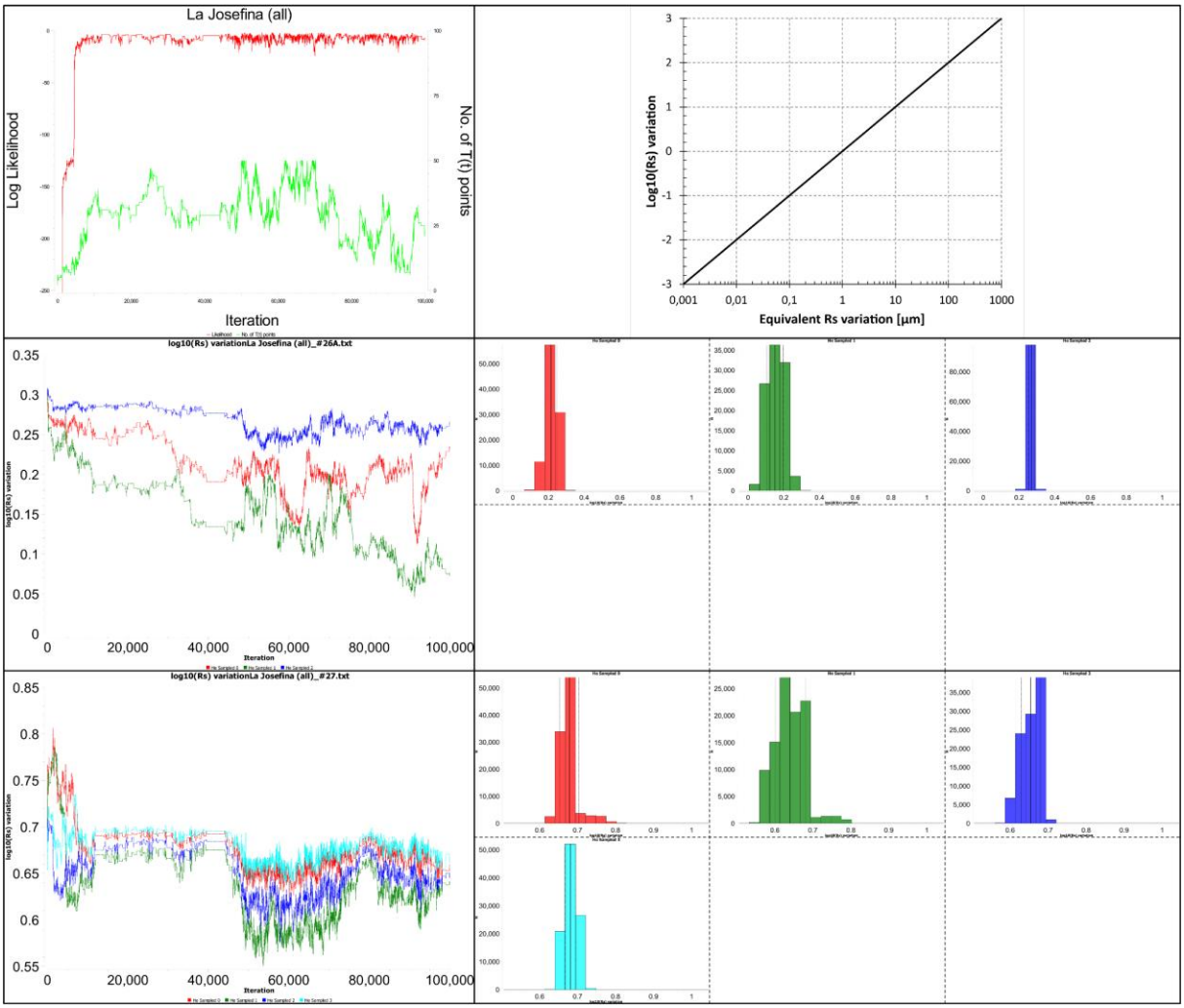



El Tranquilo (2)
Log Likelihood
No. of T(t) points
Iteration
log10(Rs) variationEl Tranquilo (2)_#17B1b.txt
log10(Rs) variationEl Tranquilo (2)_#17B1m.txt
log10(Rs) variationEl Tranquilo (2)_#17B1s.txt
log10(Rs) variation
Iteration


El Tranquilo (2)
Log Likelihood
No. of T(t) points
Iteration
log10(Rs) variationEl Tranquilo (2)_#17B3b.txt
log10(Rs) variationEl Tranquilo (2)_#17B3m.txt

- **La Josefina :**

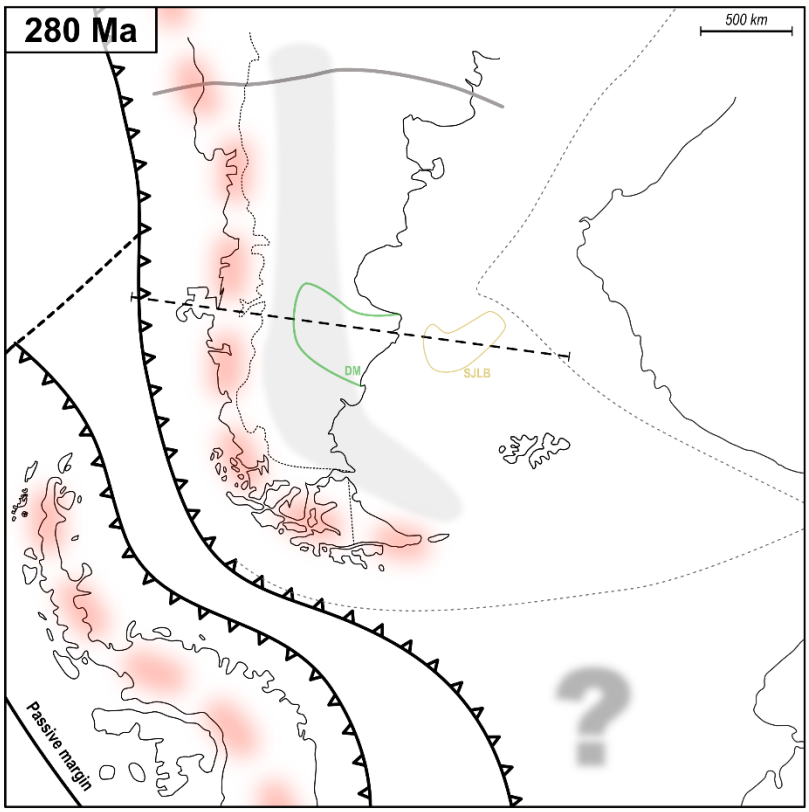

Time (Ma)
Surface T°
Temperature (°C)
Likelihood %
min
max
La Josefina (OHe) :
Envelope 95% models
Expected model
Max likelihood model
Constrain box
Exploration box
Predicted unco. Ages (Ma)
Observed unco. Ages (Ma)
#27
#26A
Obs = Pred
Oxide (U-Th)/He


La Josefina (all)
Log Likelihood
No. of T(t) points
Iteration
Log10(Rs) variation
Equivalent Rs variation [µm]
log10(Rs) variationLa Josefina (all)_#26A.txt
log10(Rs) variationLa Josefina (all)_#27.txt

Annexe 8 :Cartes géodynamiques (grande taille)

Image grande tailles des cartes présenter dans la discussion de cette thèse (Chapitre 5).

280 Ma



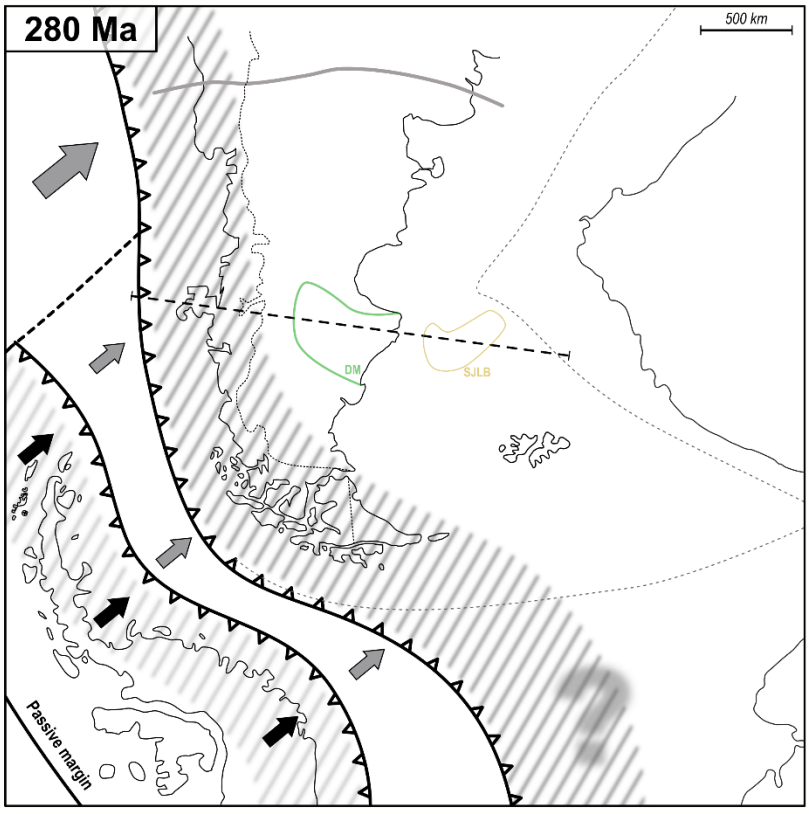
Description :

Pre-accretion of the Antartic Peninsula terrane at the south west of south Patagonia.

The subduction is under the south Patagonia with a eastern vergence.
(after Ramos (1996,2002,2014,2020)

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

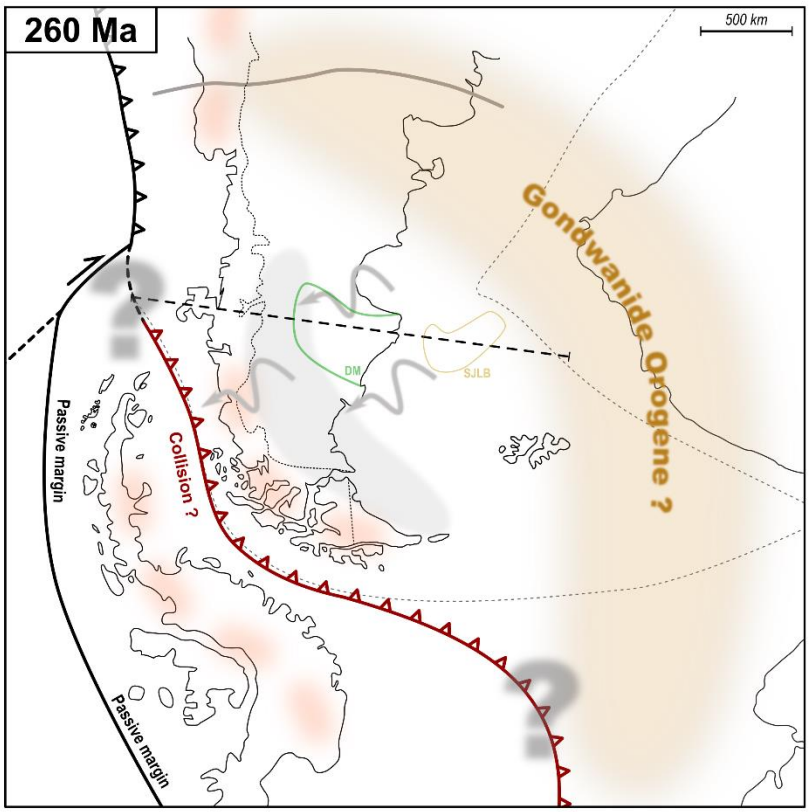
Pre-accretion of the Antartic Peninsula terrane at the south west of south Patagonia.

The subduction is under the south Patagonia with a eastern vergence.
(after Ramos (1996,2002,2014,2020)

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

260 Ma



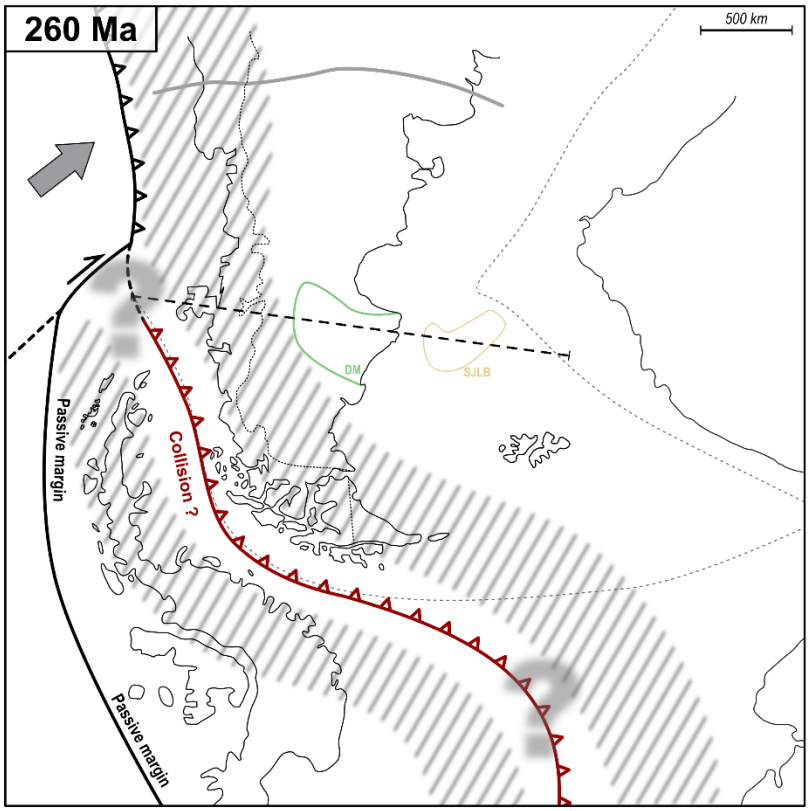
Description :

Accretion of the Antartic Peninsula terrane to the south Patagonia.
Slab fragment will be trapped under this part of Patagonia.

Potential collisionnal stage between 240 Ma and 200 Ma, in this case this collision could explain the deformation observe in the Deseado Massif (just an hypothesis).

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

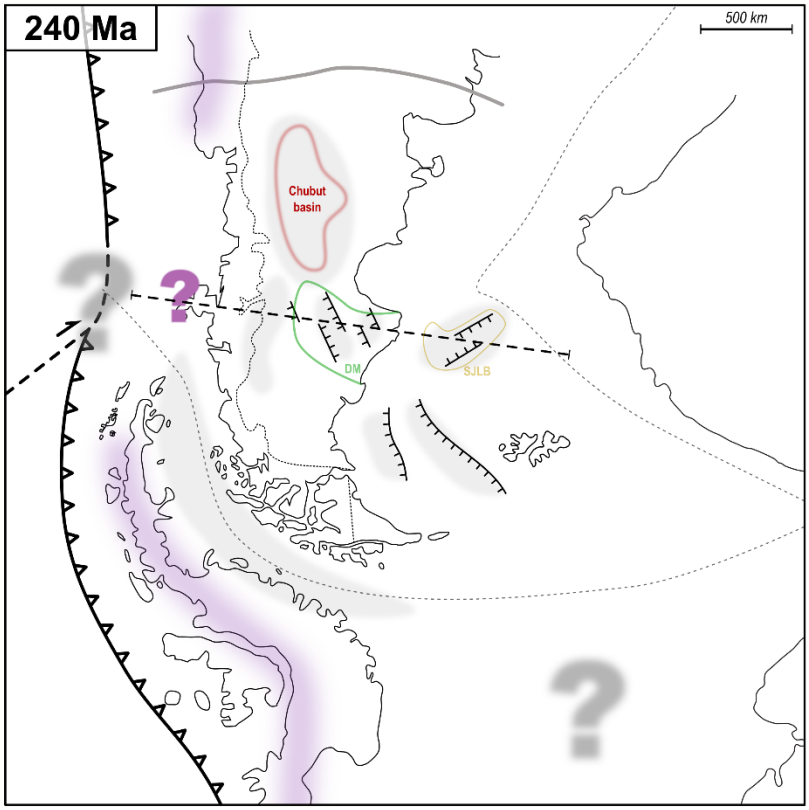
Accretion of the Antartic Peninsula terrane to the south Patagonia.
Slab fragment will be trapped under this part of Patagonia.

Potential collisionnal stage between 240 Ma and 200 Ma, in this case this collision could explain the deformation observe in the Deseado Massif (just an hypothesis).

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

240 Ma



Description :

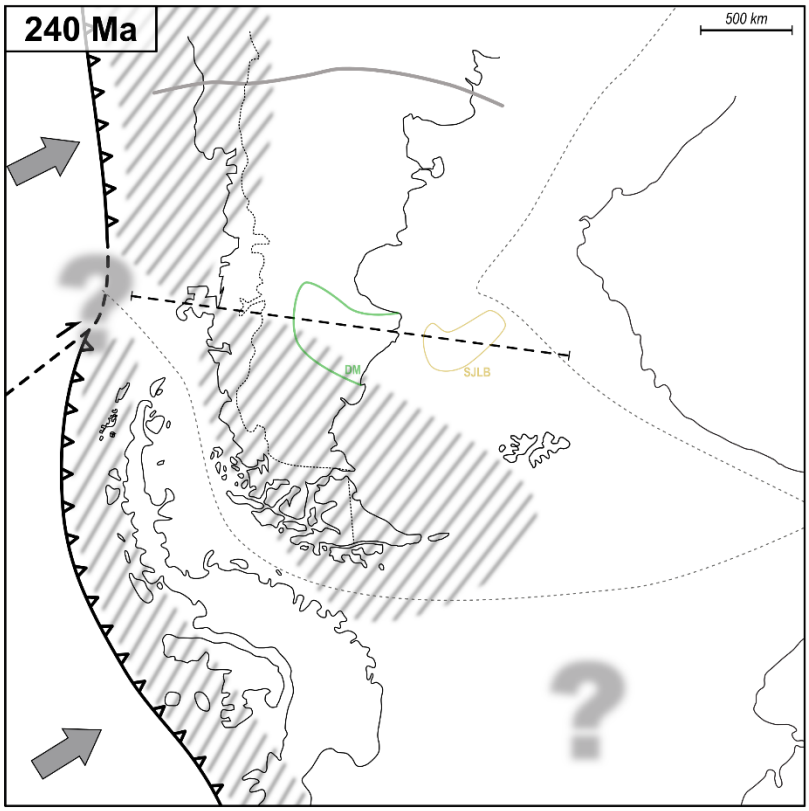
Subduction start a the western edge of theAntarctic Peninsula, with an eastern vergence.

The subduction at the north of Patagonia are older and the slab could be still connect to the remanent one.

The connection between the two subduction could link to a complex setting.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

Subduction start a the western edge of theAntarctic Peninsula, with an eastern vergence.

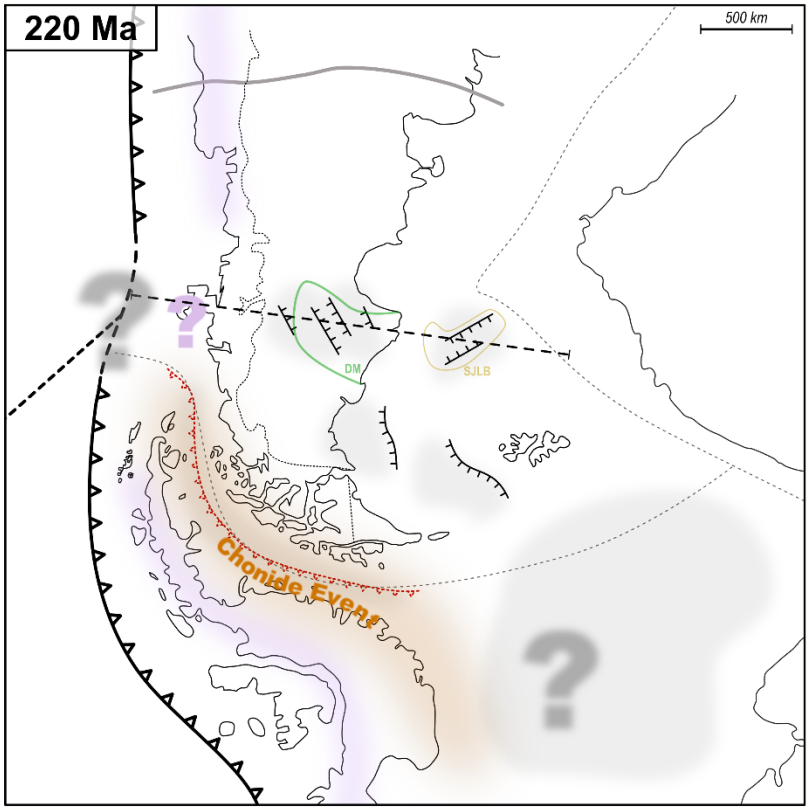
The subduction at the north of Patagonia are older and the slab could be still connect to the remanent one.

The connection between the two subduction could link to a complex setting.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

220 Ma



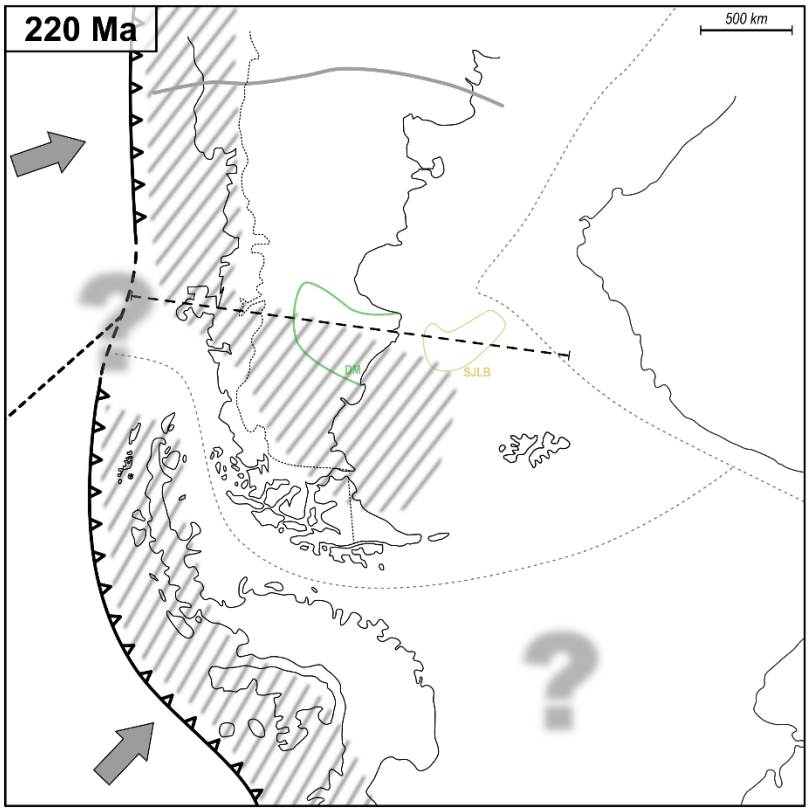
Description :

Compression in the DM is between 210-200 Ma, but could be earlier.
At 210 Ma, there is the emplacement of La Leona instrusion (before the deformation stage).

In this hypothesis : La Leona intrusion is link to the failure and fusion of the old slab, and the compression could be related to the collision or the subduction restarting.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

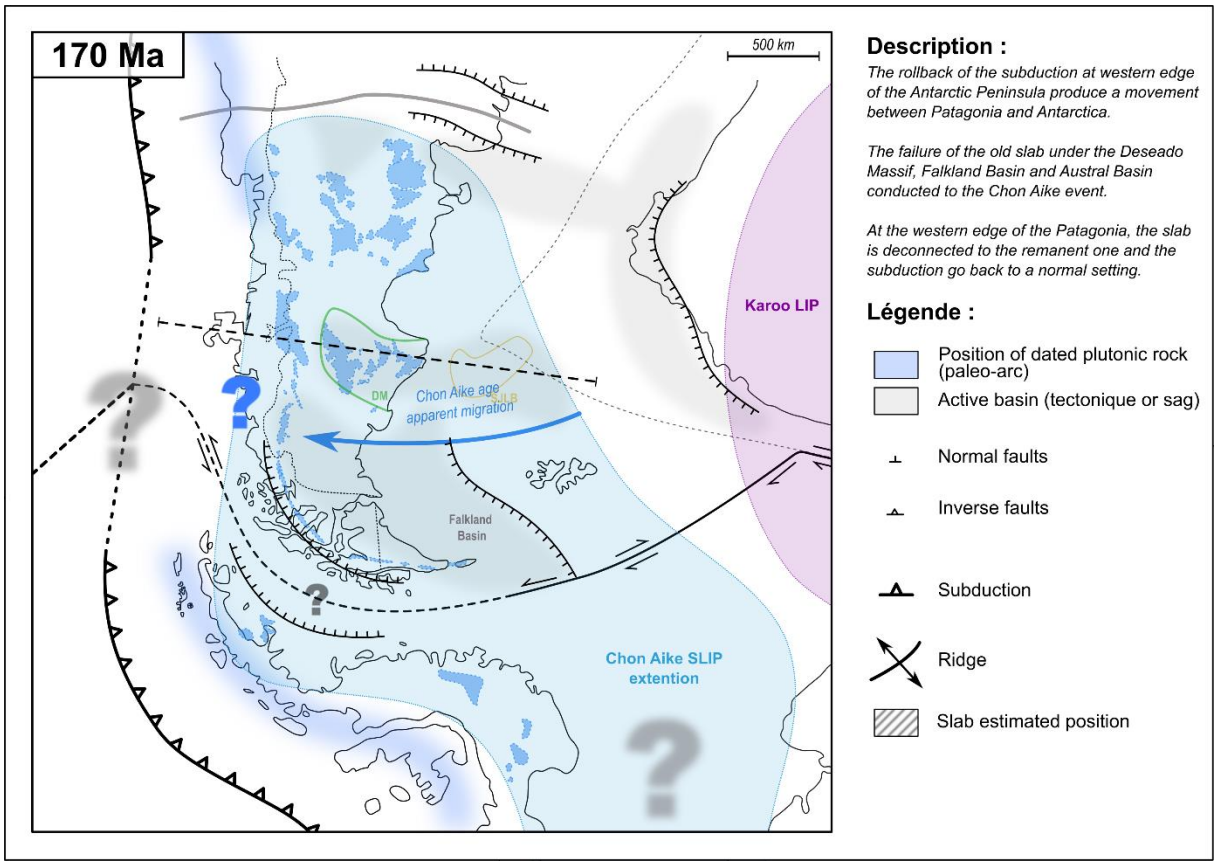
Compression in the DM is between 210-200 Ma, but could be earlier.
At 210 Ma, there is the emplacement of La Leona instrusion (before the deformation stage).

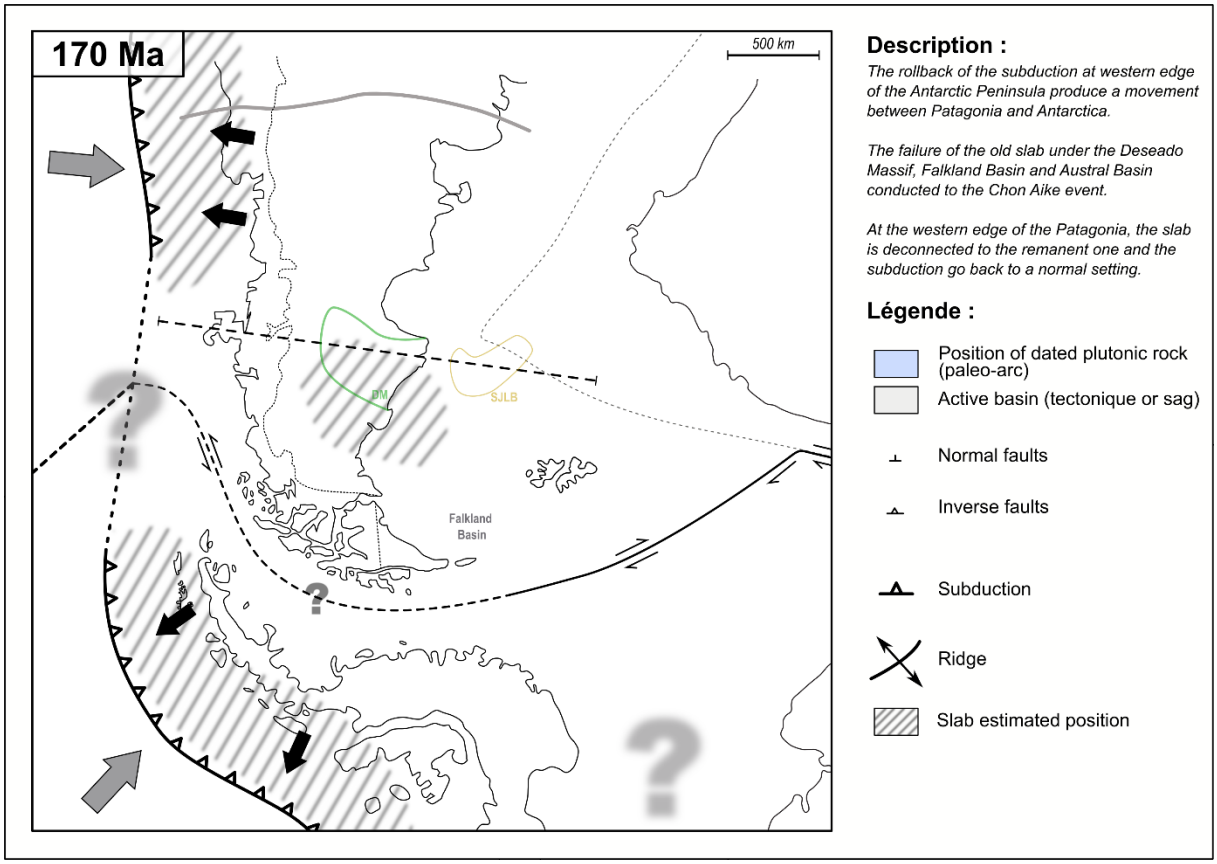
In this hypothesis : La Leona intrusion is link to the failure and fusion of the old slab, and the compression could be related to the collision or the subduction restarting.

Légende :

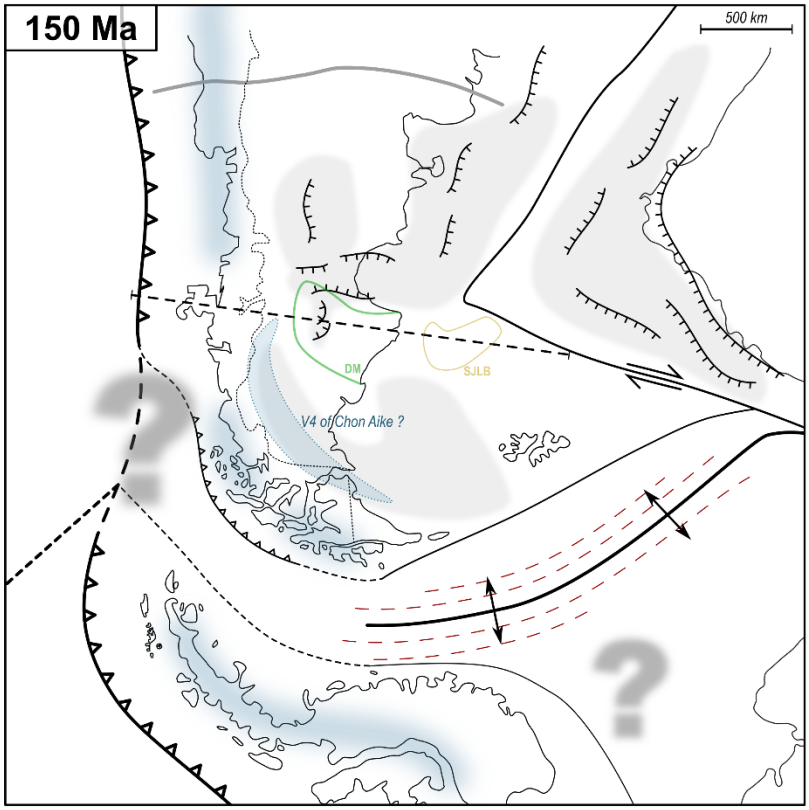
- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

170 Ma


170 Ma
500 km
Karoo LIP
Chon Aike age
apparent migration
DM
SJLB
Falkland
Basin
Chon Aike SLIP
extention
?
Description :
The rollback of the subduction at western edge of the Antarctic Peninsula produce a movement between Patagonia and Antarctica.
The failure of the old slab under the Deseado Massif, Falkland Basin and Austral Basin conducted to the Chon Aike event.
At the western edge of the Patagonia, the slab is deconnected to the remanent one and the subduction go back to a normal setting.
Légende :
Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
Active basin (tectonique or sag)
Normal faults
Inverse faults
Subduction
Ridge
Slab estimated position


170 Ma
500 km
DM
SJLB
Falkland
Basin
?
Description :
The rollback of the subduction at western edge of the Antarctic Peninsula produce a movement between Patagonia and Antarctica.
The failure of the old slab under the Deseado Massif, Falkland Basin and Austral Basin conducted to the Chon Aike event.
At the western edge of the Patagonia, the slab is deconnected to the remanent one and the subduction go back to a normal setting.
Légende :
Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
Active basin (tectonique or sag)
Normal faults
Inverse faults
Subduction
Ridge
Slab estimated position

150 Ma



Description :

Opening of the Weddle See between South Patagonia and Antarctic Peninsula.

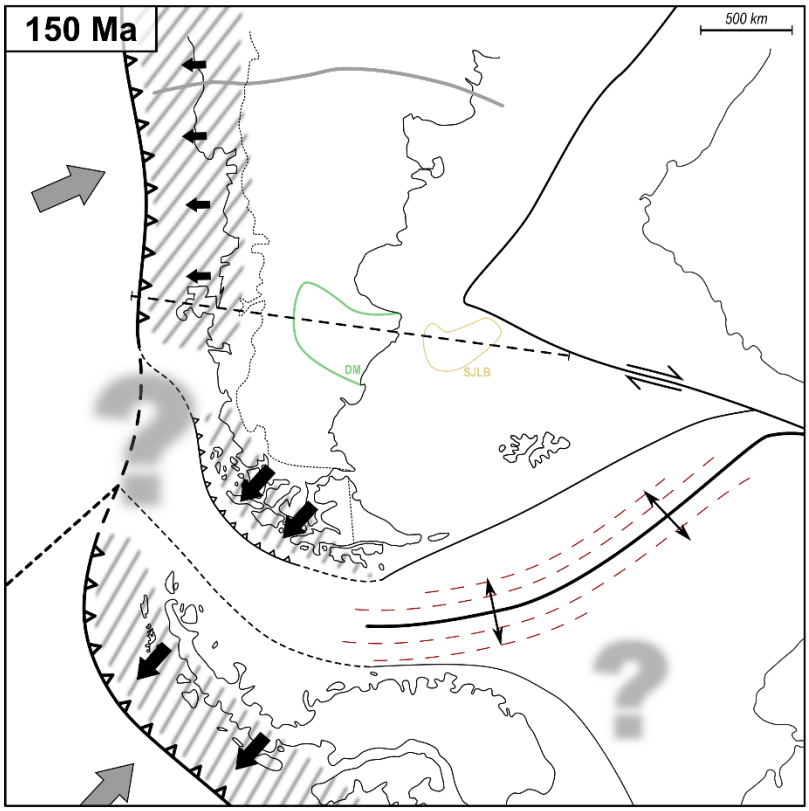
Potential subduction development between The Weddle see and the south Patagonia.

Subduction at the western edge of Patagonia and Antarctic Peninsula go back to a "normal" setting.

Initiation of the South Atlantic opening.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

Opening of the Weddle See between South Patagonia and Antarctic Peninsula.

Potential subduction development between The Weddle see and the south Patagonia.

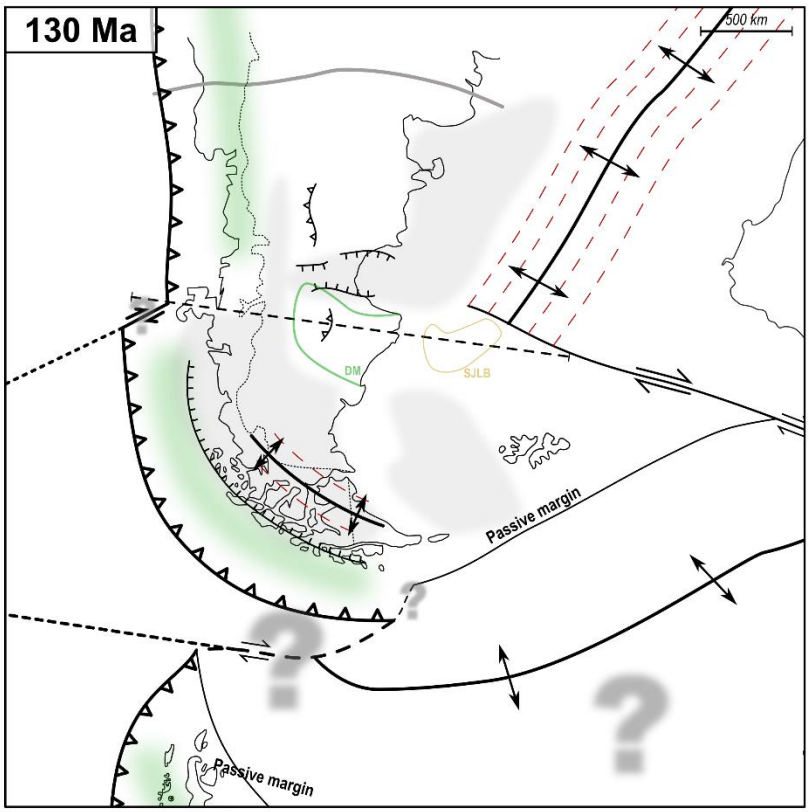
Subduction at the western edge of Patagonia and Antarctic Peninsula go back to a "normal" setting.

Initiation of the South Atlantic opening.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

130 Ma



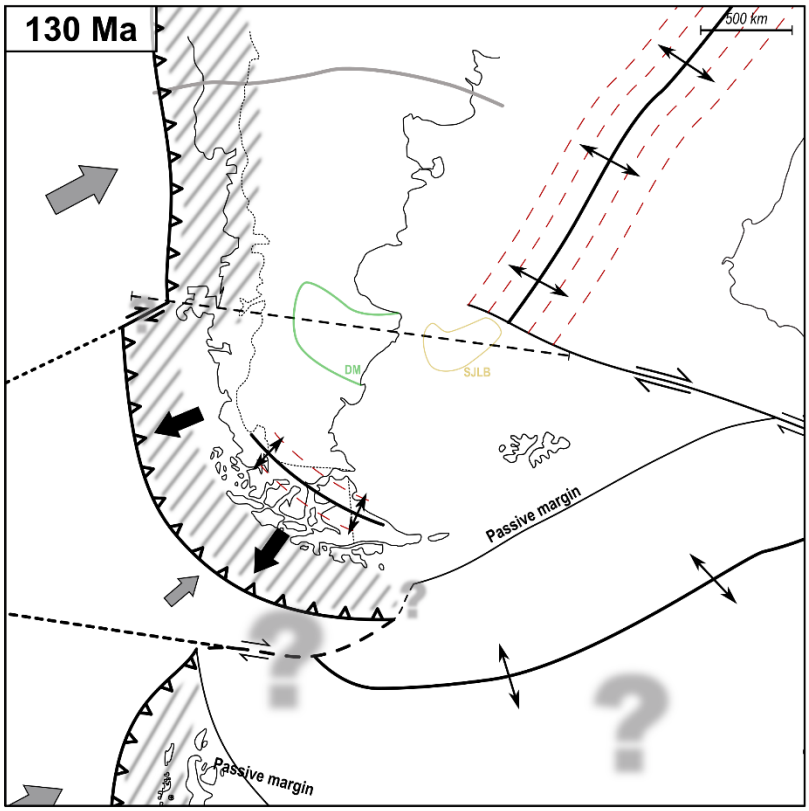
Description :

South Atlantic final opening, with the ridge apparition.

The subduction at south and western Patagonia are finally connected.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

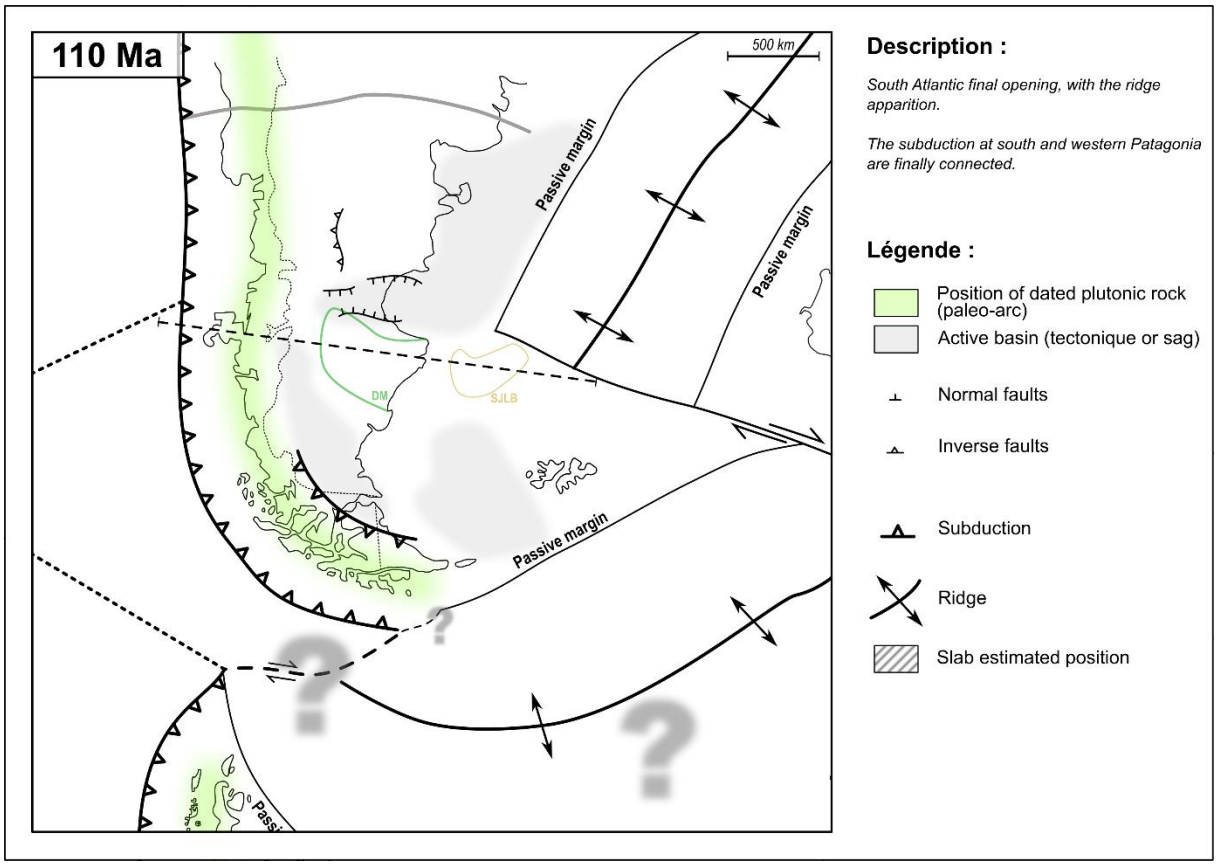
South Atlantic final opening, with the ridge apparition.

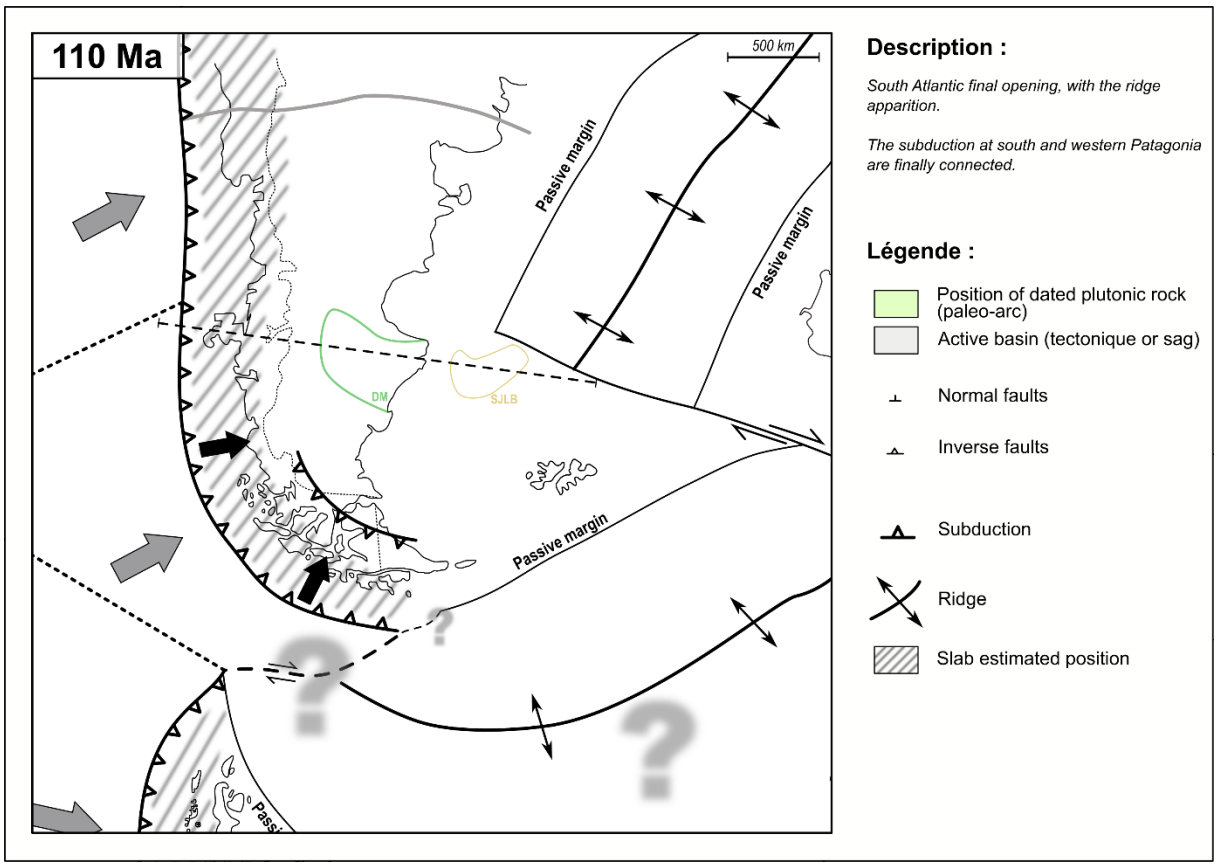
The subduction at south and western Patagonia are finally connected.

Légende :

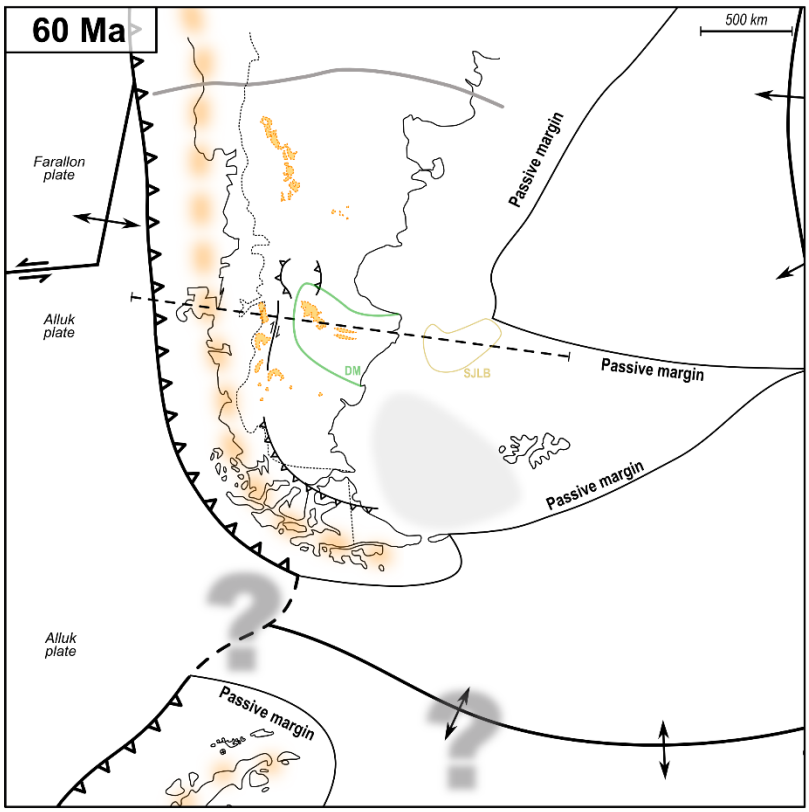
- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

110 Ma


110 Ma
500 km
Passive margin
Passive margin
Passive margin
DM
SJLB
Description :
South Atlantic final opening, with the ridge apparition.
The subduction at south and western Patagonia are finally connected.
Légende :
Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
Active basin (tectonique or sag)
Normal faults
Inverse faults
Subduction
Ridge
Slab estimated position


110 Ma
500 km
Passive margin
Passive margin
Passive margin
DM
SJLB
Description :
South Atlantic final opening, with the ridge apparition.
The subduction at south and western Patagonia are finally connected.
Légende :
Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
Active basin (tectonique or sag)
Normal faults
Inverse faults
Subduction
Ridge
Slab estimated position

60 Ma



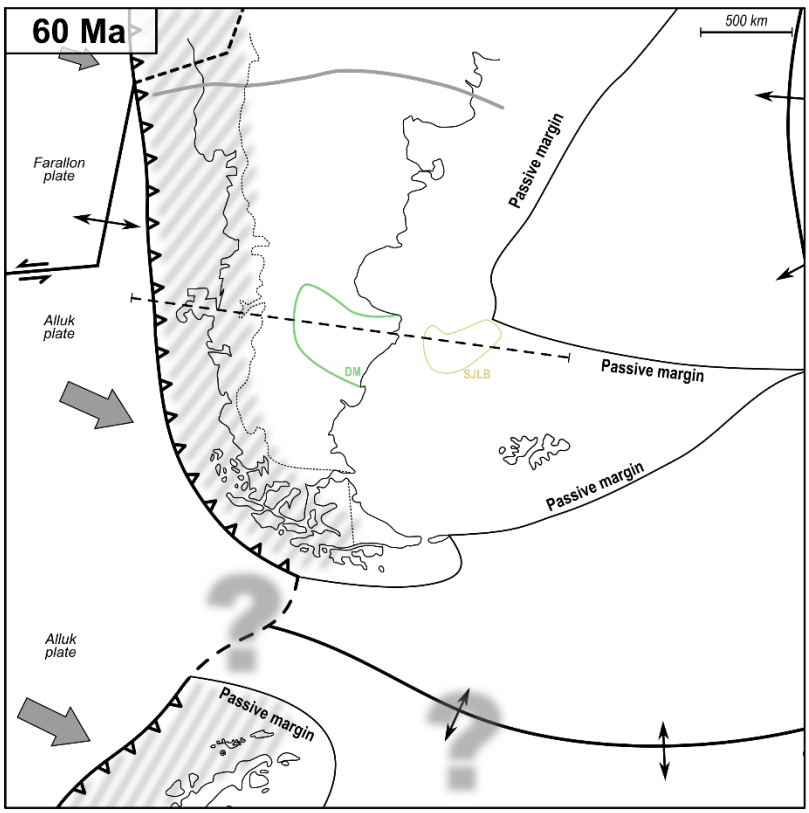
Description :

Subduction of the Farallon-Alluk ridge under the Patagonia, fthis a southern migration.

The tripple point between Patagonia, Antartic Peninsula and Weddle see is complex, with the initation of a subduction ocean-ocean.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

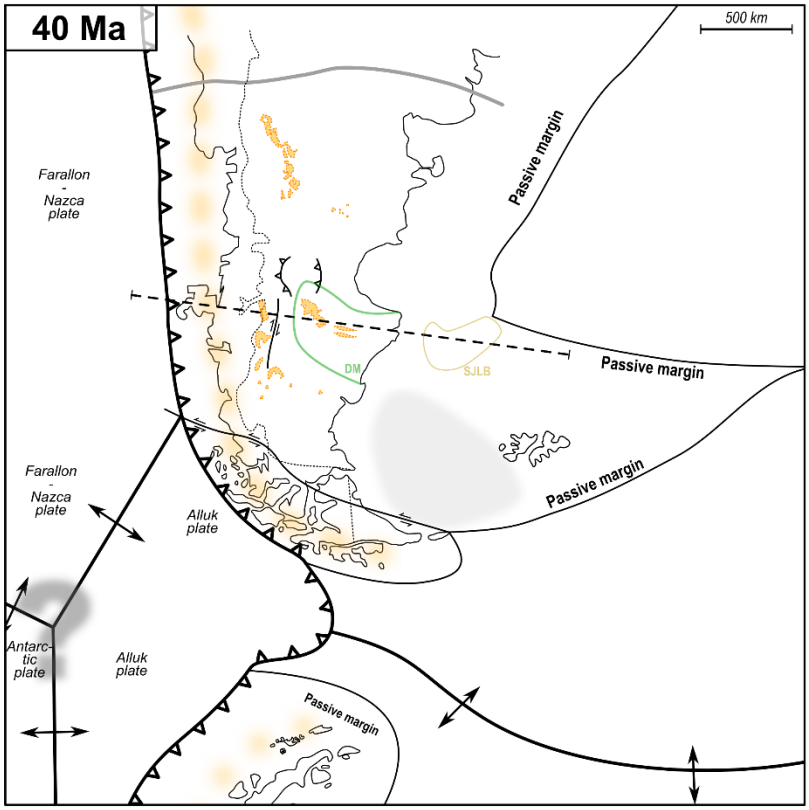
Subduction of the Farallon-Alluk ridge under the Patagonia, fthis a southern migration.

The tripple point between Patagonia, Antartic Peninsula and Weddle see is complex, with the initation of a subduction ocean-ocean.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

40 Ma



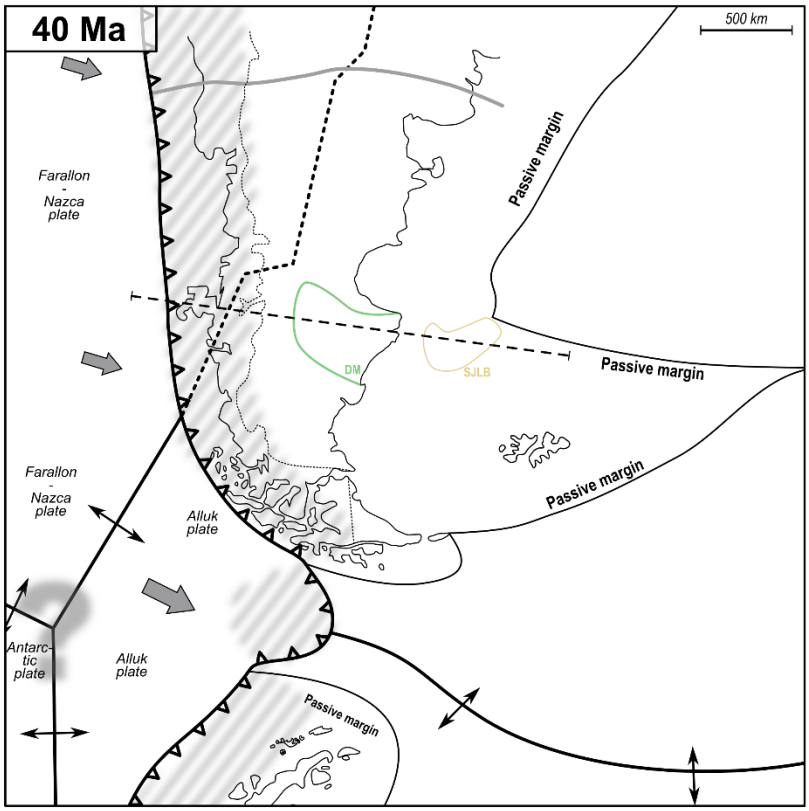
Description :

End of the Farallon-Alluk ridge subduction under the Patagonia.

The subduction ocean-ocean is fully started at the tripple point between Patagonia, Antartic Peninsula and Weddle see (western vergence).

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

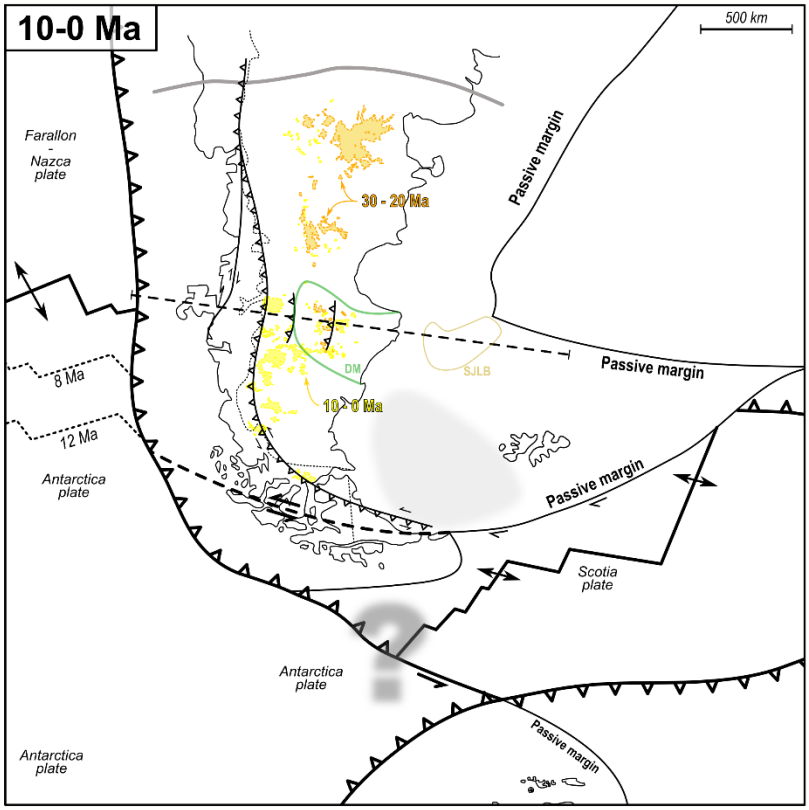
End of the Farallon-Alluk ridge subduction under the Patagonia.

The subduction ocean-ocean is fully started at the tripple point between Patagonia, Antartic Peninsula and Weddle see (western vergence).

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

15-0 Ma



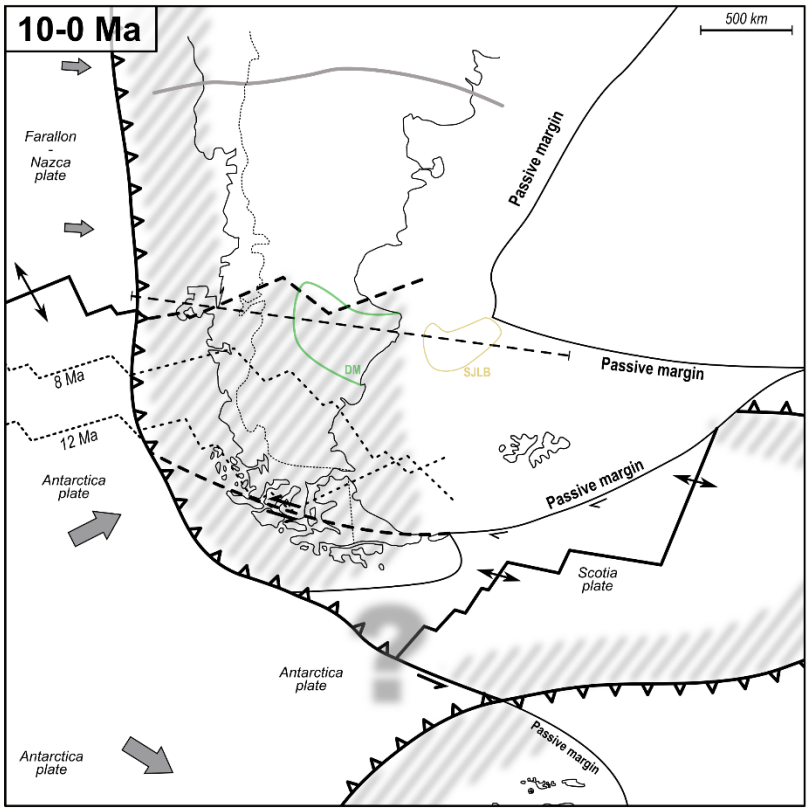
Description :

Chile Triple Junction subduction under the Patagonia, with a northern migration

Between the Patagonia and Antarctic Peninsula, the subduction roll back production the openning of a back-arc ridge.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position



Description :

Chile Triple Junction subduction under the Patagonia, with a northern migration

Between the Patagonia and Antarctic Peninsula, the subduction roll back production the openning of a back-arc ridge.

Légende :

- Position of dated plutonic rock (paleo-arc)
- Active basin (tectonique or sag)
- Normal faults
- Inverse faults
- Subduction
- Ridge
- Slab estimated position

Annexe 10 : Article sur le Massif San Jorge, soumis South American Earth Science (*sous review*)

Tectono-thermal history of the intraplate San Bernardo Fold and Thrust Belt in central Patagonia inferred by low-temperature thermochronology (under review)

Marie Genge[1,2*], Alexis Derycke[3], Cécile Gautheron[3], Massimiliano Zattin[1], César Witt[2], Stefano Mazzoli[4], Xavier Quidelleur[3]

[1] *Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, via G. Gradenigo 6, 35131 Padova, Italy*

[2] *Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 59000 Lille, France*

[3] *Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France*

[4] *School of Science and Technology, Geology Division, University of Camerino, Italy*

*corresponding author

- **Abstract**

First low-temperature thermochronology data across the San Bernardo fold and thrust belt (FTB) in central Patagonia (44 – 46 °S) provide information on the thermal history of this intraplate belt. Apatite (U-Th-Sm)/He (AHe), fission tracks (AFT) ages and inverse thermal modeling indicate that the sedimentary rocks presently at the surface of the southwestern San Bernardo FTB have experienced a broadly similar thermal history: i) cooling at the deposition time during the Cretaceous, ii) thermal quiescence from Cretaceous to Oligocene, and iii) a significant thermal event which totally reset the AHe data and partially the AFT data. Although former thermochronology studies in surrounding areas do not evidence any Neogene thermal event, our regionally consistent ages and thermal modeling most likely indicate a large-scale thermal event through late Oligocene and early Miocene. It is coeval with a widespread intraplate volcanic event leading to massive basal emplacement in central Patagonia. As sedimentary burial was not significant in this area through the Cenozoic, we propose that the late Oligocene – early Miocene heating episode might have been caused by coeval intraplate

volcanic processes associated with a high heat flow, which have been strong enough to significantly affect the low-temperature thermochronometers regionally. The subsequent slow cooling phase may have been related with the termination of this intraplate volcanic phase and with a modest exhumation related to a mild deformation episode of the broken foreland during the middle Miocene.

- **Introduction**

Intraplate belts are enigmatic features, developed far from the orogen due to the reactivation of upper plate weaknesses mostly perpendicular to the main compressional stress during orogenic shortening as the Iberian Chain (Guimerá and Alvaro, 1990; Guimerà Rosso, 2018), the Yinshan fold-and-thrust belt (Davis *et al.*, 1998; Lin *et al.*, 2013), the Laramide (Yonkee and Weil, 2015; Blackstone, 1980) and the Arabia-Eurasia collision zone (Cavazza *et al.*, 2019). The external part of the Patagonian Andes is also related with a conspicuous NNW-trending intraplate belt named the Patagonian Broken Foreland and extended between 40 and 48 °S (Gianni *et al.*, 2015; Homovc *et al.*, 1995; Peroni *et al.*, 1995). This work aims to understand the thermal evolution of the central segment of the Patagonian Broken Foreland, called the San Bernardo Fold and Thrust Belt (FTB) (Figure 1). This intraplate belt, characterized by wide asymmetrical anticlines associated with WNW – ESE striking normal faults and NNE – SSW inverted normal faults, was built by several contraction episodes. The earliest compressive stage is recorded during the late Early Cretaceous and may have been sustained until the middle Eocene as evidenced by the synorogenic character of the Cretaceous – middle Eocene sedimentary formations exposed across the San Bernardo FTB (Barcat *et al.*, 1989; Suarez *et al.*, 2009; Gianni *et al.*, 2017; Navarrete *et al.*, 2015). Neogene and Quaternary deformation episodes are also recognized for the intraplate belt (Gianni *et al.*, 2015). The topographic growth of the San Bernardo FTB is directly related to the inversion of former depocenters enhanced by the reactivation of NNW-trending faults (Homovc *et al.*, 1995; Peroni *et al.*, 1995; Navarrete *et al.*, 2015). These structural inheritances acted as anisotropies focalizing strain during compression ~500 km away from the trench (Navarrete *et al.*, 2015). To unravel the significance of these deformational stages, still debated, we analyzed low-temperature thermochronology from the syntectonic Cretaceous deposits exposed across the southwestern San Bernardo FTB. Low-temperature thermochronological ages can record the signal of diverse thermal events which may be related to significant sedimentary burial (Brandon *et al.*, 1998), magmatism (Calk and Naeser, 1973; Roy *et al.*, 2004), faulting (Ehlers *et al.*, 2001), or exhumation (Willett *et al.*, 2003; Malusà *et al.*, 2005). The southwestern San Bernardo FTB represents a valuable natural laboratory to study the effect of burial, denudation and volcanism.

Indeed, three main intraplate magmatism events occurred during the late Eocene, from the late Oligocene to the early Miocene and during the Pliocene, which are related with periods of tectonic quiescence across the study area (Bruni *et al.*, 2008; Gianni *et al.*, 2015). In this work, we will mostly focus on apatite fission tracks (AFT) and (U-Th-Sm)/He (AHe) data. The latter allow to identify an Oligo – Miocene thermal event, whose interpretation could be either related to tectonic and associated denudation, or volcanism heating in this area.

- **Geological setting**

The San Bernardo FTB represents an intraplate belt that disrupts the central Patagonian foreland at ~45°S. This NNW-SSE trending broken foreland was initiated through several contraction episodes that reactivated inherited faults and former depocenters (Homovc *et al.*, 1995). Many half-graben systems were developed across this area through the Jurassic and the Early Cretaceous (Figari *et al.*, 2016). Indeed, the magmatic-metamorphic basement was buried below thick Jurassic to Early Cretaceous volcano-sedimentary sequences deposited in these half-graben systems (Allard *et al.*, 2020 and references therein). These deposits are topped by a regional unconformity underlain by the late Early – Late Cretaceous Chubut Group, mainly exposed across the southern San Bernardo FTB. Initial sedimentation of the continental Chubut Group is represented by the Aptian Matasiete Formation, interfingered to the east with the Pozo D-129 Formation (e.g. Sciutto, 1981; Carignano *et al.*, 2017; Paredes *et al.*, 2007). Both units are overlain by the Aptian – Albian Castillo Formation (e.g. Lesta and Ferello, 1972; Tunik *et al.*, 2015; Suarez *et al.*, 2009), which is topped (locally unconformably) by the fluvial members of the Bajo Barreal Formation assigned to Cenomanian – Maastrichtian (e.g. Hechem *et al.*, 1990; Umazano *et al.*, 2009). Thereby, the Laguna Palacios Formation and the Lago Colhué Huapi Formation (restricted to the western domain) represent the last fluvial infill of the Chubut Group (e.g. Genise *et al.*, 2007; Casal *et al.*, 2015; Vallati *et al.*, 2016). They are unconformably covered by Paleogene successions stratigraphically arranged as follows: Danian – early Paleocene marine Salamanca Formation restricted to the east due to the existence of topographic barriers at deposition time (e.g. Lesta *et al.*, 1980; Legarreta and Uliana, 1994); late Paleocene – middle Eocene continental Rio Chico Formation (e.g. Foix *et al.*, 2013); and middle Eocene – early Miocene tuffaceous Sarmiento Formation (e.g. Bellosi, 2010; Ré *et al.*, 2010). Neogene marine deposits recognized in the foreland basin (e.g. Chenque Formation) were not deposited across the southwestern San Bernardo FTB as this area represented already a topographic barrier during the Oligocene (Sciutto *et al.*, 2008; Barreda and Bellosi, 2014).

In the study area, the description of sediments belonging to the upper Chubut Group, the Salamanca and the Rio Chico Formations, evidence a late Early – Late Cretaceous and a

Paleocene – middle Eocene deformation episodes acting in the intraplate belt (Navarrete *et al.*, 2015; Gianni *et al.*, 2017; Gianni *et al.*, 2015), while these formations appear mostly related to a syn-rift stage into the adjacent San Jorge Basin (Gianni *et al.*, 2015; Paredes *et al.*, 2018; Paredes *et al.*, 2013) and into the lower Chubut Group units (Allard *et al.*, 2020 and references therein). These Late Cretaceous – Paleogene contractional events are followed by a period of tectonic quiescence characterized by intraplate volcanism and modest foreland subsidence resulting from crustal thinning (Bruni *et al.*, 2008; Encinas *et al.*, 2018) which is related to slab rollback (Rapela and Kay, 1988; Echaurren *et al.*, 2016) after a reduction in average trench velocity (Maloney *et al.*, 2013). Intraplate late Oligocene – early Miocene basalts, called the Buen Pasto Formation, whose origin is still debated (e.g. mantle plume, Kay *et al.*, 2007; asthenospheric upwelling, Bruni *et al.*, 2008; delamination, Remesal *et al.*, 2012), cap vast portions of the southern San Bernardo FTB, sometimes forming plateaus (Figure 1). These basalts are also associated with moderate extensional processes as evidence by coeval activity of minor normal faults (Gianni *et al.*, 2017; Bruni *et al.*, 2008). The Plio–Pleistocene Cerro Grande basalts lie unconformably above all the underlying formations and remain mostly undeformed (Bruni *et al.*, 2008), unlike the Buen Pasto basaltic cover. Indeed, the latter has been affected by narrow NNW-trending folds with a maximum tilting of ~35° (Figure 1A) which indicate deformation processes across the broken foreland through the Miocene (Homovc *et al.*, 1995; Peroni *et al.*, 1995; Barcat *et al.*, 1989).

- **Material and methods**

Four Cretaceous tuffaceous sandstones were collected for apatite fission tracks and (U-Th-Sm)/He analysis in the southwestern San Bernardo FTB (MG7, MG9, MG17 and MG20; Figure 1) in diverse formations of the Chubut Group, i.e. the Aptian Matasiete Formation, the Aptian – Albian Castillo Formation and the Cenomanian – Maastrichtian Bajo Grande Formation (Figure 2A). Geographic location and stratigraphic age of the detrital samples are detailed in Table 1. In addition, two basalts were collected in this area for K-Ar dating: a tilted basalt MG18 (69.4250 °W, 45.0682 °S, 739 m) sampled in the Buen Pasto basalts and a basaltic dike MG21 (69.7130 °W, 45.4616 °S, 582 m) associated to the Cerro Grande basalts.

i. Apatite fission tracks

The apatite fission tracks (AFT) dating depends of the accumulation of linear damage in the apatite lattice due to the spontaneous fission decay of ^{238}U into the crystal. The partial annealing zone (PAZ) corresponds to the interval (~120 – 60°C) above which tracks are retained in the lattice (Green *et al.*, 1989). AFT have been counted in this study with the external detector method on the four Cretaceous detrital samples (Figure 2A). Apatite grains were separated

from crushed rock samples at the University of Padua (Italy) using standard magnetic and heavy-liquid separation technique (Na-polytungstate with a density of 2.8 g/cm^3). Apatite grains were then mounted in epoxy resin, polished and etched at 5.5M HNO3 during 20 seconds at 20°C to reveal spontaneous tracks. The mounts were covered by low-uranium muscovite foils, as external detector (Gleadow, 1981), and irradiated at the Radiation Center of Oregon State University with a nominal fluence of 9×10^{15} neutrons/cm^2. After irradiation, mica detectors were etched for 40 minutes in 40% HF at 20°C to reveal induced tracks. We counted tracks and measured track length distribution using an Olympus optical microscope at a magnification of ×1250. Age calculation and statistics were carried out with the Trackkey software (Dunkl, 2002). We report AFT ages as central age with 1σ errors (Galbraith and Laslett, 1993), using a zeta calibration approach (Hurford and Green, 1983) with a zeta value of 346 ± 12 for the CN5 dosimeter glass.

ii. Apatite (U-Th-Sm)/He

The (U-Th-Sm)/He thermochronology method is based on the production, ejection and accumulation in the crystal of ^{4}He gas produced by the decay of radioactive elements (^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{147}Sm). As He is a gas, the accumulation in the crystal is thermo-dependent and will be function of the time-temperature path, crystal size and diffusion coefficient that is strongly modified by the amount of radiation damage (Farley, 2000; Gautheron et al., 2009; Flowers et al., 2009). The partial retention zone (PRZ) is the interval above which He diffusivity is sufficiently low to retain He within the crystal. For apatite, the PRZ ranges approximately from 40 to 120°C depending on the thermal history and damage amount (Ault *et al.*, 2019 and references therein). We performed (U-Th-Sm)/He analysis at the University of Paris-Saclay (Orsay, France) on ten single grains from samples MG7, MG17 and MG20. After a careful selection (morphology, size, lack of visible inclusions, grain boundary phase), 2 to 4 apatite grains per sample were placed into platinum baskets and heated twice by a diode laser (1030 ± 50°C for 5 min) for He-extraction. The ^{4}He gas is mixed with a known ^{3}He spike, purified and analyzed with a Prisma quadrupole mass spectrometer. These grains were then dissolved in a nitric acid solution (3 hours at 70°C in 50 µL HNO_3 5N containing a known content of ^{42}Ca, ^{235}U, ^{232}Th, and ^{149}Sm followed by the addition of 0.9 mL ultrapure MQ water), before to be analyzed with high resolution ICP mass spectrometry (Element XR from Thermo Scientific). Durango apatite fragments analyzed similarly were used for calibration. Single ages were corrected using the calculated ejection factor F_T, determined using the Monte Carlo simulation technique of Ketcham *et al.* (2011); the equivalent-sphere radius (Rs) was calculated using the procedure of (Gautheron and Tassan-Got, 2010). The 1σ error on single-grain AHe ages should be

considered as 9%, reflecting the sum of errors in the ejection-factor correction and age dispersion of the standards.

iii. K-Ar dating

In order to constrain the timing of the late deformation phase in this area (e.g. Bruni *et al.*, 2008), a tilted basalt (MG18) and an undeformed basaltic dike related to the basaltic plateau (MG21) were collected in the San Bernardo FTB for K-Ar dating into the Oligo-Miocene Buen Pasto formation, and in the Pliocene Cerro Grande basalts, respectively. The K-Ar dating technique, which relies on the measurement of radiogenic argon (^{40}Ar*) content produced from the radioactive decay of ^{40}K, has been applied here to the groundmass. As it is the last mineral phase to crystallize, this technique provides ages of the lava emplacement. Effectively, any inherited ^{40}Ar carried by early crystallizing minerals, such as olivine, pyroxene, or plagioclase, is not a concern here (e.g. Samper *et al.*, 2008). Furthermore, this phase is enriched in incompatible elements including potassium, and it was in isotopic equilibrium with the atmosphere during cooling to surface temperature. From both samples, groundmass was separated within a 125-250 μm size fraction, determined from thin section analyses. Following manual crushing and sieving, heavy liquids (diiodomethane) were used to extract groundmass within a narrow density range in order to remove any undetected weathered fraction. Both potassium and argon measurements were carried out twice in the GEOPS laboratory (Paris-Saclay University, France) by using the unspiked K-Ar Cassignol-Gillot technique (e.g. Gillot *et al.*, 2006). Decay constants and isotopic ratios of Steiger and Jäger (1977) have been used. The full description of analytical procedures, standards, age calculation and uncertainty calculation are given in Bablon *et al.* (2018).

- **Results**

i. Partially reset AFT ages

Despite the low number of counted grains (10 to 53), Cretaceous samples yield consistent late Early – Late Cretaceous AFT ages between 128.0 ± 8.7 Ma and 88.5 ± 11.4 Ma. The chi-square probability (> 5%) indicates a single population for all the samples. Looking at the radial plot for single-grain AFT ages (Figure 2C), a significant number of grains are younger than the depositional age and few grains are older, which evidences a moderate partial reset of the AFT ages. For the samples MG7, MG9 and MG17, the central AFT ages are fairly younger than the depositional age whereas the sample MG20 is somewhat older (Table 1; Figure 2A). However, taking in account the uncertainty for these values (Figure 2A), the overall picture shows AFT ages quite similar to the depositional ages. Noticeable also, most of the apatite grains in the samples are euhedral. Therefore, the apatite crystals are mainly considered as volcanic and the

ages obtained could be related to coeval arc volcanism during the deposition of the Chubut deposits (Foix *et al.*, 2020). Then, the apatite grains have been moderately affected by a thermal event as evidenced by the modest partial reset of the AFT data.

ii. Totally reset AHe ages

AHe samples yield single grain ages between 15.9 ± 1.3 Ma and 28.7 ± 2.3 Ma with low effective Uranium (eU) content that range from 5 to 40 ppm and relatively high Th/U ratio (5 to 12) (Table 2). The AHe ages are significantly younger than the depositional age (Figure 2A) and indicate a post-depositional resetting. Although no correlation appears between AHe dates and eU content, correlation is recognized to some extent between AHe dates and Rs size (Figure 2B).

iii. Thermal history

With the aim of evaluating the thermal history of the San Bernardo FTB, T-t histories for samples MG7, MG17 and MG20 have been realized through inverse modelling with the QTQt software (v. 5.7.1; Gallagher, 2012). The QTQt software allows inverting AFT annealing and AHe diffusion parameters with the Markov Chain Monte Carlo method (Gallagher, 2012; Gallagher *et al.*, 2009) for single samples. He diffusion model incorporating the impact of radiation damage in apatite from Flowers *et al.* (2009), rather than the He diffusion model from Gautheron *et al.* (2009), has been used because of the relatively low eU content and thus damage content. Beyond the He diffusion model, AFT annealing kinetic model by Ketcham *et al.* (2007) has been considered. The modeling procedure is detailed in Gallagher (2012). The input parameters used to model each sample are the single-grain AFT and AHe ages, as well as the grains sizes and the chemical characteristics for AHe data. Main constraints were the depositional age of each sample (at 20 ± 10°C) and a present-day temperature at 10 ± 10°C. A high-temperature constraint has been added closely before the deposition age as the high Th/U ratio (Table 2) and the euhedral shape of the apatite grains suggests a volcanic (not recycled) origin for those apatite crystals. The thermal history results (Figure 3) are strongly impacted by the total reset of the AHe data that impose a minimum temperature of ~60 °C during the Oligo – Miocene. Therefore, the models demonstrate the presence of a significant heating phase through the late Paleogene, closely followed by a cooling event starting from early Miocene (Figure 3). Predicted values obtained for AHe and AFT ages are mostly consistent with observed ages.

iv. K-Ar ages

The tilted basalt and the basaltic dike yield ages of 23.71 ± 0.34 and 2.84 ± 0.04 Ma, respectively. Age results are given at the 1σ confidence level and details are given in Table 3. These ages are in agreement with former studies, which reported ages between 28 and 18 Ma

for the Buen Pasto basalts and younger than 4 Ma for Cerro Grande basalts (Sinito, 1980; Linares *et al.*, 1989; Bruni *et al.*, 2008). Thus, our results further support earlier observations that the area was affected by two intraplate volcanic events from the late Oligocene to the early Miocene, and later, through the Pliocene. Overall, the Oligo-Miocene Buen Pasto basalts display ages between 28 and 18 Ma, but only ages older than 20.5 Ma have been previously reported (Bruni *et al.*, 2008) close to the sampled areas. The youngest K-Ar ages (< 20 Ma) have been obtained about 20 km to the north and to the east of our study area (Bruni *et al.*, 2008). As erosion of this Oligo-Miocene basaltic cover is clearly visible on cross-sections (Figure 1B), the upper layers of the basaltic cover with ages younger than 20 Ma may have been removed or altered. Therefore, as demonstrated by the geometry of the basalts sampled, and the K-Ar ages obtained here, a tectonic phase occurred between the deposition of these Oligo-Miocene and Pliocene basaltic layers.

- **Discussion**

Consistent totally reset Oligo – Miocene AHe ages and partially reset AFT ages have been obtained in all the samples. Thermal models (Figure 3) are coherent with a period of thermal quiescence between the Cretaceous and the Oligocene. This period is followed by a significant heating event during the early Miocene with peak temperatures reached at ca. 25 ± 2 Ma, mostly coincident with the K-Ar ages in the area (Figure 1). We discuss here the causes for this heating event, which could be due either to a sedimentary load, basaltic load and / or to magmatic heating effects. We will also discuss the tectonic implications in the post-heating phase recorded into the San Bernardo FTB during the Miocene.

i. Burial heating below sediments

Deposition of the Chubut deposits in the southwestern San Bernardo is directly controlled by fault activity and the development of folds (Gianni *et al.*, 2015). Seismic data in the southwestern San Bernardo FTB show that synorogenic Cretaceous deposits were locally buried below few hundred meters of Paleogene deposits, especially between anticlines (Rio Chico Formation; Gianni *et al.*, 2015), which are not sufficient to reset the low-temperature thermochronometers, even the AHe one locally. In areas where no Paleogene deposits have been recognized, Oligo-Miocene basalts (Buen Pasto Formation) lie directly on top of the Chubut Group strata (Allard *et al.*, 2020; Gianni *et al.*, 2015; Navarrete *et al.*, 2016; Navarrete *et al.*, 2015). This unconformity indicates that underlying formations were at the surface prior the emplacement of these basalts, which is inconsistent with a significant burial below a Paleogene cover. Although the removal of Paleogene sediments cannot be a priori excluded, the lack of

significant Paleogene sedimentary burial is supported by the thermal models which show a period of relative thermal quiescence between the Cretaceous and the Oligocene (Figure 3).

Thus, considering that at least 1 km of sediments are necessary to reset totally the AHe (with a closure temperature of ~ 65°C; e.g., Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009) and partially the AFT thermochronometers, using an average thermal gradient of 30°C/km, we exclude sedimentary burial as main cause for heating.

ii. Impact of late Oligocene – early Miocene volcanic activity

Thermal models show that maximum temperature of 60 – 80°C was attained at 20 – 30 Ma, which is roughly coeval with the emplacement of the Buen Pasto basalts (Figures 2A, 2B and 3). Given the absence of a significant Cenozoic sedimentary burial in the area, we propose that the heating phase observed could be related to diverse Oligo – Miocene volcanic processes as: 1) an increase of the geothermal gradient due to heat flow anomaly, 2) a top-down heating by thermal advection after basalts emplacement, and 3) the burial exerted by the volcanic deposits.

Rocks near the surface cannot be significantly affected by a deep heat flow anomaly (Gautier *et al.*, 2002). Indeed, in areas affected by magmatism, the increase of the geothermal gradient resulting from magma ascent is modest toward the surface. This kind of process could give relevant effects on high-temperature thermochronometers but not to AFT or AHe systems.

Otherwise, instantaneous heating events near the surface are associated with a downward thermal heating below the basalts (Fayon and Whitney, 2007; Hu *et al.*, 2020). For basaltic floods of 50 m with a temperature of 1000 °C, heating may affect instantly the first 250 meters of rocks beneath the basalts (Fayon and Whitney, 2007) and can affect the AFT thermochronometer (Hu *et al.*, 2020). It is noteworthy to consider that multiple heating events occurred in the study area from ~28 Ma to at least ~18 Ma, according to the K-Ar ages obtained on the basaltic cover across the San Bernardo FTB (this work; Bruni *et al.*, 2008; Sinito, 1980; Linares *et al.*, 1989). Therefore, it is very likely that Cretaceous rocks located near the surface during Oligo-Miocene experienced short-term high temperatures events from 28 to 18 Ma due to downward thermal diffusion. Thermal diffusion of such processes may, however, not explain the few AHe ages younger than 18 Ma obtained in this study since cooling may occur instantly at the end of the volcanic event. As 18 Ma is the presumed age of the cessation of this Oligo-Miocene intraplate volcanic activity (Bruni *et al.*, 2008), other processes are necessary to explain these younger AHe ages: i) the basaltic cover may have reached a sufficient thickness to maintain the samples below the closure temperature of the AHe system after 18 Ma; or ii)

the intraplate volcanic activity may have continued to ~16 Ma, as constrained by the younger AHe ages obtained here.

As previously suggested, minor displacements along normal faults evidenced extensional processes through the Oligo-Miocene in the southwestern San Bernardo FTB, associated with the Buen Pasto basalts (Gianni *et al.*, 2017). Therefore, although there is an absence of constraint about the thickness of the original basaltic cover (and hence of its erosion; Figure 1), a modest burial of the Cretaceous strata produced by the basaltic cover cannot be ignored as the Oligo-Miocene intraplate volcanism lasted for at least ~10 Ma and covered vast areas of the foreland. Considering an average geothermal gradient of ~30 °C/km and a closure temperature of ~ 65°C for the AHe system (e.g. Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009), a basaltic cover thickness of at least one kilometer above the entire San Bernardo FTB would have been necessary to maintain sufficient temperatures (> 65 °C) after the cessation of volcanic activity at ~18 Ma. Then, a comparable erosion of the basaltic cover would have been required in order to achieve current basalt thicknesses. Even a modest erosion may have been sufficient to erode intensively the Oligo-Miocene basalts of the Buen Pasto Formation as this silicate rocks is easily weathered (Meybeck, 1987; Margirier *et al.*, 2019) especially during a climatic optimum, here through the late middle Miocene (Zachos *et al.*, 2001). Nevertheless, the scenario involving a basaltic cover thickness of one kilometer minimum is not suitable with: 1) the thickness of the basaltic layers in the whole central Patagonia as they often display only tens of meters (Figures 1D and 1E), and 2) the geological record as the Neogene sedimentary units in surrounding depocenters which do not show any significant basalt sourcing (Sciutto *et al.*, 2008; Anselmi *et al.*, 2004; Pezzuchi, 2018) and are subjected to felsic sources coming from the main Cordillera (Genge, 2021).

Considering that basaltic cover thickness alone was not sufficient to maintain high temperatures in the sediments below, we propose that the younger AHe ages obtained are related to the persistence of the volcanic activity up to ~16 Ma. As a portion of the basaltic cover has been eroded on top, the timing of the cessation of the volcanic activity so far defined at ~18 Ma, which corresponds actually to the youngest age obtained by K-Ar dating across the San Bernardo FTB (Bruni *et al.*, 2008), may have been underestimated as the topmost basaltic layers have been removed. It is noteworthy that, the Oligo-Miocene volcanic products were extruded through several extensional faults and fissures (Gianni *et al.*, 2017) and accompanied by the emplacement of sills and dikes over the San Bernardo FTB (Plazibat *et al.*, 2019) that caused the entire area to be affected by high heat flow from Oligocene to early Miocene.

The Oligo-Miocene volcanic activity was much more significant than the Pliocene intraplate volcanism as no Pliocene thermal perturbation has been evidenced by our data. In other words,

the intraplate Pliocene volcanic event did not trigger any significant heating by downward thermal diffusion able to reset our thermochronology data. This difference may be explained by thinner basaltic layers, which are thus related to a minor impact of the downward thermal heating, and/or minor circulation of fluids through faults and fissures across the San Bernardo FTB.

iii. The Miocene deformation phase

As suggested in the previous sections, a cooling episode from c. 20 Ma to present is then observed, at the end of the Oligo-Miocene intraplate volcanic event. The correlation between the AHe ages and apatite crystal size (Rs) (Figure 2B), as well as the thermal models (Figure 3), indicate that the samples cooled down at moderate rates. The thermal models show that maximum cooling rate (~ 4°C/Ma) is observed for the sample MG20, considering a peak temperature of 80°C at ca. 20 Ma (Figure 3). For the sample MG20, cooling occurred instantly at the presumed end of the magmatic episode (~ 18 Ma), which is consistent with the cessation of the volcanic event. Nevertheless, the cooling rate obtained is not compatible with a post-magmatic cooling, which is usually much faster.

Giving the ages obtained by K-Ar dating on the tilted basalt and the undeformed basalt, 23.71 ± 0.34 and 2.84 ± 0.04 Ma, respectively, deformation phase occurred between the early Miocene and Pliocene. Growth strata observed in surrounding sedimentary records and reactivation of inherited normal faults pointed to the existence of a distinct tectonic event during the middle Miocene in the study area (e.g. Gianni *et al.*, 2017), which, according to Maloney *et al.* (2013), could be related to the change of convergence of the Nazca plate. This deformation event was also evidenced in the northern (Gastre Basin; Bilmes *et al.*, 2013) and the southern Patagonian Broken Foreland (Deseado Massif; Giacosa *et al.*, 2010), although low-temperature in-situ thermochronology studies in these areas suggest minor vertical displacements (Savignano *et al.*, 2016; Fernández *et al.*, 2020). Considering field observations (see bedding attitudes on Figure 1) and thermochronology results in surrounding areas, it is proposed here that the role of tectonism during the Miocene is also negligible along the southwestern San Bernardo FTB, and, thus, only modest deformation occurred in this area from early Miocene to present.

Therefore, we consider that the obtained Miocene cooling ages result from the cessation of the magmatic activity, accompanied by a slow decrease of the heat flow, whereas the role of deformation as a triggering source of enhanced exhumation was probably very minor. We thus conclude that, as previously proposed for other parts of the Patagonian Broken Foreland, main deformation of the southern San Bernardo FTB occurred from the Cretaceous to the early

Paleogene, while Miocene deformation was modest, especially in terms of vertical displacements. Indeed, we can estimate the exhumation of the area lower than 1 km, as it did not significantly affect the low-temperature thermochronometer.

- **Conclusions**

AFT and AHe thermochronology have been applied for the first time to the San Bernardo FTB to constrain the tectono-thermal evolution of this intraplate belt. The main results from dating and thermal modeling highlight a period of thermal quiescence from the Cretaceous to the Oligocene, while a thermal episode affected all the region. According to the thermal models and the ages of the Buen Pasto basalts, the Oligo-Miocene heating phase recorded by our data must be regarded as a magmatic signal induced mainly by the thermal downward advection from the basaltic layers, that affected thermochronometers from rocks near the surface. The emplacement of dikes, sills and the circulation of hot fluids along faults and fissures during this long-term volcanic phase may allowed to maintain a high heat flow in the area. Our thermochronological data most likely resulted from the long-term activity of the Oligo-Miocene intraplate volcanism rather than to a significant tectonic activity during the Neogene.

- **Acknowledgements**

This work was funded by the University of Padova (Progetto di Ateneo 2015, CPDA158355), the Tellus Program of CNRS/ INSU and the CESSUR Program of CNRS / INSU for the AHe analysis. A. Hildenbrand is kindly thanked for K-Ar analysis (Orsay, France). Thanks to R. Pinna-Jamme and F. Haurine for their technical support in AHe analysis. V. Olivetti (University of Padua) and M. Marquez (SEGEMAR, Comodoro Rivadavia) are thanked for their constructive comments.

- **References**

Allard, J.O., Foix, N., Bueti, S.A., Sánchez, F.M., Ferreira, M.L. and Atencio, M., 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina): Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group: *Journal of South American Earth Sciences*, **97**, p. 102405.

Anselmi, G., Panza, J.L.A., Cortés, J.M. and Ragona, D., 2004. *Hoja Geológica 4569-II El Sombrero*: Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Ault, A.K., Gautheron, C. and King, G.E., 2019. Innovations in (U–Th)/He, fission track, and trapped charge thermochronometry with applications to earthquakes, weathering, surface-mantle connections, and the growth and decay of mountains: *Tectonics*, **38**, p. 3705–3739.

Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Lahitte, P., Liorzou, C., Bustillos, J.E. and Hidalgo, S., 2018. Eruptive chronology of Tungurahua volcano (Ecuador) revisited based on new K-Ar ages and geomorphological reconstructions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **357**, p. 378–398.

Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. and Zucchi, H.E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge: *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, **6**, p. 319–345.

Barreda, V. and Bellosi, E., 2014. Ecosistemas terrestres del Mioceno Temprano de la Patagonia central, Argentina: primeros avances: *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, **5**, p. 125–134.

Bellosi, E.S., 2010. Loessic and fluvial sedimentation in Sarmiento Formation pyroclastics, middle Cenozoic of central Patagonia: *The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia. Cambridge University Press, Cambridge*,, p. 278–292.

Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D. and Hernández, M., 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina: *Tectonophysics*, **601**, p. 98–111.

Blackstone, D.L., 1980. Foreland deformation; compression as a cause: *Rocky Mountain Geology*, **18**, p. 83–100.

Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K. and Garver, J.I., 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State: *Geological Society of America Bulletin*, **110**, p. 985–1009.

Bruni, S., D'ORAZIO, M., Haller, M.J., Innocenti, F., Manetti, P., PECskay, Z. and Tonarini, S., 2008. Time-evolution of magma sources in a continental back-arc setting: the Cenozoic basalts from Sierra de San Bernardo (Patagonia, Chubut, Argentina): *Geological Magazine*, **145**, p. 714–732.

Calk, L.C. and Naeser, C.W., 1973. The thermal effect of a basalt intrusion on fission tracks in quartz monzonite: *The Journal of Geology*, **81**, p. 189–198.

Carignano, A.P., Paredes, J.M., Olazábal, S.X. and Valle, M.N., 2017. Ostracoda (Crustacea) from the Pozo D-129 formation (upper Barremian?–Aptian), Golfo san Jorge basin, Patagonia, Argentina: taxonomic descriptions, palaeoenvironments and palaeogeographical implications: *Cretaceous Research*, **78**, p. 206–220.

Casal, G.A., Allard, J.O. and Foix, N., 2015. Análisis estratigráfico y paleontológico del Cretácico Superior en la Cuenca del Golfo San Jorge: nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **72**, p. 77–95.

Cavazza, W., Albino, I., Galoyan, G., Zattin, M. and Catto, S., 2019. Continental accretion and incremental deformation in the thermochronologic evolution of the Lesser Caucasus: *Geoscience Frontiers*, **10**, p. 2189–2202.

Davis, G.A., Cong, W., Yadong, Z., Jinjiang, Z., Changhou, Z. and Gehrels, G.E., 1998. The enigmatic Yinshan fold-and-thrust belt of northern China: New views on its intraplate contractional styles: *Geology*, **26**, p. 43–46.

Dunkl, I., 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data: *Computers & Geosciences*, **28**, p. 3–12.

Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. and Valencia, V., 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata: *Tectonophysics*, **677**, p. 99–114.

Ehlers, T.A., Armstrong, P.A. and Chapman, D.S., 2001. Normal fault thermal regimes and the interpretation of low-temperature thermochronometers: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **126**, p. 179–194.

Encinas, A., Folguera, A., Bechis, F., Finger, K.L., Zambrano, P., Pérez, F., Bernabé, P., Tapia, F., Riffo, R. and Buatois, L., 2018. The late Oligocene–early Miocene marine transgression of Patagonia. In: *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes* Springer, p. 443–474.

Fayon, A.K. and Whitney, D.L., 2007. Interpretation of tectonic versus magmatic processes for resetting apatite fission track ages in the Niğde Massif, Turkey: *Tectonophysics*, **434**, p. 1–13.

Fernández, M.L., Mazzoli, S., Zattin, M., Savignano, E., Genge, M.C., Tavani, S., Garrone, A. and Franchini, M., 2020. Structural controls on Jurassic gold mineralization, and Cretaceous-Tertiary exhumation in the foreland of the southern Patagonian Andes: New constraints from La Paloma area, Deseado Massif, Argentina: *Tectonophysics*, **775**, p. 228302.

Figari, C.E., Scasso, R.A., Cúneo, N.R. and Escapa, I.H., 2016. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina:

Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L. and Farley, K.A., 2009. Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model: *Geochimica et Cosmochimica acta*, **73**, p. 2347–2365.

Foix, N., Allard, J.O., Ferreira, M.L. and Atencio, M., 2020. Spatio-temporal variations in the Mesozoic sedimentary record, Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina): Andean vs. cratonic sources: *Journal of South American Earth Sciences*, **98**, p. 102464.

Foix, N., Paredes, J.M. and Giacosa, R.E., 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina: *Sedimentary Geology*, **294**, p. 342–355.

Galbraith, R.F. and Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages: *Nuclear tracks and radiation measurements*, **21**, p. 459–470.

Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**.

Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M. and Stephenson, J., 2009. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems: *Marine and Petroleum Geology*, **26**, p. 525–535.

Gautheron, C. and Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology: *Chemical Geology*, **273**, p. 212–224.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J. and Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology: *Chemical Geology*, **266**, p. 157–170.

Gautier, P., Bozkurt, E., Hallot, E. and Dirik, K., 2002. Dating the exhumation of a metamorphic dome: geological evidence for pre-Eocene unroofing of the Nigde Massif (Central Anatolia, Turkey): *Geological Magazine*, **139**, p. 559–576.

Genge, M.C., 2021. Tectonic evolution of the north-central Patagonia: a thermochronological approach:

Genise, J.F., Melchor, R.N., Bellosi, E.S., González, M.G. and Krause, M., 2007. New insect pupation chambers (Pupichnia) from the Upper Cretaceous of Patagonia, Argentina: *Cretaceous Research*, **28**, p. 545–559.

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. and Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, **30**, p. 134–150.

Gianni, G.M., Echaurren, A., Folguera, A., Likerman, J., Encinas, A., Garcia, H.P.A., Dal Molin, C. and Valencia, V.A., 2017. Cenozoic intraplate tectonics in Central Patagonia: Record of main Andean phases in a weak upper plate: *Tectonophysics*, **721**, p. 151–166.

Gianni, G.M., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. and Giménez, M., 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin: *Tectonophysics*, **649**, p. 81–99.

Gillot, P.-Y., Hildenbrand, A., Lefèvre, J.-C. and Albore-Livadie, C., 2008. The K/Ar dating method: principle, analytical techniques, and application to Holocene volcanic eruptions in southern Italy:

Gleadow, A.J.W., 1981. Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, **5**, p. 3–14.

Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.W. and Lovering, J.F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales: *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, **79**, p. 155–182.

Guimerá, J. and Alvaro, M., 1990. Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne): *Bulletin de la Société géologique de France*, **6**, p. 339–348.

Guimerà Rosso, J.J., 2018. Structure of an intraplate fold-and-thrust belt: The Iberian Chain. A synthesis.: *Geologica acta*, **16**, p. 0427–438.

Hechem, J.J., Homovc, J.F. and Figari, E.G., 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. In: *11 Congreso Geológico Argentino* p. 173e176.

Homovc, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A. and Chelotti, L.A., 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion: *Geological Society, London, Special Publications*, **88**, p. 235–248.

Hu, D., Tian, Y., Hu, J., Rao, S., Wang, Y., Zhang, C. and Hu, S., 2020. Thermal imprints of late Permian Emeishan basalt effusion: Evidence from zircon fission-track thermochronology: *Lithos*, **352**, p. 105224.

Hurford, A.J. and Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating: *Chemical Geology*, **41**, p. 285–317.

Kay, S.M., Ardolino, A.A., Gorring, M.L. and Ramos, V.A., 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab: *Journal of Petrology*, **48**, p. 43–77.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. and Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite: *American Mineralogist*, **92**, p. 799–810.

Ketcham, R.A., Gautheron, C. and Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75**, p. 7779–7791.

Legarreta, L. and Uliana, M.A., 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial: *Ameghiniana*, **31**, p. 257–281.

Lesta, P. and Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz: *Geología Regional Argentina*, **2**, p. 602–687.

Lesta, P., Ferello, R. and Chebli, G., 1980. Chubut extraandino. In: *Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* p. 1307–1387.

Lin, W., Faure, M., Chen, Y., Ji, W., Wang, F., Wu, L., Charles, N., Wang, J. and Wang, Q., 2013. Late Mesozoic compressional to extensional tectonics in the Yiwulüshan massif, NE China and its bearing on the evolution of the Yinshan–Yanshan orogenic belt: Part I: Structural analyses and geochronological constraints: *Gondwana Research*, **23**, p. 54–77.

Linares, E., González, R.R. and Argentina, A.G., 1989. *Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, años 1957-1987*: Asociación Geológica Argentina.

Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A. and Quevedo, L., 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record: *Tectonics*, **32**, p. 1049–1065.

Malusà, M.G., Polino, R., Zattin, M., Bigazzi, G., Martin, S. and Piana, F., 2005. Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology: *Tectonics*, **24**.

Margirier, A., Braun, J., Gautheron, C., Carcaillet, J., Schwartz, S., Jamme, R.P. and Stanley, J., 2019. Climate control on Early Cenozoic denudation of the Namibian margin as deduced from new thermochronological constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, **527**, p. 115779.

Meybeck, M., 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads: *American journal of science*, **287**, p. 401–428.

Navarrete, C., Gianni, G., Echaurren, A., Kingler, F.L. and Folguera, A., 2016. Episodic Jurassic to lower Cretaceous intraplate compression in Central Patagonia during Gondwana breakup: *Journal of Geodynamics*, **102**, p. 185–201.

Navarrete, C.R., Gianni, G.M. and Folguera, A., 2015. Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data: *Journal of South American Earth Sciences*, **64**, p. 486–497.

Paredes, J.M., Aguiar, M., Ansa, A., Giordano, S., Ledesma, M. and Tejada, S., 2018. Inherited discontinuities and fault kinematics of a multiphase, non-colinear extensional setting: Subsurface observations from the South Flank of the Golfo San Jorge basin, Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, **81**, p. 87–107.

Paredes, J.M., Foix, N., Piñol, F.C., Nillni, A., Allard, J.O. and Marquillas, R.A., 2007. Volcanic and climatic controls on fluvial style in a high-energy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina: *Sedimentary Geology*, **202**, p. 96–123.

Paredes, J.M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, J., Cayo, E. and Schiuma, A., 2013. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of the Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, **46**, p. 63–79.

Peroni, G.O., Hegedus, A.G., Cerdan, J., Legarreta, L., Uliana, M.A. and Laffitte, G., 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo belt, Central Patagonia:

Pezzuchi, H.D., 2018. Hoja Geológica 4569-III Sarmiento:

Plazibat, S., Rasgido, A. and Paredes, J.M., 2019. Subsurface characterization of Cenozoic igneous activity at Cerro Dragón area (Golfo San Jorge Basin, central Patagonia): Implications for basin evolution and hydrocarbon prospectivity: *Journal of South American Earth Sciences*, **96**, p. 102389.

Rapela, C.W. and Kay, S.M., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia: *Episodes*, **11**, p. 175–182.

Ré, G.H., Bellosi, E.S., Heizler, M., Vilas, J.F., Madden, R.H., Carlini, A.A., Kay, R.F. and Vucetich, M.G., 2010. *A geochronology for the Sarmiento Formation at Gran Barranca*: Cambridge University Press Cambridge.

Remesal, M.B., Salani, F.M. and Cerredo, M.E., 2012. Petrología del complejo volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina: *Revista mexicana de ciencias geológicas*, **29**, p. 463–477.

Roy, M., Kelley, S., Pazzaglia, F., Cather, S. and House, M., 2004. Middle Tertiary buoyancy modification and its relationship to rock exhumation, cooling, and subsequent extension at the eastern margin of the Colorado Plateau: *Geology*, **32**, p. 925–928.

Samper, A., Quidelleur, X., Boudon, G., Le Friant, A. and Komorowski, J.C., 2008. Radiometric dating of three large volume flank collapses in the Lesser Antilles Arc: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **176**, p. 485–492.

Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, C., Paolini, M. and Zattin, M., 2016. (Un) Coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: New insights from the Esquel-Gastre sector (41° 30′–43° S): *Tectonics*, **35**, p. 2636–2656.

Sciutto, J.C., 1981. Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. In: *CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO* p. 203–219.

Sciutto, J.C., César, O., Lantanos, N. and Ardolino, A.A., 2008. *Hoja Geológica 4569-IV Escalante*: Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Sinito, A.M., 1980. Edades geológicas, radimétricas y magnéticas de algunas vulcanitas cenozoicas de las provincias de Santa Cruz y Chubut: *Rev. Asoc. Geol. Argent*, **35**, p. 332–339.

Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology: *Earth and planetary science letters*, **36**, p. 359–362.

Suarez, M., De La Cruz, R., Aguirre-Urreta, B. and Fanning, M., 2009. Relationship between volcanism and marine sedimentation in northern Austral (Aisén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U–Pb SHRIMP and paleontologic evidence: *Journal of South American Earth Sciences*, **27**, p. 309–325.

Tunik, M.A., Paredes, J.M., Fernández, M.I., Foix, N. and Allard, J.O., 2015. Análisis petrográfico de areniscas de la formación castillo (Albiano) en la faja plegada de San Bernardo, cuenca golfo San Jorge, Argentina:

Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Jalfin, G.A. and Melchor, R.N., 2009. Sedimentary record of a Late Cretaceous volcanic arc in central Patagonia: petrography, geochemistry and provenance

of fluvial volcaniclastic deposits of the Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina: *Cretaceous Research*, **30**, p. 749–766.

Vallati, P., Casal, G., Foix, N., Allard, J., Tomas, A.D.S. and Calo, M., 2016. First report of a Maastrichtian palynoflora from the Golfo san Jorge Basin, central Patagonia, Argentina: *Ameghiniana*, **53**, p. 495–505.

Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology: *Geoscience Frontiers*, **9**, p. 1479–1493.

Willett, S.D., Fisher, D., Fuller, C., En-Chao, Y. and Chia-Yu, L., 2003. Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry: *Geology*, **31**, p. 945–948.

Yonkee, W.A. and Weil, A.B., 2015. Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system: *Earth-Science Reviews*, **150**, p. 531–593.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present: *science*, **292**, p. 686–693.

- **Figure captions**

Figure 1. Geological map of the southern San Bernardo Fold-Thrust Belt showing K-Ar ages ([1]Sinito, 1980; [2]Linares *et al.*, 1989; [3]Bruni *et al.*, 2008; this study) on basalt units. Geological units from Pezzuchi (2018) and Sciutto *et al.* (2008). Principal structures from Homovc *et al.* (1995). Cross-sections (B and C) inspired from new structural data, seismic analysis (Gianni *et al.*, 2015; Allard *et al.*, 2020) and existing cross-sections (Pezzuchi, 2018). Stratigraphic thickness of Chubut units on the cross-sections from Allard *et al.* (2020). Samples indicated on cross-sections correspond to projection of the location of sampling sites (15 kilometers maximum with sample MG7). Red squares correspond to places were pictures of tilted Oligo–Miocene Buen Pasto basalts (D and E) and Pliocene Cerro Grande basalts (F) have been taken.

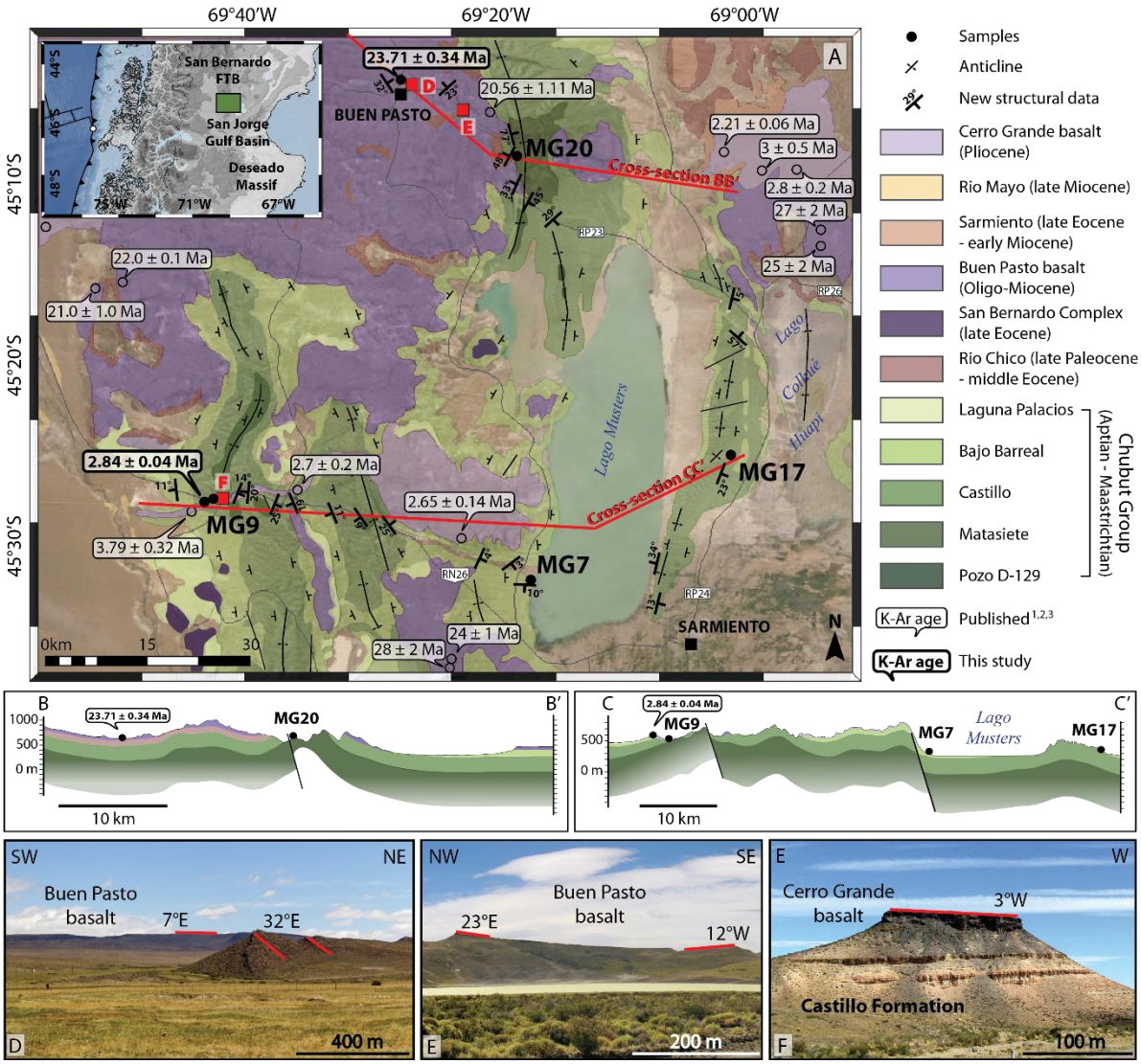


Figure 2. A. Comparison of apatite FT and (U-Th-Sm)/He ages with deposition ages for the samples collected in the Chubut Group. B. Diagrams representing AHe data (eU/AHe age, Rs/AHe age and depositional age / Th/U). The effective Uranium content being eU=U+0.234×Th+0.0046×Sm. C. Radial plots with IsoplotR (Vermeesch, 2018) for single-grain AFT ages which evidence partial reset of the data.

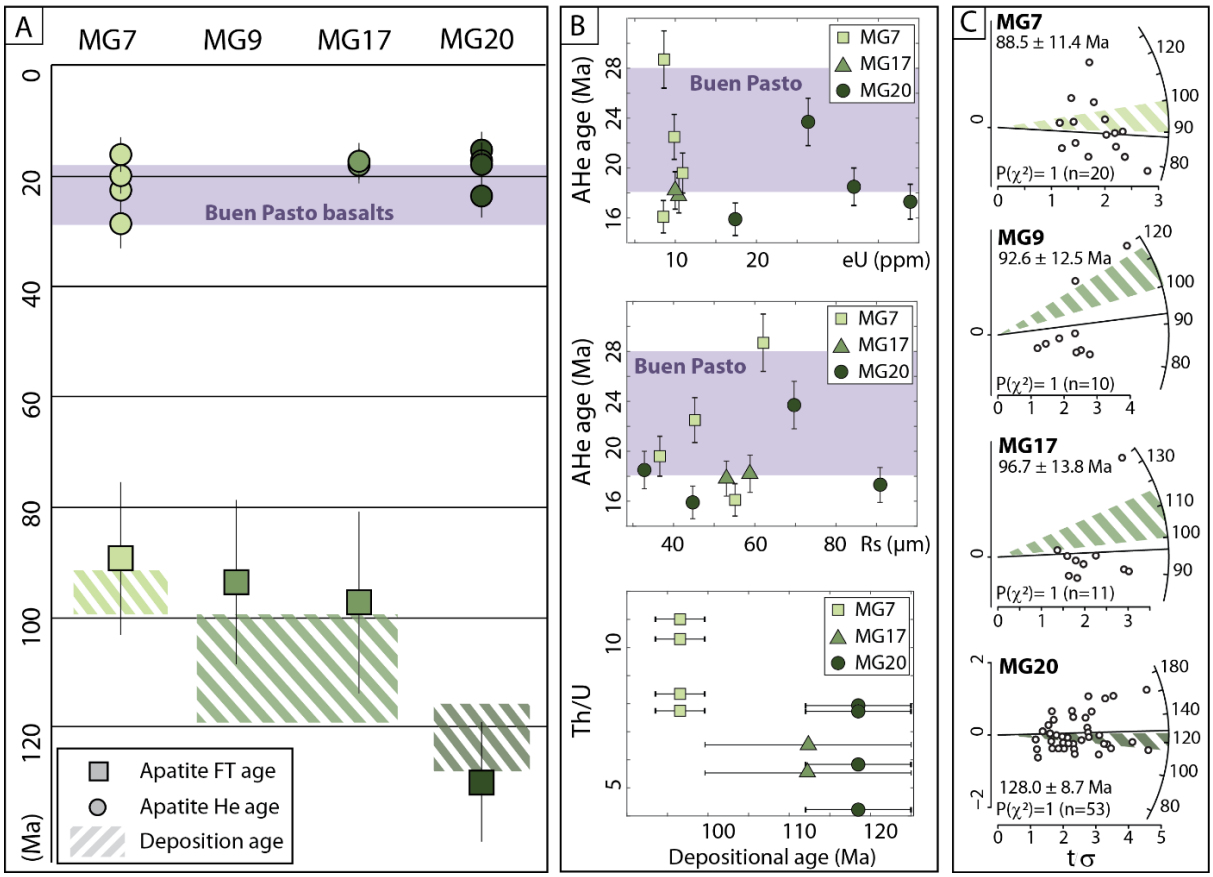
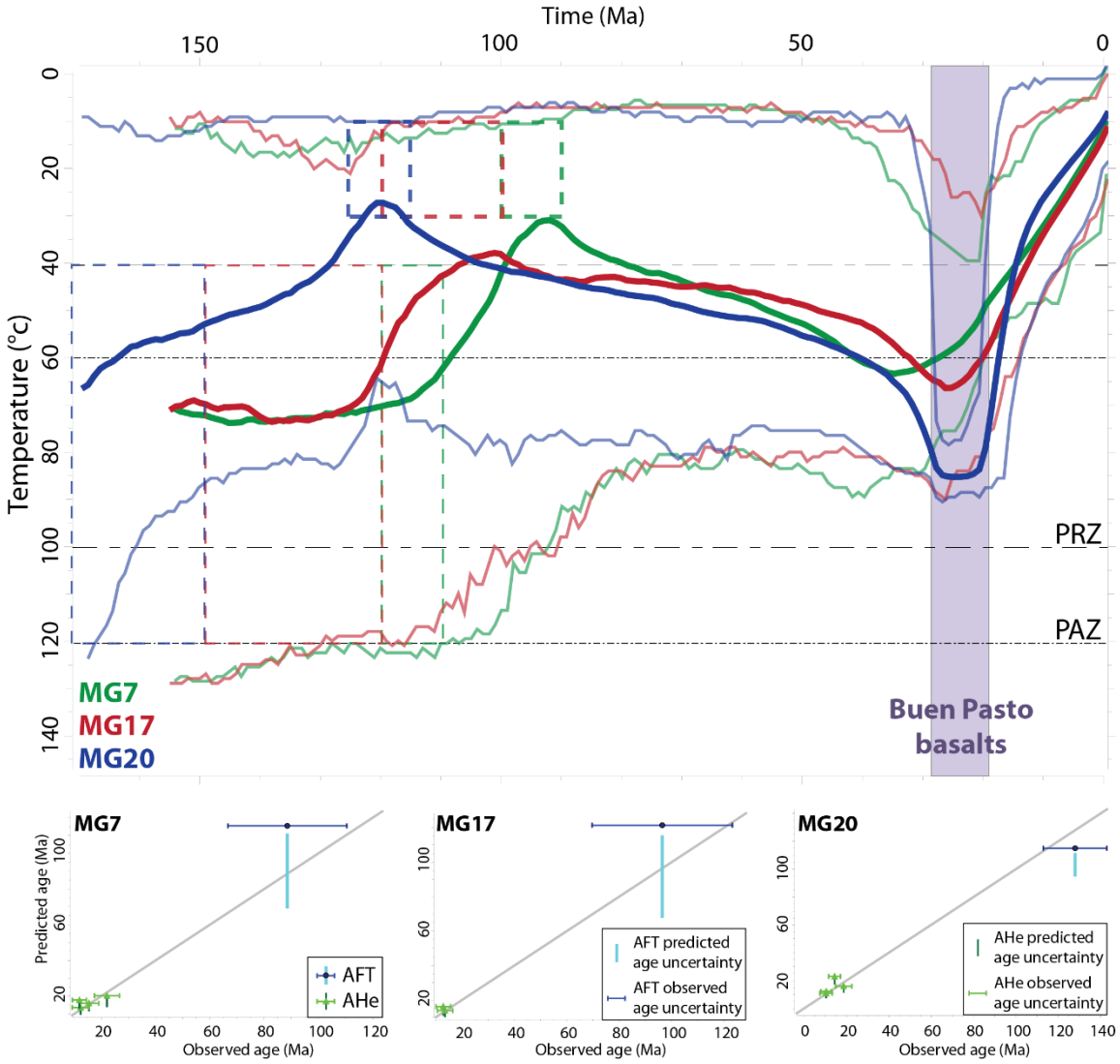


Figure 3. Inverse modeling evidencing late Oligocene heating and early Miocene cooling for all the samples. Each line represents the best-fit model (in bold) and the uncertainties. Dotted rectangles show the constraints used for the models as the deposition time (in bold) and the initial high temperatures. Below, observed vs predicted ages plots for all the samples (inverse modeling data available upon request).



- **Table captions**

Table 1. Apatite fission tracks data for the samples collected in the Chubut Group including sample's location, sampled formations sampled and stratigraphic ages.

Table 2. Apatite (U-Th-Sm)/He single-grain data results. AHe ages corrected using the ejection factor F_T (determined using the Monte Carlo simulation of Ketcham et al., 2011). Equivalent-sphere radius Rs calculated using procedure of Gautheron and Tassan-Got (2010). eU is the effective uranium concentration in ppm. Corrected ages given at 1σ error.

Table 3. K-Ar dating results.

Annexe 11 : Article sur la Guyane Française, accepté à Terra Nova

French Guiana margin evolution: from Gondwana break-up to Atlantic opening

Derycke Alexis[1*], Gautheron Cécile[1], Barbarand Jocelyn[1], Bourbon Pierre[2], Aertgeerts Geoffrey[3], Simon-Labric Thibaud[4], Sarda Philippe [1], Pinna-Jamme Rosella[1], Boukari Claire[1], Haurine Frederic[1]

1- Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France

2- BRGM, Nouvelle-Aquitaine, Parc Technologique Europarc, 33600 Pessac, France

3- BRGM, Guyane, Domaine de Suzini, 97333 Cayenne Cedex 2, France

4- CGO, Centre de Géologie de l'Oisans, 38520 Le Bourg-d'Oisans, France

*corresponding author

- **ABSTRACT**

Knowledge of the Guiana Shield evolution during the Gondwana break-up is key to a better understanding of craton dynamics and margin response to transtensional opening. To improve this knowledge, we investigated the dynamics and thermal evolution of French Guiana, using several low temperature thermochronology methods applied to basement rocks, including apatite and zircon (U-Th)/He and apatite fission tracks. Inverse modelling of results allows us to reconstruct the Phanerozoic thermal history of French Guiana margin and to give a preview of the Guiana Shield evolution. Three main events are inferred: firstly, a long-term period of relative stability since ~1.2 Ga, with no strong evidence for any erosional or burial event (>5-7 km); secondly, a heating phase between ~210 and ~140 Ma consistent with the Central Atlantic Magmatic Province-related event. Finally, an exhumation phase between ~140 and ~90 Ma, triggered by the Equatorial Atlantic opening, brought samples close to the surface (<40°C).

• INTRODUCTION

Passive margins often contain complex inherited geological structures, reflecting a long geological history (e.g. cratonic stability, ancient mountain ranges) and these can then be modified during rifting (e.g. Beaumont et al., 1982; Mercier de Lépinay et al., 2016). To understand passive margin evolution, many disciplines have been involved, e.g. sedimentology, geophysics, structural analysis, volcanology, geodynamics and low temperature (LT) thermochronology. In terms of LT thermochronology, the evolution of the South Atlantic Margin has been well studied, and the impact of the South Atlantic opening and post-rifting tectonics is widely documented (e.g. Cogné et al., 2012; da Nóbrega et al., 2005; Jelinek et al., 2014; Hueck et al., 2018). In contrast, there are no such data available along the Equatorial Atlantic (EA) Margin (northern Brazil, French Guiana, Suriname). The EA margin results from the transtensional plate movements produced by the connection between the Central and South parts of the Atlantic Ocean (Basile et al., 2005), and the impact of the EA ocean opening on margin remains poorly understood.

To understand the long-term evolution of the Guiana Shield (GS) region on the EA margin, we acquired the first LT thermochronology data that are then integrated with regional geological markers (including sedimentological records and constraints on the EA opening cinematic). Apatite, zircon (U-Th)/He (AHe, ZHe) and apatite fission-track (AFT) data were obtained from French Guiana basement rocks which, combined with inverse thermal history modelling, allow us to infer their thermal histories between ~40° and ~200°C (Ault et al., 2019).

• GEOLOGICAL SETTING

French Guiana represents the eastern part of the GS, located in the equatorial portion of the South American Atlantic Margin (Figure 1). Geologically, French Guiana is mainly composed of Proterozoic rocks deformed during the Transamazonian and the Panafrican/Brasiliano orogenies (Delor et al., 2003). Paleozoic cover is absent on the GS and found only in the Amazonian Basin. Based on the Paleozoic series of the Amazonian Basin (Carozzi, 1979) and paleogeographic reconstructions (Grahn and Caputo, 1992), the GS is considered to have been above sea level and acted as the source for the Amazonian Paleozoic sediments. Subsequently, the GS basement was intruded by pluri-kilometric-length dykes (10 to 100 km long) and, in the surrounding basins (Takutu, Amazonian, Cassipore), intrusive and extrusive rocks are found (sills or rare remnants of basaltic flows, Figure 1). Those formations are attributed to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), which represents a large volume of rocks (~3 million km3) associated with the mantle plume at the origin of the Central Atlantic and emplaced at ~201 Ma (Marzoli et al. 2018 and references therein).

The connection of the Central and South Atlantic oceans, around ~150 Ma, led to the development of offshore pull-apart basins and plateaus (e.g. Mercier de Lépinay et al., 2016), including the Cassipore Basin and the Demerara Plateau (Figure 1) that border the French Guiana Margin. In the Cassipore Basin, three sedimentation phases associated to pre-, syn- and post-rifting stages have been identified (Sapin et al., 2016 and references therein). Continental deposits have been inferred on the Demerara Plateau and Cassipore Basin, formed during the Jurassic pre-rifting stage. Marine sediments are only identified in the onshore Takutu Basin (Crawford et al., 1985) and also in the Central Atlantic. During the Aptian to mid-Albian syn-rifting stage (127 to 104 Ma), a large amount of flat-lying clastic sediments infilled the Cassipore Basin associated in timing with an onshore unconformity, attesting to a stage of active tectonics (rifting) (Basile et al., 2013). Finally, from the uppermost Albian (marked by a second regional unconformity) to Present (post-rifting stage), sediments have accumulated offshore with a substantial input during the Plio-Quaternary (Sapin et al., 2016).

Lastly, lateritic profiles have been dated by palaeomagnetism in French Guiana at 50±20 Ma (Théveniaut and Freyssinet, 2002), implying that the GS has remained stable since the Paleocene.

- **LT THERMOCHRONOLOGY RESULTS AND THERMAL MODELLING**

Thirteen basement rocks were sampled for LT thermochronology (Figure 2). All samples were dated by AHe, 4 of them were selected for AFT and 2 for ZHe. Sample details, analytical procedures and methods are summarised, with additional data descriptions, in the Supporting Information section (SI). AHe, ZHe ages and AFT central ages as well as mean track lengths are summarised in Figure 2. AHe ages range from 88±9 to 422±42 Ma, with effective uranium content (eU=U+0.234×Th) ranging between 3 and 600 ppm. There is no obvious correlation between eU content and the AHe age. The AFT central ages range from 97±6 to 190±19 Ma, with mean track lengths (MTL) of 12.2±1.4 to 13.0±1.4 μm. ZHe ages range from 97±10 to 1055±106 Ma, with eU content between 346 and 2105 ppm, and there is an inverse correlation between eU content and ZHe age.

Inverse thermal history models were performed using the software QTQt, following the procedure described in Gallagher & Ketcham (2020), and reference therein. We used the AFT annealing models of Ketcham et al. (2007), the AHe and ZHe diffusion models of Gerin et al. (2017) and Guenthner et al. (2013) respectively. Here we give a modelling results overview and further details are provided in the SI. To reduce the potential for data overinterpreting, samples that are geographically close and geologically connected were grouped and modelled together (Figures 2 and 3). The thermal histories obtained for each of the six groups (A to F) reveal that

they have undergone (i) an overall cooling phase between 1.2 Ga and 0.4 Ga with temperature initially above 140°C, then cooling to 80–90°C before ~210 Ma; followed by (ii) a temperature increase between ~210 and ~140 Ma; and finally (iii) a rapid cooling event inferred between ~140 and ~90 Ma. It is important to note that the temperature increase (ii) would have reset most of the thermochronometers and consequently the thermal histories prior to the heating event are poorly constrained (Figure 3).

- **INTERPRETATION AND DISCUSSION**

i. Proterozoic to Paleozoic history of French Guiana

Constraints provided by the ZHe data suggest that the inland of the GS in French Guiana had a protracted cooling history since at least 1.2 Ga (Figures 2 and 3). The inverse correlation with eU content for ZHe ages indicates an important role of radiation damage on He diffusion in zircon (Guenthner et al., 2013), a phenomenon which is amplified by long residence time in the zircon partial retention zone (Ault et al., 2019). Thus, ZHe ages similar to AFT and AHe ages in sample the CRT042 (eU content rich), are in agreement with other studies that propose, for highly damaged zircons, a closure temperature similar to that of AFT and AHe (e.g. Vacherat et al., 2016; Gautheron et al., 2020). The ZHe results from sample CRT042 imply that its experienced temperatures lower than 200°C for a long, but unresolved, time. These ZHe data were not used in the modelling process because the diffusion model we adopted could not reproduce them. Less damaged zircons from sample CRT037 (lower eU content) give older ages and indicate residence at a temperature lower than 200°C since at least ~1.2 Ga (Figure 3C, area F). These ZHe data highlight that French Guiana has not experienced a significant thermal event during this period, i.e. no major burial/erosional (estimated values of 5–7 km assuming a paleogradient of 20–30°C/km) and/or no major change in the geothermal gradient.

Elsewhere, AHe ages and thermal models indicate a phase between 400 and ~210 Ma during which all samples were brought and remained below~90-80°C (Figure 3). This observation is in agreement with those of Harman et al. (1998) on the Guapore Shield (Figure 1), whose inverse modelling of AFT data suggests a slow cooling between ~500 Ma and ~70 Ma. Ordovician (~490 to ~445 Ma) and Carboniferous (~355 to ~300 Ma) deposits of the Amazonian Basin have been interpreted as resulting from glacial erosion of the GS located at that time in southern polar regions (e.g. Carozzi, 1979; Grahn and Caputo, 1992). Therefore, the thermal evolution during this period may be interpreted as relatively stable with low amounts of erosion (<2 km) driven by occasional glacial processes.

ii. Origin of the Jurassic heating event

Inverse thermal models imply that the samples underwent a Jurassic heating event up to a maximum of 100°C. Although this heating event is poorly resolved in time, it occurred between ~210 and ~140 Ma and is constrained by both AHe and AFT ages (Figure 3). Some of the AHe ages are older than, or similar to, AFT ages reflecting the response to radiation damage accumulation and increased He retentivity (e.g. Ault et al., 2019 and reference therein). This behaviour has been previously documented in regions with features similar to shields and margins and with thermal histories showing protracted periods at temperatures lower than the closure temperature (e.g. Flowers & Kelley, 2011; Wildman et al., 2015; Margirier et al., 2019).

This heating phase could be interpreted as a regional burial event between the Late Triassic and the Mid Jurassic and the amount of heating implied, 20° to 40°C, would require one to two kilometres of regional deposits (for a paleogradient of ~20–30°C/km). Since none of these deposits have been preserved or reworked anywhere in the region today, we suggest that this hypothesis is groundless. The other possibility is an increase of the geothermal gradient, that could be attributed either to (i) the impact of the CAMP or (ii) the impact of the EA opening. The CAMP is related to an event that involved significant mantle and crustal melting (Marzoli et al., 2018), and which likely resulted in a subsequent change in the geothermal gradient in the samples area. The impact of this type of thermal perturbation has been tested at 200±5 Ma by forward modelling (see Figure SI7) and completely reproduce the AHe and ZHe ages, but partially the AFT ages. Overall, the results highlight the potential for a significant impact of the CAMP-related event on the thermal history of the GS and the evolution of the margin.

The second event that could induce a change on the thermal evolution is the opening of the EA Ocean. However, considering the timing, i.e. 150-110 Ma, the crustal thickness of 35 to 40 km (Lloyd et al., 2010; Greenroyd et al., 2007) and the sample location (>100 km from the active rifting zone), we conclude that the EA Ocean opening would not produce a significant change in the geothermal gradient inland where the samples were collected.

Although we are limited by the lack of geological constraints and the resolution of the low-temperature modelling, our data are compatible with a CAMP-related thermal event for which we infer a mean temperature increase of ~40°C (Figure 3).

iii. Cretaceous cooling origin and control

Thermal modelling reveals a cooling episode starting between ~210 and ~140 Ma depending on sample location (Figure 3). However, for all samples this cooling phase ended at approximately the same time, ~90 Ma and is followed by residence at low temperature (<40°C) until the present day (Figure 3). We attribute this cooling event to an erosion phase of the

uplifted margin in response to the continent break-up, as is supposed during transtensional opening (Basile, 2015) and reported in other geodynamic contexts (e.g. Gallagher et al., 1994; Wildman et al., 2019; van der Beek et al., 2002). It is important to note the regional variability for the inferred cooling phases between coastal and inland samples (Figure 3C). Samples farthest from the active rift zone (areas A, E and F) are only slightly affected by the break-up process and inferring ≤2 km erosion. In contrast, the samples which are closest to the rift zone (areas C and D) reveal a more significant cooling and a higher amount of erosion (≥2 km).

Based on the thermal history reconstructions and geological data, Figure 4 presents a reconstruction and a section of the French Guiana Margin evolution during the EA opening. During the Late Jurassic, the EA rifting triggered minor inland erosion and the start of sedimentary delivery to the offshore Cassipore Basin. During the Lower Cretaceous, samples record a more intense onshore erosional phase, most significant in the coastal area, and laterally correlated to an erosional surface on the Demerara Plateau (e.g. Basile et al., 2013). The maximum erosion of the margin occurred during the peak of the EA rifting, i.e. the Apto-Albian period, providing the main detrital input to the Cassipore Basin (Sapin et al., 2016).

Finally, the thermal history is not considered well constrained after ~90 Ma, although it implies that the samples were at a temperature lower than 40°C, but too low to record any erosional or burial event (<1 to 2 km) with the LT methods used. This is in agreement with the development of weathering and generation of lateritic profiles in French Guiana since 50±20 Ma (Théveniaut & Freyssinet, 2002), demonstrating that the final exhumation of our samples occurred between ~90 to ~50 Ma.

- **CONCLUSIONS**

Our study presents the first low-temperature thermochronological data on the Guiana Shield and Equatorial Atlantic Margin. Using several thermochronometers and joint inverse thermal history modelling, we suggest that the GS was relatively stable (<5–7 km of sedimentation or exhumation) during the last billion years. Thermal modelling reveals that the study area underwent a heating event between ~210 to ~140 Ma, compatible with the CAMP-related event. This event was followed by a cooling phase between ~140 and ~90 Ma triggered by the transtensional EA opening and related relief development, promoting an increase in the erosion rate. Finally, the thermal history models suggest that the samples were close to the surface after ~90 Ma, in agreement with the development of independently dated weathering surfaces.

- **ACKNOWLEDGMENTS**

The field trip and data acquisition were funded by the CRATER project (BRGM) and L. Salomon is thanked for his help during sampling. F. Ahadi and T. François are warmly thanked for insightful discussions during the writing process. M. Hueck, K. Gallagher and an anonymous reviewer as well as the editor J. Braun are gratefully thanked for their constructive reviews.

- **CONFLICT OF INTEREST**

The authors declare no known financial or personal interest conflict.

- **DATA AVAILABILITY STATEMENT**

Additional supporting information and data that support the findings of this study are openly available in the Supporting Information included with this article.

- **REFERENCES**

Ault, A.K., Gautheron, C. & King, G.E. (2019). Innovations in (U–Th)/He, Fission Track, and Trapped Charge Thermochronometry with Applications to Earthquakes, Weathering, Surface-Mantle Connections, and the Growth and Decay of Mountains. *Tectonics*, *38,* 3705–3739.

Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay, M. & Pattier, F. (2013). Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana: Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. *Tectonophysics*, *591*, 16–29.

Basile, C., Mascle, J. & Guiraud, R. (2005) Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, *43*, 275–282.

Basile, C. (2015) Transform continental margins—Part 1: Concepts and models: *Tectonophysics, 661*, 1–10.

Beaumont, C., Keen, C.E. & Boutilier, R. (1982). On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *70*, 667–715.

Carozzi, A.V. (1979). Petroleum geology in the Paleozoic clastics of the Middle Amazon Basin, Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, *2*, 55-74.

Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C. & Gautheron, C. (2012). Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling: Brazilian tectonic from thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*, B11413.

Crawford, F.D., Szelewski, C.E. & Alvey, G.D. (1985). Geology and exploration in the Takutu graben of Guyana Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, *8*, 5–36.

Delor, C., Lahondere, D., Egal, E., Lafon, J.-M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D. & de Avelar, V.G. (2003). Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1: 500,000-scale geological map of French Guiana. *Géologie de la France, 2-3-4*, 5-57

Flowers, R.M. & Kelley, S.A. (2011). Interpreting data dispersion and "inverted" dates in apatite (U–Th)/He and fission-track datasets: An example from the US mid-continent. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *75*, 5169-5186.

Gallagher, K., Brown, R. & Johnson, C. (1998). Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *26*, 519–572.

Gallagher. K, Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. (1994). The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil Inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99*, 18117-18145.

Gallagher, K. & Ketcham, R.A., 2020. Comment on the reply to the Comment on "Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt" by Vermeesch and Tian, Earth-Science Reviews (2014), 139, 279–290: *Earth-Science Reviews, 203, p. 102878*

Gautheron, C., Djimbi, D.M., Roques, J., Balout, H., Ketcham, R.A., Simoni, E., Pik, R., Seydoux-Guillaume, A.-M. & Tassan-Got, L. (2020). A multi-method, multi-scale theoretical study of He and Ne diffusion in zircon: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *268*, 348–367.

Gerin, C., Gautheron, C., Oliviero, E., Bachelet, C., Djimbi, D.M., Seydoux-Guillaume, A.-M., Tassan-Got, L., Sarda, P., Roques, J. and Garrido, F. (2017). Influence of vacancy damage on He diffusion in

apatite, investigated at atomic to mineralogical scales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *197*, 87-103.

Grahn, Y. & Caputo, M.V. (1992). Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *99*, 9–15.

Greenroyd, C.J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A.B. & Hobbs, R.W. (2007). Crustal structure of the French Guiana margin, West Equatorial Atlantic. *Geophysical Journal International*, *169*, 964–987.

Greenroyd, C.J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A.B. & Hobbs, R.W. (2008). Demerara Plateau - the structure and evolution of a transform passive margin. *Geophysical Journal International*, *172*, 549-564.

Guenthner, W., Reiners, P. W., Ketcham, R., Nasdala, L., & Giester, G. (2013). Helium diffusion in natural zircon: radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. *American Journal of Science*, *313*, 145-198.

Harman, R., Gallagher, K., Roderick Brown R., Raza, A., & Bizzi, L. (1998). Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of north eastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, *103*, 27,091-27,105.

Hueck, M., Dunkl, I., Heller, B., Basei, M. A. S., & Siegesmund, S. (2018). (U-Th)/He Thermochronology and Zircon Radiation Damage in the South American Passive Margin: Thermal Overprint of the Paraná LIP?. *Tectonics, 37*, 4068-4085.

Jelinek, A. R., Chemale Jr., F., van der Beek, P. A., Guadagnin, F., Cupertino, J. A., & Vianae, A. (2014). Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences, 54*, 158-181.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. & Hurford, A.J. (2007). Improved modelling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, *92*, 799–810.

Lloyd, S., van der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M. & Feng, M. (2010). Moho map of South America from receiver functions and surface waves. *Journal of Geophysical Research*, *115*, B11315.

Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M. & Roest, W. (2009). Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. *Marine and Petroleum Geology*, *26*, 711–723.

Margirier, A., Braun, J., Gautheron, C., Carcaillet, J., Schwartz, S., Pinna Jamme, R. & Stanley, J. (2019) Climate control on Early Cenozoic denudation of the Namibian margin as deduced from new thermochronological constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, *527*, 115779.

Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J.H.F.L., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R. & Jourdan, F. (2018). The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review. In: *The Late Triassic World* (Tanner, L.H., ed.) Springer International Publishing, Cham, p. 91–125.

Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W.R., Patriat, M., Maillard, A. & De Clarens, P. (2016). Transform continental margins – Part 2. A worldwide review: *Tectonophysics*, *693*, 96–115.

Da Nóbrega, M.A., Sá, J.M., Bezerra, F.H.R., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Tello Saenz, C.A., Hackspacher, P.C. & Lima-Filho, F.P. (2005). The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in north eastern Brazil. *Radiation Measurements*, *39*, 627–633.

Nomade, S., Pouclet, A. & Chen, Y. (2002). The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Geodynamics*, *34*, 595–614.

Oliveira, C.H.E. de, Jelinek, A.R., Chemale, F. & Bernet, M. (2016). Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology. *Tectonophysics*, *666*, 173–187.

Pina, A.C.M. de, Moura, C.A.V. & Vignol-Lelarge, M.L. (2014). Termocronologia por traços de fissão em apatita em rochas ígneas do embasamento e sedimentar da Bacia do Amazonas, na região de Itaituba, PA, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, *41*, 39.

Sapin, F., Davaux, M., Dall'asta, M., Lahmi, M., Baudot, G. & Ringenbach, J.-C. (2016). Post-rift subsidence of the French Guiana hyper-oblique margin: from rift-inherited subsidence to Amazon deposition effect. In: *Transform Margins* (Nemčok, M., Rybár, S., Sinha, S.T., Hermeston, S.A., and Ledvényiová, L., eds.) *Geological Society of London*, 125–144.

Théveniaut, H. & Freyssinet, P. (2002). Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *178*, 91–117.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R. & Radal, J. (2016). Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees: Cooling history of the Northern Pyrenees. *Tectonics*, *35*, 907–933.

Van der Beek, P., Summerfield, M.A., Braun, J., Brown, R.W. & Fleming, A. (2002). Modelling post-breakup landscape development and denudational history across the south east African (Drakensberg Escarpment) margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*, 11–18.

Watts, A.B., Rodger, M., Peirce, C., Greenroyd, C.J. & Hobbs, R.W. (2009). Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the Amazon continental margin, NE Brazil. *Journal of Geophysical Research*, *114*, B07103.

Wildman, M., Brown, R., Watkins, R., Carter, A., Gleadow, A. & Summerfield, M. (2015). Post break-up tectonic inversion across the south western cape of South Africa: New insights from apatite and zircon fission track thermochronometry. *Tectonophysics*, *654*, 30–55.

Wildman, M., Cogné, N. & Beucher, R. (2019). Fission-Track Thermochronology Applied to the Evolution of Passive Continental Margins. In: *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology* (Malusà, M.G., and Fitzgerald, P.G., eds.) Springer International Publishing, Cham, p. 351–371.

Ye, J., Chardon, D., Rouby, D., Guillocheau, F., Dall'asta, M., Ferry, J.-N. & Broucke, O. (2017). Paleogeographic and structural evolution of north western Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere*, *13*, GES01426.1

- **Figures captions**

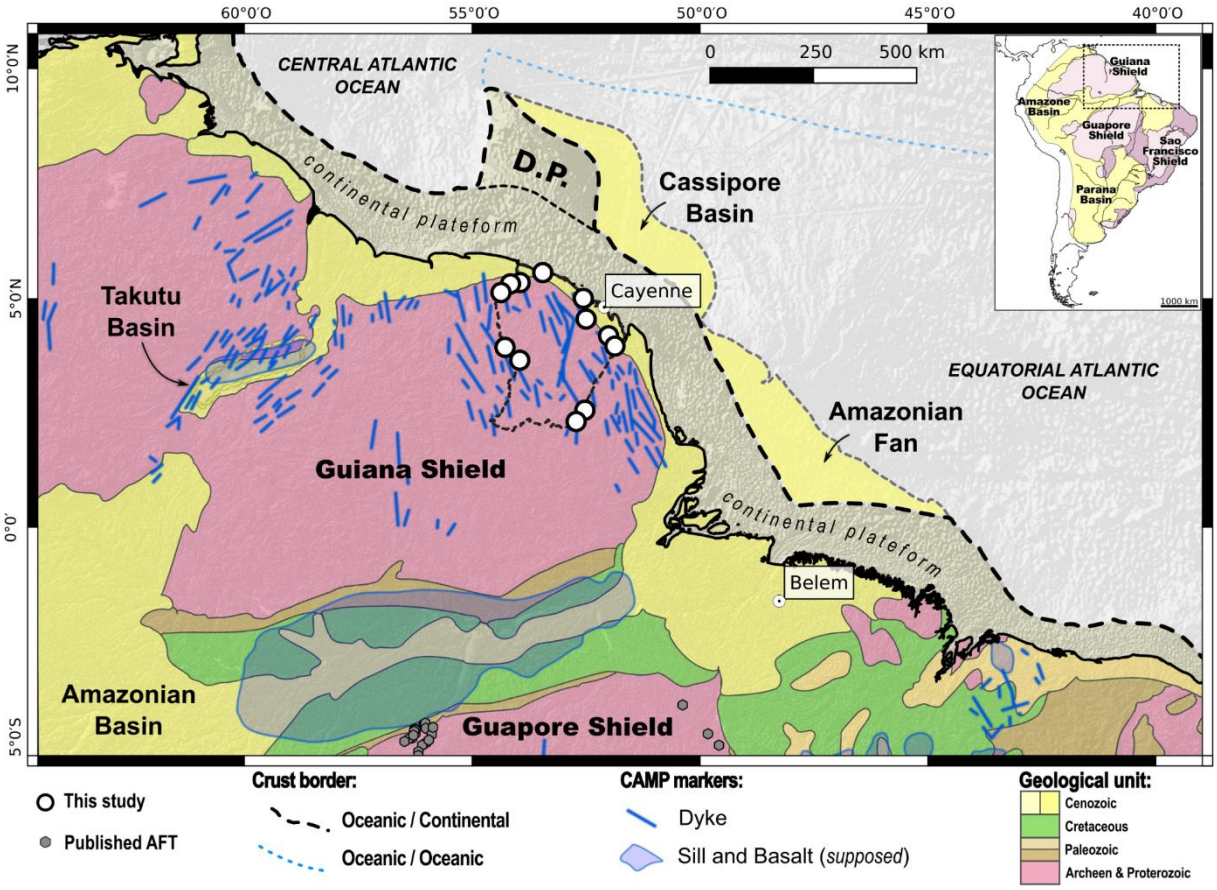


Figure 1: Simplified geological map of the north-eastern South American plate, showing geological regional units (D.P.: Demerara Plateau), the margin limits, and CAMP markers, from Crawford et al. (1985); Greenroyd et al. (2008); Oliveira et al. (2016); Ye et al. (2017); Marzoli et al. (2018). Sample locations from this study (white circles) and previous AFT sample locations (grey circles) from the Guaporé Shield (Harman et al., 1998; Pina et al., 2014) are shown.

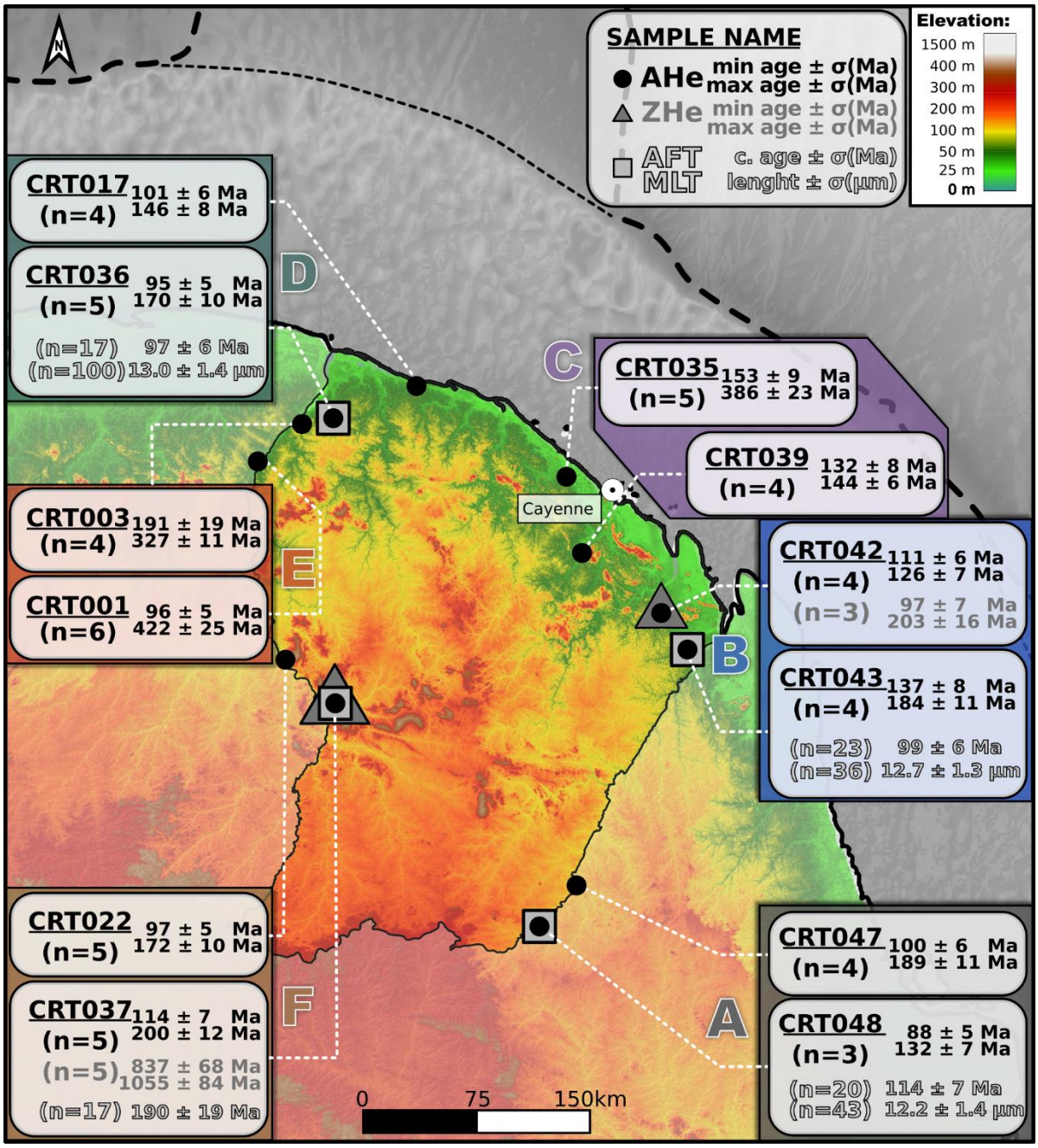


Figure 2: Topography of French Guiana and sample locations. The samples are geographically grouped as A to F, referring to the modelled sample clusters in Figure 3. For each sample, AHe, and ZHe ages and AFT central age are shown with associated error and the number of aliquots. The mean track length is also shown where available.

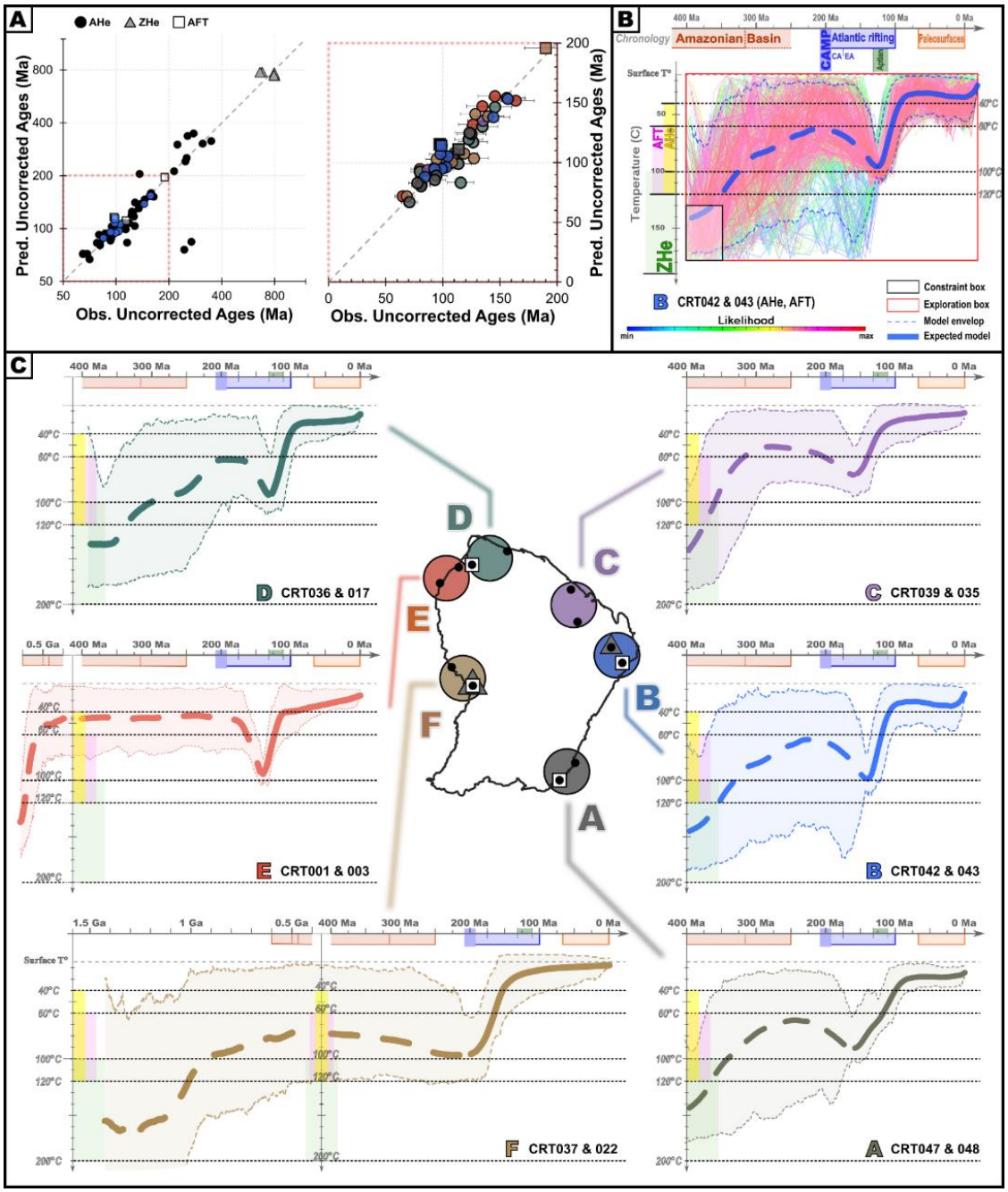


Figure 3: time-temperature modelling carried out with QTQt. A) shows the predicted (pred.) vs. observed (obs.) uncorrected ages obtained for the inverse modelling (shown on C), colours refer to area and shape to the type of data: AHe = circle, AFT = square, ZHe = triangle. For instance B) shows an inverse modelling result in detail (area B) and displays the layout used in C): temperature colour range corresponds to the PRZ of associated thermochronometers (ZHe=green, AFT=pink and AHe=yellow) and the chronology summarises the timing of main geological events (CA: Central Atlantic, EA: Equatorial Atlantic); the inversion model includes expected time-temperature path (thick line : well constrained, dotted lines : poorly constrained) and 95% credible interval envelopes (including ~95% of the time-temperature paths). Using the same layout, C) presents an overview of the inverse modelling for all the areas A to E.

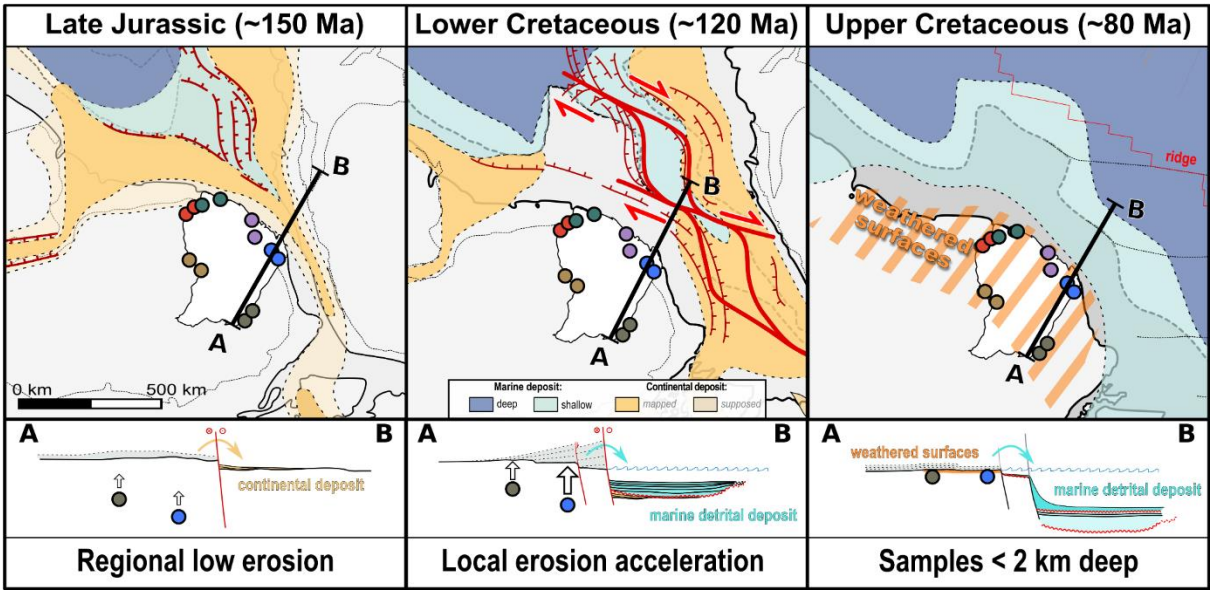


Figure 4: Paleogeographic maps modified from Ye et al. (2017) and a schematic section of the French Guiana margin during the Atlantic opening. Sample colours refer to areas defined in Figure 2. The sections show the position of samples and the erosional morphology along a transect from onshore to the offshore margin and a schematic deposition history in the Cassipore Basin (Greenroyd et al., 2008; Basile et al., 2013; Basile, 2015; Sapin et al., 2016).

ÉCOLE DOCTORALE
Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Titre : Évolution géodynamique du Massif du Deseado (Patagonie) : apport d'une nouvelle approche multi-thermochronologique basse température

Mots clés : Thermochronologie, (U-Th)/He, Géodynamique, Craton, Patagonie

Résumé : L'objectif de ce travail de thèse est la reconstruction de l'histoire géologique et plus particulièrement géodynamique du Massif du Deseado, situé dans l'avant-pays de la Patagonie centrale (Argentine). Cet objectif, en dehors de son aspect régional visant à contraindre l'histoire d'une zone peu investiguée, est aussi à rattacher à une problématique scientifique plus globale. En effet, le Massif du Deseado est une zone cratonique dont la dynamique est à relier des processus grande échelle (fragmentation du Gondwana, dynamique de la subduction Andine…), et ainsi comprendre son histoire c'est en apprendre plus sur les moteurs de la dynamique des zones cratoniques et stable sur de longues périodes, supérieur à la centaine de millions d'années.
Pour se faire, cette étude se base sur l'utilisation de thermochronomètres basses températures, permettant de contraindre l'évolution des roches dans le temps et l'espace. L'aspect particulier de cette étude repose sur la combinaison de multiples thermochronomètres (traces de fission et (U-Th)/He sur apatite et (U-Th)/He sur oxydes de fer et de manganèse), la calibration d'un modèle de diffusion de l'hélium et l'utilisation de méthodes d'inversions des données. Cette étude a permis de reconstruire quantitativement l'enfouissement et l'exhumation du Massif du Deseado au cours des 200 derniers millions d'années, et de la sorte fournir pour la première fois un calendrier de son évolution géodynamique. Les résultats de cette thèse démontrent également la dynamique unique du Massif du Deseado au cours de la fragmentation du Gondwana et de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud, au regard du reste de la Patagonie.
Enfin, en dehors de ses apports régionaux, cette thèse participe à établir une nouvelle méthodologie en thermochronologie adaptée à l'étude des zones géodynamiques stables sur de longues périodes.

Title : Geodynamic evolution of the Deseado Massif (Patagonia): contribution of a new low-temperature multi-thermochronological approach

Keywords : Thermochronology, (U-Th)/He, Geodynamic, Shield, Patagonia

Abstract : The main objective of this PhD thesis is the reconstruction of the geological history and geodynamics of the Deseado Massif, located in the central Patagonia foreland (Argentina). This goal, apart from its regional aspect aiming to constrain a poorly known area's history, is also linked to a more global scientific question. Indeed, the Deseado Massif is a cratonic area, which its dynamic is linked to large scale processes (Gondwana fragmentation, Andean subduction...), and thus the understanding of its history allows to learn more about the mechanisms that trigger the dynamics of cratonic and stable zones over a long time, with more than a hundred million years.
This study is based on a low temperature thermochronometers approach, which allow constraining the rocks evolution through time and space. The particular aspect of this study relies on the combination of multiple thermochronometers (fission tracks and (U-Th)/He on apatite and (U-Th)/He on iron and manganese oxides), the calibration of a helium diffusion model and the use of data inversion methods. This study allows the quantitative reconstruction of the burial and exhumation history of the Deseado Massif over the last 200 million years, and thus for the first time provide relevant calendar of its geodynamics. The results of this PhD thesis also demonstrate the unique dynamics of the Deseado Massif during the Gondwana break-up and the South Atlantic Ocean opening, compared to the other part of Patagonia.
Finally, apart from its regional contributions, this thesis contributes to establish a new thermochronology methodologies adapted to study stable geodynamic areas over long periods of time.

Maison du doctorat de l'Université Paris-Saclay

2ème étage aile ouest, Ecole normale supérieure Paris-Saclay

4 avenue des Sciences,

91190 Gif sur Yvette, France