



HAL
open science

Taux et moteurs d'exhumation de complexes plutoniques en contexte intraplaque océanique (archipel de Kerguelen) : apports de la thermochronologie basse et moyenne température

Floriane Ahadi

► **To cite this version:**

Floriane Ahadi. Taux et moteurs d'exhumation de complexes plutoniques en contexte intraplaque océanique (archipel de Kerguelen) : apports de la thermochronologie basse et moyenne température. Géochimie. Université Paris Saclay (COMUE), 2019. Français. NNT : 2019SACLS425 . tel-02614387

HAL Id: tel-02614387

<https://theses.hal.science/tel-02614387>

Submitted on 20 May 2020

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.

Taux et moteurs d'exhumation de complexes plutoniques en contexte intraplaque océanique (archipel de Kerguelen) : apports de la thermochronologie basse et moyenne température

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay
préparée à L'Université Paris-Sud

École doctorale n°579 Sciences mécaniques et énergétiques,
matériaux et géosciences SMEMAG
Spécialité de doctorat : Terre solide, géodynamique des enveloppes
supérieures, paléobiosphère

Thèse présentée et soutenue à Orsay, le 29/11/2019, par

Floriane Ahadi

Composition du Jury :

Jocelyn Barbarand Professeur, Université Paris-Sud (– GEOPS)	Président
Michel de Saint Blanquat Directeur de recherche CNRS, Université Paul Sabatier (– GET)	Rapporteur
Philippe Münch Professeur, Université de Montpellier (– Géosciences Montpellier)	Rapporteur
Raphaël Pik Directeur de recherche CNRS, Université de Lorraine (– CRPG)	Examineur
Laurence Audin Directrice de recherche, IRD (– ISTerre)	Examineur
Cécile Gautheron Professeur, Université Paris-Sud (– GEOPS)	Directeur de thèse
Sébastien Nomade Directeur de recherche, CEA (– LSCE)	Co-Directeur de thèse
Guillaume Delpech Maître de Conférence, Université Paris-Sud (– GEOPS)	Co-Encadrant de thèse
Damien Guillaume Professeur, Université Jean Monnet (– LMV)	Invité

« - Des cailloux, des cailloux, des cailloux, ça m'énerve !

- Ça l'énerve les cailloux ? »

Kaamelott, livre III, épisode 17, écrit par **Alexandre Astier**

REMERCIEMENTS

Une thèse, c'est avant tout une longue aventure composée de rencontres, un vrai travail d'équipe. Dans ces quelques lignes j'ai souhaité remercier toutes ces personnes qui m'ont accompagnée durant ce marathon de plusieurs années.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à mes directeurs de thèse. **Cécile**, merci de m'avoir accordé une grande confiance et de m'avoir toujours laissée expérimenter avec une grande liberté, tu m'as transmis ta passion de l'analytique et de la diffusion de l'hélium. Un grand merci aussi pour ton soutien, en particulier dans les moments les plus difficiles, ta motivation inébranlable et ton éternelle bonne humeur. **Guillaume**, merci de m'avoir formée à la recherche scientifique dès la licence et de m'avoir permis de faire partie des rares personnes qui ont eu la chance d'étudier l'archipel de Kerguelen. Merci pour les discussions scientifiques tout au long de ce travail, et pour les nombreux éléments, notamment de géologie de terrain, que tu auras pu apporter. **Sébastien**, merci pour ta disponibilité ainsi que tes nombreux conseils avisés et toujours très précis. Merci aussi d'avoir partagé avec moi tes connaissances sur la géologie du quaternaire et sur le climat en général.

Merci aux membres de Jury d'avoir examiné et jugé ce travail. Aux rapporteurs, **Philippe Münch** et **Michel de Saint-Blanquat**, ainsi qu'aux examinateurs, **Jocelyn Barbarand**, **Raphaël Pik** et **Laurence Audin**, merci pour l'examen très précis et constructif, tant à propos du manuscrit que pour les discussions enrichissantes le jour de la soutenance. Un grand merci en particulier à **Damien Guillaume**, pour ses corrections très complètes avant le second dépôt. Merci aussi d'avoir su intégrer la problématique de mon sujet d'étude dans les missions de terrain déjà planifiées à Kerguelen, avec une grande compréhension, et en faisant le maximum pour me ramener les meilleurs échantillons possibles.

Je souhaiterais aussi remercier les chercheurs que j'ai pu croiser et avec qui j'ai eu plaisir à échanger et travailler pendant ces quelques années. Un grand merci en particulier à **Georgina**

King, pour m'avoir permis de découvrir un nouveau sujet d'étude et une superbe mission de terrain dans les Alpes japonaises, et pour m'avoir invitée à Bern où j'ai eu la chance de découvrir comment on fractionnait des roches avec le SelfFRAG. Merci également à **Takahiro Tagami** et **Shigeru Sueoka** pour leur accueil au Japon, notamment à l'université de Kyoto. Enfin, un grand merci à **Pierre Valla** et à **Frédéric Herman** pour les discussions sur l'érosion glaciaire et la thermochronologie en général. Merci à **Andrew Carter**, **John Garver**, **Barry Kohn**, et **Peter Reiners** pour l'envoi des zircons standards et les conseils à propos de la méthodologie (U-Th)/He sur zircons. Enfin, un grand merci à **Léandre Ponthus** pour la préparation des premiers échantillons de Kerguelen analysés et sa disponibilité, même depuis l'autre bout du monde, pour répondre à mes questions sur la péninsule Rallier du Baty.

J'en arrive maintenant à mon laboratoire d'accueil pendant toutes ces années, un grand merci à tous les chercheurs, ingénieurs, techniciens et personnels administratifs du **laboratoire GEOPS** - et en particulier à l'équipe **Relief et Bassin** - dans lequel j'ai pu travailler non seulement pendant ces années de thèse, mais également lors de tous les stages effectués en licence et en Master. Un merci en particulier à **Chantal**, **Georgette**, **Mylène**, **Catherine**, **Chris** et **Mauricette**, pour tout l'aide administrative inestimable que vous nous apportez, nous avons beaucoup de chance de vous avoir pour nous aider, toujours avec le sourire malgré les deadlines et les galères. Je souhaiterais aussi remercier les enseignants-chercheurs avec lesquels j'ai pu effectuer les enseignements en monitorat pendant trois ans : **Sophie**, **Stéphanie**, **Yves** et **Carlos**, j'ai eu beaucoup de chance de pouvoir travailler avec vous lors de ces différents modules. Vous avez su me former en tant que jeune enseignante avec beaucoup de disponibilité et de bonne humeur, et ce fut une expérience très enrichissante pour moi. Merci aussi à **Valérie** pour la préparation des échantillons à broyer et pour les lames minces. La team thermochronologie du laboratoire, je vous remercie vivement pour toute l'aide apportée lors des manipes hélium. Pour la chimie,

un immense merci à **Rosella**, toujours disponible et de bonne humeur, merci pour ton aide précieuse dans tous les aspects du protocole d'analyse, tu m'as transmis tout ton savoir-faire. **Fred**, bravo d'avoir réussi l'exploit de braver les problèmes de manipes et les plannings chargés, tout en réussissant à me former sur un nouvel instrument, merci beaucoup. Coté ligne hélium, merci à **Philippe** et **Claire M.** pour le développement sur le VG, une machine qui nous aura réservé plein de surprises : ce n'était pas simple tous les jours, mais tellement enrichissant et intéressant ! A **Hermann Zeyen**, avec qui j'ai pu m'initier aux modélisations thermiques, pour ta disponibilité, ta gigantesque culture géologique et physique, un grand merci. Enfin, pour la team décontraction du labo, special thanks à **Aurélie aka** professeur aquamalus, organisatrice de la pause gâteau du vendredi, c'était cool de partager ces karaokés avec toi, vive les années 80 !

La thèse, c'est aussi une merveilleuse manière de mettre à l'épreuve sa santé mentale ! Merci à tous les non permanents du laboratoire GEOPS, collègues et néanmoins amis, avec vous l'équilibre entre échanges scientifiques et déconnexion totale est parfait. Un gigantesque merci tout d'abord au meilleur co-bureau qu'on puisse avoir, **Maxime**, pour l'immense patience dont tu as fait preuve chaque jour à quelques mètres de moi dans le bureau 18 comme au 4^{ème}, entre les post-its artistiques (oui, c'est de l'art !), les craquages, la musique (toujours de qualité) et les étages à descendre. Merci aussi de m'avoir appris de nombreuses expressions marseillaises, de m'avoir accompagnée à un concert d'anthologie, et surtout de m'avoir soutenue et motivée au quotidien. Le **carré magique**, depuis les pauses banania aux discussions philosophiques (philosophales... ?) jusqu'aux excursions à Marseille ou à Disney, en passant par des soirées et des barbecues, je ne saurais vous remercier assez, sachez qu'il y aura toujours un pot de cornichons, un plaid et une bouteille de génépi de disponibles pour vous chez moi, les amis. **Ludo** le baron-lord de Saclay, merci pour ton amitié, pour tes plaisanteries qui nous font tous glousser (j'aurai réussi à finir malgré tout), pour toutes ces discussions plus ou moins cohérentes agrémentées de

répliques de Kaamelott autour d'un verre de chouchen. Merci également d'être l'auteur d'un surnom qui aura su remplacer mon vrai prénom et de m'avoir confié la seule et unique Pouchinette. **Quentin**, alias QDD, Dr QDD, Buboïs-doignon et j'en passe, je suis fier de compter parmi tes amis, merci pour tous ces moments partagés lors de nombreuses soirées, à Massy, à Paris, en Normandie et finalement à l'Haÿ. Merci aussi de m'avoir coachée pour QPUC, je n'aurai pas gagné mais maintenant je sais c'que c'est qu'un ongulé et qui est Pichegru ! Un énorme merci enfin à **Fanny**, ma copine de zumba, heureusement que tu es là pour apporter une touche de bon sens au milieu de cette joyeuse bande de cinglés. Merci pour ces discussions analytiques, pour ton soutien même depuis le continent américain, pour les barbecues et les soirées à Gif et d'avoir toujours eu de la place dans ton coffre ! **Ines**, je suis hyper contente d'avoir partagé un voyage post-manuscrit en ta compagnie, merci pour ton soutien, pour ces innombrables débats toujours enrichissants et ces parties de tarot avec **Max** et **Johanna**, nos restos de fin de thèse auront été une vraie bouffée d'air frais. Merci aussi aux géo-scientifiques qui ne sont pas tout le temps à GEOPS : **Claire**, pour toutes nos discussions devant une bière ou bien en pleine brasse, tu as toujours su me remotiver avec ton énergie débordante et ton brin de folie ; **John-Lee**, tu parles dans ta barbe et tu as un système d'évacuation de la chaleur très personnel, mais merci d'être toujours motivé pour un tarot, un ciné-sandwich ou un bon restau Jap (l'haÿ is the best). **Simon** du BRGM, même si t'es vaseux, c'est super cool de discuter et délirer avec toi, depuis nos soirées posées avec **Ludul** à Orsay jusqu'aux excursions à Orléans. Merci aux occupants du bureau 18, **Maxence**, le roi du néodyme, du thé, des pâtisseries et des fun-facts en tout genre, tu te seras donné comme mission de faire honneur aux lois de Virolle chaque jour, bien joué ! Avec toi je garde en mémoire une excursion à Caen, un bol de bulot, et pas moins de deux concerts d'Indochine, Nicola serait fier de toi ! Merci aussi aux thésards et stagiaires de passage dans le bureau, **Michèle et Violaine**, ce fut un plaisir de vous avoir les filles. Une mention

spéciale à **Sylvain**, aka glubyboulga, que de délires partagés avec toi ! Des parties de fléchettes à la Coupe de Monde 2018 en passant par de nombreux trajets en voiture (merci infiniment), et même jusqu'à Orléans, ce n'était pas piqué des hannetons ! Le « spike » t'es dédié mon ami. Enfin en vrac, un grand merci aux anciens : **Tony** (roi des manipes), **Ronan** le feutré, **Morgane** au pays des caribous, **Guillaume R.** et les coccolites et enfin **Rémi**, pour tous tes conseils géologiques toujours avisés depuis mes plus jeunes années, c'est toujours un plaisir de faire une soirée raclette/faits-divers/karaoké avec toi. Merci aux post-docs **Caro, Maximilien et Thomas F.**, de partager votre expérience et d'être toujours de bon conseil, mention spéciale à **Thomas** pour les discussions thermocho-QTQt, thermo2018 et sa mémorable remise des diplômes restera un de mes meilleurs souvenirs de congrès. Merci aussi aux plus jeunes générations de thésards, **Mustafa** et ses mustafettes, **Margaux** et son investissement au labo, **Hadrien** le farfadet, **Maher** (n'oublie pas de te tourner vers l'avenir !), **Axel, Louise, Maxime L., Quentin D., Oriane et Julie** (les chats c'est la vie !). Un merci spécial à **Alexis**, mon padawan devenu expert hélium et QTQt, merci pour toutes ces discussions scientifiques, j'ai toujours pu compter sur toi pour les manipes malgré tous les problèmes de laser et de combustion spontanée !

Et comme c'est facile de devenir obsessionnel du boulot en thèse, et que c'est important de savoir déconnecter, comment ne pas remercier **Hall of Beer, Cédric et Emmanuelle**, avoir un bar à bière de compèt' à 5 minutes du labo, c'était vraiment cool. Merci d'avoir permis ces soirées passées devant une Nymphette, à décompresser au milieu des rires et du Rock avec aussi **Marion, Nath, Clems, Chocheu, Feldou, Juliette et Victor**, vous êtes au top, et promis, un jour je viendrai avec vous au Hellfest ! Enfin, à ceux qui ne sont pas au labo mais dont le soutien inestimable a tout autant compté, je voudrai adresser mes remerciements les plus chaleureux. **Mathilde**, mon moystah, dix ans d'amitié avec toi, et tant de soirées posées devant HP avec un verre de vin chaud, que de voyages et excursions improvisés aux quatre coins de la France, tant de souvenirs ! Mais

dis-moi, tu as l'air de beaucoup sortir, tu as de la chance ! T'as toujours cru en moi, même quand je n'y croyais pas moi-même alors merci infiniment pour ton soutien et tes encouragements tout le long, et maintenant que ce chapitre est terminé, tu peux enfin me souhaiter une bonne continuation ! A **Marion** et **Juliette**, avec qui j'ai partagé tant de moments en licence et en master, depuis un stage dans les Alpes jusque dans les musées italiens. **Marion**, toi qui me comprends si bien, je voudrais d'abord te remercier infiniment pour toute ton aide lors du pot de thèse, et surtout pour ce carrot cake de folie, t'es une artiste ! C'est toujours un plaisir les soirées bavardages avec toi, devant des scones, à Hall of Beer ou à la piscine, ton soutien aura été capital pendant ces dernières années ! Dorénavant va falloir que je trouve d'autres images à t'envoyer que les cartes postales de l'EGU... **Juliette**, même depuis l'autre bout de la France, c'était toujours un plaisir de partager avec toi les galères de la thèse lors de longues discussions au téléphone. Depuis le film cellophane jusqu'à des vacances paumées dans les Cévennes, en passant par les lamas et Robert Hue, on en aura partagé des craquages ! Merci aussi d'avoir remercié mon chat dans ta thèse, je vais être obligée de le citer aussi maintenant... J'en profite donc pour remercier mes greffiers et en particulier mon Patronus, l'illustre **Robert Polochon**, je ne sais pas si vous m'avez aidé à me concentrer sur la rédaction, mais en tout cas vous m'avez fait bien marrer tous les jours. **Bastien**, merci pour tes encouragements et ton amitié depuis tant d'années, merci, et j'attends une carte postale de Kerguelen. **Alexis**, on en aura fait du chemin depuis les cours de français à Ronsard et les vieilles batailles de compas, merci d'être là. **Vincent**, mon écossais préféré, c'est toujours un plaisir d'aller boire un coup quand t'es de passage, et de manger des figues en simplifiant des fractions. Un merci particulier à **Indochine** et à **Nicola Sirkis**, non seulement pour ces heures passées à vous écouter tout au long de ce travail, mais aussi pour tous ces concerts qui m'ont permis de m'évader un peu pendant des semaines de rédaction pas toujours faciles.

Pour finir, je voudrais terminer en remerciant ma famille, qui m'a toujours encouragée à faire des études et m'a transmis cette curiosité scientifique dès l'enfance. Vous m'avez toujours soutenue et avez tout fait pour rendre ce parcours plus simple, et sans vous j'aurais abandonné mille fois. **Papa**, ton travail acharné est un exemple de courage, et **Maman**, tu es une encyclopédie à toi toute seule, merci pour ta patience, et bravo d'avoir su supporter deux fois dans ta vie des doctorants en plein rush. **Julien**, merci à toi aussi p'tit frère, ton humour rend tout plus léger et plus simple. Cette thèse, je l'ai finie avant tout pour ne pas vous décevoir (et aussi un peu pour ne pas laisser papa être le seul docteur de la famille, c'est vrai...), alors merci infiniment pour cette motivation inébranlable.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS	1
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE	3-83
Liste des figures	4
Liste des tableaux	5
1. Introduction	6
1.1. Motivation scientifique	7
1.2. Cible géologique	7
2. Contexte géologique	9
2.1. Contexte géodynamique	9
2.1.1. Histoire géodynamique	9
2.1.2. Structure sismique de la croûte	12
2.1.3. Archipel de Kerguelen	13
2.1.4. Subsidence et soulèvement	16
2.2. Contexte géologique de l'archipel de Kerguelen	17
2.2.1. Géographie et géologie	17
2.2.1.1. Volcanisme	18
2.2.1.2. Plutonisme	21
2.2.1.3. Roches sédimentaires	24
2.2.1.4. Géologie structurale	25
2.2.2. Climat actuel de l'archipel de Kerguelen	27
2.2.3. Géomorphologie	30
2.2.3.1. Relief	30
2.2.3.2. Hydrographie	35
2.2.3.3. Glaciologie	35
2.3. Contexte géologique et géochronologique des sites étudiés	43
2.3.1. Montagnes Vertes	43
2.3.2. Ile de l'Ouest	44
2.3.3. Ile de Croy	45
2.3.4. Rallier du Baty	47
2.3.4.1. SRBIC	48
2.3.4.2. NRBIC	59
2.4. Étude téphrochronologique de carottes de l'Océan Indien et volcanisme Miocène et Quaternaire dans l'archipel de Kerguelen	66
2.4.1. Miocène	67
2.4.2. Plio-Quaternaire	71
2.5. Échantillonnage	75
Références bibliographiques	79

Liste des figures	86
Liste des tableaux	87
1. Introduction	88
2. Thermochronologie (U-Th)/He et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	91
2.1. Théorie	91
2.1.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite	96
2.1.1.1. Production d' ^{40}Ar	96
2.1.1.2. Diffusion de l' ^{40}Ar et température de fermeture	97
2.1.1.3. Technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	97
2.1.1.3. Calcul de l'âge	98
2.1.2. (U-Th)/He sur apatite et zircon	102
2.1.2.1. Production d' ^4He	102
2.1.2.2. Éjection de la particule alpha et distance d'arrêt	103
2.1.2.3. Coefficient de diffusion de l'He dans l'apatite et le zircon ...	105
2.1.2.3.1. <i>Apatites</i>	107
2.1.2.3.2. <i>Zircons</i>	110
2.1.2.4. Calcul de l'âge	117
2.1.3. Construction des trajets thermiques	117
2.1.3.1. De haute à moyenne température	117
2.1.3.2. De moyenne à basse température	118
2.1.3.2.1. <i>Âges faiblement dispersés</i>	118
2.1.3.2.2. <i>Âges dispersés</i>	121
2.2. Protocoles	122
2.2.1. Préparation des échantillons	122
2.2.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite	126
2.2.2.1. Irradiation	126
2.2.2.2. Mesure de l'Ar	126
2.2.3. (U-Th)/He sur apatite et zircon	128
2.2.3.1. Mesure de la concentration en hélium radiogénique	128
2.2.3.1.1. <i>Ligne Quad</i>	129
2.2.3.1.2. <i>Ligne VG5400</i>	130
2.2.3.2. Protocole de mesure des concentrations en U, Th et Sm ...	131
2.2.3.2.1. <i>Principe du spike et dissolution</i>	132
2.2.3.2.2. <i>Protocole de dissolution des apatites</i>	134
2.2.3.2.3. <i>Protocole de dissolution des zircons</i>	134
2.3. Développement analytique	135
2.3.1. Calibration du spectromètre de masse VG5400	136
2.3.1.1. Protocole	136
2.3.1.2. Résultats	137
2.3.1.2.1. <i>Calibration de 2016</i>	138
2.3.1.2.2. <i>Calibration de 2018</i>	139
2.3.2. (U-Th)/He sur zircons	141
2.3.2.1. Validation du matériel et acides utilisés	142
2.3.2.2. Validation du protocole de dissolution et dilution isotopique	145

2.3.2.3. Tests sur des zircons standards naturels	149
Références bibliographiques	155

Liste des figures	164
Liste des tableaux	164
1. Montagnes Vertes	167
1.1. Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	167
1.2. (U-Th)/He sur apatite	167
1.3. Interprétation des données et trajets thermiques	170
2. Île de l'Ouest	171
2.1. (U-Th)/He sur apatite	171
2.2. Interprétation des données et trajets thermiques	174
3. Île de Croy	175
3.1. (U-Th)/He sur apatite	175
3.2. Interprétation des données et trajets thermiques	177
4. Péninsule Rallier du Baty	178
4.1. Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	178
4.2. Âges (U-Th)/He sur apatite et zircons	181
4.2.1. AHe	182
4.2.1.1. SRBIC	182
4.2.1.2. NRBIC.....	186
4.2.2. ZHe	188
4.2.2.1. Âges ZHe	188
4.2.2.2. Interprétation des âges ZHe	190
4.2.3. Interprétation de tous les âges thermochronologiques et trajets thermiques	197
5. Récapitulatif des données obtenues sur l'archipel	199
Références bibliographiques	202

CHAPITRE 4 : MODELE D'EXHUMATION DES PLUTONS ET EROSION SUR L'ARCHIPEL 205-261

Liste des figures	206
1. Taux d'érosion sur l'archipel	207
1.1. Depuis le Miocène inférieur	210
1.1.1. Est de l'archipel : Montagnes vertes	210
1.1.2. Ouest de l'archipel : Ile de l'Ouest et Ile de Croy	214
1.1.3. Conclusion : taux d'érosion moyens sur l'île depuis le Miocène inférieur	220
1.2. Depuis le Plio-Quaternaire	223
1.2.1. Est de l'archipel	223
1.2.2. Ouest de l'archipel : Péninsule Rallier du Baty	223
1.2.3. Conclusion : taux d'érosion moyens sur l'île depuis le Plio-Quaternaire	233
1.3. Exhumation des complexes plutoniques à Kerguelen	235
2. Moteurs d'érosion	238
2.1. Moteurs géodynamiques à échelle régionale et globale	238
2.1.1. Topographie dynamique	229
2.1.2. Activité tectonique régionale	240
2.1.3. Isostasie	242
2.1.4. Conclusion sur les moteurs régionaux et globaux	243
2.2. Moteurs locaux	244
2.2.1. Création de topographie	245
2.2.2. Rôle du climat	251
2.2.3. Rôle du volcanisme	254
2.2.4. Conclusion sur les moteurs locaux	258
Références bibliographiques	259

CHAPITRE 5 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	263-271
1. (U-Th)/He sur zircons	264
1.1. Conclusions	264
1.1.1. Protocole analytique	264
1.1.2. Diffusion de l'hélium dans les zircons	264
1.2. Perspectives	265
1.2.1. Protocole analytique	265
1.2.2. Diffusion de l'hélium dans les zircons	266
2. Erosion à Kerguelen	267
2.1. Conclusions	267
2.2. Perspectives	268
Références bibliographiques	270
ANNEXES	273

AVANT-PROPOS

Ce manuscrit de thèse est organisé et écrit entièrement en français, excepté le résumé de la 4^{ème} de couverture, rédigé à la fois en français et en anglais. Il est divisé en 5 chapitres, comme indiqué précédemment dans le sommaire. La liste des illustrations et tableaux est indiquée au début de chaque chapitre, et la liste des références bibliographiques à la fin de chaque chapitre. Par ailleurs, les tableaux de données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et (U-Th)/He détaillés sont présents en annexes, à la fin du manuscrit. La présence tout au long du manuscrit d'encarts « à retenir » est également utilisée pour souligner les points importants.

CHAPITRE 1 :

INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE

Ce chapitre est dédié au contexte géologique de Kerguelen. Après une introduction présentant la thématique dans laquelle s'inscrit ce travail de thèse, le contexte de la zone d'étude est présenté. Cette partie s'articule autour de trois axes principaux : l'histoire géodynamique, le contexte géologique de l'archipel, et enfin le contexte géologique et géochronologique précis des sites étudiés. Enfin, le dernier volet de ce chapitre est centré sur l'échantillonnage de ce travail.

Liste des Figures

1.1. Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des roches magmatiques sous-marines et continentales liées à l'activité du point chaud de Kerguelen	10
1.2. Reconstructions paléogéographiques de l'activité du point chaud de Kerguelen	11
1.3. Structure sismique de la lithosphère du plateau de Kerguelen	12
1.4. Carte géologique simplifiée et principales fractures de l'archipel	15
1.5. Subsidence de la lithosphère du plateau de Kerguelen, en comparaison à la croûte océanique Indienne	16
1.6. Carte géologique simplifiée de l'archipel et nomenclature des zones géographiques	18
1.7. Âges des basaltes de plateaux à Kerguelen	20
1.8. Âges du plutonisme à Kerguelen	23
1.9. Principales fractures de l'archipel	26
1.10. Relevés météorologiques des 6 stations installées sur l'archipel de Kerguelen	28
1.11. Frise chronologique présentant le contexte climatique global et local	29
1.12. Topographie de l'archipel de Kerguelen	31
1.13. Photographie de la plaine des Moraines	32
1.14. Profils topographiques de l'archipel de Kerguelen	33
1.15. Photographies illustrant le relief de l'archipel	34
1.16. Carte des principaux glaciers de l'archipel de Kerguelen	37
1.17. Planches photographiques illustrant la géomorphologie glaciaire	38
1.18. Datations ^{37}Cl sur les moraines et bloc erratiques	42
1.19. Vue satellite 3D de la péninsule Courbet	44
1.20. Carte géologique, coupe simplifiée et vue satellite 3D de l'île de l'Ouest	45
1.21. Carte géologique, coupe simplifiée et vue satellite 3D de l'île de Croy	46
1.22. Carte géologique simplifiée de la péninsule Rallier du Baty	48
1.23. Datation K/Ar sur roche totale des plutons du SRBIC et carte géologique simplifiée de la péninsule Rallier du Baty.....	49
1.24. Schéma représentant le modèle de cristallisation de pluton par subsidence en chaudron	50
1.25. Coupe représentant la mise en place du laccolithe du SRBIC	51
1.26. Carte des datations U/Pb sur zircons du SRBIC	53
1.27. Coupe géologique et chronologique des unités du SRBIC	54
1.28. Photographies illustrant les contacts entre les différentes unités magmatiques et les surfaces d'érosion glaciaires du SRBIC	55
1.29. Datation K/Ar sur roche totale des plutons du NRBIC et carte géologique simplifiée de la péninsule Rallier du Baty.....	60
1.30. Carte géologique détaillée du NRBIC	63
1.31. Photographies illustrant les contacts entre les différentes unités magmatiques du NRBIC	64
1.32. Compositions géochimiques du magmatisme in-situ à Kerguelen et des téphras de l'océan Indien au Miocène moyen représentées sur un diagramme TAS	68
1.33. Compositions géochimiques du magmatisme in-situ à Kerguelen et des téphras de l'océan Indien au Miocène supérieur représentées sur un diagramme TAS	69
1.34. Compositions géochimiques du magmatisme in-situ à Kerguelen et des téphras de l'océan Indien au Pliocène représentées sur un diagramme TAS	72
1.35. Compositions géochimiques du magmatisme in-situ à Kerguelen et des téphras de l'océan Indien au Quaternaire représentées sur un diagramme TAS	74
1.36. Localisation des échantillons analysés dans la péninsule Rallier du Baty	77

Tableau

1.1. Localisation des échantillons analysés et année d'échantillonnage	76
--	----

3. Introduction

L'archipel de Kerguelen (sud de l'océan Indien) est une province volcanique qui fait partie des Terres australes et antarctiques françaises (TAAF). Ce territoire a été découvert par Yves Joseph de Kerguelen de Trémarec en 1772 qui a ainsi pris possession du territoire au nom du roi de France. Dans ce territoire inhabité, la base scientifique de Port-aux-Français est créée en 1950, dans la partie orientale de l'archipel afin de conduire des études géologiques, biologiques et géophysiques. Cela fait donc 70 ans que des missions scientifiques sont régulièrement menées sur l'archipel, avec notamment entre 40 et 120 personnes en hivernage sur l'archipel, durant 6 à 12 mois, et des missions plus ponctuelles durant quelques mois pendant l'été.

Les premières expéditions géologiques sont menées en 1928, 1931, 1949 et 1952 par Edgard et Andrée Aubert de la Rüe, qui sillonnent l'archipel afin d'établir une description géologique précise (Aubert de La Rüe, 1932). Une reconnaissance géomorphologique complète est ensuite menée par Jacques Nougier (Nougier, 1970). C'est à cette même époque que les premiers échantillons de roches, notamment plutoniques, sont ramenés en laboratoire afin d'en étudier la pétrographie, la géochimie et la géochronologie (Dosso *et al.*, 1979 ; Giret, 1983 ; Lameyre *et al.*, 1976). Dans les années 1990 et 2000, les études géologiques se concentrent ensuite essentiellement sur les roches magmatiques et mantelliques (Delpéch *et al.*, 2012 ; Grégoire *et al.*, 2001 ; Nicolaysen *et al.*, 2000 ; Scoates *et al.*, 2008 ; Weis *et al.*, 1993). Plus récemment, les glaciations et variations climatiques depuis le tardi-Pléistocène jusqu'aux retraits glaciaires actuels ont fait l'objet de plusieurs études (Berthier *et al.*, 2009 ; Jomelli *et al.*, 2018, 2017 ; Verfaillie *et al.*, 2015). Concernant l'évolution de l'érosion sur l'archipel, seule l'étude de Verdier *et al.* (1988) sur l'hydrothermalisme permet d'apporter des contraintes approximatives sur les taux d'érosion moyens de l'archipel. A ce jour, aucune autre étude scientifique ne s'est intéressée à qualifier et quantifier l'érosion sur l'archipel à l'échelle de plusieurs millions d'années.

3.1. Motivation scientifique

Les interactions tectonique-climat-érosion à grande échelle de temps géologique (supérieure au million d'années) sont souvent étudiées en contexte continental, particulièrement dans les chaînes de montagnes et bassins associés. Ces dix dernières années, l'étude des processus d'érosion dans les zones cratoniques a également émergé. Cependant, la rareté des roches plutoniques en contexte océanique ne permet pas l'utilisation de la thermochronologie basse température pour contraindre l'exhumation et la dénudation en surface comme c'est le cas en contexte continental. Les études sur l'érosion en contexte d'île volcanique sont le plus souvent concentrées sur des archipels récents, et tracent des processus de l'ordre du million d'années au maximum. L'érosion est alors étudiée sur une période de temps beaucoup plus courte, et concerne des événements plus ponctuels et récents. La question scientifique principale de ce travail de thèse est donc la compréhension des moteurs et taux d'érosion à l'échelle de plusieurs dizaines de millions d'années de vie d'une île océanique. Pour cela, une approche de thermochronologie basse et moyenne température sur des roches intrusives est utilisée, afin de contraindre leur(s) trajet(s) d'exhumation.

3.2. Cible géologique

Les grandes provinces ignées (LIP : *Large Igneous Province*) sont des ensembles géologiques composés de roches magmatiques et caractérisés par l'émission de grands volumes de magma en un temps très court. Ces épanchements de trapps peuvent former en contexte océanique des vastes plateaux, basaltiques principalement (*Coffin and Eldholm, 1994*). La plus grande province ignée est le plateau d'Otong-Java, situé dans l'océan Pacifique, avec une superficie de $2,0 \cdot 10^6 \text{ km}^2$; il

est entièrement situé sous le niveau marin. La deuxième plus grande province ignée actuelle est le plateau de Kerguelen, avec une superficie de $1,54 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, dont une partie affleure au-dessus du niveau marin : l'archipel de Kerguelen, d'une superficie de $7\,215 \text{ km}^2$. Cet archipel a la particularité de présenter à l'affleurement des roches plutoniques acides, rares en contexte océanique. L'objet géologique étudié a été choisi pour différentes raisons : tout d'abord, c'est l'une des plus grandes et des plus vieilles provinces volcaniques océaniques ignées existant à la surface terrestre. Dans ce contexte océanique intraplaque, l'activité tectonique régionale est relativement faible. Ainsi, contrairement aux chaînes de montagnes actives où c'est l'un des facteurs qui influencent le plus les processus d'érosion, à Kerguelen, ce sont à priori d'autres facteurs qui auront un rôle de premier plan sur les processus de dénudation. Par ailleurs, sa mise en place il y a 30 Ma permet d'étudier l'érosion sur une longue période de temps. La présence de roches plutoniques acides permet l'utilisation de la thermochronologie basse à moyenne température afin de reconstruire les trajets d'exhumation et contraindre les processus de dénudation à l'aplomb des complexes plutoniques. Ces roches intrusives cristallisent par ailleurs à différentes localisations et à des périodes différentes, ce qui permet l'étude de l'érosion sur plusieurs périodes de temps ainsi qu'à différentes localisations. Cela permet notamment de s'affranchir d'un éventuel biais climatique de l'étude, puisque le climat peut être différent d'une région à l'autre de l'archipel.

- L'étude des **relations tectonique-climat-érosion** à l'échelle de plus d'un million d'années en **contexte océanique** est très rare.
- Problématique : Comprendre les **moteurs et taux d'érosion** d'un **archipel océanique volcanique** depuis sa formation jusqu'à aujourd'hui.
- Méthode utilisée : **thermochronologie basse température** sur des **plutons de l'archipel de Kerguelen** (sud de l'océan Indien)

4. Contexte géologique

4.1. Contexte géodynamique

4.1.1. Histoire géodynamique

Le plateau océanique de Kerguelen est situé au sud de l'océan Indien en position intraplaque océanique Antarctique (Lat : 48°30'S à 49°50'S ; long : 68°30'E à 70°50'E) et est divisé en trois parties du nord au sud : le NKP (Northern Kerguelen Plateau), le CKP (Central Kerguelen Plateau), le SKP (Southern Kerguelen Plateau). Ce plateau d'origine volcanique s'est mis en place suite à l'activité du point chaud éponyme de Kerguelen dont l'activité a commencé en domaine continental il y a entre 130 et 120 Ma (Fig. 1.1; *Duncan, 2002*). Les premières manifestations du panache sont des basaltes de trapps caractéristiques d'un volcanisme effusif de type fissural, qui permet l'épanchement de grands volumes de magma en un temps très court. La première activité effusive est aujourd'hui localisée en Australie (Bunbury Basalts : 132 - 123 Ma et au nord-est de l'Inde (Rajmahal trapps, 117-118 Ma ; *Duncan, 2002*) et correspond temporellement à la phase initiale de rifting qui allait mener à la séparation de l'Australie, l'Inde et l'Antarctique du supercontinent Gondwana. Les premières manifestations du point chaud en domaine océanique sont attestées entre 119 et 112 Ma dans la zone SKP. C'est ensuite le CKP et Elan Bank (EB) qui se mettent en place autour de 105 Ma. Le plateau de Broken-Ridge est également lié à l'activité du point chaud et se forme lui peu de temps après le CKP, aux alentours de 100 à 95 Ma (Fig. 1.1). Cette chronologie est encore peu précise car les datations de basaltes sous-marins sont complexes (pauvre en potassium et/ou altérés) et donc assez rares à l'échelle du plateau.

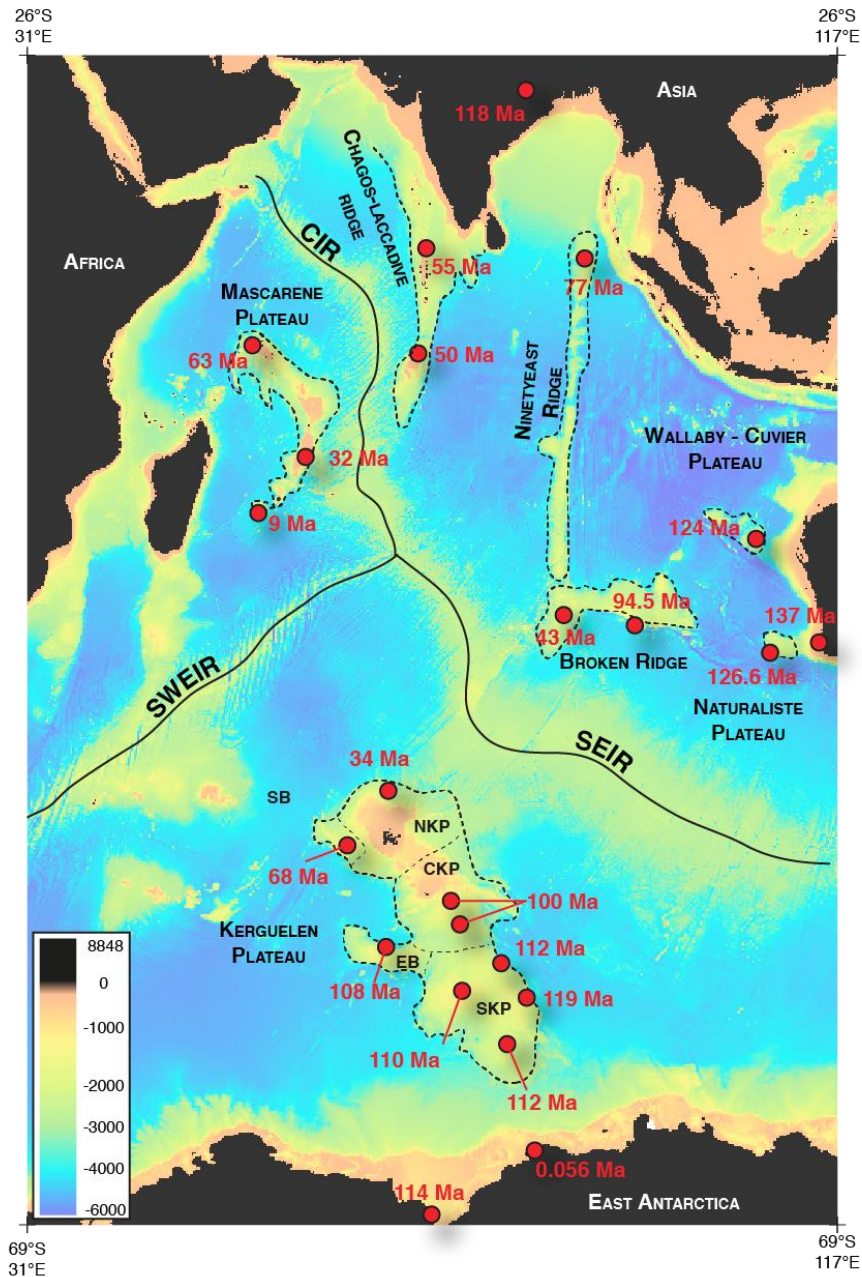


Fig. 1.1 : Âges Ar-Ar des roches magmatiques sous-marines et continentales liées à l'activité du point chaud de Kerguelen (Coffin et al., 2002 ; Duncan, 2002).

La ride Ninetyeast Ridge (NER) se forme entre 82 et 38 Ma et constitue les premières traces de l'activité du panache au niveau de la plaque indienne. C'est à la fin de cette période d'activité que la dorsale sud-est indienne (SEIR : South East Indian Ridge) s'initie (c.a. 45 et 40 Ma). Le plateau est alors fragmenté en deux parties, de part et d'autre de cette ride naissante qui le traverse. La partie nord-est forme le plateau de Broken-Ridge, tandis que la partie sud-ouest correspond au plateau de Kerguelen-Heard. La partie nord du plateau se met en place

durant la période précoce de la ride entre 40 et 35 Ma, alors que la SEIR commence à migrer vers le nord. L'archipel de Kerguelen constitue la partie émergée du nord du plateau et l'essentiel du relief est formé à l'Oligocène, entre 30 et 25 Ma (Nicolaysen *et al.*, 2000). La ride SEIR migre vers le nord-est avec une vitesse estimée entre 2 et 3,4 cm/an (Schlich, 1982). Les grandes étapes de formation du plateau Kerguelen sous la forme de cartes paléogéographiques extraites de Ponthus (2018) et couvrant la période entre 150 et 10 Ma sont présentées figure 1.2.

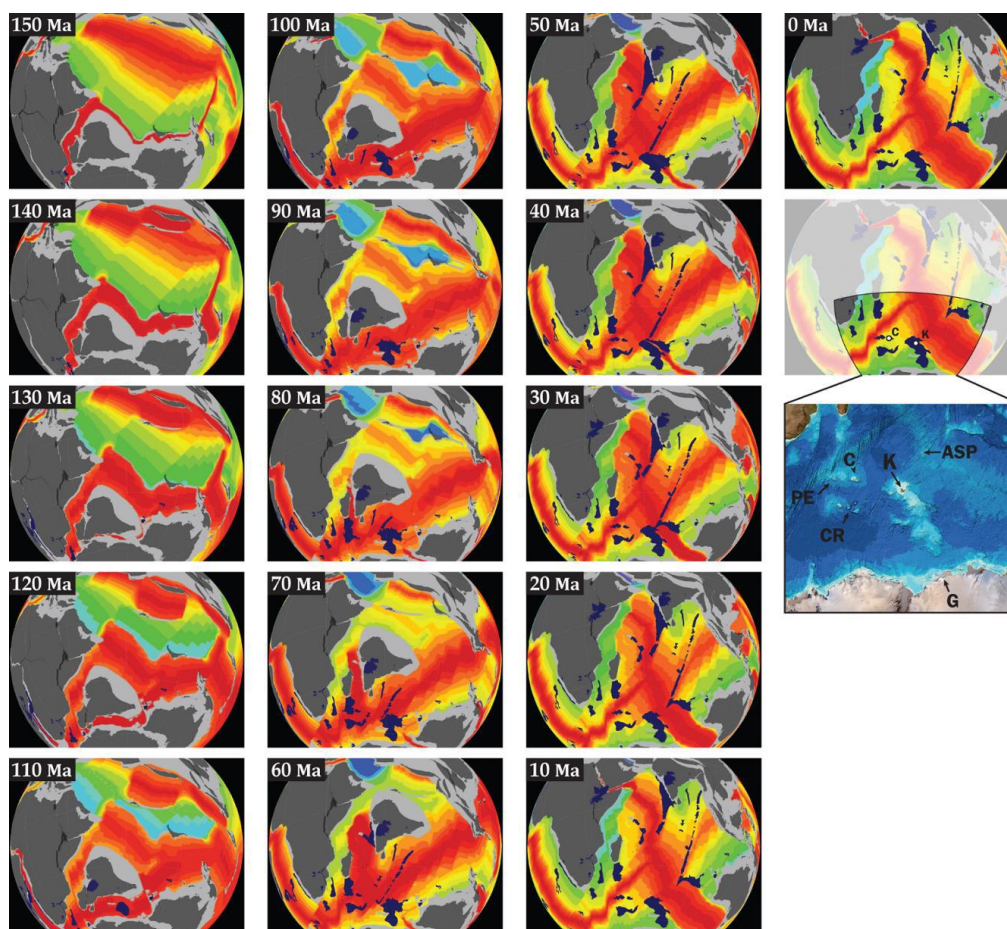


Fig. 1.2 : Reconstructions paléogéographiques de l'activité du point chaud de Kerguelen, d'après Ponthus, 2018).

- **Plateau océanique** de Kerguelen formé suite à l'activité du **point chaud de Kerguelen**, actif depuis **120 Ma**
- Il est **divisé en trois parties**, depuis le sud vers le nord : **SKP** ($\approx 120-100$ Ma), **CKP** (≈ 100 Ma) et le **NKP** ($\approx 70-30$ Ma)

4.1.2. Structure sismique de la croûte

Les campagnes sismiques effectuées sur le plateau de Kerguelen au début des années 1990 (Recq et al., 1990 ; Charvis et al., 1995) ont permis de déterminer la structure de la lithosphère, sous le plateau et sous l'archipel. La croûte océanique apparaît largement surépaissie ; sa partie supérieure est constituée de basaltes depuis la surface jusqu'à environ 8 à 9 km, et sa partie inférieure principalement de gabbros (Fig. 1.3).

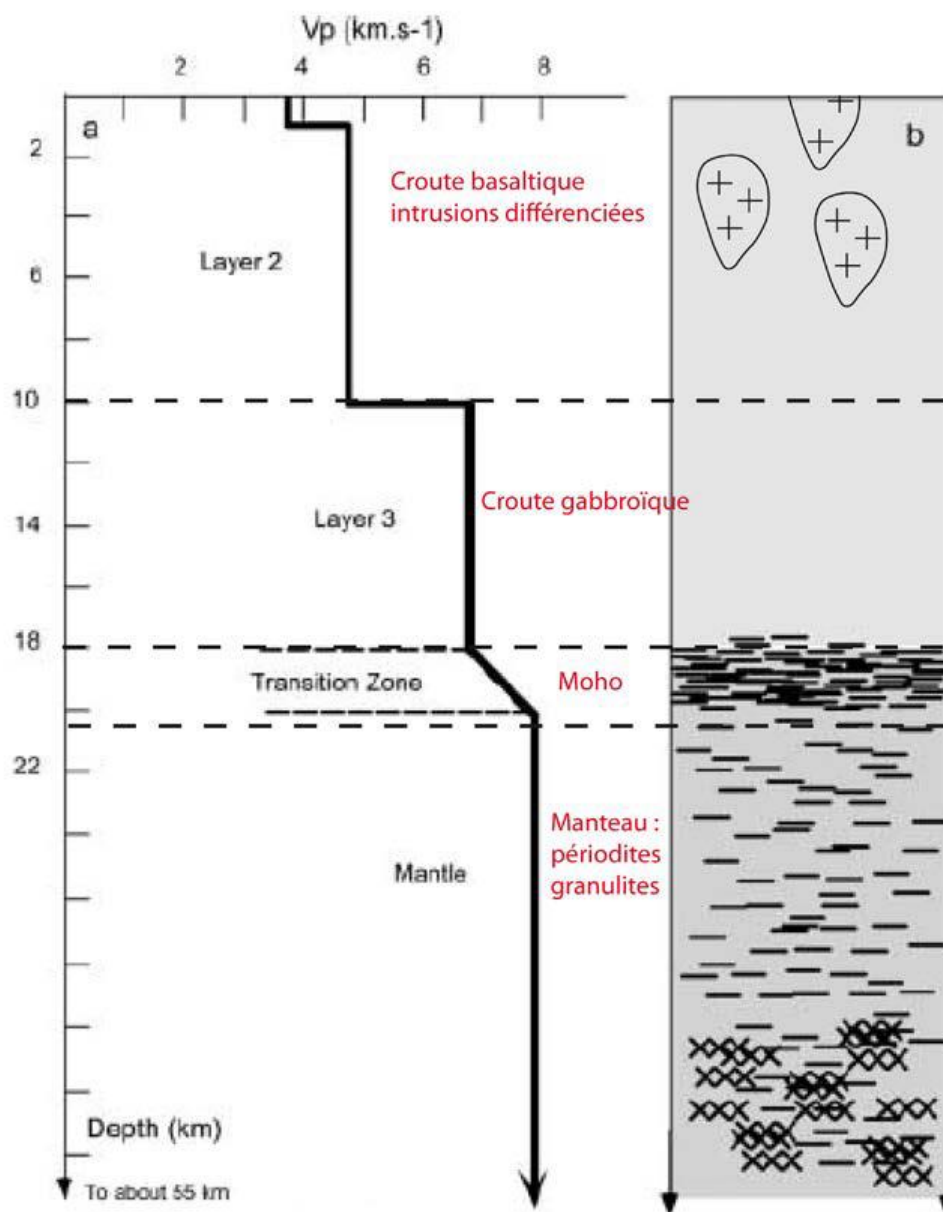


Fig. 1.3 : Structure sismique de la lithosphère du plateau de Kerguelen, modifiée d'après Grégoire et al. (2001)

Les vitesses sismiques mettent en évidence une zone de transition progressive entre la croûte et le manteau supérieur entre 18 et 20 km de profondeur, avec des vitesses sismiques plus faibles. L'étude des roches ultramafiques et mafiques en enclave dans les basaltes, roches profondes remontées à la faveur du volcanisme, a permis de mettre en évidence un sous-plaquage de magma important en base de croûte depuis la formation de l'archipel, aboutissant à cet épaissement crustal (Grégoire *et al.*, 2001).

- **Croûte océanique sur-épaissie** de ≈ 20 km
- **Sous plaquage** en base de croûte

4.1.3. Archipel de Kerguelen

La mise en place des îles Kerguelen a débuté il y a environ 30 Ma (Nicolaysen *et al.*, 2000), soit quelques $\approx 15-20$ Ma après le début de l'activité de la SEIR. Les marqueurs de l'activité tectonique sur l'île s'expriment au travers de nombreuses fractures orientées principalement selon deux directions préférentielles N120°-N130° et N30°-N40° (Fig. 1.4). Ces deux directions principales sont similaires aux directions de la fracturation du plancher océanique indien à travers l'activité de la SEIR (Fig. 1.1 et Fig. 1.4), des filons basaltiques marquent d'ailleurs ces directions. Ces directions privilégiées sont aussi celles des fjords et de certaines vallées (Giret *et al.*, 2003), ce qui est particulièrement visible dans la région du plateau central. Ce réseau de fractures est hérité de l'activité tectonique précoce ayant affecté l'archipel lorsqu'il était à proximité de la ride, et qui a peut-être continué depuis de façon sporadique. Actuellement, aucune activité tectonique active n'est connue. Il convient tout de même de préciser que dans un contexte lithologique tel que celui de Kerguelen (roches magmatiques), les marqueurs

tectoniques ne sont pas évidents à déceler, les basaltes étant de mauvais marqueurs de l'activité tectonique. Nous ne pouvons donc pas rejeter l'hypothèse d'une activité tectonique actuelle.

- **Réseau de fractures orientées N120° et N30°** sur tout l'archipel, qui correspondent aux directions de la SEIR et des failles transformantes associées
- **Hérité** de la formation de l'archipel, **il y a 30 Ma**, plus proche de la ride SEIR
- **Activité tectonique difficile à déterminer** sur cet archipel basaltique

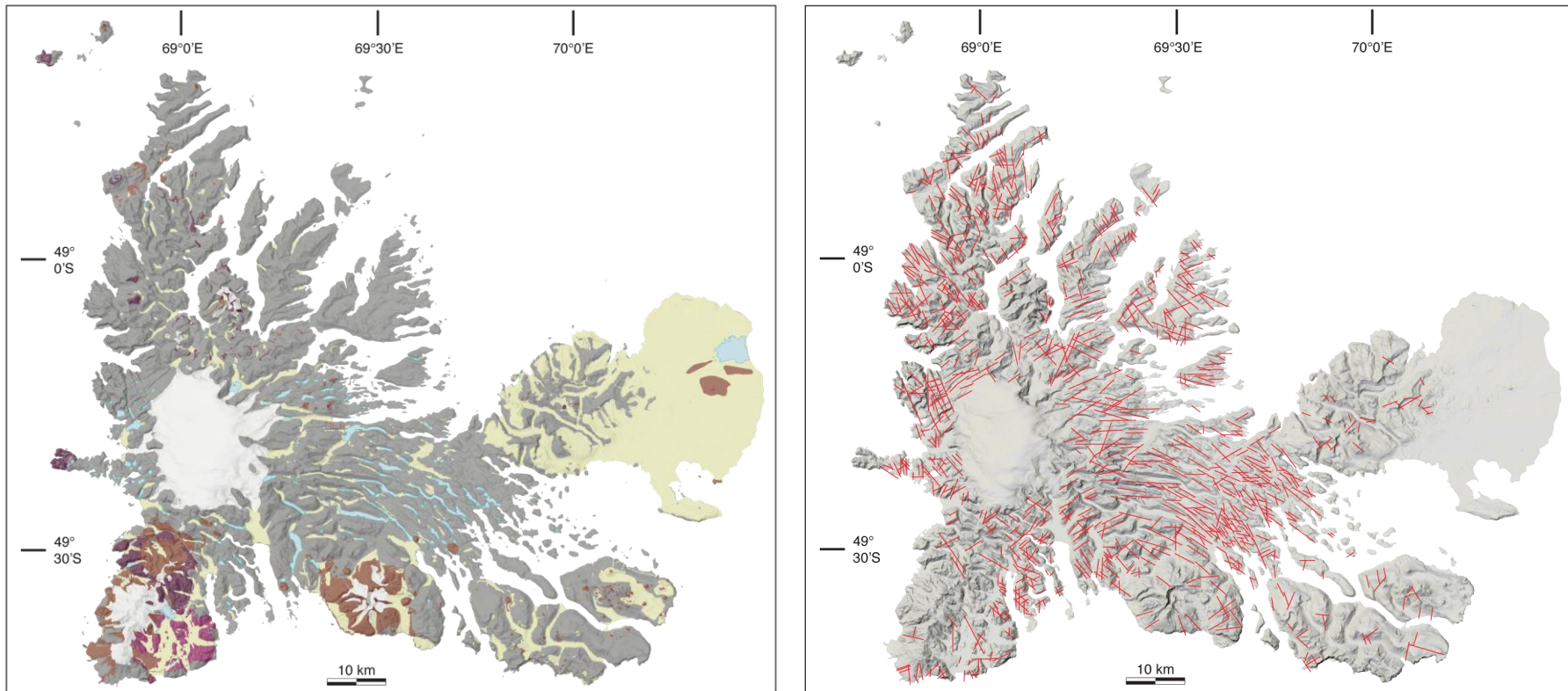


Fig. 1.4 : Carte géologique simplifiée (modifiée d'après *Cottin et al., 2011*) et principales fractures de l'archipel (modifié d'après *Cottin et al., 2011*; *Mathieu et al., 2011*)

4.1.4. Subsidence et soulèvement

Le plateau de Kerguelen subside à la même vitesse que la croûte océanique indienne autour du plateau (Frey *et al.*, 2003 ; Fig. 1.5).

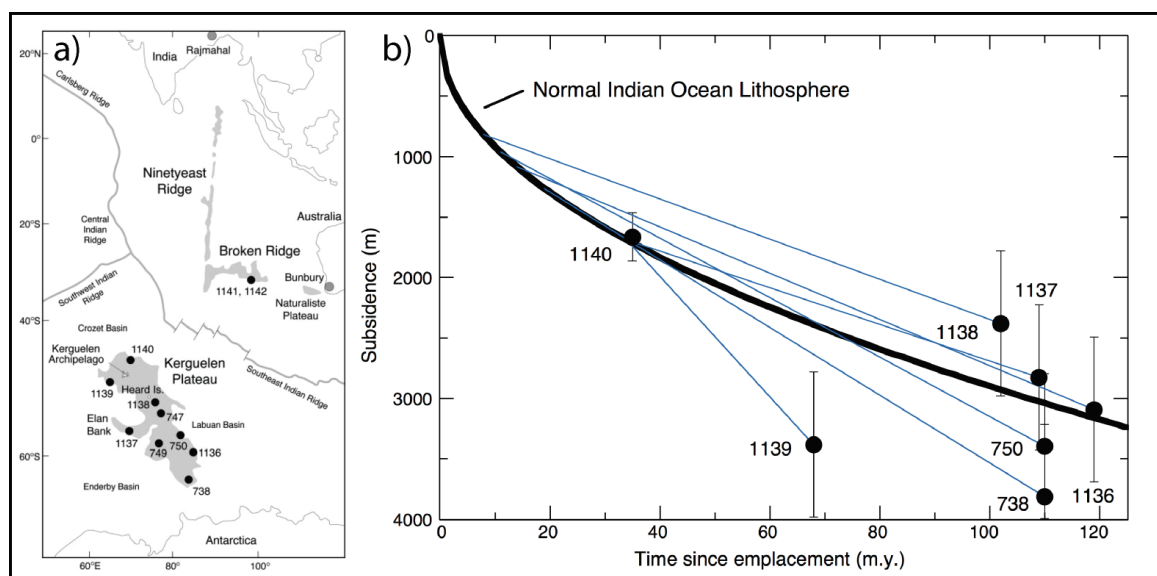


Fig. 1.5 : Subsidence de la lithosphère du plateau de Kerguelen, en comparaison à la croûte océanique Indienne : a) les points noirs indiquent la localisation des sites de forages ODP sur le plateau de Kerguelen ; b) comparaison entre la subsidence du plateau de Kerguelen et de la lithosphère océanique de la plaque Indienne classique ; d'après Frey *et al.*, (2003).

Il n'existe malheureusement que très peu d'indices sédimentaires permettant de retracer les mouvements de subsidence et/ou de soulèvement de l'archipel depuis sa formation. Cependant, l'un des gisements de sédiments marins daté au Miocène, situé au Mont Rond (Sud-Est de l'île), affleure actuellement entre les altitudes 70 et 150m (Philippe and Giret 1998; Giret *et al.* 2003). En considérant l'évolution eustatique d'Haq *et al.* (1987), l'élévation actuelle correspond au minimum à la baisse du niveau marin, ce qui indiquerait que l'archipel est resté stable dans le temps, et au maximum à une élévation pluri-hectométrique de l'île au cours du temps. Des plages récentes, notamment dans la péninsule Rallier du Baty, non datées de manière absolue mais datant du Quaternaire, sont actuellement surélevées à une centaine de mètres au-dessus du niveau marin. Là encore, en l'absence de datation absolue, cette surélévation peut soit correspondre à une baisse eustatique, soit à un soulèvement de l'archipel.

- **Le plateau océanique de Kerguelen subside** depuis sa formation, à la même vitesse que la subsidence de la croûte océanique Indienne
- **L'archipel est resté à la même altitude, ou s'est soulevé**
- Cette différence de mouvements verticaux reste **non expliquée à ce jour**

4.2. Contexte géologique de l'archipel de Kerguelen

4.2.1. Géographie et géologie

L'archipel de Kerguelen (49°15'S ; 69°30'E) est constitué de 49 îles et autant d'îlots couvrant une superficie totale de 7 215 km² (Fig. 1.6). 90% de la superficie est concentrée sur l'île principale de Grande Terre (distance nord-sud : 120 km et distance est-ouest : 130 km ; *Giret et al.* 2003 ; Fig. 1.6).

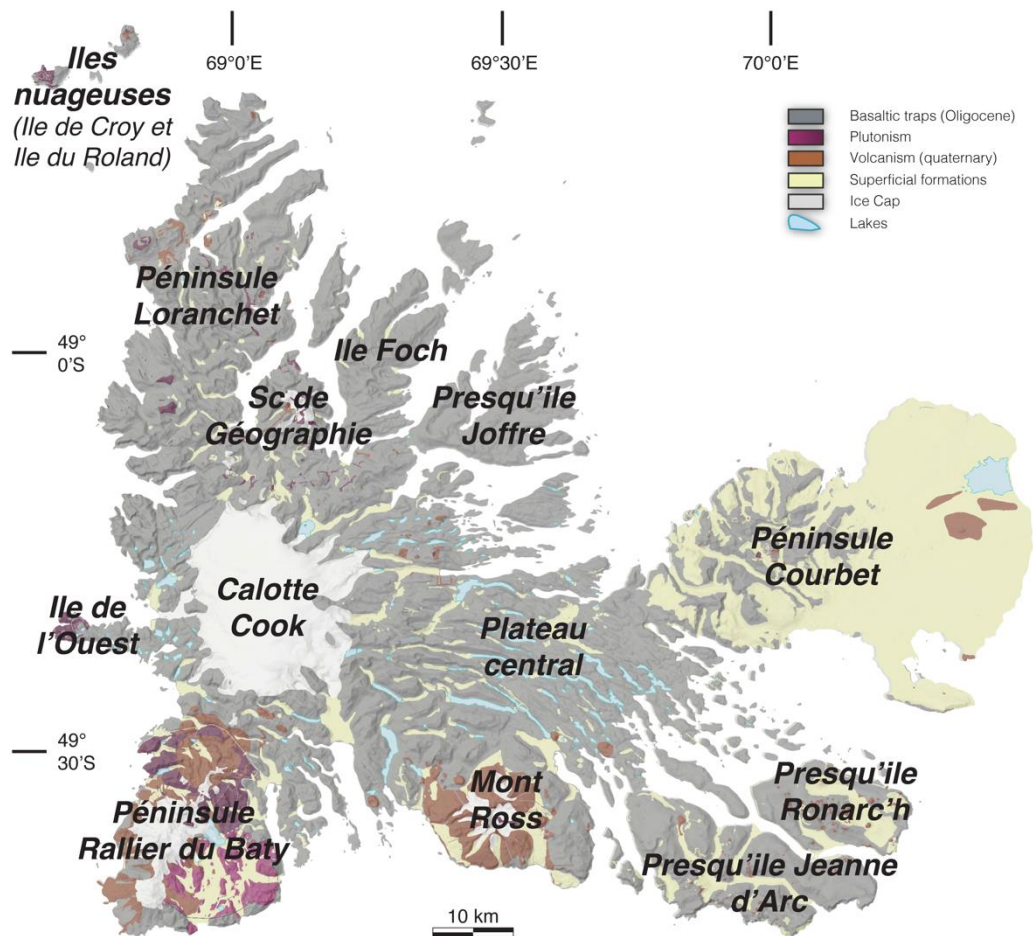


Fig. 1.6 : Carte géologique simplifiée de l'archipel de Kerguelen (modifiée d'après Cottin et al., 2011) et nomenclature des zones géographiques

4.2.1.1. Volcanisme

La lithologie principale est composée de basaltes de plateaux de type transitionnels à alcalins qui couvrent 80% de la superficie de l'archipel (Fig. 1.6). Ces formations basaltiques ont un pendage de 2 à 5° vers le SE et sont les témoins du volcanisme de type traps, associé à l'activité du point chaud de Kerguelen-Heard. Les laves les plus anciennes se trouvent dans la partie nord de l'île avec des âges entre $29,26 \pm 0,87$ Ma et $28,51 \pm 0,49$ Ma (Nicolaysen et al., 2000). Les basaltes des régions centrales et orientales (péninsule Courbet, péninsule Jeanne d'Arc et presqu'île Ronarc'h) sont plus jeunes, respectivement entre $26,0 \pm 1,0$ Ma et $24,53 \pm 0,29$ Ma (Nicolaysen et al., 2000 Fig. 1.7). Le taux de production magmatique a ensuite largement

diminué à partir de -25 Ma, en conséquence de l'éloignement progressif du point chaud de l'axe de la SEIR. Le taux de fusion étant devenu faible, le volcanisme devient sporadique et après une période de quiescence d'environ 15 Ma, il produit de faibles volumes de laves alcalines à très alcalines entre 10,2 et 6,6 Ma dans la partie sud-est de l'île principale (presqu'îles Ronarc'h et Jeanne d'Arc). Après une seconde période de quiescence, le volcanisme semble reprendre il y a $1,15 \pm 0,05$ Ma dans la péninsule Rallier du Baty (Dosso et al., 1979) ainsi qu'au Mont-Ross, un complexe volcano-plutonique actif entre ≈ 1 et $\approx 0,13$ Ma (Weis et al., 1998). Le volcanisme se poursuit dans la partie nord de la péninsule Rallier du Baty avec des coulées et produits explosifs datés entre 449 ± 7 ka (Données non publiées, Université de Saint-Etienne) et 26 ± 3 ka (Gagnevin et al., 2003). Le volcanisme historique le plus récent est concentré sur la partie sud-est de la péninsule Rallier du Baty, avec la mise en place de produits volcaniques différenciés (coulées de laves, ignimbrites trachytiques) à partir du pic Saint-Allouarn (Fig. 1.7 ; sommets englacés de la partie est de la péninsule Rallier du Baty). Deux coulées trachytiques historiques émises de ce volcan ont été datées autour de 1 ka (Données non publiées, Université de Saint-Etienne). L'activité volcanique s'exprime aussi par la présence de fumerolles dans la partie sud de la péninsule Rallier du Baty, proche du pic Saint-Allouarn (Fig. 1.7), tout comme à l'île Heard, situé à 500 km au sud-est, l'archipel de Kerguelen doit être considéré comme actif et représente l'activité actuelle du point chaud.

- **L'essentiel du volcanisme est formé de basaltes de plateaux de type traps, formé entre 30 et 25 Ma, ensuite il devient sporadique**
- Présence de volcanisme effusif in-situ sous-saturé dans la partie SE de l'archipel
- Le volcanisme explosif et effusif **reprend au Quaternaire, dans la péninsule Rallier du Baty et au Mont Ross.**

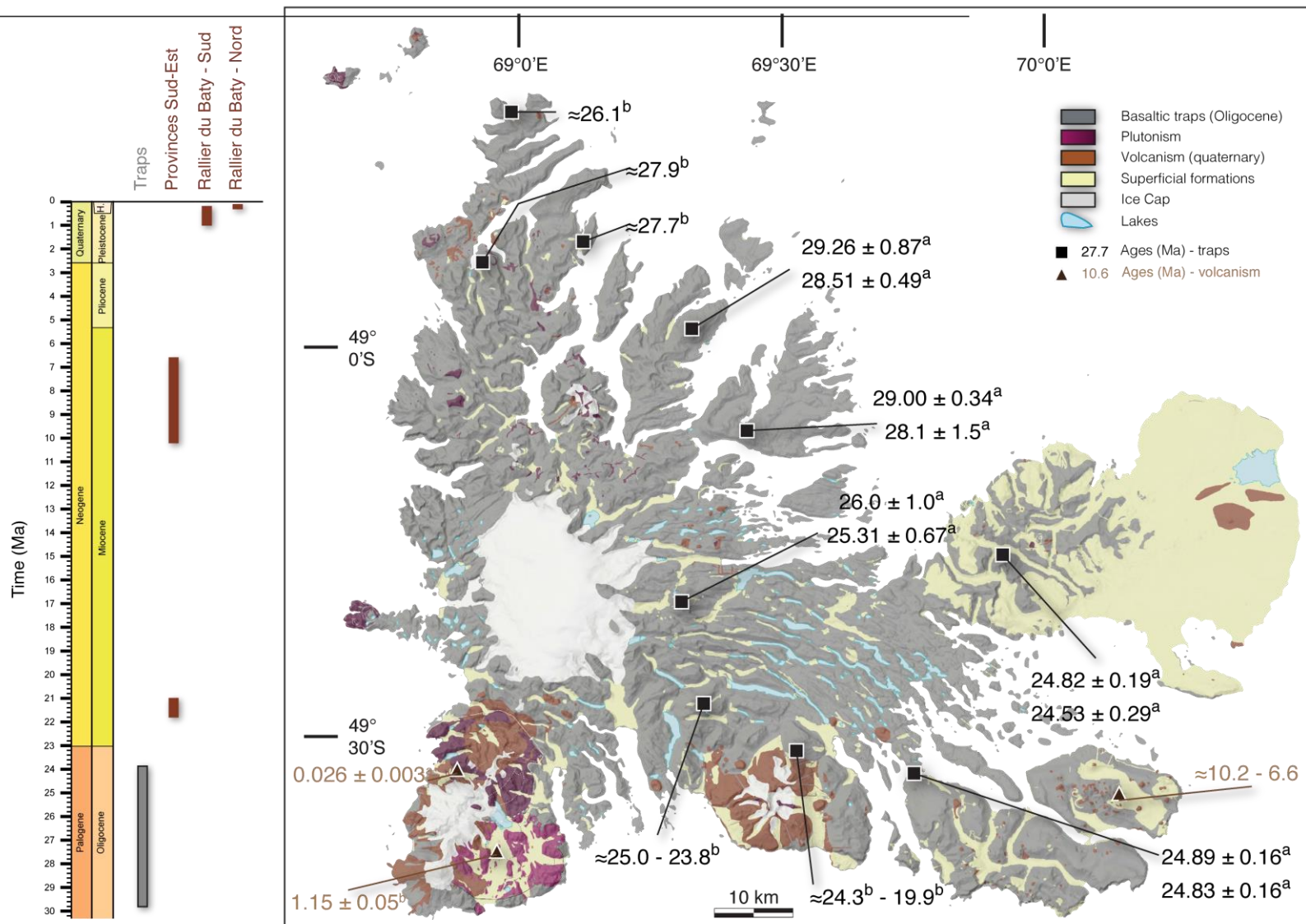


Fig. 1.7 : Âges des basaltes de plateaux à Kerguelen (d'après Dosso et al., 1979 ; Nougier et al., 1983 ; H. Leyrit 1992 ; Nicolaysen et al., 2000 ; Doucet et al., 2002 ; H. Annet 2005) ; a) datations Ar-Ar sur mésostase, b) datations K/Ar sur roche totale. Carte géologique simplifiée de l'archipel de Kerguelen (modifiée d'après Cottin et al., 2011)

4.2.1.2. Plutonisme

Une des particularités géologiques des îles Kerguelen est la présence d'une quantité importante de roches plutoniques (Fig. 1.8), notamment parmi les termes les plus acides tels que les granites et syénites, roches inhabituelles dans un contexte de magmatisme de point chaud en domaine océanique. Ces intrusions de tailles variées sont dispersées sur l'archipel et représentent 20% de sa surface actuelle, soit sous forme de pluton ou de sills intrusifs entre les coulées basaltiques. Les massifs plutoniques comportent la plupart du temps des termes peu évolués (gabbros) associés à des termes évolués (syénites). Ces intrusions se sont mises en place durant trois périodes distinctes (Fig. 8).

Les premières intrusions de type gabbroïques à syénitiques se mettent en place à la fin du volcanisme à l'origine des épanchements basaltiques qui forme la majorité de l'archipel (Fig. 1.8). Il s'agit du massif des Montagnes Vertes situé dans la péninsule Courbet daté entre 26 ± 3 et $22,7 \pm 0,8$ Ma (K/Ar roche totale, *Giret and Lameyre, 1983*) et du massif de Val Gabbro daté à $24,25 \pm 0,15$ Ma (U/Pb zircon, *Scoates et al., 2008*). L'activité plutonique cesse ensuite pendant plusieurs millions d'années avant de reprendre aux alentours de 17 Ma avec la mise en place de plusieurs complexes plutoniques de petite taille (quelques km² au maximum) dispersés sur tout l'archipel (Fig. 1.8). Le pluton de l'île de l'Ouest est situé à l'extrémité occidentale de l'île et est daté entre $16,6 \pm 0,9$ Ma ; $14,7 \pm 0,4$, $14,3 \pm 0,4$ et $12,4 \pm 0,7$ Ma (K-Ar roche totale, *Dosso et al., 1979 ; Giret et Lameyre, 1983*). Le pluton de la Société de Géographie, daté à $13,7 \pm 0,14$ Ma (Giret et Lameyre, 1983), intrude les basaltes oligocènes du nord-ouest de l'archipel. Le plus récent de ces complexes est celui des Monts Ballons, daté à 17 ± 1 Ma, $12,7 \pm 0,2$ Ma (Giret et Lameyre, 1983) et plus récemment à $12,95 \pm 0,11$ par la méthode U/Pb sur zircon (Loftus et al., 2011), et situé dans l'ouest de la partie centrale de l'île (Giret et Lameyre, 1983). A cette même

période, plus au sud dans la province Rallier du Baty (Fig. 1.8) commence la mise en place des deux plus grands complexes plutoniques de l'archipel à $13,74 \pm 0,2$ Ma (Ponthus, 2018). L'activité plutonique va continuer jusqu'à environ 5 Ma (Dosso et al., 1979) dans la partie nord de la province Rallier du Baty. Les intrusions les plus récentes sont localisées au niveau du volcan du Mont-Ross (gabbro à syénite), qui sont datées entre 640 ± 50 ka et 230 ± 80 ka (K/Ar roche totale, Weis et al., 1998). Dans le cadre de ce travail, les complexes étudiés sont ceux des Montagnes Vertes, de l'île de l'Ouest, de l'île de Croy (Iles Nuageuses) et les deux complexes de la péninsule Rallier du Baty. Ces complexes ont tout d'abord été choisis car ils sont dispersés sur tout l'archipel : le pluton des Montagnes Vertes est situé dans la partie est de l'île, tandis que les plutons des îles nuageuses, de l'île de l'Ouest et de la péninsule Rallier du Baty sont répartis du nord au sud sur le flanc ouest de l'archipel. Ils présentent également l'avantage d'avoir des âges de mise en place différents, depuis ≈ 23 Ma jusqu'à ≈ 5 Ma, ce qui permet de contraindre l'exhumation des plutons dans différents contextes climatiques au cours du temps. Le contexte géologique détaillé de ces zones sera explicité dans la suite de ce manuscrit.

- **Abondance et nature des roches plutoniques : particularité à Kerguelen**, en comparaison aux autres îles océaniques
- **20% de l'archipel** : complexes plutoniques, surtout **différenciés** (syénites)
- Plutonisme sous forme **d'évènements sporadiques** tout le long de la vie de l'archipel
- **Plus grand** complexe plutonique de l'archipel : **péninsule Rallier du Baty**

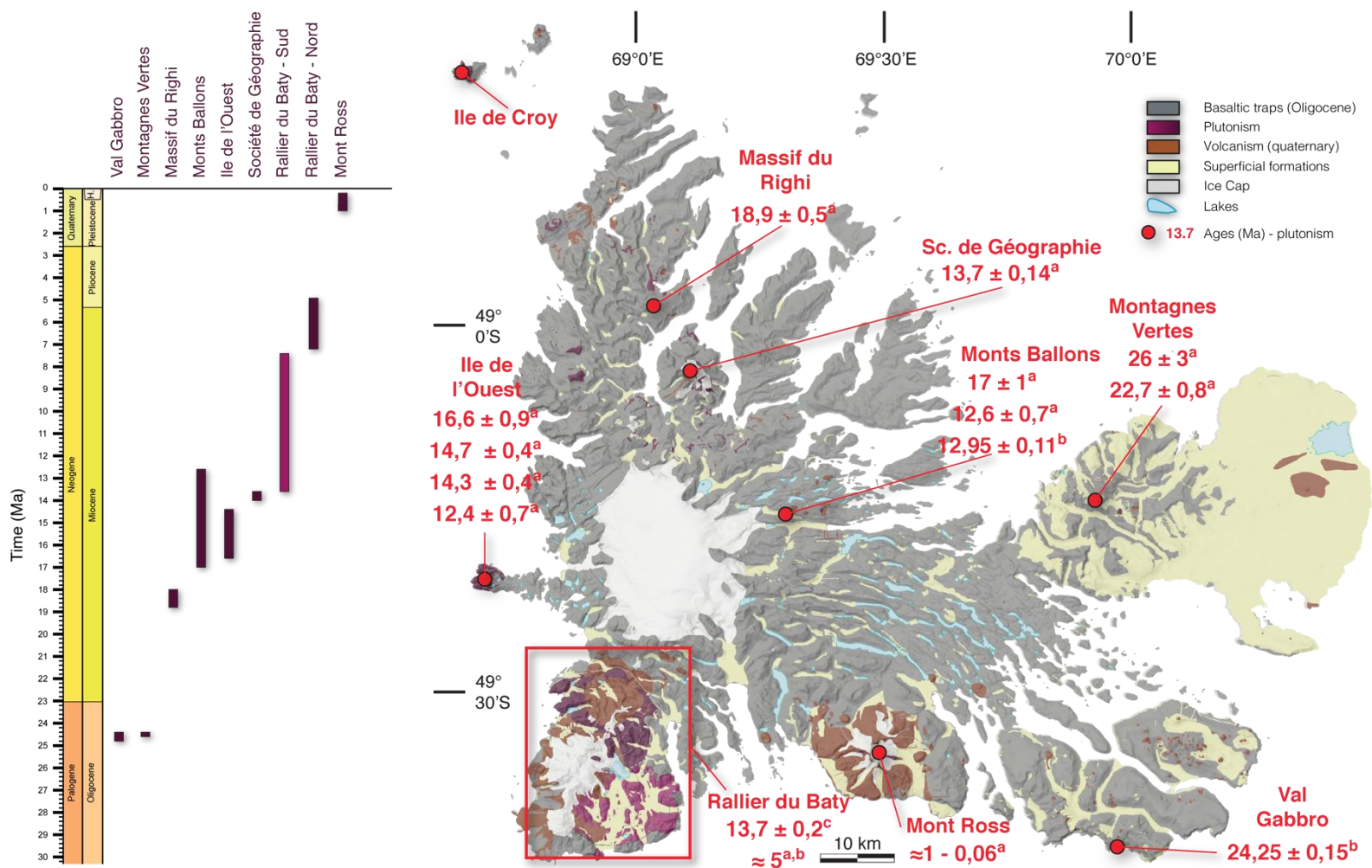


Fig. 1.8 : Ages du plutonisme à Kerguelen (d'après Lameyre et al., 1976 ; Dosso et al., 1979 ; Giret and et Lameyre, 1983 ; Ponthus, 2018 ; Loftus et al., 2011); a) datations K-Ar sur roche totale, b) datations U/Pb sur zircons. Carte Géologique simplifiée de l'archipel de Kerguelen (modifiée d'après Cottin et al., 2011)

4.2.1.3. Roches sédimentaires

Les roches sédimentaires sont très peu représentées sur l'archipel (Fig. 1.6, page 8), principalement en raison de l'érosion glaciaire et torrentielle qui limite la conservation des dépôts. La taille ainsi que la morphologie disséquée de l'archipel sont également un frein à la sédimentation puisque le matériel magmatique érodé est très rapidement évacué en mer à la faveur des grands fjords. Des gisements de lignite centimétriques à décimétriques associés à des séries sédimentaires silico-clastiques intercalées entre les séries volcaniques Oligocènes et Miocènes sont recensés, principalement dans la partie nord de l'île (Giret *et al.*, 2003). Ces niveaux sont tous datés de manière relative, et ont un âge situé entre 30 Ma (âge maximal qui correspond à l'initiation de l'édification de l'île) et 10 Ma (âge minimal qui correspond à des niveaux volcaniques postérieurs à la sédimentation). Ces dépôts caractérisent la présence de matière organique issue de la décomposition d'arbres de type Cupressacées et Araucariacées. Les gisements sédimentaires d'origine marine sont au nombre de trois, situés dans la partie sud-est de l'archipel (Presqu'îles Ronarc'h, Jeanne d'Arc et Prince de Galles). Le gisement le plus important montre une section d'environ 70 m de hauteur et est composé de sables et grès fossilifères à mollusques et crustacés correspondant à une faune littorale, qui ont été datés au Miocène inférieur à moyen par chronologie relative et reconnaissance des fossiles. La datation relative est corroborée par la datation absolue K/Ar des coulées de basaltes sous- et sus-jacentes (20 Ma et 9,3 - 8,4 Ma ; Lauriat-Rage *et al.*, 2002 ; Nougier *et al.*, 1983).

De nombreux dépôts morainiques affleurent par ailleurs, dispersés dans les vallées sur tout l'archipel, que ce soit par exemple à l'ouest dans la péninsule Rallier du Baty ou au sud près du volcano-pluton du Mont Ross. Une plaine d'épandage, située à l'extrémité orientale de l'archipel, est par ailleurs le dépôt fluvioglacière le plus étendu de l'île. Cette vaste plaine (~800

km²) d'épandage très probablement quaternaire est située à des altitudes à peine plus élevées que le niveau marin (quelques mètres tout au plus).

- **Peu de roches sédimentaires**
- La plupart sont des **moraines** dispersées sur l'archipel
- **Plus vaste dépôt : une plaine d'épandage fluvio-glaciaire** située dans **la partie NE** de l'archipel

4.2.1.4. Géologie structurale

Les marqueurs de l'activité tectonique sont difficiles à identifier dans les roches basaltiques, particulièrement dans ce contexte géographique/climatique : d'une part par la rareté des missions de terrains effectuées dans un lieu difficile d'accès, d'autre part par la lithologie basaltique peu propice à la préservation de figures tectoniques et au manque de niveaux repères, et enfin à cause de l'érosion glaciaire quaternaire qui a recouvert la plupart des reliefs de dépôts glaciaires récents, couvrant les flancs, fonds ou les sommets de vallées. Néanmoins, les études de terrain et l'analyse des images aériennes et satellitaires montrent de nombreuses fractures et veines orientées qui forment un réseau découpant tous les basaltes à l'échelle de tout l'archipel (Mathieu *et al.*, 2011 ; Nougier, 1970 ; Leyrit, 1992 ; Fig. 1.9). Cependant, aucun déplacement associé à ces réseaux de fractures n'est observé sur le terrain pour ces structures qui pourraient être héritées de l'histoire tectonique ancienne de la croûte océanique (environ 40 Ma).

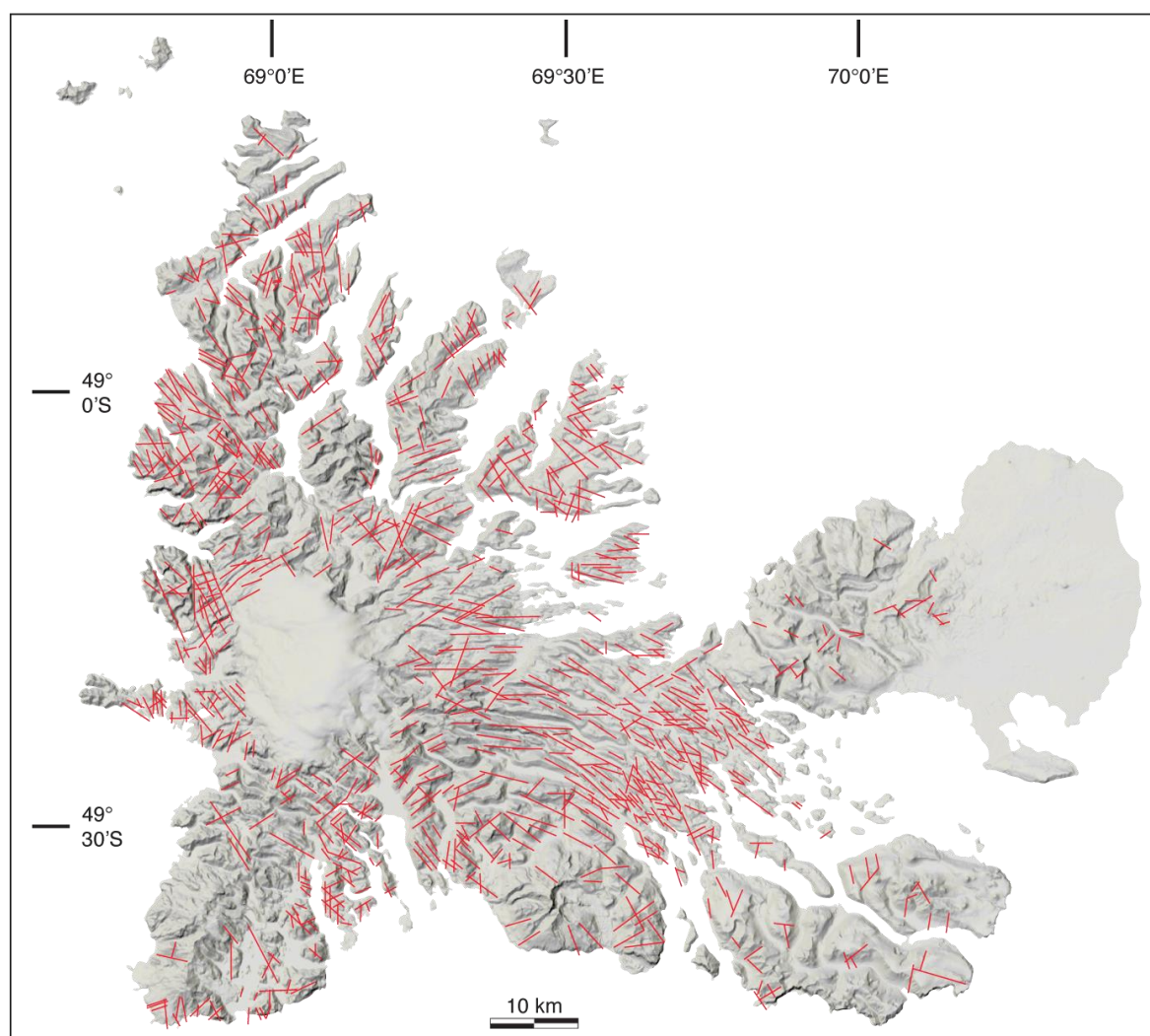


Fig. 1.9 : Principales fractures de l'archipel (modifié d'après Cottin et al., 2011; Mathieu et al., 2011)

D'autres évidences géomorphologiques ont été interprétées comme suggérant la présence de grandes failles ; par exemple les falaises rectilignes sur de grandes distances et abruptes de plusieurs centaines de mètres découpant la côte de l'archipel à certains endroits ou encore les directions de certaines grandes vallées ou fjords (Nougier, 1970, Fig. 1.9). Seuls quelques rares dépôts sédimentaires de la province sud-est montrent localement des décalages attestant d'un évènement tectonique, mais sans réelle chronologie possible avec l'histoire géologique de l'archipel (Leyrit, 1992). Certains auteurs ont aussi proposé une structuration de l'archipel à la faveur de mouvements tectoniques, formant une série de compartiments de blocs basculés

d'ouest en est, comme des touches de pianos, sur la base des variations de pendages des coupes de basaltes à travers l'archipel (Giret *et al.*, 2003 ; Nougier, 1970 ; Verdier *et al.*, 1988). Cette hypothèse s'appuie sur l'observation de quelques structures d'effondrement d'origine tectonique (graben, coulées repères décalées) d'un rejet de quelques centaines de mètres, suggérant aussi des mouvements différentiels entre compartiments. Cependant, aucune chronologie sur cet événement tectonique n'existe et aucune étude plus récente n'a permis de discuter cette hypothèse.

- **Pas de mouvements associés aux fractures** présentent sur l'archipel
- Tectonique locale, et **mouvements verticaux sous formes de blocs** a été **suggéré** pour expliquer les **différences de topographie** sur l'archipel, souvent appelé « mouvements en touches de piano »

4.2.2. Climat actuel de l'archipel de Kerguelen

L'archipel est situé à moyenne latitude (Lat : 48°30'S à 49°50'S ; long : 68°30'E à 70°50'E), en climat océanique sub-polaire, dans une zone dominée par des vents d'ouest également appelée « westerlies ». La vitesse moyenne du vent, mesurée à la station Port-aux-Français (PAF ; Fig. 1.10), c'est-à-dire dans la partie orientale de l'île, varie de 36 à 72 km.h⁻¹ et peut atteindre 200 km/h⁻¹ en rafales (Verfaillie, 2014). Il n'y a pas de station de mesure de la vitesse moyenne du vent dans la partie ouest de l'archipel, cependant, les scientifiques ayant séjourné dans les deux parties de l'île attestent de conditions météorologiques beaucoup plus venteuses dans la partie ouest. Les précipitations témoignent de cette forte inégalité climatique entre l'est et l'ouest, avec une pluviométrie moyenne annuelle de 700 mm dans la partie est et de plus de 3000 mm dans

la partie occidentale de l'archipel (Fig. 1.10). Cette inégalité est due à un effet de la topographie de l'archipel marqué par des reliefs importants coté occidental, provoquant un effet de foehn important. La température moyenne annuelle mesurée à PAF est de 5°C, les températures oscillant de -1°C à 10°C. Enfin, les variations de température et de précipitations en fonction des saisons sont relativement faibles (Verfaillie, 2014).

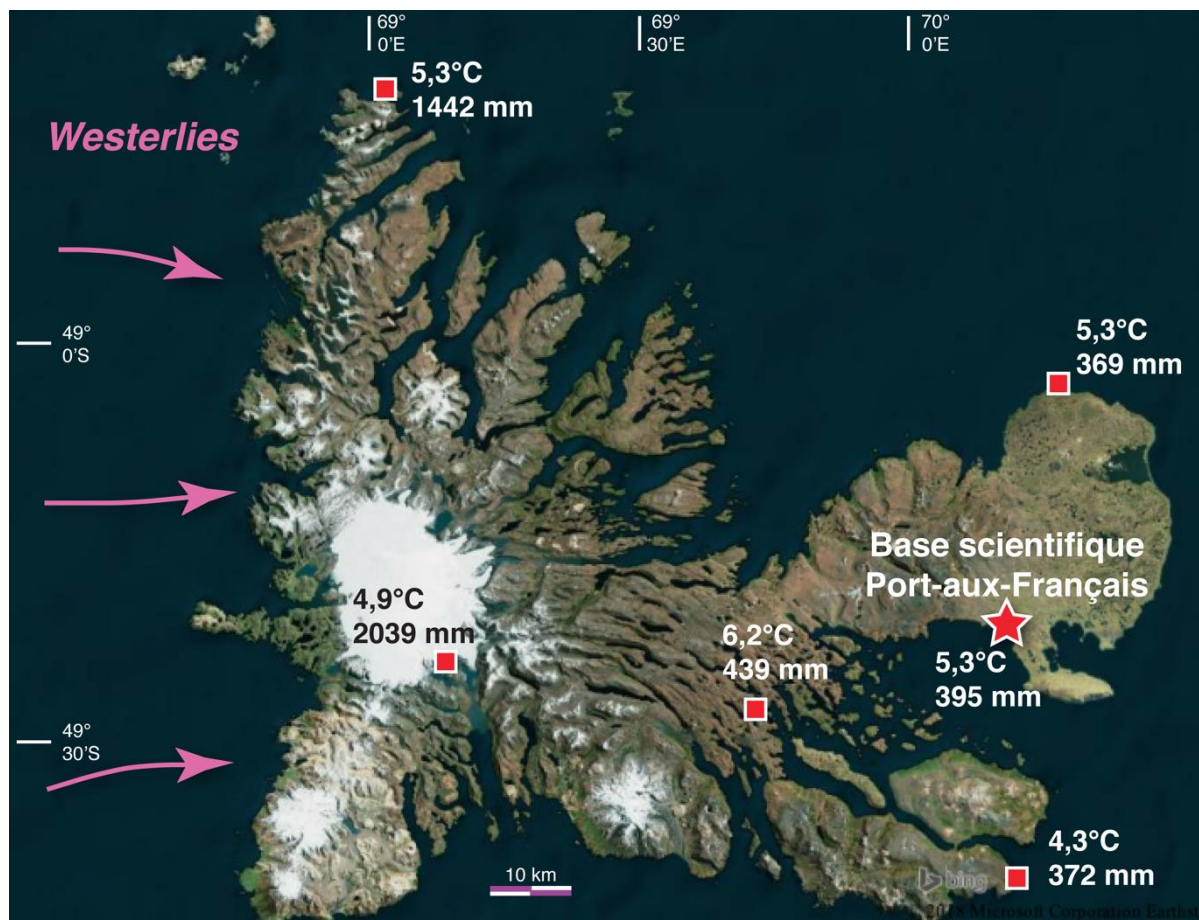


Fig. 1.10 : Relevé météorologiques des 6 stations installées sur l'archipel de Kerguelen, d'après Verfaillie (2014) : températures moyennes et précipitations cumulées sur la période 15/02/2012 à 09/07/2012. Localisation de la base scientifique de Port-aux-Français, photo satellite de l'archipel de Kerguelen provenant de www.bing.com

La rareté des enregistrements sédimentaires présents sur l'archipel ne permet pas d'obtenir une reconstruction paléo-environnementale précise et de reconstituer avec précision le climat passé à l'échelle de plusieurs millions d'années sur l'île. Cependant, les arbres fossiles d'Araucariacées et de Cupressacées (Philippe and Giret, 1998), ainsi que les fossiles marins

animaux attestent d'un climat chaud et humide de type tropical depuis la formation de l'île à l'Oligocène et jusqu'au Miocène moyen (Fig. 1.11). Ce climat était la résultante d'un climat global plus chaud, et également de la position paléogéographique de l'archipel, situé à des latitudes plus faibles qu'aujourd'hui (Fig. 1.11), vers 44°N lors de sa formation il y a 30 Ma (Antretter et al., 2002).

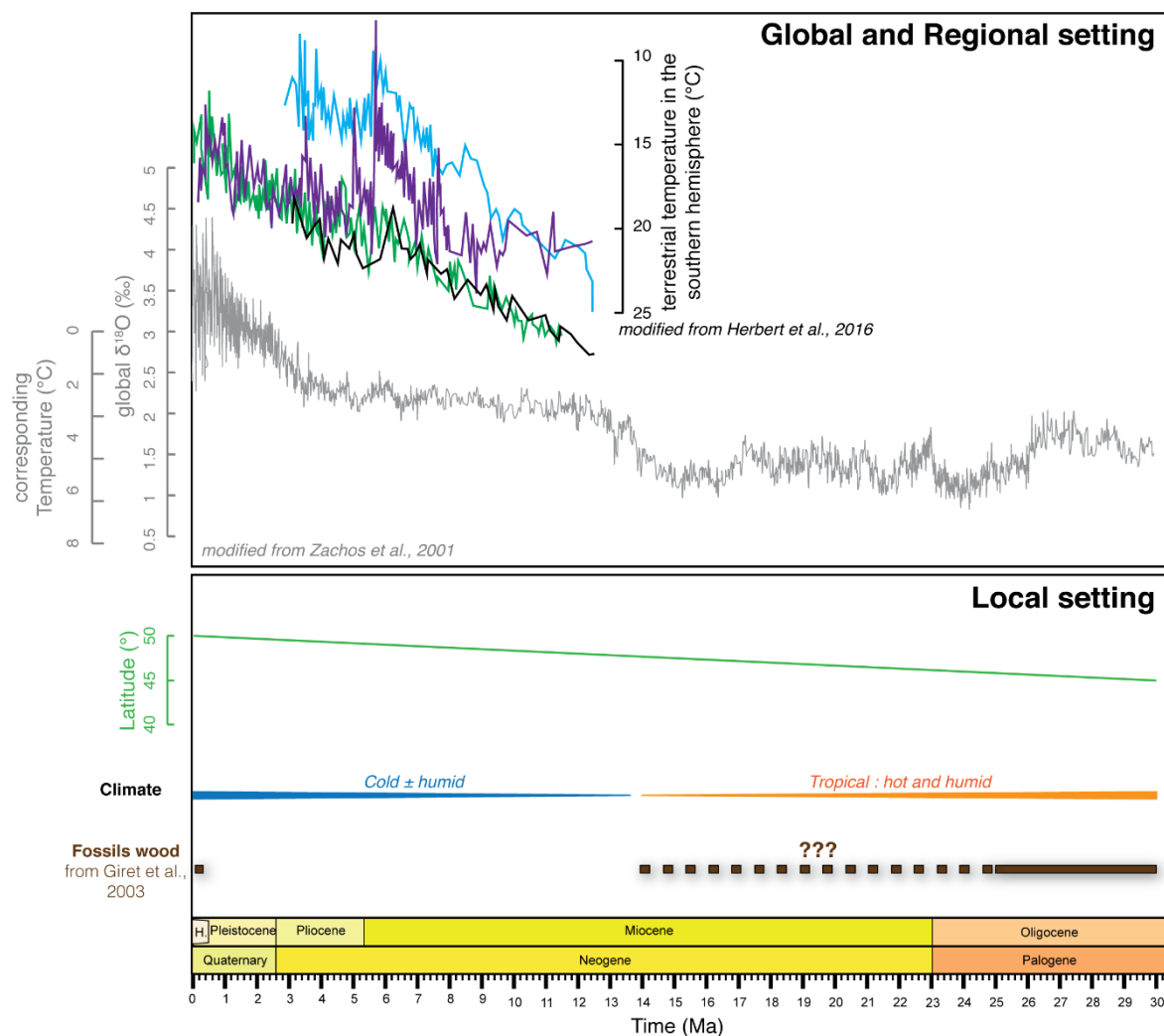


Fig. 1.11 : Frise chronologique présentant le contexte climatique global et local : reconstruction des températures terrestres globales dans l'hémisphère sud (Herbert et al., 2016), évolution du $\delta^{18}\text{O}$ global et de la température des océans (Zachos, 2001), évolution de la position paléogéographique de l'archipel, contexte climatique simplifié et âges de bois fossiles recensés sur l'île (Giret et al., 2003)

Du Miocène au Quaternaire, aucun enregistrement fossile n'est recensé sur l'archipel.

Des arbres fossiles similaires à ceux retrouvés à l'Oligocène sont à nouveau retrouvés dans des

conglomérats et moraines Quaternaires (Fig. 1.11). *Philippe et Giret (1998)* proposent l'hypothèse d'une recolonisation lors des épisodes de réchauffement au Quaternaire, notamment lors du stade MIS 3 (Marine Isotopic Stage) entre 40 ka et 30 ka.

- Climat d'abord chaud et humide (tropical) à l'Oligocène, évolue vers un climat froid et humide au cours du Miocène
- **Climat actuel froid et humide**, glaciers permanents
- **Gradient climatique fort d'Ouest en Est** : pluviométrie et intensité des vents plus élevés à l'Ouest

4.2.3. Géomorphologie

4.2.3.1. Relief

La morphologie de surface est principalement la conséquence de l'activité magmatique et de l'érosion, majoritairement glaciaire, qui a façonné le relief actuel (Fig. 1.12). L'héritage tectonique a également largement influencé l'érosion et les directions des vallées notamment. Le volcanisme de trapps a formé les plateaux actuels, avec une altitude moyenne de 800m au-dessus du niveau marin (Fig. 1.13). Ces plateaux sont entaillés par de nombreuses vallées, qui pour la plupart ont une morphologie en auge caractéristique de l'érosion glaciaire (*Aubert de La Rüe 1932 ; Nougier, 1970 ; Fig. 1.14 - 1.15*).

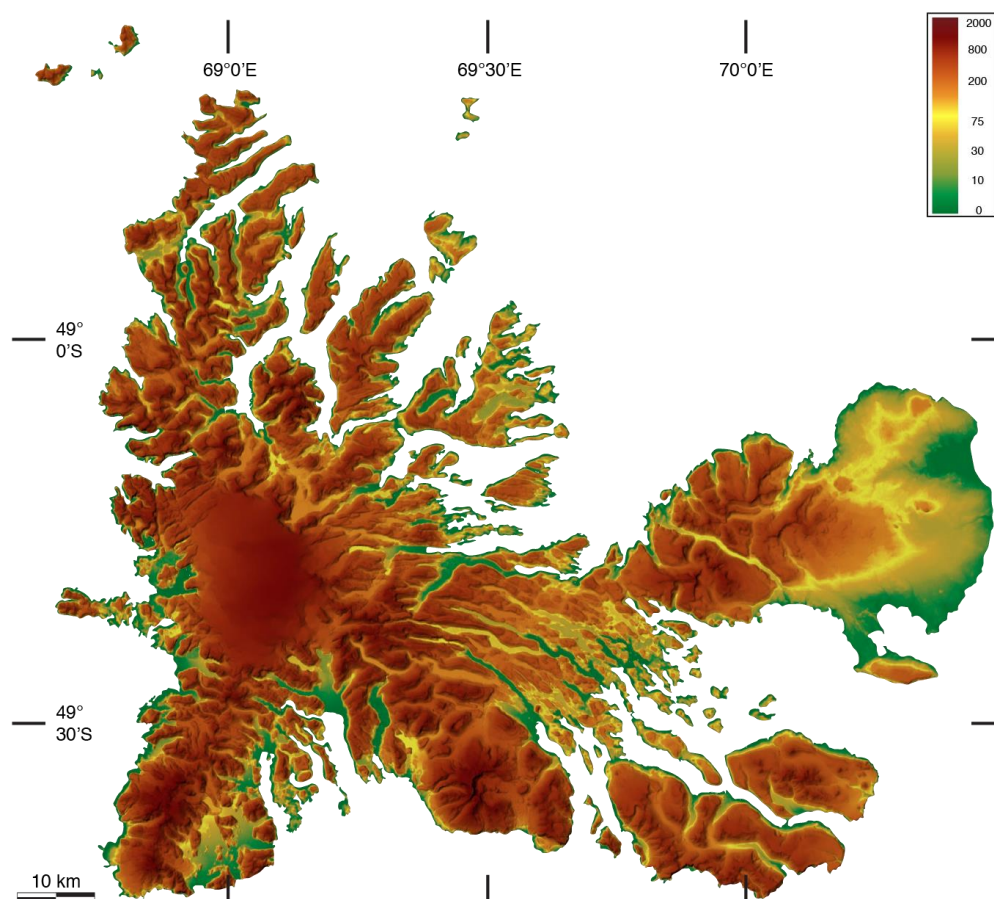


Fig. 1.12 : Topographie de l'archipel de Kerguelen, MNT à 45 m fourni par B. Moine

Le relief actuel est relativement hétérogène, les points les plus hauts étant tous localisés dans la partie occidentale, à l'exception du point culminant de l'île, le Mont Ross, le complexe volcano-plutonique le plus récent de l'île, qui atteint une altitude de 1850 m au-dessus du niveau marin. Les autres points les plus élevés sont la calotte Cook qui culmine à 1050m d'altitude, et la crête englacée de la péninsule Rallier du Baty qui culmine à 1200 m d'altitude. Dans la partie nord-ouest, les sommets de la société de Géographie et d'autres massifs variés atteignent également ≈ 1000 m d'altitude. L'érosion est également importante sur les côtes, ce qui confère à l'archipel une morphologie extrêmement dentelée avec notamment de nombreux fjords dans la zone du Plateau Central. Cette zone est par ailleurs formée de basaltes de plateaux qui affleurent à quelques centaines de mètres seulement, ce qui est moins élevé que sur le reste de

l'archipel. Enfin, la partie nord-est de l'archipel est formée d'une large plaine d'épandage fluvio-glaciaire quaternaire, située à des très faibles altitudes (moins de 100 m).



Fig. 1.13 : Photographie de la plaine des Moraines (ph : B. moine)

- Géomorphologie marquée par l'**érosion glaciaire récente Quaternaire**
- **Plateaux basaltiques tabulaires situés à 600m** au-dessus du niveau marin entaillés par des vallées plus ou moins incisées (fluviales et glaciaires, plus larges)

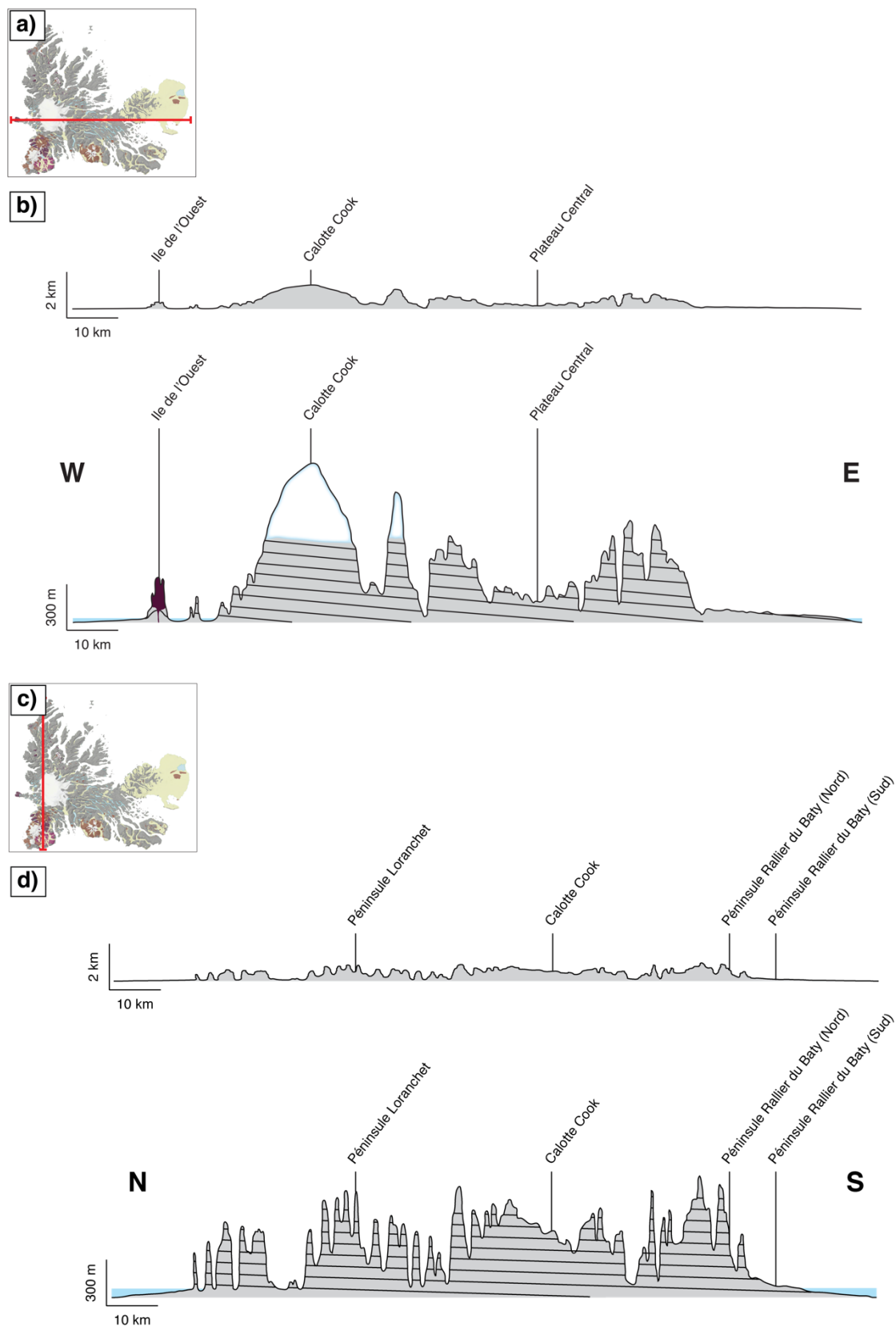


Fig. 1.14 : Profils topographiques de l'archipel de Kerguelen est-ouest et nord-sud.

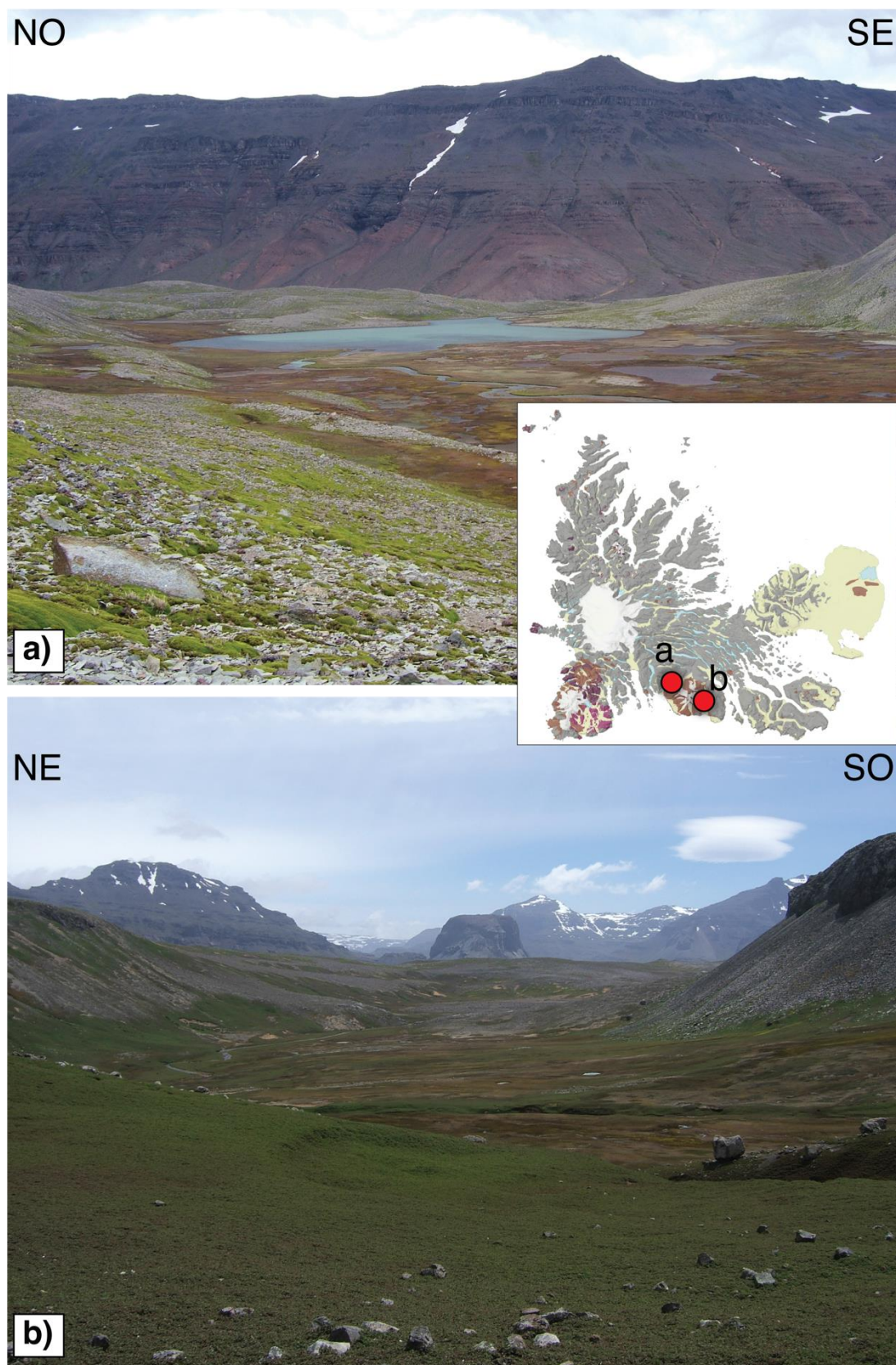


Fig. 1.15 : Photographies illustrant le relief de l'archipel ; a) vallée glaciaire : les ponces d'aspect jaunâtre se sont déposées sur les moraines grisâtres quaternaires, nord-ouest du Mont Ross (photo : G. Delpech) ; b) Basaltes de plateaux des Monts Aubert de la Rüe depuis le strato-volcan du Mont Ross (photo : G. Delpech)

4.2.3.2. Hydrographie

Les précipitations moyennes annuelles sont de 800mm à l'est et de 3000mm à l'ouest. Le réseau hydrographique est donc un aspect important de la morphologie actuelle de l'archipel. Le réseau fluvial est relativement important, ce qui est notamment dû aux fortes précipitations ou aux périodes de chaleur et à la fonte des glaciers.

Le débit est souvent de type torrentiel, et des cascades découpent les basaltes de plateaux qui forment l'île. Le réseau fluvial semble également être orienté selon les directions des fractures préexistantes dans les basaltes de plateaux (Giret *et al.*, 2003). La majorité des vallées fluviales sont relativement resserrées (moins de 500m de large) et encaissées. Par ailleurs, la présence d'eau est marquée par la présence de nombreux lacs et tourbières. Les lacs de fond de vallées sont les plus fréquents, notamment sur le plateau central, où ils sont disposés en chapelet. On trouve également des lacs d'altitudes, qui remplissent certains cratères volcaniques (Mont Ross par exemple) ou des vallées glaciaires perchées.

4.2.3.3. Glaciologie

Le contexte climatique océanique sub-polaire, avec des précipitations importantes et des températures relativement basses, permet le maintien de la calotte glaciaire à relativement basse altitude (Fig. 1.16). Verfaillie (2014) modélise la ligne d'équilibre (ELA : equilibrium line altitude) à 500-600m. Les glaciers subissent toutefois un recul observé d'environ 20% entre les années 1970 et 2000. La calotte glaciaire la plus importante, appelée calotte Cook (400 km² en 2001) est située dans la partie centrale de la côte ouest de l'archipel (Fig. 1.16, Verfaillie *et al.*, 2015). C'est un glacier relativement tabulaire, reflétant probablement le relief des roches sous-

jaçentes. Les autres zones englacées principales sont concentrées sur la péninsule Rallier du Baty (sud-ouest de l'archipel) avec une calotte d'une superficie de 80 km² en 2001, et sur le Mont Ross, situé au sud de l'île, avec une superficie de 35 km² en 2001 (Berthier *et al.*, 2009). D'autres zones englacées de taille beaucoup plus réduites existent sur les reliefs occidentaux de l'île, avec par exemple une calotte de 4 km² sur la presque-île de la Société de Géographie.

De nombreux témoins géomorphologiques attestent de la présence de glaciers beaucoup plus importants dans le passé ; la figure 1.17 ci-après regroupe des photographies de ces évidences de reliefs d'origine glaciaire : blocs erratiques, moraines, vallées en auge, roches moutonnées et stries glaciaires notamment. Pour chaque photo, les détails sont indiqués dans la légende.

- **Climat subpolaire**, précipitations importantes dans la partie Ouest
- **Deux calottes glaciaires, toutes deux dans la partie Ouest** : Calotte Cook, et calotte de la péninsule Rallier du Baty
- Glaciers de **basse altitude**
- **Impact des glaciers** Quaternaire sur le **relief** de l'archipel est **important**

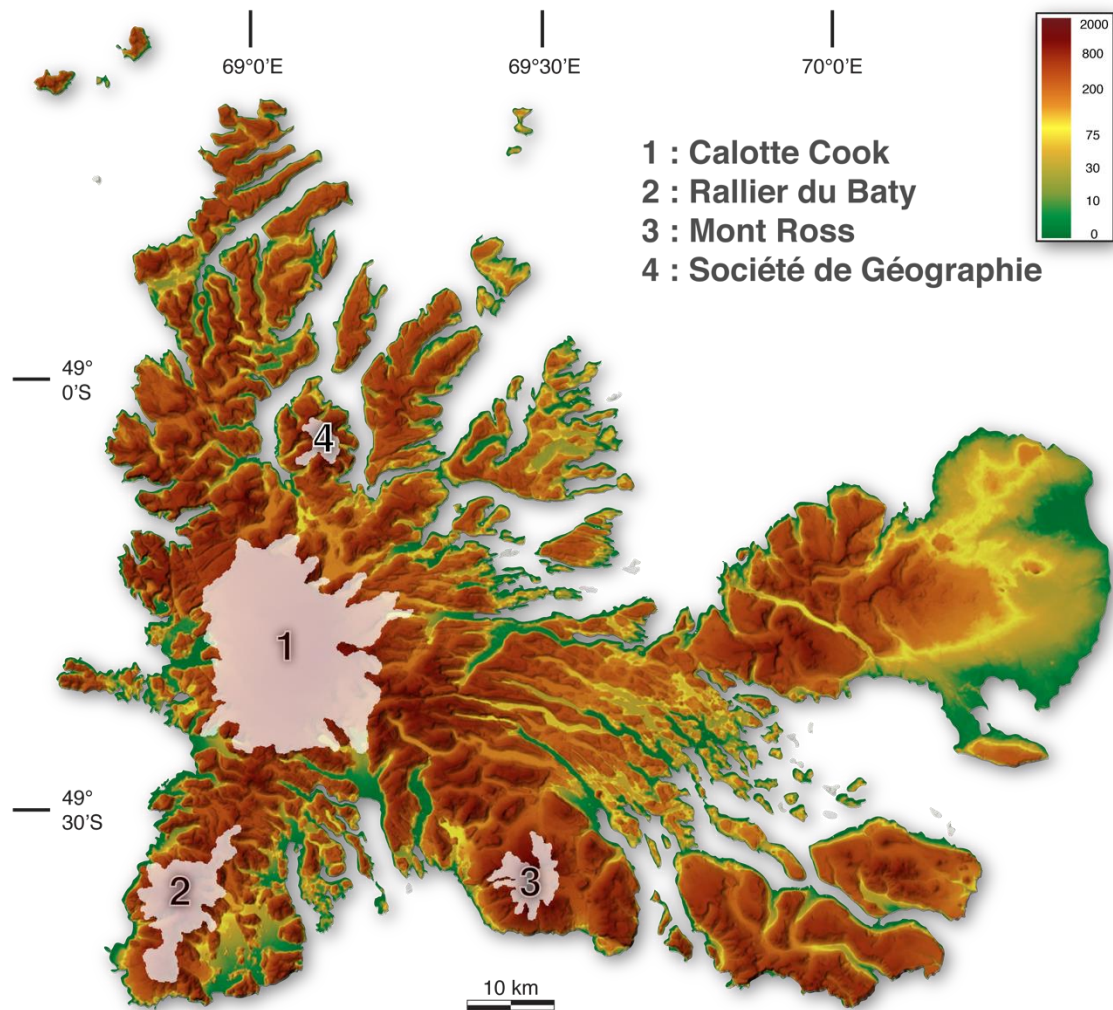


Fig. 1.16 : Carte des principaux glaciers de l'archipel des Kerguelen, MNT à 45 m fourni par B. Moine

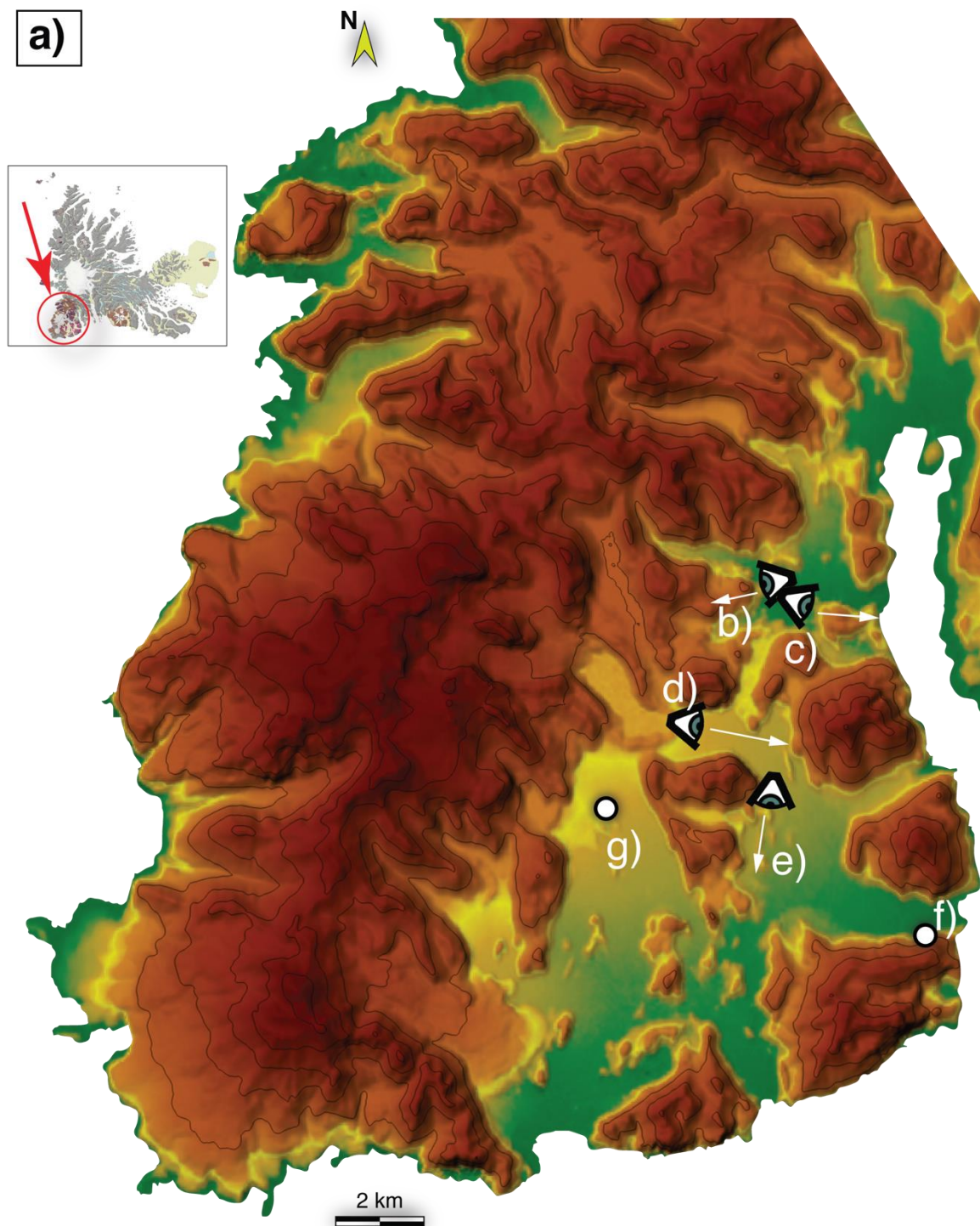


Fig. 1.17 a-g : planches photographiques illustrant la géomorphologie glaciaire dans la péninsule Rallier du Baty, photos : G. Delpech ; a) Localisation des photographies dans la péninsule Rallier du Baty. Fond topographique d'après le MNT à 45 m fourni par B. Moine



Fig. 1.17 b) Vallée en auge et moraines contenant des blocs erratiques, c) gros blocs erratiques sur des sédiments, dans une ancienne vallée glaciaire, sud-ouest de la vallée de la Mouche.



Fig. 1.17 d) au premier plan : lac de verrou glaciaire formé par la moraine frontale (scindée en deux parties par le réseau hydrographique actuel ; de part et d'autre du lac : moraines latérales actuelles **e)** Au premier plan : bloc erratique reposant sur une roche polie en « dos de baleine » après le passage d'un glacier ; au second plan : vallée couverte de ponces historique ; au dernier plan : roche moutonnée, polie et striée par l'avancement du glacier (sur la photo de droite à gauche, c'est-à-dire d'ouest en est)



Fig. 1.17 f) méga-strie sur un basalte de plateau, formée par le passage d'un glacier depuis l'ouest vers l'est) stries sur un trachyte de la péninsule Rallier du Baty (daté à $1,15 \pm 0,05$ Ma ; *Dosso et al., 1979*) formées par le passage d'un glacier depuis le nord vers le sud

La question de l'englacement de l'ensemble de l'archipel dans le passé, durant les phases le plus froides, comme MIS16 (670-620 ka ; *Railsback et al., 2015*) ou MIS12 (470-420 ka ; *Railsback et al., 2015*) par exemple, est encore débattue. Les datations ^{36}Cl sur des moraines et blocs erratiques ces dernières années indiquent des âges s'étalant de $41,4 \pm 4,4$ ka à $0,7 \pm 0,32$ ka (*Jomelli et al., 2017; 2018* ; Fig. 1.18). La plus vieille datation absolue d'activité glaciaire sur l'archipel est donc de 40 ka. Ce contexte, où dès les fortes pluies ou fonte des glaciers les cours d'eau adoptent un régime de type torrentiel, n'est pas favorable à la préservation des dépôts plus anciens que la dernière période glaciaire.

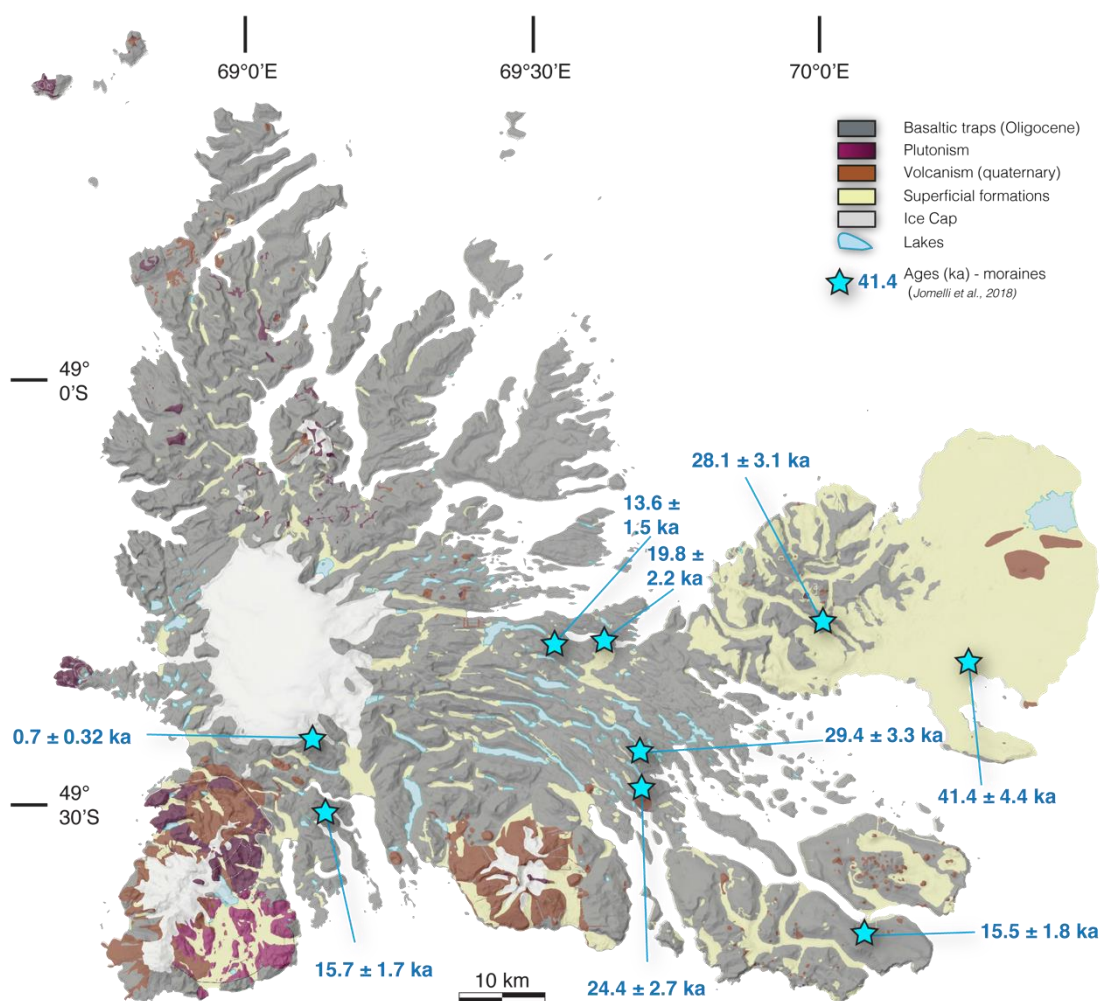


Fig. 1.18 : Datations ^{37}Cl sur les moraines et blocs erratiques de *Jomelli et al., 2017, 2018* et carte géologique simplifiée (modifiée d'après *Cottin et al., 2011*)

4.3. Contexte géologique et géochronologique des sites étudiés

4.3.1. Montagnes Vertes

Le pluton des Montagnes vertes est situé dans la partie nord-est de l'île (péninsule Courbet) et a une superficie de 1 km² (Fig. 1.19). Il intrude les basaltes de trapps d'âge Oligocène et affleure entre 200 et 600 m d'altitude. Le pluton présente une variation géochimique concentrique avec des gabbros évoluant vers des monzogabbros, monzosyénites et syénites néphéliniques au centre (Giret, 1983). Deux datation K/Ar sur roche totale existent pour ce massif plutonique (Giret et Lameyre, 1980) entre 26 ± 3 Ma et $22,7 \pm 0,8$ Ma. Par ailleurs, deux datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar effectuées sur une coupe dans les basaltes de trapps au Mont Crozier, situé à environ 4 km du pluton des Montagnes vertes, donnent des âges de $24,82 \pm 0,19$ Ma pour la base de la série (80m d'altitude) et $24,53 \pm 0,67$ Ma pour le sommet (1000 m d'altitude). Du fait de la proximité de cette coupe, des très faibles pendages des coulées et de la rapidité apparente de mise en place des basaltes de trapps à l'échelle de l'archipel, il peut être suggéré que les basaltes encaissants le pluton des Montagnes Vertes soient contemporains de ceux du Mont Crozier, avec un âge maximum d'environ 25 Ma.

- **Petit pluton (1 km²)**
- Mis en place il y a **25 Ma**, contemporain des basaltes de plateaux

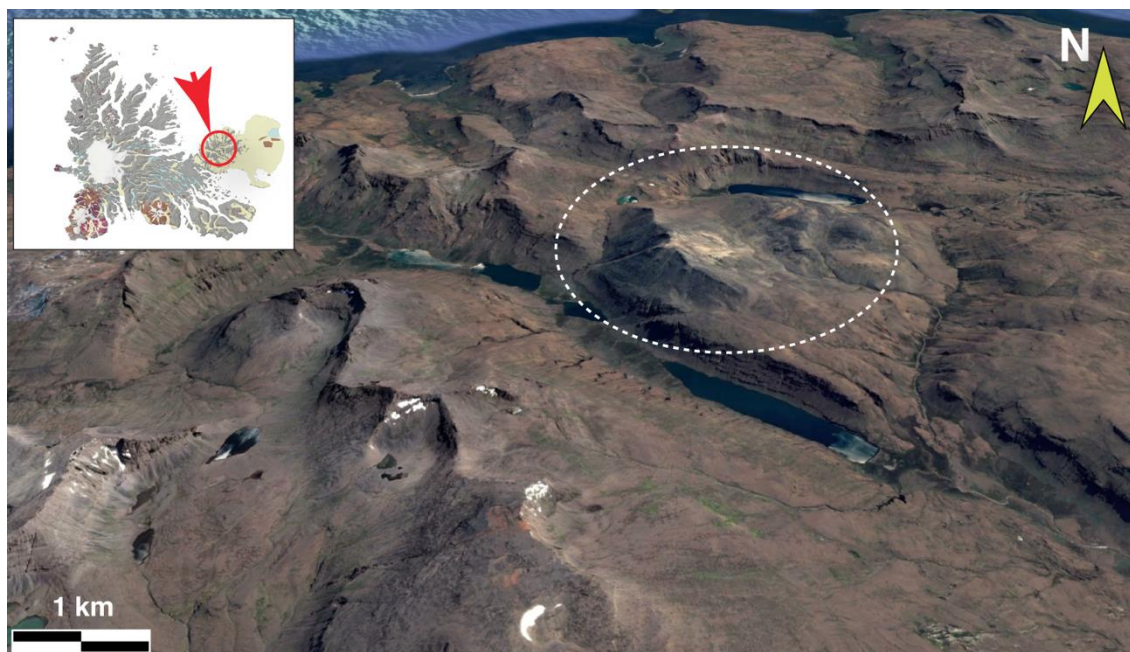


Fig. 1.19 : vue satellite 3D Google Earth de la péninsule Courbet, le pluton des Montagnes Vertes et celui des Mamelles sont situés dans la zone entourée en pointillés : Montagnes Vertes à l'Ouest, Mamelles à l'Est.

4.3.2. Ile de l'Ouest

Le complexe plutonique de l'île de l'Ouest (15 km^2) est situé dans la partie la plus occidentale de l'île et affleure entre le niveau de la mer et jusqu'à $\approx 550\text{m}$ d'altitude. Il est intrusif dans les basaltes de trapps, datés à $21,8 \pm 0,8 \text{ Ma}$ dans cette zone (Giret et Lameyre 1983). L'intrusion est ici encore zonée avec des microgabbros et gabbros en périphérie, puis des syénites ou microsyénites, une aplitite syénitique, mais aussi des filons trachytiques tardifs au centre ainsi que des brèches volcaniques témoins d'une phase de volcanisme explosif tardif (Fig. 1.20). Plusieurs datations K/Ar sur roche totale permettent de replacer l'âge de mise en place entre $16,6 \pm 0,9 \text{ Ma}$; $14,7 \pm 0,4$, $14,3 \pm 0,4$ et $12,4 \pm 0,7 \text{ Ma}$ (K-Ar roche totale, Dosso et al., 1979 ; Giret et Lameyre, 1983). Par ailleurs, des structures de type laccolithe ont été observées (Giret, 1983) particulièrement dans la partie syénitique du complexe, ce qui est cohérent avec un plutonisme en plusieurs phases.

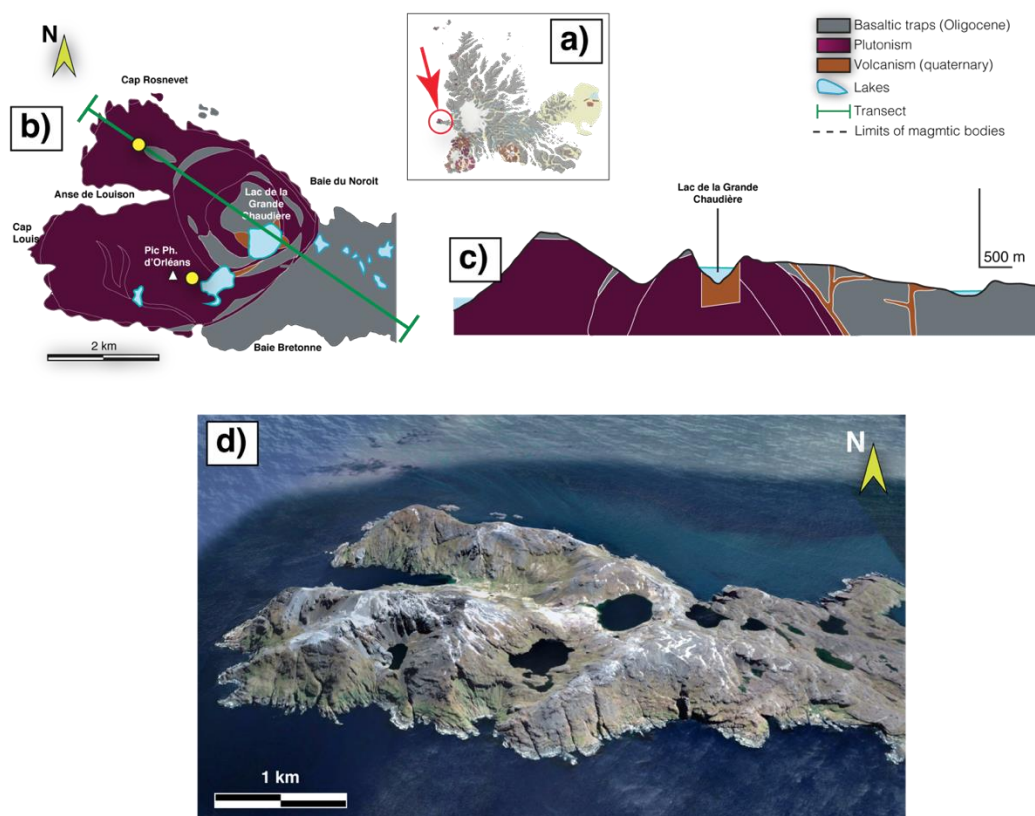


Fig. 1.20 : Carte géologique, coupe simplifiée et vue satellite 3D Google Earth de l'île de l'Ouest, modifiées d'après Giret (1983) et Cottin et al., (2011).

- Complexe plutonique composé de **plusieurs unités annulaires**
- Mis en place autour de **15 Ma**
- Roches volcaniques **trachytiques associées**

4.3.3. Ile de Croy

L'île de Croy, l'île du Rolland et les îles de Ternay font partie des îles Nuageuses, les plus septentrionales de l'archipel (Fig. 1.21). Le complexe plutonique de l'île de Croy est de petite taille (10 km²) et possède une structure circulaire comme beaucoup d'autres plutons ; il affleure entre le niveau marin et ≈500m d'altitude. Ce pluton n'a jamais été daté de façon absolue, cependant, d'après les phases de plutonisme identifiées sur l'île, il doit être daté

soit autour de 25 Ma comme les plutons de Val Gabbro, soit entre 17 et 12 Ma comme les complexes plutoniques similaires de l'île de l'Ouest, de la Société de Géographie, ou des Monts Ballons. Une seule mission de terrain dans cette partie de l'archipel a eu lieu en 1982, conduite par A. Giret, qui a pu dresser un descriptif de terrain, une carte géologique et une coupe interprétée du complexe plutonique (Giret, 1983). Il est composé en majorité de syénites quartziques mais aussi de gabbros et granites alcalins. Cependant, le lien entre la structure et les types pétrographiques est moins clair que pour d'autres complexes plutoniques étudiés sur l'archipel. Giret (1983) émet l'hypothèse d'une mise en place en plusieurs phases, chronologiquement :

- La mise en place de sills de gabbros à laquelle est associée un métamorphisme de contact
- La mise en place de filons annulaires gabbroïques et syénitiques
- L'emplacement d'un complexe syénitique et volcanisme trachytique
- Une phase de volcanisme explosif finale (Fig. 1.21).

- Complexe plutonique composé de **plusieurs unités annulaires**
- Pas de datation absolue
- Roches volcaniques **trachytiques associées**

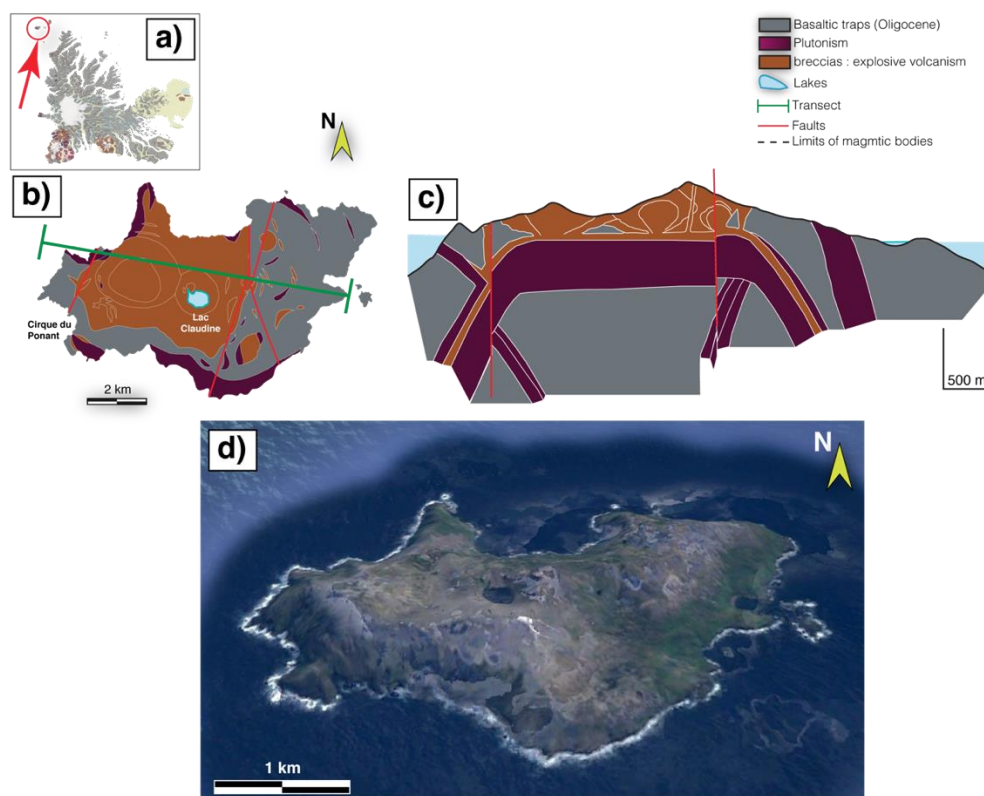


Fig. 1.21 : Carte géologique, coupe simplifiées et vue satellite 3D Google Earth de l'île de Croy, modifiées d'après Giret (1983) et Cottin et al. (2011)

4.3.4. Rallier du Baty

L'activité plutonique dans la péninsule Rallier du Baty forme 4 complexes plutoniques différents sur une surface d'environ 500 km² (Fig. 1.22) : le complexe sud (nommé selon Ponthus (2018) SRBIC : South Rallier du Baty Intrusive Complex), le complexe intermédiaire, le complexe nord-ouest, et le complexe nord-est. Dans le cadre de ma thèse, j'ai regroupé les trois derniers sous le nom de complexe nord ou NRBIC (North Rallier du Baty Intrusive Complex). Les deux complexes ont une structure similaire aux complexes de l'île de l'Ouest et de l'île de Croy, la différence principale ici étant la taille bien plus importante des complexes à Rallier du Baty (≈20 fois plus grand). Le plutonisme est de type alcalin sursaturé en silice et est représenté

par différents termes, basiques à différenciés : gabbros, monzo-diorites, syénites quartziques, granites. De nombreux dykes basaltiques à trachytiques recourent par ailleurs ces plutons.

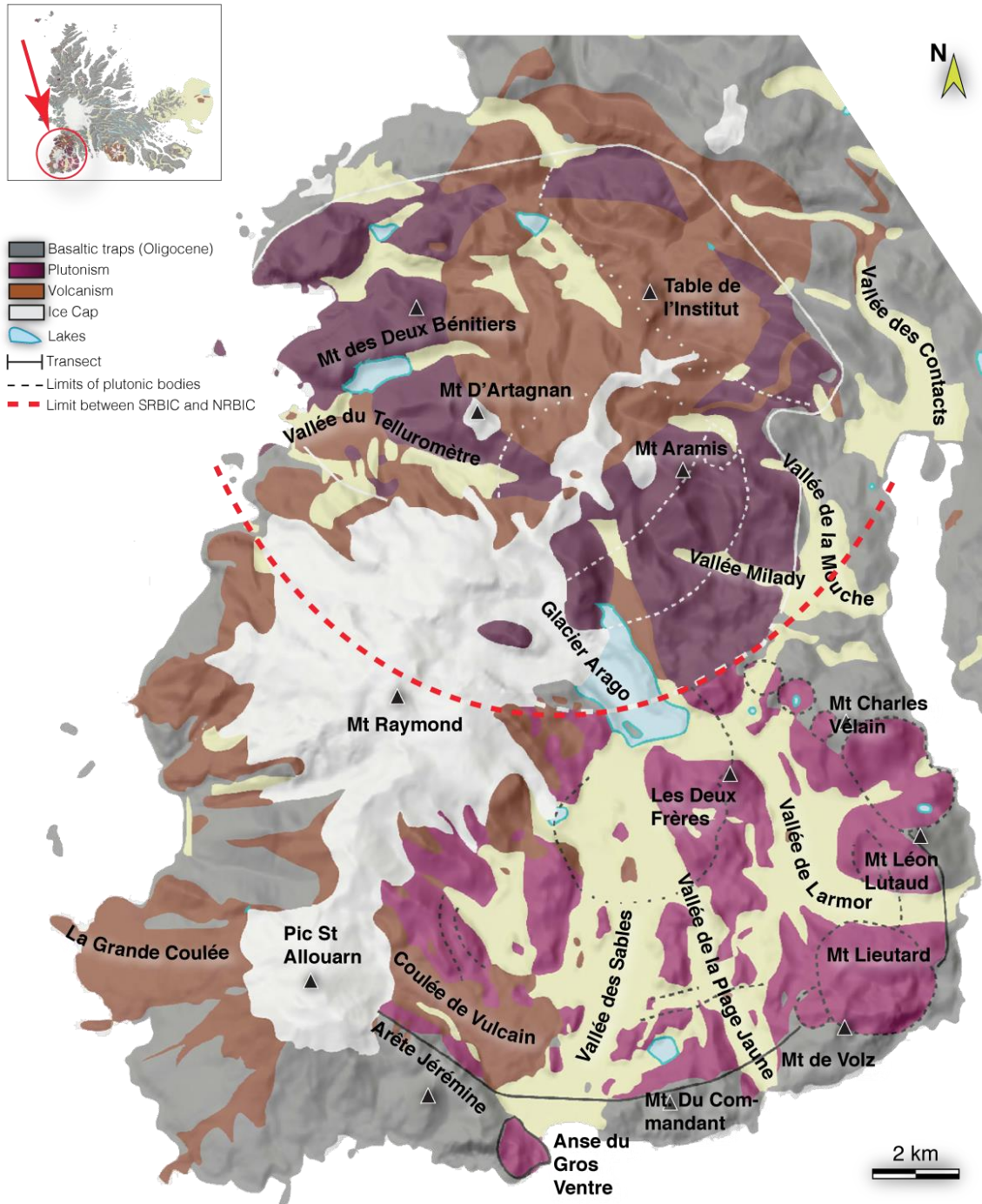


Fig. 1.22 : Carte géologique simplifiée de la péninsule Rallier du Baty, modifiée d'après Giret et al., 1983 et Cottin et al., 2011

4.3.4.1. SRBIC

Les premières datations effectuées sur ces roches plutoniques (gabbro à syénite) sont des datations K-Ar sur roche totale, indiquant une mise en place entre $15,4 \pm 0,5$ Ma à $7,3 \pm 0,2$ Ma (Lameyre et al., 1976 ; Dosso et al., 1979). Des datations par isochrone Rb-Sr complètent ce set de données (Watkins et al., 1974 ; Dosso et al., 1979 ; Lameyre et al., 1976) avec des âges allant de 12 ± 2 Ma à $7,9 \pm 2,0$ Ma. Ces premières données géochronologiques ont permis à Lameyre et al. (1976) de proposer une mise en place sous forme de complexe annulaire, où 6 unités plutoniques se mettent successivement en place en intrudant les unités précédentes, formant ainsi une structure géologique annulaire avec les âges les plus vieux en périphérie et les âges les plus jeunes au centre (Fig. 1.23). Cette structure annulaire est entourée sur toute la bordure sud et ouest par sept plutons satellites (Fig. 23).

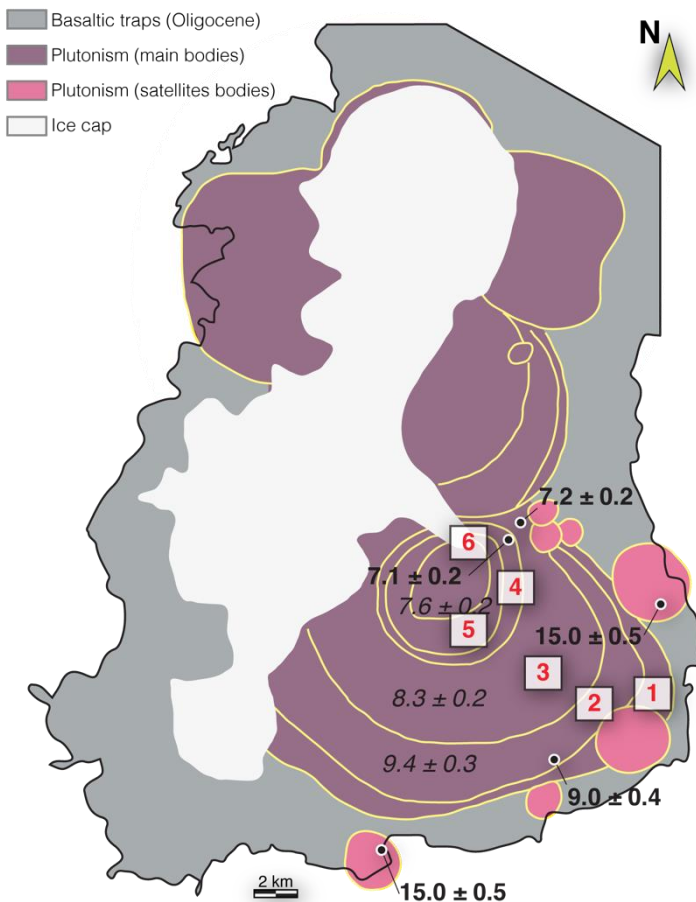


Fig. 1.23 : Datations K/Ar sur roche totale des plutons du SRBIC et carte géologique simplifiée de la péninsule Rallier du Baty, avec seulement les roches plutoniques et basaltes encaissants. Les datations en gras sont les âges K-Ar sur roche totale de Dosso et al., 1979 ; les âges en italiques sont des datations Rb-Sr de (Watkins et al., 1974). Les numéros rouges indiquent les différentes unités définies par (Lameyre et al., 1976)

Bonin et al. (2004) reprennent cette hypothèse de mise en place sous forme

de complexe annulaire et de plutons satellites et proposent un modèle de mise en place selon deux mécanismes principaux : un étirement horizontal le long d'une faille plane et un épaissement vertical associé à un mécanisme de subsidence en chaudron (Fig. 1.24). Dans ce modèle, la chambre magmatique s'enfonce suivant une structure cylindrique, ce qui permet au magma une ascension vers la surface et la mise en place de pluton annulaire cylindrique (verticaux).

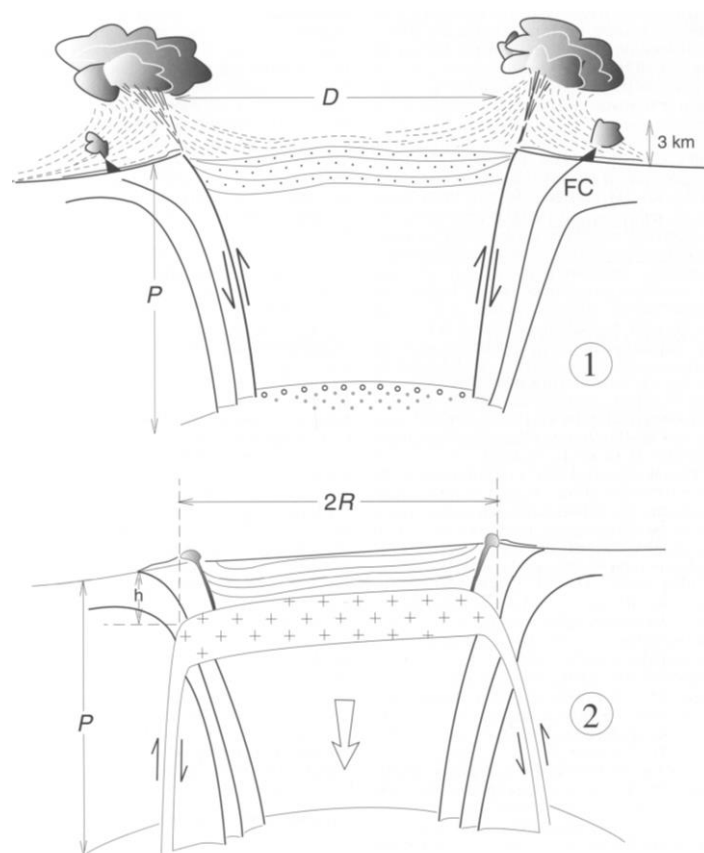


Fig. 1.24 : Schéma représentant le modèle de cristallisation de pluton par subsidence en chaudron, d'après Bonin et al. (2004)

Des datations U/Pb sur zircons par LA-ICPMS (Ponthus, 2018) ont récemment permis de préciser les contraintes géochronologiques dans la partie sud de la péninsule et de proposer un nouveau modèle de mise en place du SRBIC. Cette étude, basée sur des données structurales de terrain et les caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches plutoniques, propose

une mise en place de type laccolithe pour le SRBIC (Fig. 1.25). Ce laccolithe est constitué de trois unités syénitiques différentes sous forme de sills, et est associé à des plutons satellites de forme circulaire en périphérie.

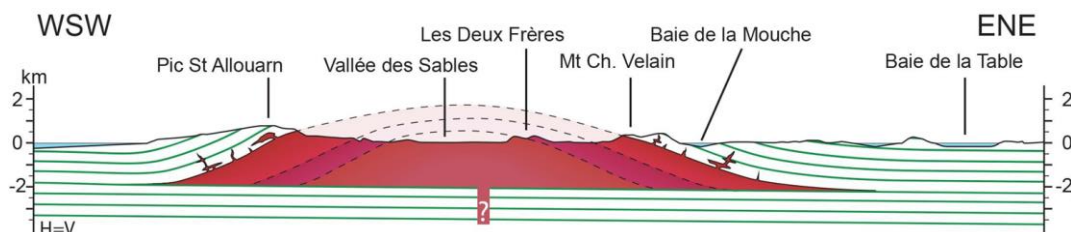


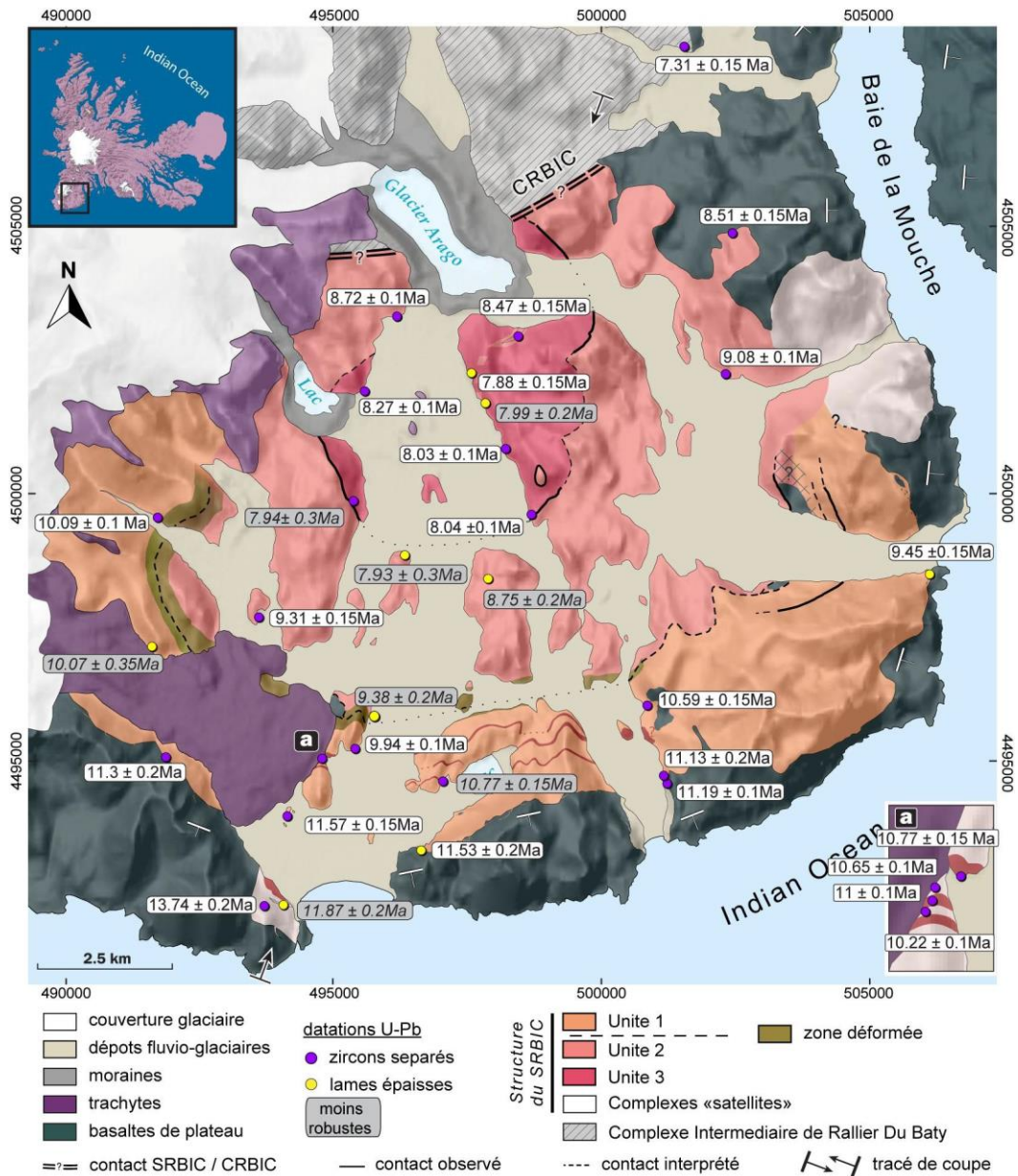
Fig. 1.25 : Coupe représentant la mise en place du laccolithe du SRBIC, d'après Ponthus (2018)

Ce modèle ne confirme donc pas le modèle précédent de type complexe annulaire, associé à une ascension magmatique verticale selon des failles sub-verticales puis à la cristallisation des syénites. L'étude structurale a notamment permis d'identifier des axes de progression magmatiques horizontaux. Dans ce modèle, chaque intrusion correspond à une ascension verticale du magma, jusqu'à un épanchement horizontal entre deux coulées basaltiques de l'encaissant. Les intrusions suivantes se mettent en place de la même manière sous l'intrusion précédente. Après érosion, le complexe forme également une structure circulaire vue de dessus.

La roche plutonique la plus ancienne correspond à un pluton satellite situé à l'extrême sud de la péninsule, daté à $13,74 \pm 0,20$ Ma (Fig. 1.26, 1.27 ; Ponthus, 2018). La mise en place du laccolithe débute à $11,87 \pm 0,20$ Ma avec la mise en place de l'unité la plus externe. S'ensuit une période de magmatisme continue pendant 5 Ma, jusqu'à $7,88 \pm 0,15$ Ma avec la mise en place des unités internes du laccolithe et des plutons satellites situés à l'ouest de la partie sud de la péninsule Rallier du Baty (Ponthus, 2018). Aucune roche volcanique de même âge que les roches plutoniques n'a été recensée dans cette partie de l'archipel. Cependant, en raison d'un système érosif quaternaire important, la possibilité d'un volcanisme de même âge ayant été totalement érodé n'est pas exclue. La première occurrence volcanique datée de manière absolue dans la

péninsule Rallier du Baty est un trachyte daté à $1,15 \pm 0,05$ Ma (Dosso et al., 1979), localisé dans la partie nord du SRBIC (Fig. 1.28) qui semble s'être écoulé depuis le NRBIC. Ce trachyte se met par ailleurs en place sur une surface d'érosion glaciaire (Fig. 1.28). Enfin, à l'ouest du SRBIC, des centres volcaniques plus récents sont situés sur la crête, sous les glaciers. Ce volcanisme est responsable de la mise en place de coulées trachytiques qui se sont épanchées depuis la crête vers les vallées. La coulée de Vulcain, sur le versant est a été datée par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à ≈ 1 ka (Données non publiées, Université de Saint-Etienne). D'autres coulées, récentes également, mais non datées de manière absolue, affleurent par ailleurs dans le Val André, sur les syénites de l'unité 2 (localisées près de la photo 1.17.e et 1.28 e,f,g). Ces coulées trachytiques ne semblent pas avoir été affectées par l'érosion glaciaire. Les observations de terrain entre les différentes coulées trachytiques successives, et les surfaces d'érosion glaciaire témoignent des différentes phases d'avancement et de retrait des glaciers dans la péninsule.

- SRBIC : **structure laccolithique** formée de **trois unités principales**. Chaque unité est formée par de multiples injections sous forme de sills
- **Plutons satellites** en périphérie du laccolithe
- Mise en place entre **≈ 14 Ma et ≈ 7 Ma**
- Pas de roches volcaniques de même âge présentes sur la péninsule



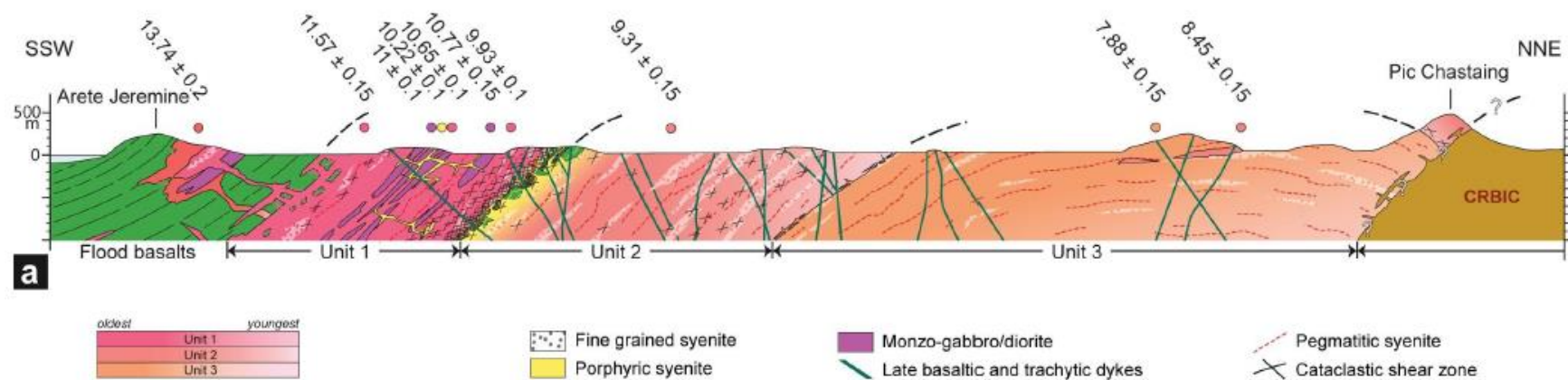


Fig. 1.27 : Coupe géologique et chronologique des unités du SRBIC, d'après Ponthus, 2018.

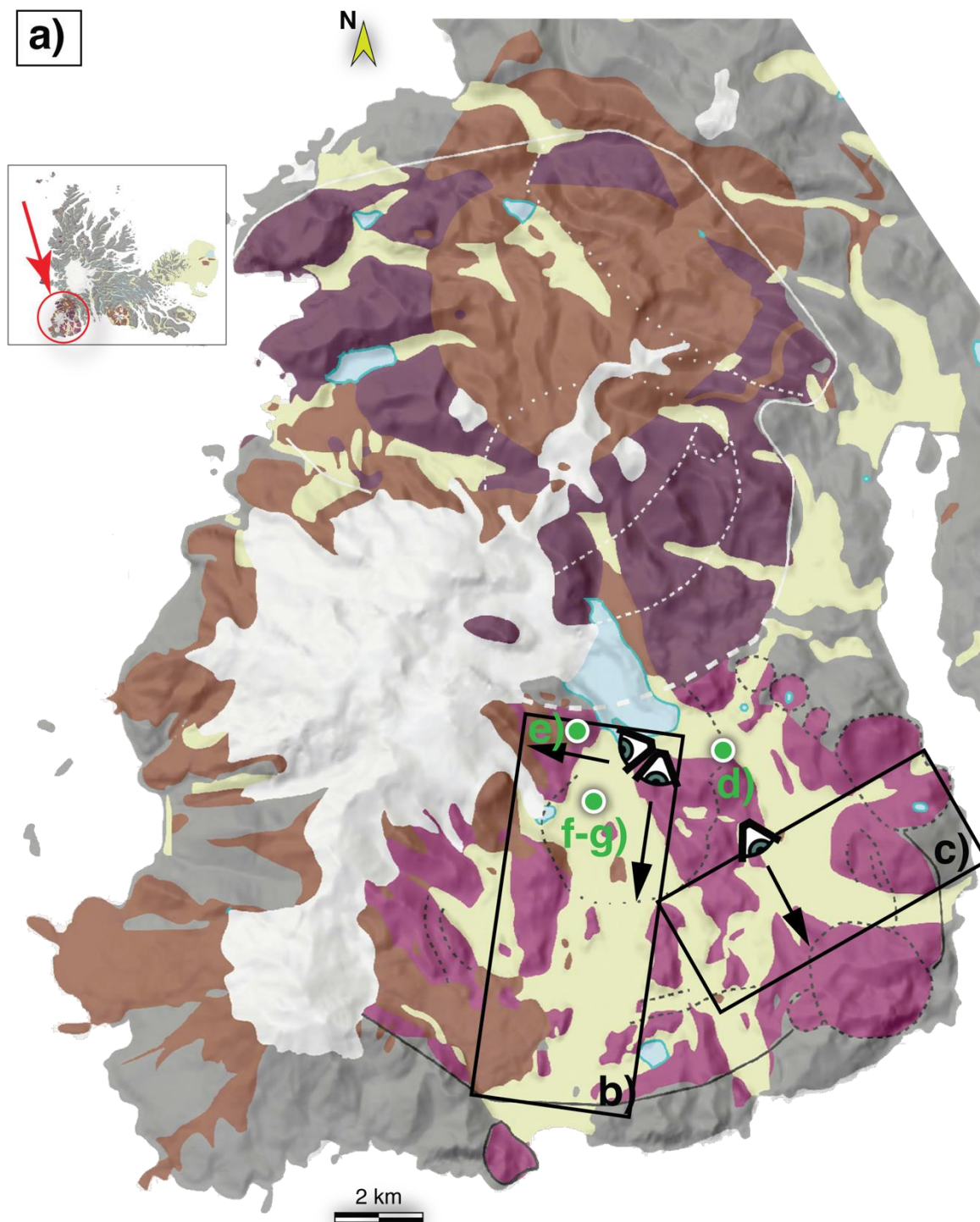


Fig. 1.28 : a-f : Photographies illustrant les contacts entre les différentes unités magmatiques et les surfaces d'érosion glaciaires du SRBIC, a) localisation des photographies (G. Delpech)

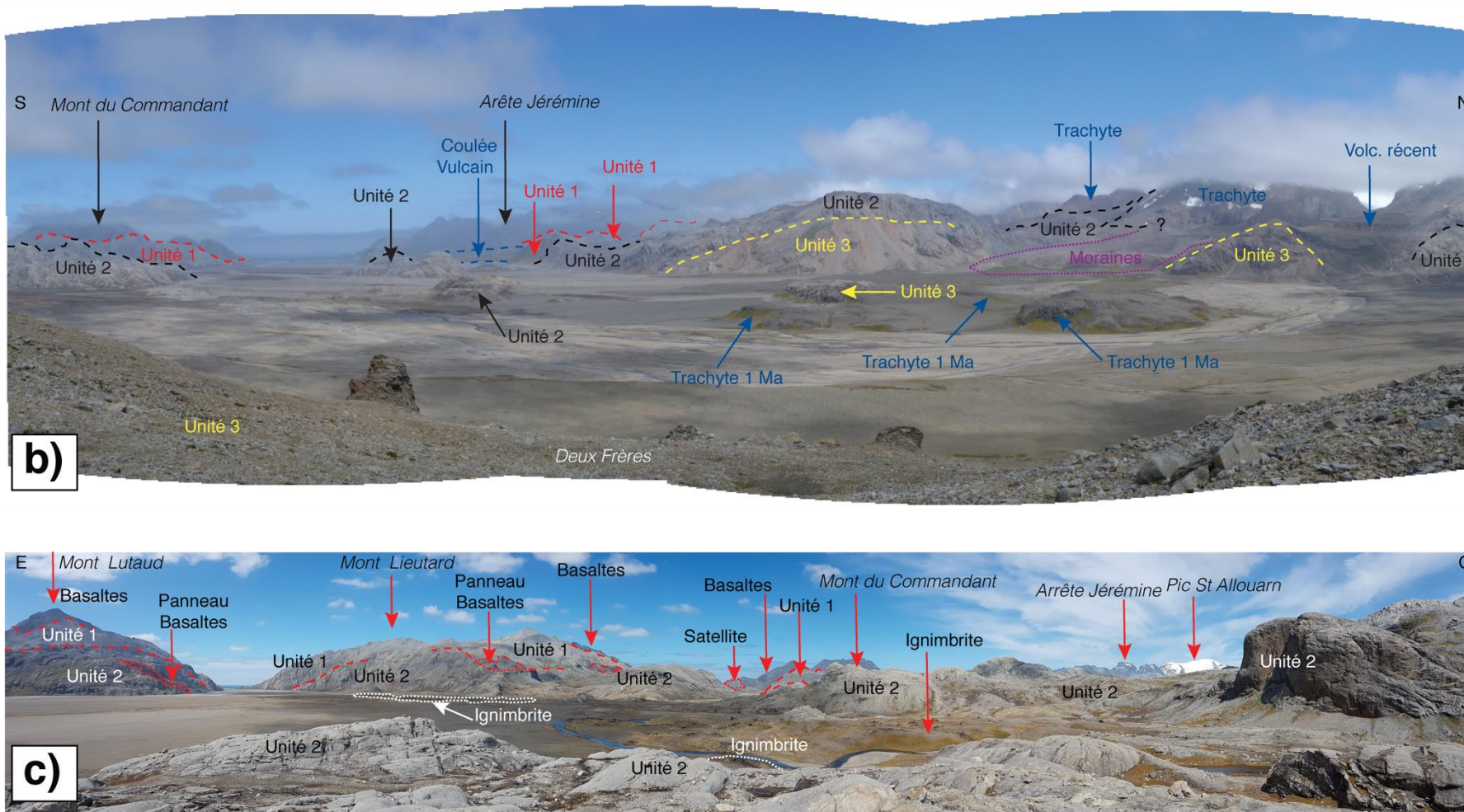


Fig. 1.28 : b) Panorama orienté S-N de la vallée des sables photographié depuis l'ouest du massif des Deux-Frères, c) Panorama de la vallée de Larmor orienté E-W photographié depuis l'est du massif des Deux-Frères

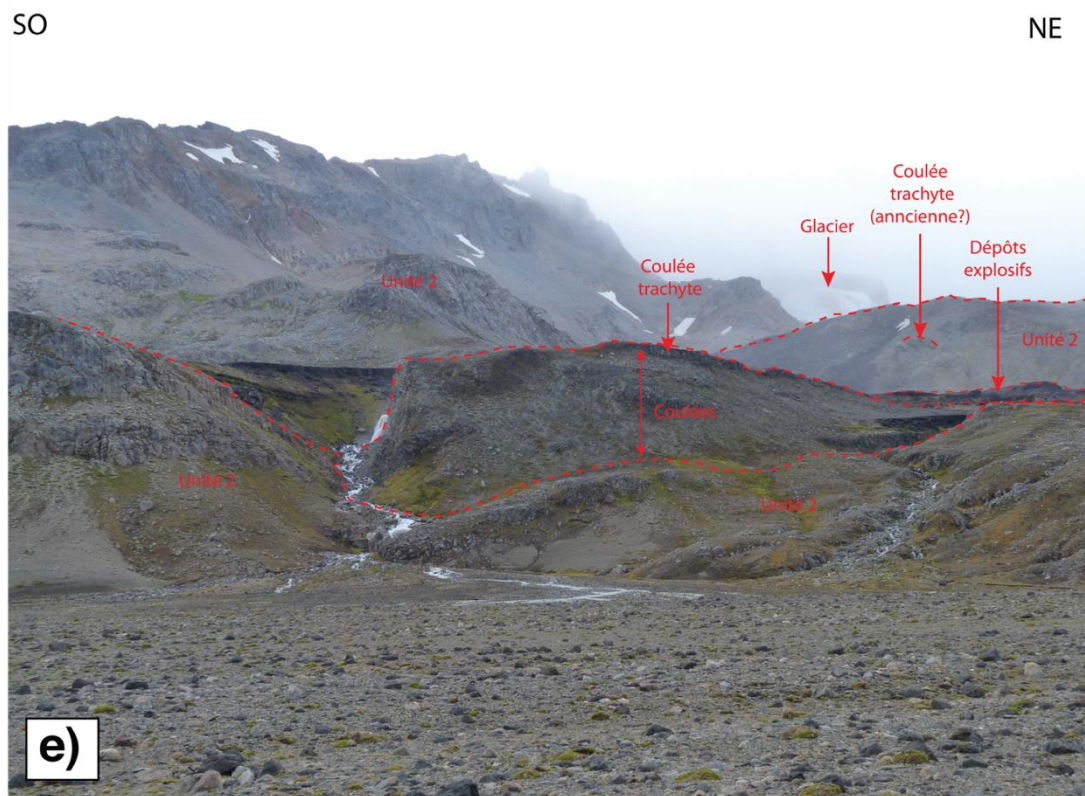


Fig. 1.28 : d) Contact entre les unités 1, 2 et 3 du SRBIC ; un dépôt ignimbritique récent repose par ailleurs sur les roches plutoniques des unités 2 et 3 ; e) contacts entre le volcanisme Quaternaire (coulées trachytiques, dépôts explosifs) et l'unité 2 du complexe plutonique du SRBIC

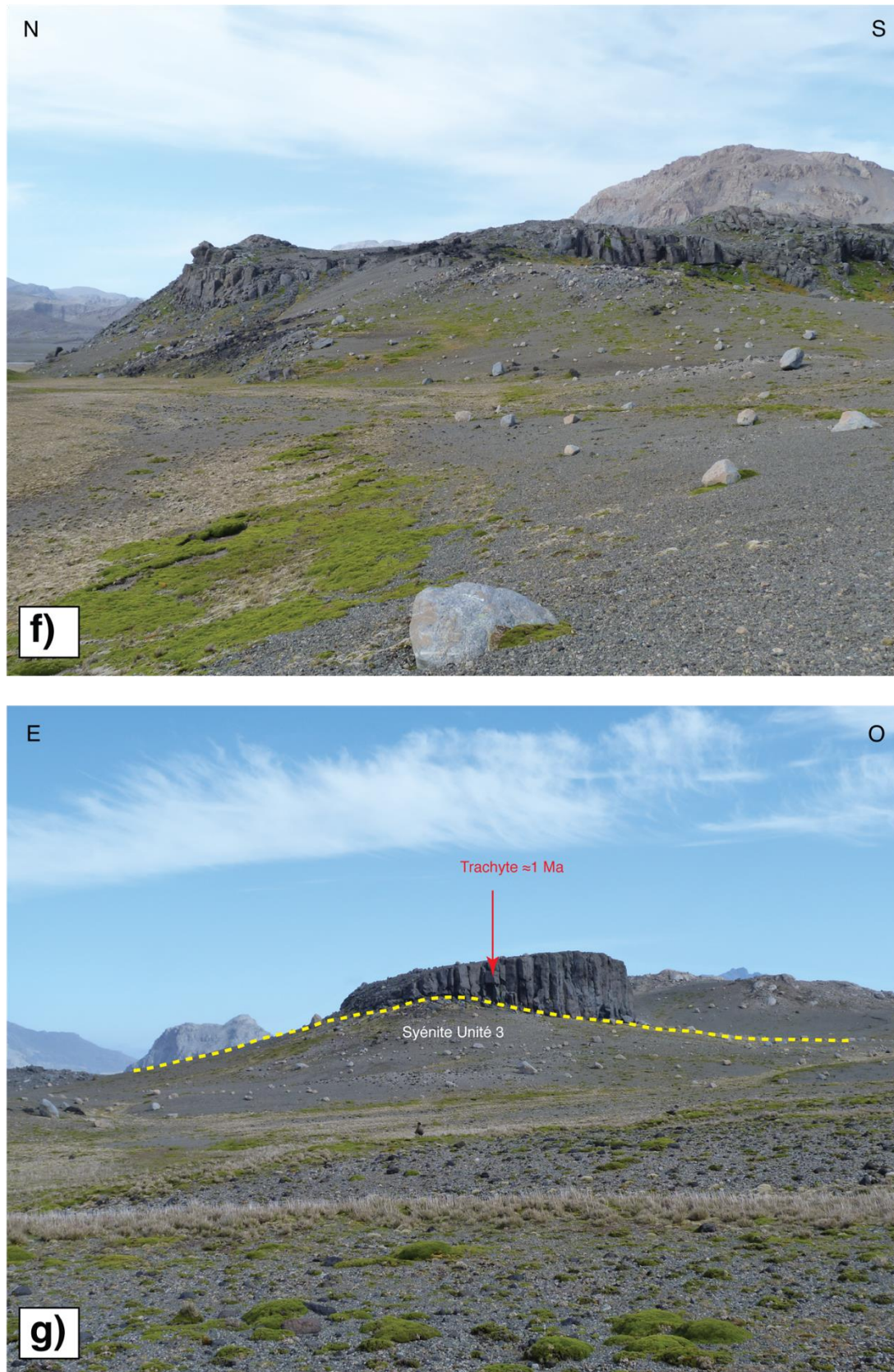


Fig. 1.28 : f) et g) Coulée trachytique datée à $1,15 \pm 0,05$ Ma, reposant sur une surface d'érosion glaciaire formée sur une syénite de l'unité 3, polie sous forme de roche moutonnée. La surface du trachyte est formée par une deuxième surface d'érosion glaciaire, plus récente.

4.3.4.2. NRBIC

Le cadre géologique détaillé et la géochronologie des roches plutoniques et volcaniques sont moins bien connus pour le NRBIC. Le relief étant plus escarpé que dans la partie sud, avec une couverture glaciaire plus importante, les terrains sont plus difficile d'accès, et le complexe n'a pas bénéficié d'une étude structurale et géochronologique récente comme c'est le cas du SRBIC, sa structure est donc moins bien contrainte.

Globalement, les roches plutoniques du NRBIC ont des compositions similaires à celles du SRBIC et appartiennent aussi à la lignée sur-saturée en silice. Les seules datations publiées qui existent sur les roches plutoniques du complexe nord sont des âges K/Ar sur roche totale ou sur feldspath alcalins qui s'étalent de $6,2 \pm 0,2$ Ma à $4,9 \pm 0,2$ Ma (Lameyre et al., 1976 ; Dosso et al., 1979 ; Fig. 1.29, 1.30, 1.31), soit une mise en place du NRBIC en moins de 2 Ma, beaucoup plus rapide que celle du SRBIC. Une datation U-Pb sur zircon d'une syénite du NRBIC (Ponthus, 2018) indique que la construction du NRBIC a commencé 1 Ma plus tôt dans sa partie externe sud-est, il y a $7,3 \pm 0,15$ Ma. Ce nouvel argument chronologique indique qu'entre la fin de la mise en place du SRBIC (unité 3) et le début de la mise en place du NRBIC, il y a un épisode de quiescence magmatique durant de 0,3 à 0,9 Ma. Comme pour le SRBIC, les massifs plutoniques sont recoupés par un réseau filonien de roches hypo-volcaniques de composition basaltique ou trachytique. Une datation d'un filon de trachyte au nord du NRBIC (Dosso et al., 1979) indique une mise en place synchrone des dernières unités plutoniques ($4,9 \pm 0,2$ Ma).

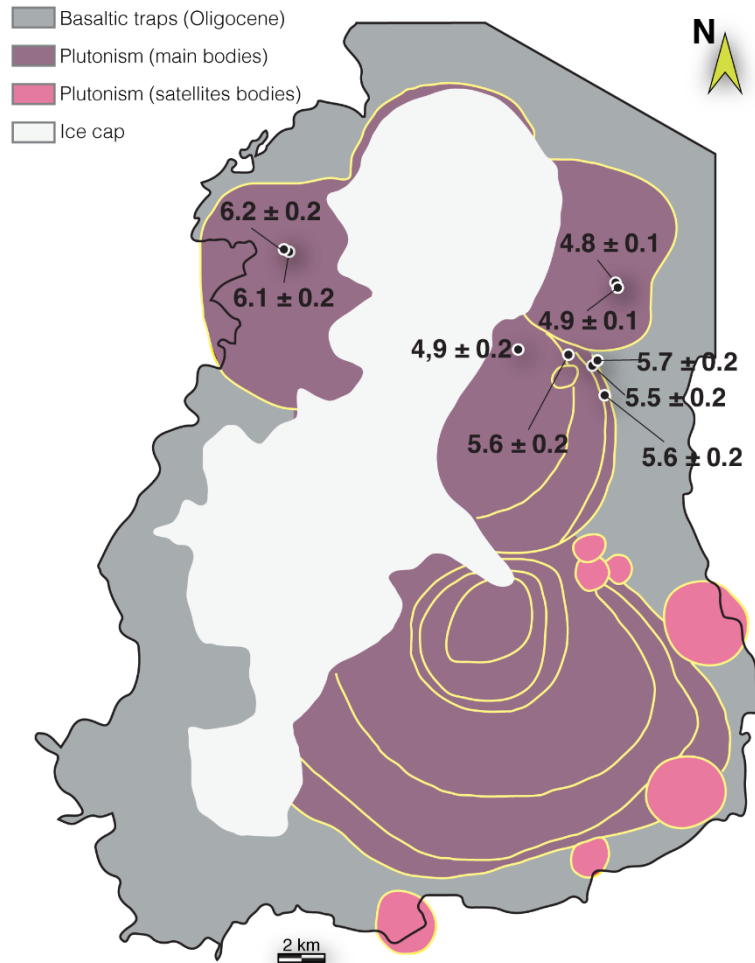


Fig. 1.29 : Datations K/Ar sur roche totale des plutons du SRBIC et carte géologique simplifiée de la péninsule Rallier du Baty, avec seulement les roches plutoniques et basaltes encaissant. Les datations en gras sont les âges K-Ar sur roche totale de (Dosso *et al.*, 1979 ; Lameyre *et al.*, 1976)

Bonin et al. (2003) propose aussi une mise en place en complexe annulaire, avec différentes unités intrusives cristallisant sous forme de coupoles, ou de « ring dykes » ou « cone sheets », en intrudant les unités plutoniques précédentes (Fig. 1.30), comme pour le SRBIC. Cependant, il convient de noter que pour le SRBIC, l'étude récente de *Ponthus* (2018) a permis d'identifier un mode de mise en place de type laccolithe pour le SRBIC. La question de la validité du modèle de *Bonin et al.* (2003) pour le NRBIC peut donc se poser, et on pourrait penser à une mise en place de type laccolithe également. A plus large échelle sur l'archipel, on remarque que les complexes de l'île de l'Ouest et de l'île de Croix présentent aussi une structure similaire au SRBIC, et les dernières études structurales effectuées sur ces appareils datent des

années 1980 avec les travaux de Giret (1983). A cette époque, le modèle admis était, tant pour le SRBIC que pour les autres complexes plutoniques, le modèle de complexe annulaire. Une mise en place de type laccolithe pourrait également être envisagée pour ces complexes, bien qu'ils aient des dimensions bien plus petites (10 à 15 km² ; alors que les complexes plutoniques du SRBIC ont une superficie de 175 à 200 km²). Des études telles que celle effectuée par Ponthus (2018) sur le NRBIC et sur les autres complexes plutoniques « annulaires » permettraient de confirmer ou non une mise en place de type laccolitique.

L'activité volcanique est beaucoup plus récente et les roches volcaniques reposent directement sur les complexes plutoniques à l'affleurement. Comparé à la partie sud de la péninsule, de nombreux produits volcaniques divers sont présents dans la partie nord : coulées trachytiques, retombées pyroclastiques, ignimbrites, ponces, dykes et évidences de volcanisme sous-glaciaire (formation de « table mountains »). Parmi les roches volcaniques affleurant dans la péninsule, le plus vieux trachyte daté de manière absolue (qui affleure jusque dans le SRBIC) a été daté à $1,15 \pm 0,05$ Ma (Dosso et al., 1979). Bonin et al. (2004) interprète cette coulée comme étant témoin d'un épisode volcanique ayant eu lieu après la création de la caldera de la Table de l'Institut (Fig. 31). Cette caldera est remplie d'une alternance de coulées et dépôts trachytiques et de retombées pyroclastiques de type ponce à ignimbrite, le tout formant un ensemble de 600m d'épaisseur. Par ailleurs, d'autres coulées trachytiques semblent par ailleurs s'être déversée depuis la Table de l'Institut, vers les points topographiques plus bas, de manière radiale. La seule datation absolue d'un de ces trachytes post-formation de la caldera implique donc que le volcanisme aurait commencé plus tôt que $1,15 \pm 0,05$ Ma dans cette zone de la péninsule. Parmi les formations volcaniques plus récente, une ignimbrite a été daté par ⁴⁰Ar/³⁹Ar à 26 ± 3 ka (Gagnevin et al., 2003) provenant d'un système volcanique très récent, le volcan du Dôme Carva (Fig. 1.29). Des datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Données non publiées, Univ. St-

Etienne) sur les formations volcaniques de la Table de l'Institut indique que ce système est encore actif à 449 ± 7 ka, 279 ± 3 ka et 219 ± 3 ka (Fig. 1.29, 1.30).

- **NRBIC : plusieurs unités pétrographiques**
- Pas d'étude récente, hypothèse d'une structure laccolithique identique au SRBIC plausible
- Mise en place entre **≈ 7 Ma et ≈ 4 Ma**
- **Volcanisme recensé depuis 1,15 Ma au moins**, évidences de volcanisme explosif
- **Deux calderas** de ≈ 10 km² recensées

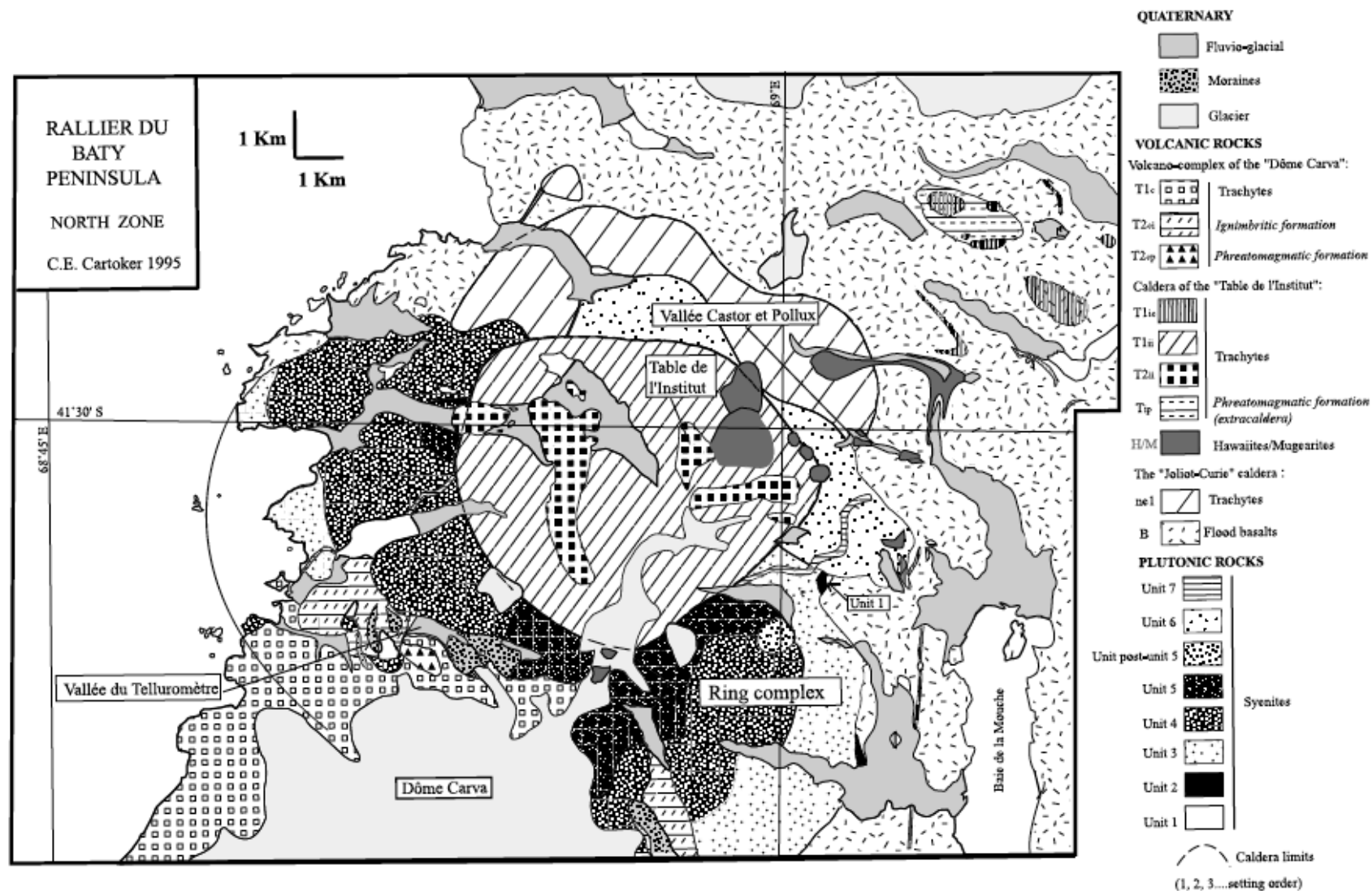


Fig. 1.30 : Carte géologique détaillée du NRBIC et formations volcaniques associées d'après Gagnevin et al. (2003)

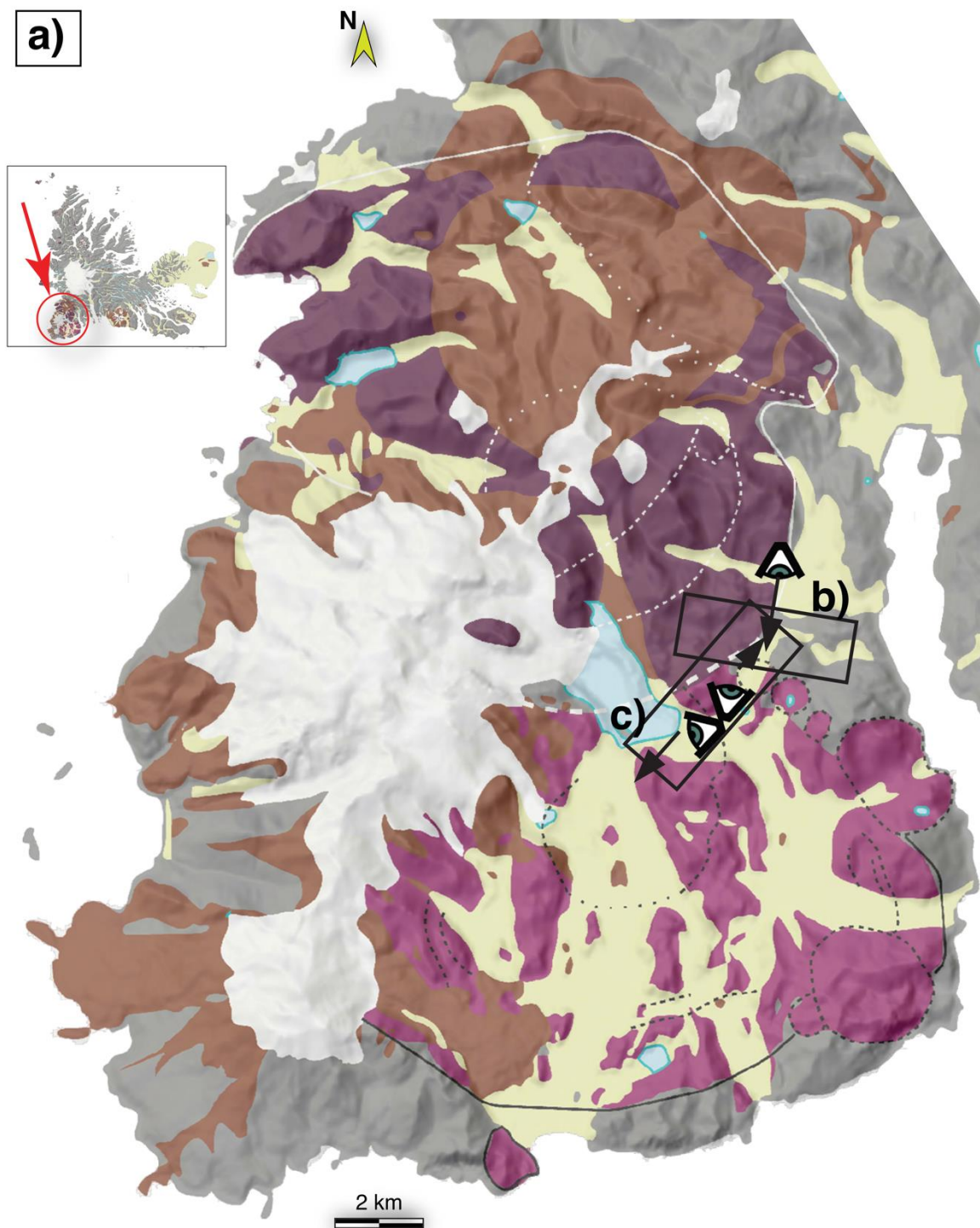


Fig. 1.31 : a-c : Photographies illustrant les contacts entre les différentes unités magmatiques du NRBIC a) localisation des photographies (G. Delpech)

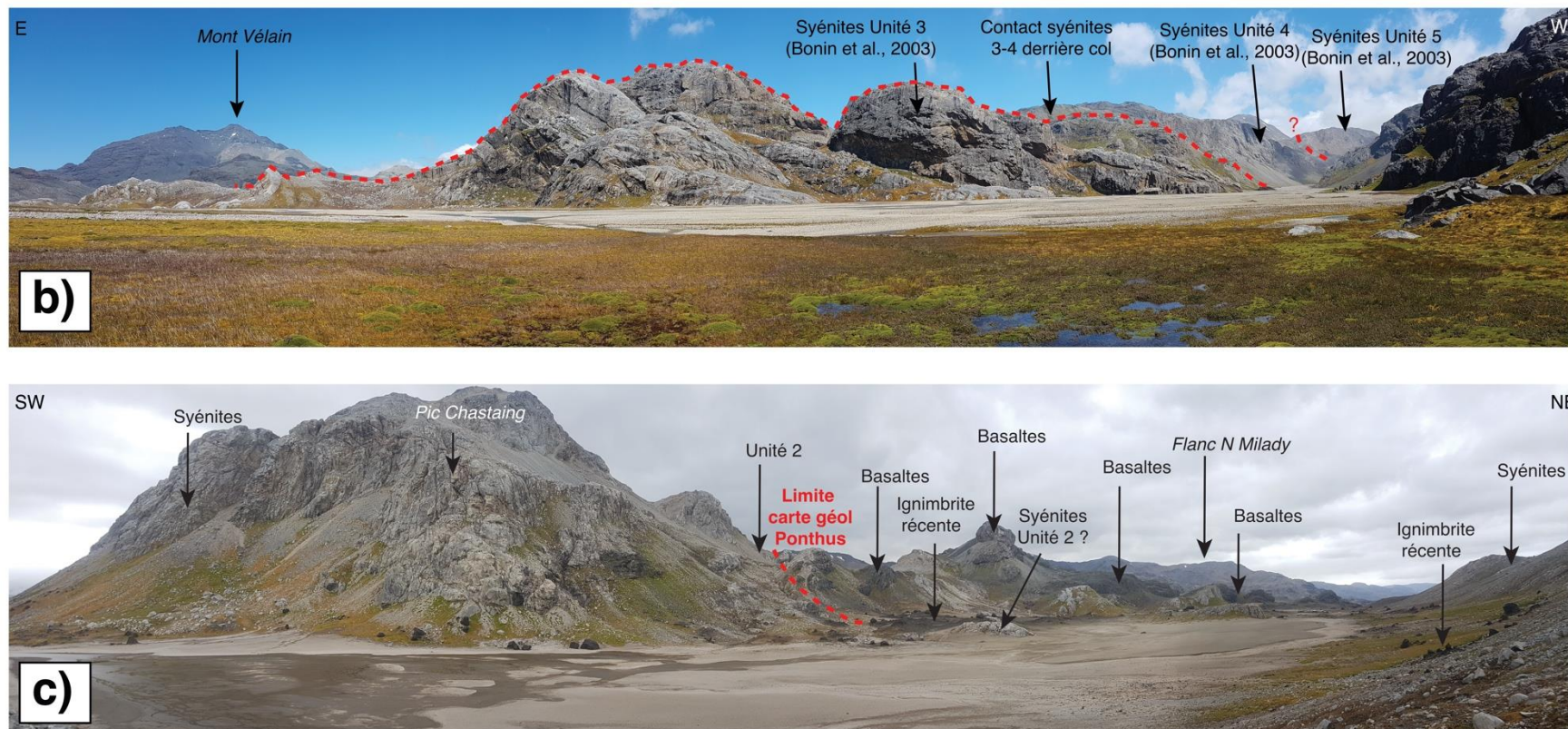


Fig. 1.31 : b) Panorama de la vallée Milady, illustrant les contacts entre les unités 3, 4 et 5 du NRBIC ; c) panorama d'une vallée sans nom située entre le pic Chastaing et le Mont Vélain, illustrant les contacts entre les basaltes de plateaux, l'unité 2 du NRBIC et le SRBIC

4.4. Étude téphro-chronologique de carottes de l'Océan Indien et volcanisme Miocène et Quaternaire dans l'archipel de Kerguelen

L'évaluation d'un modèle d'exhumation (chapitre 4) pour les plutons des îles Kerguelen, en particulier pour ceux de Rallier du Baty, nécessite la meilleure connaissance possible de l'activité volcanique depuis le début de la formation du SRBIC jusqu'à l'actuel. En effet, l'activité volcanique peut être un moteur actif de l'érosion des reliefs, en raison de sa capacité à démanteler instantanément les reliefs parfois instables et à disperser des grandes quantités de matériel volcanique dans l'atmosphère lors de la vidange des réservoirs magmatiques crustaux. L'absence de dépôts volcaniques continentaux miocènes contemporains du plutonisme au SRBIC, ainsi que la chronologie très mal connue du volcanisme du NRBIC, a conduit à la recherche d'informations dans les séries sédimentaires marines de l'Océan Indien. Le volcanisme explosif, dont les témoins sont nombreux au NRBIC au Quaternaire, émet des cendres volcaniques (téphras) dans l'atmosphère, qui sont ensuite déposées à plusieurs milliers de kilomètres à la faveur des circulations atmosphériques, soit sur les continents, soit en mer. Ces dépôts de cendres forment des niveaux de téphras notables dans les séquences sédimentaires marines, qui peuvent être datés par les méthodes de géochronologie classiques (U/Pb sur zircon, K/Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur minéraux séparés ou verres volcaniques). Quand la composition géochimique des téphras marins peut être comparée à celle de dépôts volcaniques continentaux de même âge, leur composition géochimique est similaire. Une recherche des sources possibles pour ces niveaux de cendres volcaniques atteignant la période Miocène dans l'Océan Indien a été effectuée d'après les forages ODP 736, 737, 745, 746 et 1138A, (Bohaty *et al.*, 2003 ; Morche *et al.*, 1991 ; Fig. 1.32). Le signal géochimique (et parfois géochronologique) des téphras a été comparé avec les enregistrements à terre de tous les centres d'émission

possibles, qui correspondent aux provinces volcaniques du sud de l'Océan Indien depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire (archipel de Crozet, îles Sandwich, îles Marion, île d'Heard, archipel de Kerguelen).

4.4.1. Miocène

Parmi ces sites de forages, les sites 737, 745, 746 et 1138A présentent des cendres volcaniques d'âge Miocène supérieur, contemporains de la mise en place du SRBIC et du NRBIC, et distants d'environ 300 et 1500 km de Kerguelen (Bohaty *et al.*, 2003 ; Morche *et al.*, 1991). Quelques rares niveaux de téphras ont bénéficié d'études géochimiques et/ou plus rarement géochronologiques (Bohaty *et al.*, 2003). Deux périodes principales d'émission de cendres volcaniques sont notamment mises en évidence par les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Bohaty *et al.* (2003) : le premier entre $12,22 \pm 1,47$ et $11,28 \pm 0,26$ Ma (5 datations) ; le deuxième entre $7,07 \pm 0,37$ et $5,99 \pm 0,71$ Ma (5 datations). L'absence de dépôts volcaniques à terre à Kerguelen à cette époque ne permet pas de comparer directement le signal géochimique et géochronologique des téphras avec des affleurements existants. Très souvent, dans les systèmes volcano-plutoniques, les compositions géochimiques des roches volcaniques et plutoniques ont des compositions similaires et suivent les mêmes types de séries magmatiques. Pour valider la comparaison, les données géochimiques des plutons Miocènes et Pliocènes du RBIC ont été comparées avec celles des roches volcaniques Quaternaires du NRBIC. Sur un diagramme TAS (Fig 1.32), leurs compositions chimiques sont similaires, ce qui indique que la comparaison directe des signaux géochimiques des téphras marins et des plutons du RBIC est donc rigoureuse pour déterminer la provenance des téphras. Cette comparaison a aussi été effectuée pour les autres éléments majeurs disponibles et confirme la discrimination par le diagramme TAS.

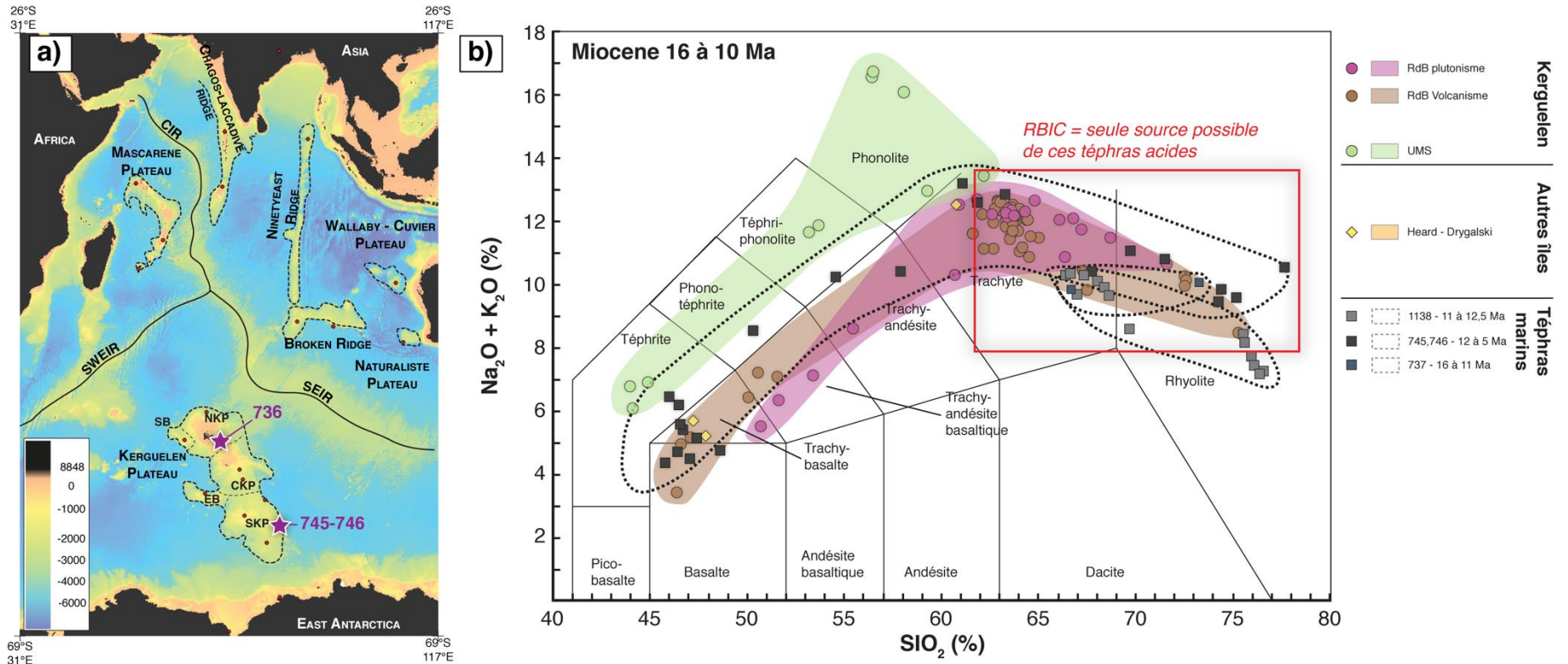


Fig. 1.32 : a) Localisation des forages ODP, b) Géochimie du magmatisme in-situ à Kerguelen et des téphras de l'océan Indien au Miocène moyen représentées sur un diagramme TAS ; géochimie et géochronologie des téphras d'après (Bohaty et al., 2003 ; Morche et al., 1991), à Kerguelen d'après Gagnevin et al. (2003), Ponthus (2018), Weis et al. (1993), données non publiées (Université de Saint-Etienne), à l'île d'Heard d'après Duncan et al. (2016)

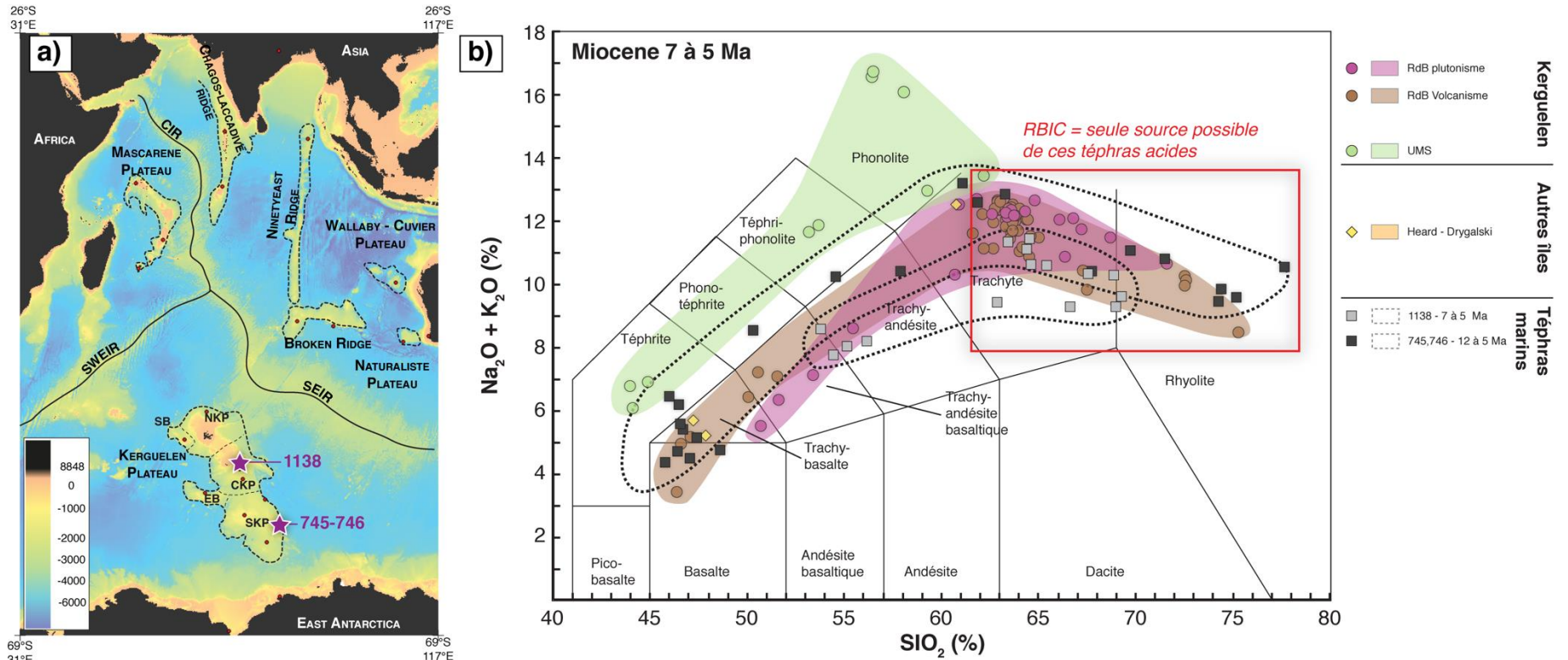


Fig. 1.33 : a) Localisation des forages ODP, b) Géochimie du magmatisme in-situ à Kerguelen et des téphras de l'océan Indien au Miocène supérieur représentées sur un diagramme TAS ; géochimie et géochronologie des téphras d'après (Bohaty et al., 2003 ; Morche et al., 1991), à Kerguelen d'après Gagnevin et al. (2003), Ponthus (2018), Weis et al. (1993), données non publiées (Université de Saint-Etienne), à l'île d'Heard d'après Duncan et al. (2016)

En termes d'âge, on remarque qu'au Miocène, dans l'Océan Indien, seul l'archipel des Kerguelen a un magmatisme actif développé depuis longtemps, à l'exception d'une formation volcanique très peu connue sur l'île de Heard (Drygalski formation ; *Duncan et al., 2016* ; Fig. 1.32, 1.33), dont l'âge est énigmatique mais qui semblerait marquer le début de la construction volcanique de cette île. Cette formation, inconnue à l'heure actuelle, a été datée grâce à la paléontologie depuis le milieu du Miocène jusqu'au Pliocène (10 à 2,5 Ma). Une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ donne un âge de 9,4 Ma (*Jonkers, 2003* ; *Truswell et al., 2005*) mais récemment deux autres datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 700-800 ka ont été obtenues (*Duncan et al., 2016*) sur des roches volcaniques de cette formation. D'après (*Duncan et al., 2016*), trop peu d'éléments sont connus sur cette formation et les âges très disparates mettent en évidence le besoin d'étudier cette formation en détail. Compte-tenu du peu d'éléments disponibles sur cette formation, nous considérons qu'il est difficile d'utiliser les rares données géochimiques associées à cette formation. A Kerguelen, à la fin du Miocène, outre le plutonisme du RBIC, le seul volcanisme connu est le volcanisme sous-saturé de la province sud-est (Ronarc'h et Jeanne d'Arc, UMS ; Upper Miocene Series ; Fig. 1.32, 1.33 ; *Weis et al., 1993*). Les compositions de ces laves sont très différentes des compositions des téphras marins de par leur alcalinité trop élevée pour un taux de silice trop faible (série sous-saturée ; max 62-63 SiO₂ wt%) par rapport aux téphras marins (Fig. 1.32, 1.33). La seule source volcanique compatible avec la majeure partie des téphras marins d'âge Miocène supérieur et de compositions trachytiques ou rhyolitiques est donc celle des roches volcaniques et plutoniques de Rallier du Baty. Cette information importante semble indiquer que malgré l'absence de dépôts explosifs ou effusifs miocènes à terre à Rallier du Baty ou ailleurs à Kerguelen, la préservation de téphras de compositions similaires jusqu'à 1500 km au sud est une contrainte forte pour considérer l'existence d'un volcanisme trachytique ou rhyolitique à Rallier du Baty au Miocène supérieur, tout comme au

Pliocène et Quaternaire. Au site ODP 1138A, situé à environ 600 km au sud de Kerguelen, *Bohaty et al.* (2003) reportent la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de plusieurs niveaux de téphras marins de compositions similaires aux roches plutoniques et volcaniques du RBIC (Fig. 1.32, 1.33), dont les âges montrent deux populations entre 12-11 et 6-7 Ma. La datation de ces téphras semble indiquer un événement volcanique explosif majeur à la fin du Miocène, vers 12-11 Ma et 6-7 Ma (*Bohaty et al.*, 2003), qui pourrait être contemporain de la mise en place des intrusions du SRBIC et du NRBIC (*Dosso et al.*, 1979 ; *Lameyre et al.*, 1976 ; *Ponthus*, 2018).

4.4.2. Plio-Quaternaire

De la même manière au Pliocène, des téphras de compositions très acides sont recensés dans ces mêmes carottes, à environ 1500 km de Kerguelen (site 745, ODP Leg 119). Les seules sources de magmatisme recensées au Pliocène sont, outre Kerguelen, les îles Sandwich, dont la composition géochimique appartient à une série sur-saturée en silice (Pearce et al., 1995) et qui montre une alcalinité bien plus faible que celle des téphras. La seule source possible est encore le RBIC pour les niveaux de téphras différenciés (trachytes, rhyolites), ce qui semble indiquer une activité volcanique explosive dans la péninsule Rallier du Baty au Pliocène également (Fig. 1.34).

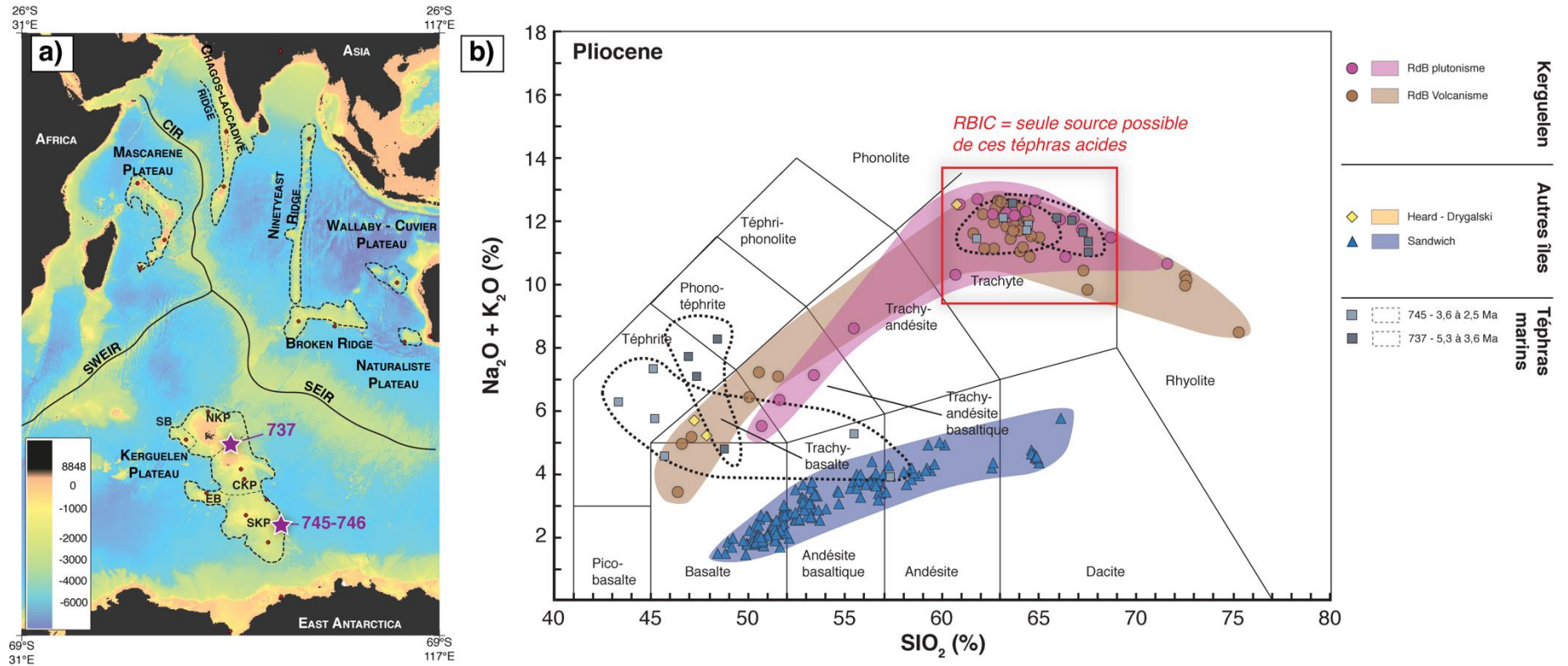


Fig. 1.34 : a) Localisation des forages ODP, b) Géochimie du magmatisme in-situ à Kerguelen et des téphras de l'océan Indien au Pliocène représentées sur un diagramme TAS ; géochimie et géochronologie des téphras d'après (Bohaty et al., 2003 ; Morche et al., 1991), à Kerguelen d'après Gagnevin et al. (2003), Ponthus (2018), Weis et al. (1993), données non publiées (Université de Saint-Etienne), à l'île d'Heard d'après Duncan et al. (2016), aux îles Sandwich d'après Pearce et al. (1995)

Au Quaternaire, plusieurs îles océaniques se mettent en place dans l'océan Indien : îles Marion, archipel de Crozet, tandis que le volcanisme continue dans les îles Sandwich et dans l'île de Heard. A Kerguelen, l'activité volcanique est représentée par la série sous-saturée du Mont Ross, ainsi que par les trachytes et ignimbrites de la péninsule Rallier du Baty. Les téphras les plus basiques de cette période ont des compositions semblables situées dans le domaine du pico-basalte, basalte, téphrite et trachy-basalte à part pour les andésites basaltiques pour les îles Sandwich. S'il est difficile de déterminer les sources de ces téphras basiques avec seulement la composition chimique de la Fig. 1.35, pour les téphras plus acides, situés à des teneurs supérieures à 62-63 SiO₂ % pour un taux d'alcalinité de 12% environ, la seule source recensée correspond au volcanisme de la péninsule Rallier du Baty, indiquant que même au Quaternaire, la seule source de volcanisme aussi acide recensée dans la partie Sud de l'Océan Indien est localisée à Kerguelen.

L'étude des téphras permet donc de mettre en évidence une activité volcanique explosive dans la péninsule Rallier du Baty, de façon certainement discontinue, mais sur une longue période s'étalant de 12 Ma jusqu'au Quaternaire récent. Pour ce que l'on en sait actuellement, l'activité volcanique plus ancienne que 1,15 Ma n'est pas connue, les dépôts et édifices volcaniques témoins de cette activité ont été totalement érodé depuis. Il faut donc imaginer que lors de la mise en place des complexes plutoniques du RBIC et postérieurement, des édifices volcaniques étaient présents en surface, associé à une activité (fortement) explosive mais aussi effusive.

- **Téphras acides** présents dans les sédiments de **l'Océan Indien** attestent d'un volcanisme explosif sporadique, notamment autour de **12 Ma et 7 Ma**
- Seul centre magmatique correspondant en âge et en composition chimique est la **péninsule Rallier du Baty**
- **Volcanisme explosif contemporain à la mise en place des laccolithes, érodé depuis**

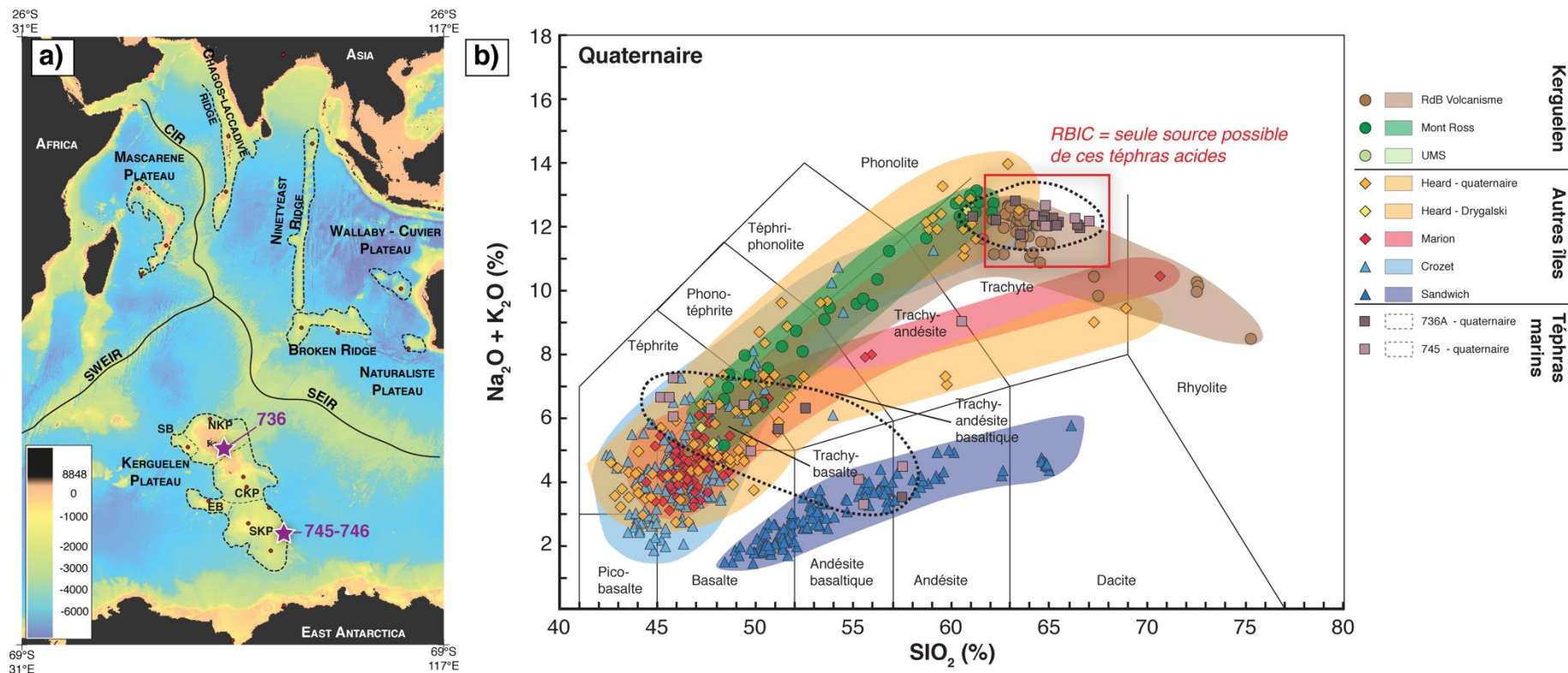


Fig. 1.35 : a) Localisation des forages ODP, b) Géochimie du magmatisme in-situ à Kerguelen et des téphras de l'océan Indien au Quaternaire représentées sur un diagramme TAS ; géochimie et géochronologie des téphras d'après (Bohaty et al., 2003 ; Morche et al., 1991), à Kerguelen d'après Gagnevin et al. (2003), Ponthus (2018), Weis et al. (1993), données non publiées (Université de Saint-Etienne), à l'île d'Heard d'après (Barling, 1994; Barling et al., 1988; Barling and Goldstein, 1990; Clarke et al., 1983; Hilton et al., 1995; LeMasurier et al., 1990; Stephenson, 1972; Storey et al., 1988; Williams and Gill, 1992), aux îles Sandwich d'après Pearce et al. (1995), aux îles Marion d'après le Roex et al. (2012), LeMasurier et al. (1990), Mahoney et al. (2019) et à Crozet d'après Breton et al. (2013), Chevallier et al. (1983), Giret et al. (2002), Meyzen et al. (2016) et données non publiées (Université de Saint-Etienne)

1.1. Échantillonnage

L'archipel de Kerguelen est un territoire inhabité, où le relief et les conditions climatiques forment un terrain où il est difficile d'aller prélever et de rapporter des échantillons. Les missions de terrains y ont été relativement rares, certaines zones étant restées non explorées depuis les années 1970. Sur les 8 complexes existants à Kerguelen, des échantillons de roche plutonique étaient disponibles pour 6 complexes plutoniques et sur ces échantillons, seuls ceux de 4 de ces complexes se sont révélés exploitables pour la thermochronologie basse température sur apatites et/ou zircon. Les échantillons exploités dans ce travail de thèse proviennent de 7 missions de terrains ayant eu lieu de 1977 jusqu'à 2017. Sur les échantillons provenant des plus anciennes missions (1977 à 1982), les informations de géo-référencement des échantillons n'étaient pas toutes à ma disposition. Pour les échantillons de l'île de Croy et des Montagnes Vertes, en l'absence d'informations, ils ne sont pas identifiables précisément sur une carte, mais sont recensés dans le meilleur des cas comme appartenant à une des unités pétrographiques. Les échantillons de l'île de l'Ouest sont référencés par report sur une carte topographique et géologique de la zone d'étude dans les carnets de terrain de l'époque. Les échantillons de la péninsule Rallier du Baty (Fig. 1.35) provenant des missions les plus récentes (1994 à 2017) sont géo-référencés soit par mesure GPS au moment de l'échantillonnage (échantillons des missions DYLIOKER (projet IPEV 444, porté par B. moine, campagne de 2009) et TALISKER (projet IPEV 1077, porté par D. Guillaume, campagnes de 2013 et 2017), soit par report sur une carte topographique et géologique de la zone d'étude dans les carnets de terrain (échantillons de la mission CARTOKER, porté par A. Giret, campagne de 1994). Cependant, il convient de noter que les échantillons récoltés en 1994 sont des pierres volantes et non des échantillons en place. Les informations d'échantillonnage sont résumées dans le tableau 1.1 ci-après.

noms ech.	localité	Lon (°E)	Lat (°S)	Alt (m)	Échantillonné en
8024	ile de l'ouest	68,65 à 68,70	49,32 à 49,35	-	1980
8042	ile de l'ouest	68,65 à 68,70	49,32 à 49,35	-	1980
8223	ile de croy	68,60 à 68,67	48,62 à 48,65		1982
8225	ile de croy	69.03376	49.52953	115	1982
MM94-408*	NRBIC	68.84999	49.554658	265	1994
MM94-458*	NRBIC	68.84999	49.554658	265	1994
MM94-495*	NRBIC	68.85816	49.48734	30	1994
MM94-532*	NRBIC	68.93526	49.47281	115	1994
MM94-573*	NRBIC	69.02224	49.57746	101	1994
TK17-72	NRBIC	68.99570	49.59598	111	2017
TK17-81	NRBIC	68.925031	49.701698	65	2017
TC09-10B	SRBIC	68.912997	49.719581	130	2009
TC09-75	SRBIC	68,8877778	49,6947222	440	2009
TC09-82	SRBIC	69.0161222	49.698219	30	2009
TC09-113	SRBIC	69.036312	49.614144	600	2009
TC09-120	SRBIC	68.916053	49.720205	80	2009
TC09-131	SRBIC	69,0813889	49,6267222	150	2009
13TK-02	SRBIC	68.935703	49.673784	25	2013
13TK-26	SRBIC	68.884021	-49.656263	140	2013
13TK-31	SRBIC	68.934882	49.694979	30	2013
13TK-63	SRBIC	68.910787	49.673152	55	2013
13TK-81	SRBIC	68.977829	-49.625352	120	2013
13TK-101	SRBIC	69.085387	49.66581	50	2013
13TK-118	SRBIC	68.99098	49.62947	525	2013
TK17-53	SRBIC	68.99099	49.62948	526	2017
77-5	Montagnes Vertes	69,99 – 70,05	49,23 à 49,27	-	1977
13TK-130	Montagnes Vertes	69,99 – 70,05	49,23 à 49,27	-	2013
13TK-136	Montagnes Vertes	69,99 – 70,05	49,23 à 49,27	-	2013

Tab. 1.1 : Localisation des échantillons analysés et année d'échantillonnage. Les coordonnées GPS et altitudes sont indiquées précisément soit d'après mesure directe sur le terrain (pour les missions depuis 2009), soit d'après report d'après des carnets de terrain (missions de 1994, certains échantillons des missions antérieures), lorsque les coordonnées GPS précises sont inconnues, ce sont les coordonnées GPS des complexes plutoniques qui sont indiquées sous forme de bornes d'ouest en est et de nord au sud. Les échantillons notés avec une * sont des pierres volantes, ceux sans * correspondent à des échantillons en place.

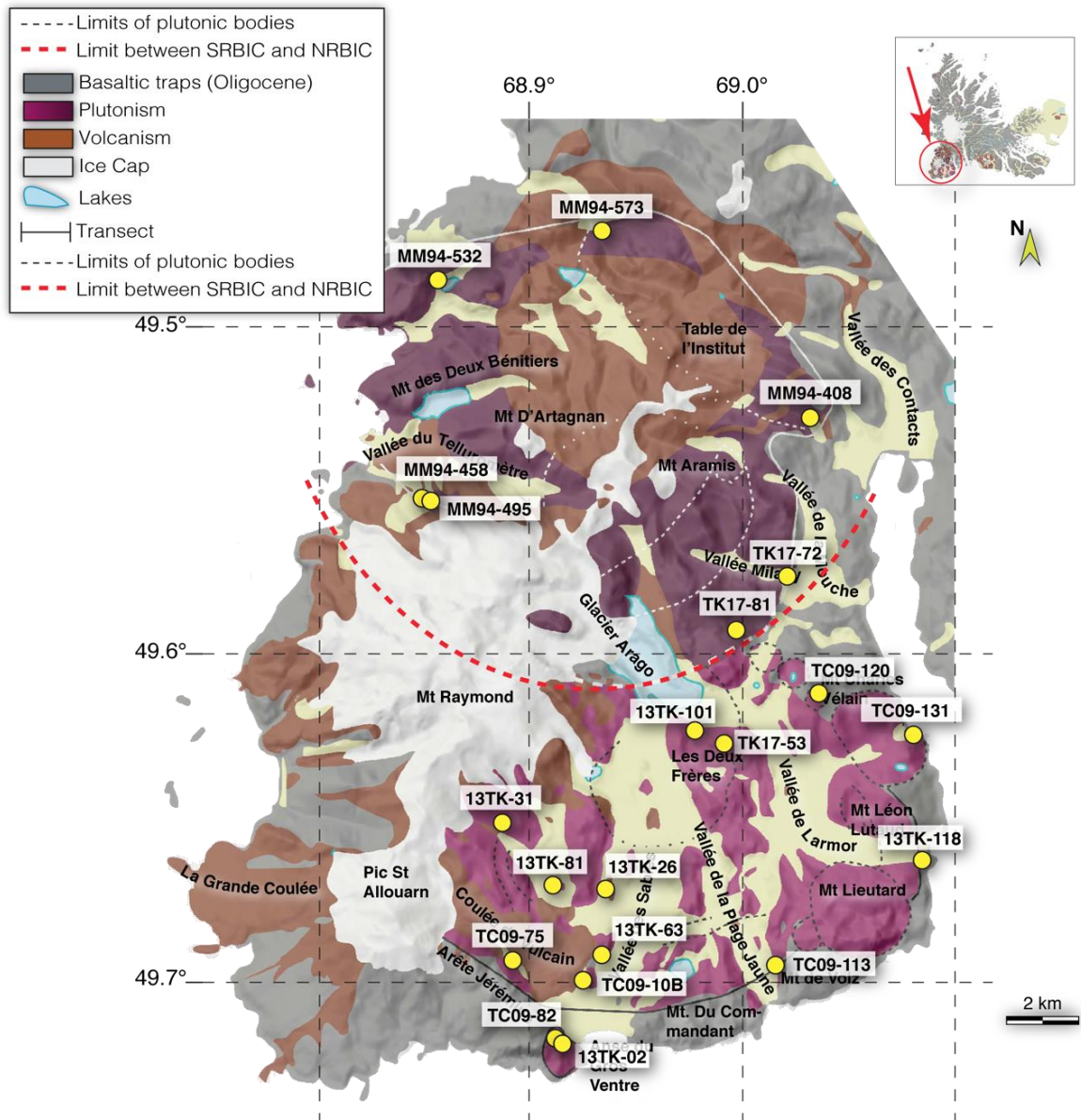


Fig. 1.36 : Localisation des échantillons analysés dans la péninsule Rallier du Baty, carte géologique simplifiée depuis Cottin et al., 2011 et Ponthus (2018).

En thermochronologie, un échantillonnage idéal consiste à avoir une bonne couverture géographique, ainsi qu'un maximum d'échantillons répartis sur des altitudes différentes, depuis le fond de vallée jusqu'aux sommets, dans l'idéal avec un dénivelé au moins supérieur au kilomètre. A Kerguelen, la difficulté d'accès est un frein à un échantillonnage idéal, et un dénivelé d'un kilomètre peu réalisable, les sommets culminants entre 600 et 800m d'altitude en moyenne. Pour ce travail de thèse, une attention particulière a été apportée à la péninsule Rallier du Baty, et notamment la partie sud du complexe, plus facile d'accès, où les échantillons sont

répartis sur toutes les unités du complexe. La plupart des échantillons proviennent de vallées, mais quelques échantillons ont pu être récoltés sur les plateaux à plus de 500m d'altitude. Les complexes plutoniques des Montagnes Vertes, de l'île de l'Ouest et de l'île de Croix étant de plus petite taille, seulement quelques datations AHe ont été effectuées, des différences d'âges AHe étant peu probable à l'échelle de petits complexes.

- Échantillonnage de **plusieurs plutons d'âges et mécanismes de formation différents, dispersés sur l'archipel**
- La **majorité des échantillons** appartiennent à la **plus grande province plutonique** de l'archipel : la **péninsule Rallier du Baty**

Références bibliographiques

- Antretter, M., Steinberger, B., Heider, F., Soffel, H., 2002. Paleolatitudes of the Kerguelen hotspot: new paleomagnetic results and dynamic modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 635–650. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00841-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00841-5)
- Aubert de La Rüe, E.A., 1932. Thèses présentées à la faculté des sciences de Paris : 1re thèse, Etude géologique et géographique de l'archipel de Kerguelen
- Barling, J., 1994. Origin and Evolution of a High-Ti Ocean Island Basalt Suite: The Laurens Peninsula Series, Heard Island, Indian Ocean. *Mineral. Mag.* 58A, 49–50. <https://doi.org/10.1180/minmag.1994.58A.1.29>
- Barling, J., Goldstein, S., Wheller, G., Nicholls, I., 1988. Heard Island: an example of large isotopic variations on a small oceanic island. *Chem. Geol.* 70, 46.
- Barling, J., Goldstein, S.L., 1990. Extreme isotopic variations in Heard Island lavas and the nature of mantle reservoirs. *Nature* 348, 59.
- Berthier, E., Le Bris, R., Mabileau, L., Testut, L., Rémy, F., 2009. Ice wastage on the Kerguelen Islands (49°S, 69°E) between 1963 and 2006. *J. Geophys. Res.* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JF001192>
- Bohaty, S.M., Coffin, M.F., Wallace, P.J., Quilty, P.G. (Eds.), 2003. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 183 Scientific Results, Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Ocean Drilling Program.* <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.183.2003>
- Bonin, B., Ethien, R., Gerbe, M.C., Cottin, J.Y., Féraud, G., Gagnevin, D., Giret, A., Michon, G., Moine, B., 2004. The Neogene to Recent Rallier-du-Baty nested ring complex, Kerguelen Archipelago (TAAF, Indian Ocean): stratigraphy revisited, implications for cauldron subsidence mechanisms. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 234, 125–149. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.234.01.08>
- Breton, T., Nauret, F., Pichat, S., Moine, B., Moreira, M., Rose-Koga, E.F., Auclair, D., Bosq, C., Wavrant, L.-M., 2013. Geochemical heterogeneities within the Crozet hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* 376, 126–136. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.020>
- Charvis, P., Recq, M., Operto, S., BREFORT, D., 1995. Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity. *Geophys. J. Int.* 122, 899–924. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06845.x>
- Chevallier, L., Nougier, J., Cantagrel, J., 1983. Volcanology of Possession island, Crozet archipelago (TAAF). Presented at the Antarctic Earth Sciences, 4th international Symposium, Cambridge, pp. 652–658.
- Clarke, I., McDougall, I., Whitford, D., 1983. Volcanic evolution of heard and Mc-Donald Islands, Southern Indian Ocean. Presented at the Antarctic earth science. International symposium. 4, pp. 631–635.

- Coffin, M.F., Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Rev. Geophys.* 32, 1. <https://doi.org/10.1029/93RG02508>
- Cottin, J.-Y., Michon, G., Delpech, G., 2011. The Kerguelen volcanic Plateau: the second largest oceanic Igneous Province (LIP) on earth and a witness of the Indian Ocean opening. *Kerguelen Plateau Mar. Ecosyst. Fish.* 2011, 29–42.
- Delpech, G., Lorand, J.-P., Grégoire, M., Cottin, J.-Y., O'Reilly, S.Y., 2012. In-situ geochemistry of sulfides in highly metasomatized mantle xenoliths from Kerguelen, southern Indian Ocean. *Lithos* 154, 296–314. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.018>
- Dosso, L., Vidal, P., Cantagrel, J., Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., 1979. "Kerguelen: continental fragment or oceanic island?": petrology and isotopic geochemistry evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 43, 46–60.
- Duncan, R.A., 2002. A Time Frame for Construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge. *J. Petrol.* 43, 1109–1119. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.7.1109>
- Duncan, R.A., Quilty, P.G., Barling, J., Fox, J.M., 2016. Geological development of Heard Island, Central Kerguelen Plateau. *Aust. J. Earth Sci.* 63, 81–89. <https://doi.org/10.1080/08120099.2016.1139000>
- Frey, F.A., Coffin, M.F., Wallace, P.J., Quilty, P.G. (Eds.), 2003. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 183 Scientific Results, Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Ocean Drilling Program*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.183.2003>
- Gagnevin, D., Ethien, R., Bonin, B., Moine, B., Féraud, G., Gerbe, M.C., Cottin, J.Y., Michon, G., Tourpin, S., Mamias, G., Perrache, C., Giret, A., 2003. Open-system processes in the genesis of silica-oversaturated alkaline rocks of the Rallier-du-Baty Peninsula, Kerguelen Archipelago (Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123, 267–300. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00509-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00509-7)
- Giret, A., 1983. Le plutonisme océanique intraplaque: exemple des îles Kerguelen. *Laboratoire de pétrologie, Université Pierre et Marie Curie*.
- Giret, A., Lameyre, J., 1983. A study of Kerguelen plutonism: petrology, geochronology and geological implications. *Antarct. Earth Sci. Canberra Aust. Acad. Sci.* 646–651.
- Giret, A., Lameyre, J., 1980. Mise en place et évolution magmatique des complexes plutoniques de la caldera de Courbet, île Kerguelen (TAAF). *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 437–446.
- Giret, A., Tourpin, S., Marc, S., Verdier, O., Cottin, J.-Y., 2002. Volcanisme de l'île aux Pingouins, archipel Crozet, témoin de l'hétérogénéité du manteau fertile au sud de l'océan Indien. *Comptes Rendus Geosci.* 334, 481–488.
- Giret, A., Weis, D., Grégoire, M., Mattielli, N., Moine, B., Michon, G., Scoates, J., Tourpin, S., Delpech, G., Gerbe, M.-C., 2003. L'archipel des Kerguelen: les plus vieilles îles dans le plus jeune océan. *Geol.-PARIS-* 23–39.

- Grégoire, M., Jackson, I., O'Reilly, S., Cottin, J., 2001. The lithospheric mantle beneath the Kerguelen Islands (Indian Ocean): petrological and petrophysical characteristics of mantle mafic rock types and correlation with seismic profiles. *Contrib. Mineral. Petrol.* 142, 244–259. <https://doi.org/10.1007/s004100100289>
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167. <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>
- Herbert, T.D., Lawrence, K.T., Tzanova, A., Peterson, L.C., Caballero-Gill, R., Kelly, C.S., 2016. Late Miocene global cooling and the rise of modern ecosystems. *Nat. Geosci.* 9, 843–847. <https://doi.org/10.1038/ngeo2813>
- Hilton, D., Barling, J., Wheller, G., 1995. Effect of shallow-level contamination on the helium isotope systematics of ocean-island lavas. *Nature* 373, 330.
- Jomelli, V., Mokadem, F., Schimmelpfennig, I., Chapron, E., Rinterknecht, V., Favier, V., Verfaillie, D., Brunstein, D., Legentil, C., Michel, E., 2017. Sub-Antarctic glacier extensions in the Kerguelen region (49 S, Indian Ocean) over the past 24,000 years constrained by ³⁶Cl moraine dating. *Quat. Sci. Rev.* 162, 128–144.
- Jomelli, V., Schimmelpfennig, I., Favier, V., Mokadem, F., Landais, A., Rinterknecht, V., Brunstein, D., Verfaillie, D., Legentil, C., Aumaitre, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., 2018. Glacier extent in sub-Antarctic Kerguelen archipelago from MIS 3 period: Evidence from ³⁶Cl dating. *Quat. Sci. Rev.* 183, 110–123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.008>
- Jonkers, H.A., 2003. Late Cenozoic-Recent Pectinidae (Mollusca: Bivalvia) of the Southern Ocean and neighbouring regions. Backhuys.
- Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., Cantagrel, J., Dosso, L., Vidal, P., 1976. Chronological evolution of the Kerguelen islands syenite–granite ring complex. *Nature* 263, 306.
- Lauriat-Rage, A., Carriol, R.-P., Lozouet, P., Giret, A., Leyrit, H., 2002. Miocene molluscs and barnacles from Mont Rond, Kerguelen Islands. *Alcheringa Australas. J. Palaeontol.* 26, 275–287. <https://doi.org/10.1080/03115510208619257>
- le Roex, A.P., Chevallier, L., Verwoerd, W.J., Barends, R., 2012. Petrology and geochemistry of Marion and Prince Edward Islands, Southern Ocean: Magma chamber processes and source region characteristics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 223–224, 11–28. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.009>
- LeMasurier, W.E., Thomson, J.W., Baker, P., Kyle, P., Rowley, P., Smellie, J., Verwoerd, W., 1990. Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Ocean. American Geophysical Union.
- Loftus, T., Weis, D., Scoates, J., Giret, A., 2011. The 13 Ma Monts Ballons alkalic plutonic suite, Kerguelen Archipelago, Indian Ocean. Presented at the AGU Fall Meeting Abstracts.

- Mahoney, L., McLaren, S., Hill, K., Kohn, B., Gallagher, K., Norvick, M., 2019. Late Cretaceous to Oligocene burial and collision in western Papua New Guinea: Indications from low-temperature thermochronology and thermal modelling. *Tectonophysics* 752, 81–112. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.017>
- Marie Meyzen, C., Marzoli, A., Bellieni, G., Levresse, G., 2016. Magmatic Activity on a Motionless Plate: the Case of East Island, Crozet Archipelago (Indian Ocean). *J. Petrol.* 57, 1409–1436.
- Mathieu, L., Byrne, P., Guillaume, D., van Wyk de Vries, B., Moine, B., 2011. The field and remote sensing analysis of the Kerguelen Archipelago structure, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 199, 206–215. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.013>
- Morche, W., Hubberten, H.-W., Ehrmann, W.U., Keller, J., n.d. 17. Geochemical investigations of volcanic ash layers from leg 119, Kerguelen plateau I 22.
- Nicolaysen, K., Frey, F.A., Hodges, K., Weis, D., Giret, A., 2000. 40 Ar/39 Ar geochronology of flood basalts from the Kerguelen Archipelago, southern Indian Ocean: implications for Cenozoic eruption rates of the Kerguelen plume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 174, 313–328.
- Nougier, J., *Terres australes et antarctiques françaises*, 1970. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kerguelen. CNFRA.
- Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, P.K., Luff, I.W., 1995. Geochemical Evidence for Subduction Fluxes, Mantle Melting and Fractional Crystallization Beneath the South Sandwich Island Arc. *J. Petrol.* 36, 1073–1109. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.1073>
- Philippe, M., Giret, A., 1998. Bois fossiles tertiaires et quaternaires de Kerguelen (océan Indien austral). *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 326, 901–906.
- Ponthus, L., n.d. Origine, évolution et mise en place d'un pluton récent en contexte intraplaque océanique. Exemple du complexe sud de Rallier du Baty, Kerguelen (T.A.A.F.) 389.
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Recq, M., Brefort, D., Malod, J., Veinante, J.-L., 1990. The Kerguelen Isles (southern Indian Ocean): new results on deep structure from refraction profiles. *Tectonophysics* 182, 227–248. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90165-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90165-5)
- Schlich, R., 1982. The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers, and oceanic basins, in: *The Ocean Basins and Margins*. Springer, pp. 51–147.
- Scoates, J.S., Weis, D., Franssens, M., Mattielli, N., Annell, H., Frey, F.A., Nicolaysen, K., Giret, A., 2008. The Val Gabbro Plutonic Suite: A Sub-volcanic Intrusion Emplaced at the End of Flood Basalt Volcanism on

- the Kerguelen Archipelago. *J. Petrol.* 49, 79–105. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm071>
- Stephenson, P., 1972. Geochemistry of some Heard Island igneous rocks. *Antarct. Geol. Geophys.* 793–801.
- Storey, M., Saunders, A., Tarney, J., Leat, P., Thirlwall, M., Thompson, R., Menzies, M., Marriner, G., 1988. Geochemical evidence for plume—mantle interactions beneath Kerguelen and Heard Islands, Indian Ocean. *Nature* 336, 371.
- Truswell, E.M., Quilty, P.G., Mcminn, A., Macphail, M.K., Wheller, G.E., 2005. Late Miocene vegetation and palaeoenvironments of the Drygalski Formation, Heard Island, Indian Ocean: evidence from palynology. *Antarct. Sci.* 17, 427–442. <https://doi.org/10.1017/S0954102005002865>
- Verdier, O., Nativel, P., Giret, A., 1988. Zéolification du plateau central des îles Kerguelen, Océan Indien. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 307, 169–174.
- Verfaillie, D., n.d. Suivi et modélisation du bilan de masse de la calotte Cook aux îles Kerguelen. *Lien avec le changement climatique* 275.
- Verfaillie, D., Favier, V., Dumont, M., Jomelli, V., Gilbert, A., Brunstein, D., Gallée, H., Rinterknecht, V., Menegoz, M., Frenot, Y., 2015. Recent glacier decline in the Kerguelen Islands (49°S, 69°E) derived from modeling, field observations, and satellite data. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120, 637–654. <https://doi.org/10.1002/2014JF003329>
- Watkins, N.D., Gunn, B.M., Nougier, J., Baksi, A.K., 1974. Kerguelen: continental fragment or oceanic island? *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 201–212.
- Weis, D., Frey, F.A., Giret, A., 1998. Geochemical Characteristics of the Youngest Volcano (Mount Ross) in the Kerguelen Archipelago: Inferences for Magma Flux, Lithosphere Assimilation and Composition of the Kerguelen Plume 39, 22.
- Weis, D., Frey, F.A., Leyrit, H., Gautier, I., 1993. Kerguelen Archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the Southeast Province lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 101–119. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90162-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90162-3)
- Williams, R., Gill, J., 1992. Th isotope and U-series disequilibria in some alkali basalts. *Geophys. Res. Lett.* 19, 139–142.
- Zachos, J., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>

CHAPITRE 2 :

THERMOCHRONOLOGIE MOYENNE ET BASSE TEMPERATURE

Dans ce chapitre seront tout d'abord détaillés les principes théoriques de la thermochronologie moyenne à basse température $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite, (U-Th)/He sur apatite et sur zircon, méthodes de datation utilisées dans cette étude. Les protocoles analytiques précis seront ensuite détaillés pour chaque méthode et un dernier volet abordera enfin le développement analytique effectué dans ce travail de thèse. Le premier volet de développement analytique concerne la calibration d'un spectromètre de masse à secteur magnétique, utilisé afin de mesurer des faibles quantités d' ^4He ; et le deuxième volet de développement analytique porte sur la mise en place de la méthode de datation (U-Th)/He sur zircon au laboratoire GEOPS, selon le protocole de *Reiners et al. (2004)*. Une attention particulière est portée à la diffusion de l'hélium dans les zircons, nécessaire à l'interprétation des données obtenues lors de ce travail.

Liste des Figures

2.1. Températures de fermetures des principaux géo- et thermo- chronomètres	94
2.2. Relation entre profondeur et température pour une gamme de gradient géothermiques constants allant de 25 à 120 °C/km	95
2.3. Différents cas de figures classique de profils de dégazage des minéraux observés lors de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	100
2.4. Diagramme de l'isochrone inverse	101
2.5. Distance d'arrêt moyenne de l'hélium dans un cristal d'apatite ou de zircon	104
2.6. Morphologie en 3D des cristaux d'apatite et de zircon	105
2.7. Zone partielle de rétention et diffusion de l'hélium dans les apatites et les zircons et température de fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite	106
2.8. Comparaison entre les âges AHe calculés à l'aide du logiciel QTQt	109
2.9. Température de fermeture du thermochronomètre (U-Th)/He sur zircon en fonction de l'alpha-dose	112
2.10. Lien entre le temps d'accumulation des défauts de radiation dans le cristal, la teneur en eU et l'alpha-dose	113
2.11. Âges ZHe d'Anderson et al. (2017) en fonction de l'alpha-dose	116
2.12. Exemple de reconstruction de trajet thermique moyen pour des données AHe et ZHe non dispersées	119
2.13. Différence entre le trajet thermique réel et le trajet thermique moyen reconstruit à partir des données thermochronologiques	120
2.14. Biotites des plutons du SRBIC vues au microscope optique	123
2.15. Photos d'apatite et de zircons vue à la loupe binoculaire	124
2.16. Ligne de purification des gaz et spectromètre de masse VG4500 du LSCE	127
2.17. Schéma de la ligne d'extraction, purification et mesure de l' ^4He sur QMS ou VG5400	129
2.18. Courbe de calibration du spectromètre de masse effectuée en 2016	138
2.19. Gamme de teneurs en ^4He des échantillons naturels et standards naturels utilisés dans le cadre de cette étude	139
2.20. Courbe de calibration du spectromètre de masse effectuée en mai 2018	140
2.21. Gamme de teneurs en ^4He des échantillons naturels et standards naturels utilisés dans le cadre de cette étude	141
2.22. Signaux mesurés en ^{235}U , ^{238}U , ^{230}Th et ^{232}Th des Blc, Blc-ch et Blc-Nb durant les différentes séances de chimie	143
2.23. Rapports isotopiques $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des Blc, Blc-ch, Blc-ch-Nb, BSP-ch et FCT durant les différentes séances de chimie	144
2.24. Rapports isotopiques $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des BSP, BSP-ch et BSP-ch durant les différentes séances de chimie	146
2.25. Compilation des âges (Ma) en fonction du rapport Th/U des zircons FCT avant correction	150
2.26. Compilation des âges (Ma) en fonction du rapport Th/U des zircons FCT après correction	153

Liste des Tableaux

2.1. Nombre de noyaux alphas produits et périodes des isotopes ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{147}Sm ; constantes de désintégration, énergie cinétique moyenne et distance d'arrêt pour l'apatite et le zircon	103
2.2. Récapitulatif des équipements présents sur les deux lignes d'extraction et mesure d' ^4He du laboratoire GEOPS	129
2.3. Signaux et concentrations en ^4He déterminés à l'aide du QMS	130
2.4. Sensibilité du spectromètre de masse VG5400 en 2016 et 2018	131
2.5. Nomenclature utilisée dans le protocole de dissolution des apatites	133
2.6. Nomenclature utilisée dans le protocole de dissolution des zircons	133
2.7. Concentration des solutions de spike utilisées dans le protocole de mesure de l'U, du Th, du Sm et du Ca dans les apatites	134
2.8. Concentrations des solutions de spike utilisées dans le protocole de mesure de l'U et du Th dans les zircons	135
2.9. Rapports isotopiques et signaux en cps des différentes solutions de spikes utilisés pour la validation du protocole de dissolution des zircons, avant et après correction	148
2.10. Compilation bibliographique des âges de thermochronomètres de haute à basse température de Fish Canyon Tuff.....	149
2.11. Compilation bibliographique des âges et rapports Th/U moyens obtenus sur les zircons FCT par la méthode de datation (U-Th)/He sur zircon	149
2.12. Rapports isotopiques moyens des BSP, BSP-ch, BSP-ch-Nb et rapports isotopiques BSPcorr utilisés pour les calculs des teneurs en U et Th des échantillons	152
2.13. Âges et rapports Th/U moyens des zircons FCT, avant et après correction	154

1. Introduction

La thermochronologie au sens large est une discipline qui utilise la radioactivité naturelle des roches présentes à la surface terrestre afin de les dater. Les différentes applications de cette discipline ont donné naissance à deux sciences différentes : (1) la géochronologie, qui consiste à utiliser les thermochronomètres afin de dater la formation d'une roche, et (2) la thermochronologie qui consiste à dater le refroidissement d'une roche afin d'en déduire des contraintes sur les événements géologiques d'enfouissement et de dénudation subis par la roche. C'est l'utilisation la plus courante qui définit le terme dans lequel s'inscrit une méthode de datation. Ainsi, les thermochronomètres de haute à moyenne température sont le plus souvent utilisés afin de dater la formation des roches, ils sont donc le plus souvent qualifiés de géochronomètre, et ceux le plus fréquemment utilisés afin de caractériser d'autres événements géologiques sont simplement nommer thermochronomètres. Dans ce travail de thèse, des thermochronomètres de moyenne à basse température sont utilisés, combinés avec des données géochronologiques de la littérature.

Si la radioactivité a été découverte en 1896 par Becquerel (*Becquerel, 1896*), la notion de période radioactive et l'équation de la décroissance radioactive a été découverte au début du 20^{ème} siècle par Rutherford (*Rutherford et Soddy, 1903*), qui mettra également en évidence la nature de la radioactivité alpha constitué de noyaux d'hélium. Dans les années 1950-1960, de nombreux thermochronomètres sont testés, et les âges obtenus sur un même échantillon par différentes méthodes de datations sont souvent différents. L'hypothèse que les âges plus jeunes obtenus par différentes méthodes de datation correspondent à des événements géologiques autres que la formation de la roche est déjà évoquée. Les travaux d'*Hurley (1955)* ainsi que de *Damon et Kulp (1957)* sont les premiers à s'intéresser à la diffusion de l'hélium dans les cristaux, et aux défauts de radiations cristallins provoqués par la radioactivité. Plusieurs études (*Dewey et*

Pankhurst, 1970 ; Hurley et al., 1962 ; Mason, 1961 ; Westcott, 1966) évoquent par ailleurs la remise à zéro d'un thermochronomètre, et donc l'influence du contexte thermique sur les âges obtenus, notamment en étudiant les auréoles métamorphiques de contact (*Hanson et Gast, 1967 ; Hart, 1964*). Cependant, les scientifiques se sont à l'époque concentrés sur la datation de la formation des roches, et ce sont donc les thermochronomètres U/Pb et K/Ar qui sont le plus développés. La définition de la notion fondamentale de température de fermeture d'un système thermochronomètre - minéral est établie par *Dodson (1973)*, et c'est ensuite à partir des années 1980 que la thermochronologie est utilisée afin de déterminer l'histoire thermique d'un échantillon. La thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est développée (*Berger, 1975 ; Hanson et al., 1975 ; Harrison et al., 1985*) en même temps que la méthode trace de fission sur apatite (*Baldwin et Lister, 1998 ; Gleadow et al., 1983*) avec laquelle est définie la notion de zone partielle de cicatrisation des traces (PAZ pour Partial Annealing Zone) : une gamme de température dans laquelle les traces de fission cicatrisent partiellement. Cette notion complète la définition de température de fermeture, notamment pour les thermochronomètres de basse température, où la fermeture du thermochronomètre se fait progressivement dans une gamme de température plus étendue. Les travaux de *Zeitler et al. (1987)* sont les premiers à ré-évoquer la possibilité d'utiliser la méthode (U-Th)/He sur apatite comme thermochronomètre basse température. C'est ensuite dans les années 1990 avec les travaux de *Farley et Wolf (Farley, 2000 ; Farley et al., 1996 ; Wolf et al., 1998, 1996)* sur la diffusion de l'hélium dans les apatites que le thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite peut être utilisé au même titre que les précédentes méthodes. De la même manière, au début des années 2000, les premiers travaux de diffusion de l'hélium dans les zircons sont réalisés par *Reiners (Reiners et al., 2002 ; Reiners et al., 2004)*. La problématique principale nécessaire à l'interprétation des données produites par thermochronologie est la compréhension des mécanismes de diffusion et cicatrisation des

éléments fils (^{40}Ar , ^4He , traces de fission). Concernant le thermochronomètre (U-Th)/He utilisé dans ce travail, la communauté scientifique s'est beaucoup plus focalisée sur les mécanismes de diffusion de l'hélium dans les apatites, en premier lieu puisque l'histoire thermique à plus basse température présentait plus d'intérêt ; mais aussi car les mécanismes de diffusion semblaient plus simples à appréhender. Pour le thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite, au moins cinq études basées sur des échantillons naturels, ou sur la modélisation numérique proposent des modèles de diffusion de l'hélium (Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009 ; Gerin et al., 2017 ; Recanati et al., 2017). En comparaison, il n'existe à ce jour qu'une seule étude (Guenther et al., 2013) qui propose une loi de diffusion de l'hélium dans les cristaux de zircons. De récentes études mettent par ailleurs en exergue certaines incohérences dans le modèle de diffusion (cf. ce chapitre, paragraphe 2.1.2.3.2) ouvrant de nombreuses perspectives quant à la compréhension de la diffusion de l'hélium dans les zircons, et donc, l'interprétation des données obtenues.

L'obtention de données (U-Th)/He est basée sur la mesure des teneurs en isotopes pères (U, Th et/ou Sm) et fils (^4He) naturellement contenus dans des cristaux. Le développement d'instruments tels que les ICPMS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer : spectrométrie de masse couplée à un plasma ; Yang, 2009) permet la mesure de quantité très faibles des isotopes pères (jusqu'au ppb) et leur mesure ne présente pas un défi analytique pour les cristaux d'apatite et de zircons, ayant des teneurs en U, Th et Sm de l'ordre du ppm au minimum. Cependant, la mesure de quantité faibles d' ^4He présente aujourd'hui un challenge analytique. Ainsi, la datation des échantillons les plus jeunes (inférieurs à quelques millions d'années, dépendant de la teneur isotopes pères et de la taille des cristaux analysés), ayant des teneurs en ^4He faibles, représente encore aujourd'hui une difficulté et est l'une des perspectives d'amélioration de la méthode (U-Th)/He.

- **La thermochronologie basse et moyenne température** est une discipline **relativement jeune**, : années 1970 pour la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; utilisée depuis les années 2000 pour la méthode (U-Th)/He sur apatite et sur zircon
- Les deux méthodes sont basées **sur des isotopes fils étant des gaz rares** (argon et hélium), et reposent sur la **compréhension des mécanismes de diffusion** de ces gaz dans les minéraux.

2. Thermochronologie (U-Th)/He et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

2.1. Théorie

Les méthodes de géochronologie et thermochronologie isotopiques sont basées sur la désintégration d'un atome radioactif (père) en un ou des atome(s) « fils » par un processus de désintégration radioactive naturelle. La décroissance de l'élément père dépend du temps, et suit la loi de désintégration radioactive (1) :

$$(1) \quad N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Avec t le temps, λ la constante de désintégration, N_0 le nombre de noyaux pères initial et $N(t)$ le nombre de noyaux pères au temps t .

Au-dessus d'une certaine température dite de « fermeture isotopique » qui est propre à chaque atome et à chaque minéral, les atomes d'hélium et d'argon produits par la désintégration radioactive vont diffuser dans le réseau cristallin. Cette diffusion suit la loi de Fick :

$$(2) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = D \cdot \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \right)$$

Avec D , le coefficient de diffusion de l'hélium, C la concentration, x , y et z les directions de diffusion du cristal

Dans le réseau cristallin, les noyaux fils sont activés thermiquement et vont se déplacer d'un site à l'autre, la température est donc ici un paramètre déterminant en ce qui concerne la diffusion d'un gaz : plus la température sera élevée, plus ils auront d'énergie et plus la vitesse de

diffusion sera importante. Les éléments fils peuvent diffuser dans le cristal et en sortir en fonction du réseau cristallin et de la température en suivant la loi d'Arrhenius (3). Le domaine de diffusion de l'hélium dans les apatites et les zircons et celui de l'argon dans les biotites par exemple est le cristal lui-même. Pour les simulations numériques, on utilise le paramètre « a » qui est une sphère de même rapport surface/volume que le cristal (Meesters et Dunai, 2002 ; Gautheron et Tassan-Got, 2010).

$$(3) \quad \frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} \cdot e^{-\frac{E_a}{RT}}$$

Avec D le coefficient de diffusion, a le domaine de diffusion, D_0 le coefficient de diffusion à l'origine, E_a l'énergie d'activation, R la constante des gaz parfaits et T la température.

Les atomes fils s'accumulent dans le réseau cristallin lorsque la température diminue suffisamment pour que sa diffusion soit très ralentie et négligeable. Chaque système thermochronomètre-minéral a une sensibilité thermique qui lui est donc propre, et permet donc de dater des événements thermiques sur une gamme de température. La température de fermeture d'un système (T_c) correspond à la température à partir de laquelle 50% des isotopes fils émis par désintégration radioactive sont conservés dans la structure cristalline pour une taille de domaine de diffusion et une vitesse de refroidissement donnée (Dodson, 1973). Elle est obtenue par la loi suivante (4) :

$$(4) \quad T_c = \frac{R}{E \cdot \ln \left(\frac{A \tau D_0}{a^2} \right)}$$

Avec T_c la température de fermeture, R la constante des gaz parfaits, E l'énergie d'activation, A une constante qui dépend de la géométrie et de la constante de désintégration de l'isotope père, τ la constante de temps qui caractérise la décroissance de D, a le domaine de diffusion, D_0 le coefficient de diffusion à l'origine

La température de fermeture dépend aussi de la vitesse de refroidissement. Plus ce refroidissement est rapide, plus la température de fermeture isotopique est élevée pour une taille et une structure cristalline données.

La température de fermeture du système (U-Th)/He sur apatites (AHe) et sur zircons (ZHe) est fonction de la taille du cristal et de la quantité d'endommagement liée à la radioactivité (elle-même fonction de l'âge, de l'histoire thermique et de la teneur en isotopes radioactifs). Elle varie de 40 à 120°C pour l'apatite et de 100 à 180°C pour le zircon (*Flowers et al., 2009 ; Reiners et al., 2004*). La valeur de la Tc pour le zircon est assez controversée et des contributions scientifiques récentes remettent en question le modèle de diffusion établi, impliquant donc une remise en question des valeurs de la Tc connues actuellement (cf. ce chapitre, paragraphe 2.1.2.3.2).

La méthode de thermochronologie (U-Th)/He permet d'apporter des contraintes temporelles correspondant donc à des températures dites « faibles » à « moyennes » (les gammes de températures sont présentées par la suite). On utilise aussi la notion de « zone partielle de rétention de l'hélium » (He-PRZ, ou PRZ pour Helium Partial Retention Zone). L'He-PRZ est la gamme de température dans laquelle entre 10 et 90 % des atomes d'He émis diffusent hors du cristal (*Dodson, 1973*). Le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ correspond lui à des températures dites « moyenne » de fermeture de l'ordre de 350 à 250°C pour les micas (e.g. *Harrison et al., 1985 ; Lo et al., 2000*) et 400 à 500°C pour les amphiboles (e.g. *Dahl, 1996*) par exemple. Dans mon travail de thèse, et en l'absence d'amphiboles ayant une composition chimique adéquate pour la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans les roches étudiées, j'ai travaillé en n'utilisant qu'uniquement le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas de type biotite.

Le sujet d'étude de ma thèse est l'exhumation de roches magmatiques mises en place en profondeur (roches plutoniques), aujourd'hui exhumées à la surface. Afin de déterminer les taux d'exhumation et les périodes d'érosion, les vitesses de refroidissement de ces roches depuis la cristallisation jusqu'à un refroidissement de $\approx 40^\circ\text{C}$ ont dû être déterminées au préalable. Les âges U/Pb (Tc $\approx 800\text{-}900^\circ\text{C}$, Fig. 2.1) de la littérature sont utilisés comme âges de cristallisation

et correspondent donc au point de départ de l'histoire thermique de l'échantillon. Dans le cadre de ma thèse, les plutons cristallisent à faible profondeur (de l'ordre de quelques kilomètres maximum) et le thermochronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est utilisé pour retracer le refroidissement du pluton à moyenne température autour de 350-250°C (Fig.2.1) mais aussi pour estimer aussi approximativement la profondeur de cristallisation, au regard d'estimations sur le gradient géothermique.

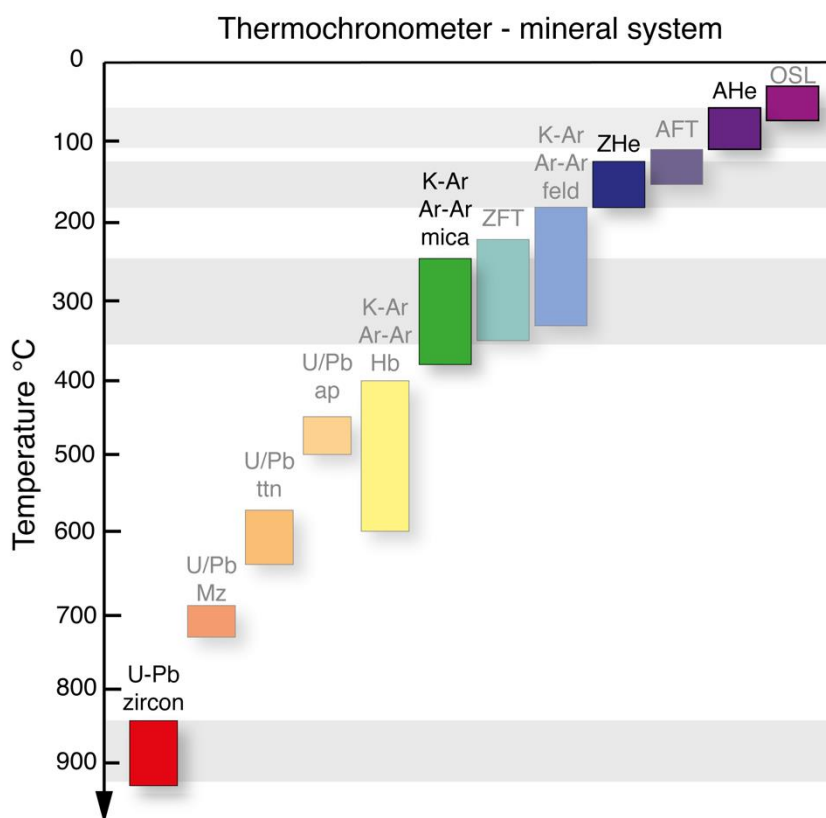


Fig. 2.1 : Température de fermetures des principaux géo- et thermochronomètres, les températures de fermetures sont d'après (Reiners et al., 2005).

- La thermochronologie est basée sur la **désintégration radioactive** d'isotopes pères et de **l'accumulation d'un isotope fils** dans le cristal, **qui débute quand la température est suffisamment basse**
- Chaque **système thermochronomètre-minéral** a sa **propre température de fermeture**
- La **température de fermeture dépend directement de l'histoire thermique**

La question scientifique majeure de mon travail consiste donc à reconstituer de façon la plus juste les mécanismes géologiques qui ont été les moteurs de l'exhumation de ces corps plutoniques. Ce sont donc les thermochronomètres de basse et moyenne température, représentatifs de l'histoire thermique dans les premiers kilomètres de la croûte, qui sont cruciaux pour mon travail. L'utilisation de la méthode des traces de fission sur apatite a été envisagée pour préciser l'histoire thermique entre 80°C et 150°C (Fig. 2.1), cependant, après attaques acides de quelques échantillons, il s'est avéré qu'ils ne contenaient pas ou très peu de traces, ce qui est dû à leur âge de refroidissement probablement trop jeune pour l'utilisation de cette méthode. Le thermochronomètre (U-Th)/He utilisé sur zircons et sur apatite permet comme précisé ci-dessus de retracer l'histoire thermique respectivement entre 100 et 180°C et entre 40 et 120°C (Fig. 2.1). Considérant un gradient thermique compris entre les valeurs extrêmes de 25°C/km et 120°C/km, cela permet d'accéder à l'érosion d'une pile de roches de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres (Fig. 2.2). Les thermochronomètres d'ultra basse température tels que l'OSL (Optically Simulated Luminescence) et l'ESR (Electron Spin Resonance) ne sont applicables que sur des objets ayant en général plus de 1 Ma (King *et al.*, 2016). Dans le cas d'étude de Kerguelen, ils ne sont donc pas applicables.

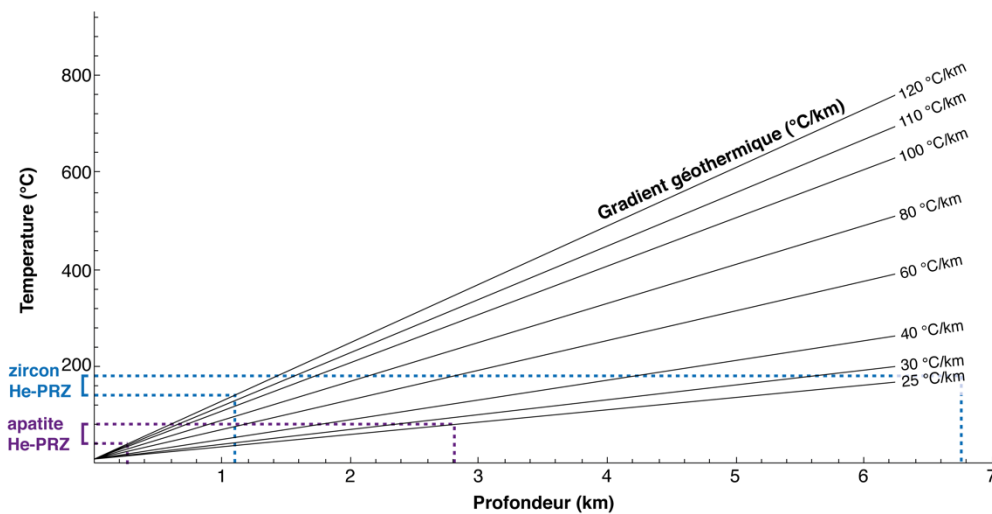


Fig. 2.2 : Relation entre profondeur et température pour un gamme de gradients géothermiques constants allant de 25 à 120 °C/km

2.1.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite

La technique de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est une variante de la méthode de datation $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ et est basée sur l'accumulation d' ^{40}Ar produit par désintégration du ^{40}K . Le potassium est un élément majeur contenu dans certains minéraux des roches magmatiques, métamorphiques et détritiques. Le ^{40}K est radioactif et se désintègre de deux façons : par capture électronique il émet un positron, l'élément fils est alors le ^{40}Ar ; par radioactivité de type β^- , l'élément fils est alors le ^{40}Ca . Les méthodes de datations $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ peuvent être appliquées sur des phases minérales contenant typiquement plus de 0,2% de potassium, et le moins possible de Ca, comme le cas idéal des feldspaths potassiques mais aussi les micas et certaines amphiboles.

2.1.1.1. Production d' ^{40}Ar

Le taux de production du ^{40}Ar radiogénique dans un(e) minéral/roche est déterminé par l'équation suivante :

$$(5) \quad ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}^* \left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) = ^{40}\text{K} \left(e^{(\lambda_e + \lambda_\beta) \cdot t} - 1 \right)$$

Avec $^{40}\text{Ar}^*$ l'argon radiogénique, λ_e la constante de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar , λ_β la constante de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca

L'argon est un gaz présent à près de 1% dans l'atmosphère terrestre. Lors de leur cristallisation, les roches et minéraux s'équilibrent dans la majorité de cas avec la composition de l'argon atmosphérique. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'atmosphère ($298,56 \pm 0,31$; Lee et al., 2006) est utilisé comme rapport initial (i.e. lors de la cristallisation). Avec le temps, le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ dans la roche ou le minérale va augmenter avec la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar . La différence entre le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ mesuré au spectromètre de masse dans le gaz extrait d'une roche ou

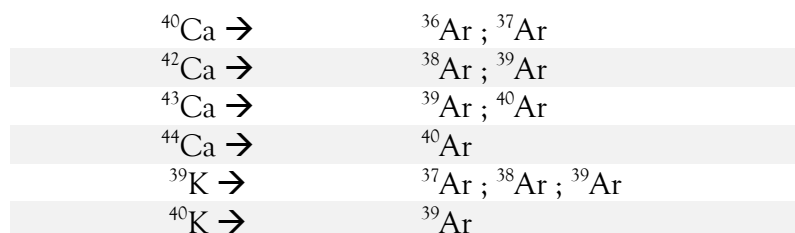
d'un minéral avec le rapport atmosphérique de référence permettra de connaître la quantité d'isotope fils présents et donc de calculer un âge (équation (5)).

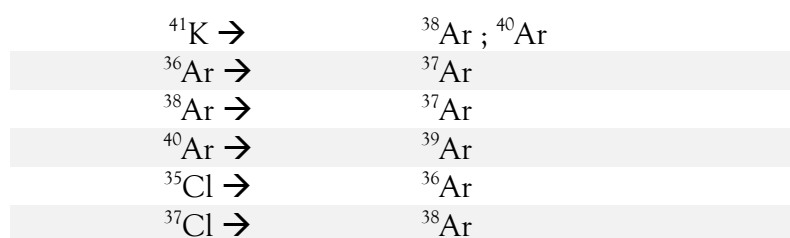
2.1.1.2. Diffusion de l'⁴⁰Ar et température de fermeture

La diffusion de l'argon dans un cristal de biotite dépend de la température, de la taille de grain, du taux de refroidissement et également de la composition chimique des grains. Dans le cas des échantillons datés dans cette étude, le faible rapport Fe/Mg (entre 0,4 et 4) mesuré à la microsonde électronique (EMP), ainsi que la taille et le refroidissement rapide permettent de calculer une température de fermeture de $300 \pm 50^\circ\text{C}$ (Alexandre, 2011)

2.1.1.3. Technique ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Dans la technique ⁴⁰Ar/³⁹Ar, l'isotope fils, radiogénique, est l'⁴⁰Ar. L'isotope père, le ⁴⁰K, n'est pas mesuré. En revanche, les échantillons sont irradiés pour transformer le ³⁹K en ³⁹Ar, et ainsi pouvoir en déduire la quantité de ⁴⁰K. L'avantage de cette technique par rapport à la méthode ⁴⁰K/⁴⁰Ar est de pouvoir mesurer avec un seul instrument (spectromètre de masse) l'isotope père et le fils. L'irradiation se fait par bombardement neutronique dans un réacteur nucléaire avec des neutrons dits « rapides » ayant une énergie supérieure à 1,35 MeV. En dehors de la transformation du ³⁹K en ³⁹Ar, cette irradiation provoque d'autres réactions de désintégration (Brereton, 1970) :





Certaines de ces réactions créent les isotopes 40, 39 et 36 de l'argon. Pour corriger ces interférences, des sels artificiels de potassium et de Ca (K_2SO_4 et CaF par exemple) sont irradiés en même temps que les échantillons.

Le flux neutronique dans le réacteur sera fonction de la durée de l'irradiation mais aussi du cycle du réacteur (âge des barres de combustibles), et donc la production de ^{39}Ar variable d'une irradiation à une autre. Pour quantifier la production de l'élément père mais aussi calculer un âge il est indispensable d'irradier en même temps que les échantillons des minéraux standards, dits aussi de flux (Noté J ci-dessous). Il existe de nombreux standards, et dans le cadre de ma thèse, l'intégralité des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été calculés avec le standard FCs ($28,294 \pm 0,057$; *Renne et al., 2010*). On calcule pour chaque échantillon un facteur de flux (facteur J) qui correspond à la production d' ^{39}Ar à partir du ^{39}K en mesurant au spectromètre de masse le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_\text{K}$ dans le standard lui-même. Connaissant l'âge du standard il est possible de calculer un âge (voir équation (6) ci-dessous)

2.1.1.4. Calcul de l'âge

L'âge est obtenu par la formule suivante (6) :

$$(6) \quad t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left(1 + J \cdot \frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right)$$

Le facteur J étant calculé à partir de l'âge du standard FCs et des mesures faites au spectromètre de masse (7) :

$$(7) J = \frac{e^{\lambda \cdot t_{std}} - 1}{\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)}$$

Avec :

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m - \left[\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_{atm} \cdot \left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m \right] + \left[\left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{atm} \cdot \left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{Ca} \cdot \left(\frac{^{37}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m \right]}{1 - \left[\left(\frac{^{39}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{Ca} \cdot \left(\frac{^{37}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m \right]} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_K$$

Avec $^a\text{Ar}/^b\text{Ar}$ les rapports de l'isotope de masse a sur l'isotope de masse b; l'indice m caractérisant le type de rapport mesuré : m les rapports mesurés, atm les rapports atmosphériques, Ca et K représentent les rapports d'interférence déterminés à partir des sels de Ca et K respectivement

J'ai utilisé la méthode dite de paliers chauffés successifs (Step Heating), technique permettant de savoir si le système isotopique K/Ar est resté fermé depuis la fermeture isotopique (i.e. 300°C dans mon cas). La chauffe par paliers permet d'obtenir le profil de répartition de l'argon dans les minéraux et de détecter la présence éventuelle d'un excès d'argon ou l'ouverture du système. Par ailleurs, la répartition de l'argon dans l'échantillon est représentative de l'histoire thermique de l'échantillon.

Les résultats de chaque expérience sont présentés sous la forme d'un graphique indiquant l'âge en fonction du pourcentage d'argon relâché pour chaque étape de chauffe. Si tous les paliers ont un âge identique à une erreur près, le spectre obtenu est plat ou concordant (i.e. âge plateau, Fig. 2.3a). A condition que le rapport d'argon initial ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) soit identique au rapport atmosphérique, on peut calculer un âge juste. Cet âge correspond à la moyenne pondérée de tous les paliers. D'autres spectres peuvent être observés, ils sont résumés dans la figure 2.3. Une perte d'argon, liée par exemple à des processus d'altération supergène, va se répercuter par un spectre avec des âges paliers qui augmentent avec le pourcentage d'argon relâché (Fig. 2.3b).

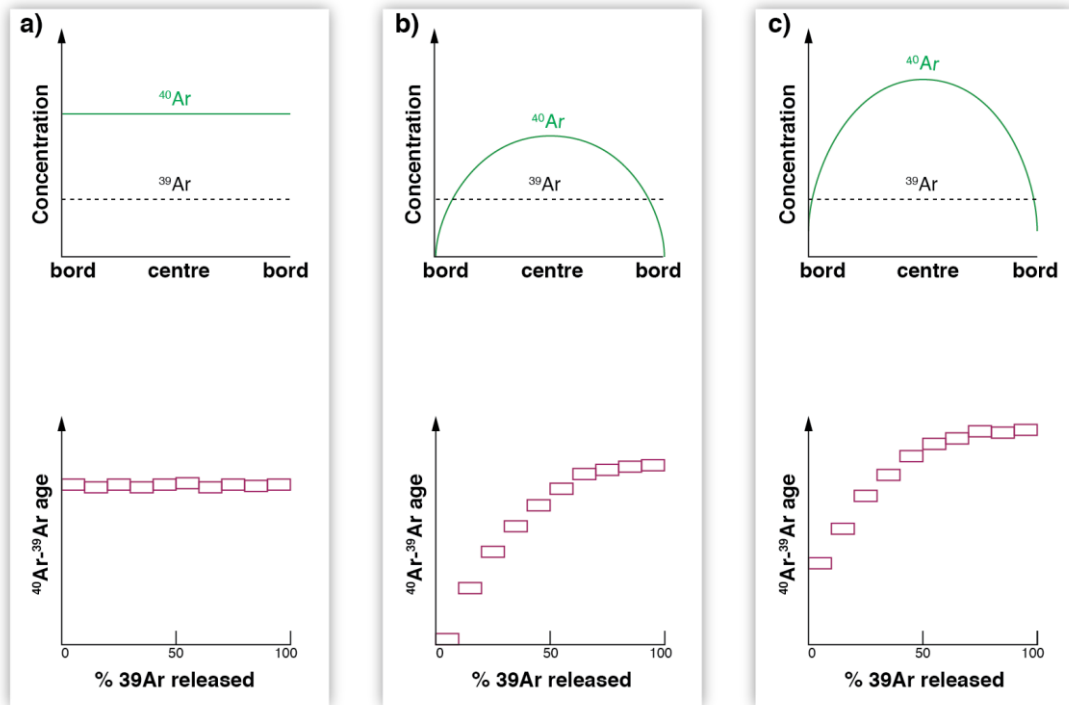


Fig. 2.3 : Différents cas de figures classique des profils de dégazage des minéraux lors de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: les diagrammes de la première ligne présentent le profil de répartition de l'Ar dans un cristal depuis la bordure vers le centre ; les diagrammes de la seconde ligne présentent les spectres d'âges de chaque palier associé. a) minéral où l'argon est réparti de manière homogène dans les cristaux, le spectre d'âge est plat ; b) minéral présentant une perte d'argon récente dû à un processus tel que l'altération supergène par exemple c) minéral présentant une perte d'argon lors d'un processus ancien.

Avec la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, il est possible de tester l'hypothèse de la présence ou non d'excès d' ^{40}Ar initial dans un échantillon en présentant les résultats sous la forme d'une isochrone inverse. Ceci n'est pas possible pour la datation classique non spikée (dite unspiked) $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$. Ce diagramme présente les rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en fonction des rapports $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ calculés pour chaque palier (Fig. 2.4). Les mesures doivent se répartir selon une droite sur ce graphique, où l'ordonnée à l'origine est nommée « rapport initial atmosphérique » et où la valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui intercepte l'abscisse est le « pôle radiogénique ». S'il y a excès d' ^{40}Ar initial, le pôle atmosphérique présente une valeur plus élevée que $298,56 \pm 0,32$ (Lee et al., 2006), c'est qu'il y a un excès de ^{40}Ar . Dans ce cas, on privilégie l'âge calculé par la normalisation sous la forme d'isochrone inverse, qui est lui calculé grâce au rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'isochrone inverse, ce qui n'est pas le cas de l'âge plateau qui est un âge modèle, calculé avec

un rapport initial atmosphérique. Une autre possibilité est de recalculer l'âge plateau avec le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ donné par le rapport initial calculé avec l'isochrone inverse, mais ce n'est pas la solution privilégiée dans mon étude.

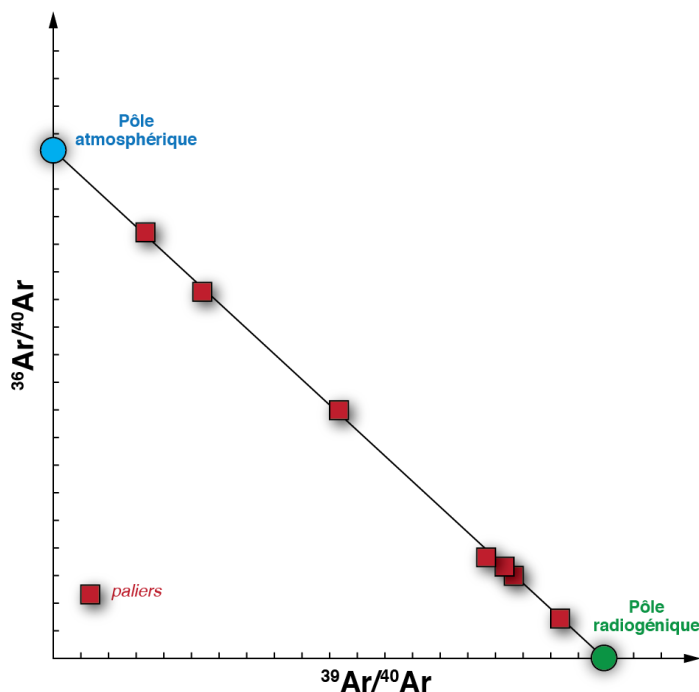


Fig. 2.4 : Diagramme de l'isochrone inverse : pour chaque palier les rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sont représentés en fonction de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Quand le pôle atmosphérique correspondait au rapport $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ atmosphérique, j'ai choisi d'utiliser les âges plateaux concordants. Dans ce cas, l'âge plateau concordant et l'âge isochrone inverse sont identiques dans la barre d'erreur (à 2σ).

- Température de fermeture : 300 ± 50 °C
- Technique basée sur l'irradiation par bombardement neutronique : l'isotope père (^{40}K) se transforme en ^{39}Ar , permet de mesurer seulement de l'argon au spectromètre de masse
- La technique permet de détecter des éventuelles réouvertures partielles du système, dû par exemple à des processus d'altération supergène

2.1.2. (U-Th)/He sur apatite et zircon

La méthode de datation (U-Th)/He est basée sur l'accumulation d'⁴He produits par désintégration alpha de l'uranium (²³⁸U et ²³⁵U), du thorium (²³²Th), et du samarium (¹⁴⁷Sm) contenus dans les minéraux porteurs. Cette méthode permet, à partir de la mesure des concentrations en He, U, Th et Sm, de calculer un « âge hélium » qui dépend de l'histoire thermique du cristal, de sa taille, du réseau cristallin et de son endommagement. Les températures de fermeture du système (U-Th)/He sur zircon et apatite sont respectivement de ~180-100°C et ~120-40 °C (Guenther et al., 2013 ; Reiners et al., 2004 ; Gautheron et al., 2009 ; Flowers et al., 2009 ; Mbongo Djimbi et al., 2015), cette méthode est donc une méthode de thermochronologie dite de moyenne température pour le zircon et de basse température pour l'apatite.

2.1.2.1. Production d'⁴He

Chaque isotope se désintègre selon une chaîne de désintégration différente. Par conséquent, le nombre d'⁴He produit par un isotope père diffère. Par exemple, la chaîne de désintégration d'un atome d'²³⁸U va produire au total 8 noyaux d'⁴He, tandis que la désintégration du ¹⁴⁷Sm ne produira qu'1 noyau (Tab. 2.1). La quantité d'⁴He produite dans un cristal dépend de la quantité de chaque isotope père présent de ce cristal et du temps (8) :

$$(8) \quad [He] = \left(8 \cdot \frac{137,88}{138,88} (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \frac{1}{138,88} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \right) \cdot [U] + 6(e^{\lambda_{232}t} - 1)[Th] + 0,1499(e^{\lambda_{147}t} - 1)[Sm]$$

Avec λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} , λ_{147} les constantes de désintégration de ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th et ¹⁴⁷Sm. [He], [U], [Th] et [Sm] sont les concentrations en nombre d'atomes.

Élément père	Élément fils	Nombre d'alpha produits	Période (Ga)	Energie cinétique moyenne (MeV)	Distance d'arrêt apatite (µm)	Distance d'arrêt zircon (µm)
²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	8	4,4683	5,36	18,8	15,6
²³⁵ U	²⁰⁷ Pb	7	0,70338	5,94	21,8	18,1
²³² Th	²⁰⁸ Pb	6	14,05	5,85	22,2	18,4
¹⁴⁷ Sm	¹⁴³ Sm	1	106	2,25	5,9	4,8

Tab. 2.1 : Nombre de noyaux alphas produits et périodes des isotopes ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , et ^{147}Sm ; constantes de désintégration ; énergie cinétique moyenne et distance d'arrêt pour l'apatite et le zircon (Ketcham et al., 2011).

2.1.2.2. Éjection de la particule alpha et distance d'arrêt

Dans le cas de la thermochronologie basse à moyenne température, l'élément fils possède une énergie cinétique importante lors de la production radioactive de l'élément père et parcourt une certaine distance avant de s'arrêter dans le cristal, à une distance dépendante de l'énergie initiale et du réseau cristallin. Les noyaux alpha sont émis avec une énergie cinétique moyenne de 5,36, 5,94, 5,85 et 2,25 MeV pour l' ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{147}Sm respectivement (Tab. 2.1). Pour ces mêmes atomes, ils parcourent donc une distance maximum de 18,8 ; 21,8 ; 22,2 et 5,9 μm dans le cristal d'apatite avant de s'immobiliser (Ziegler, 1988). Pour le zircon, ces distances d'arrêt sont légèrement plus petites de 20 % (Tab. 2.1). Cette distance d'arrêt dépend de l'énergie cinétique de la particule, ainsi que la composition chimique du cristal et du réseau cristallin du minéral. De plus, les atomes d'alpha émis dans la bordure du minéral ont une chance sur deux d'être éjectés en dehors du cristal (Fig. 2.5 ; Farley et al., 1996). Le coefficient F_T , introduit par (Farley et al., 1996), permet de corriger de la perte d'hélium par éjection d' ^4He . Il est fonction de la taille et de la forme (rapport surface/volume) du minéral, ainsi que des concentrations et abondances relatives en isotopes pères (car la distance d'arrêt moyenne n'est pas la même pour l'U et le Th) et est donné par la formule suivante (9) :

$$(9) \quad F_T = 1 - \frac{3}{4} \cdot \frac{R}{R_S} + b_2 \left(\frac{R}{R_S} \right)^2 + b_3 \left(\frac{R}{R_S} \right)^3$$

Avec R la distance d'arrêt, R_S le rayon de la sphère équivalente qui vaut aussi $3 \cdot V/S$ (3* volume / surface) et b_2 et b_3 des paramètres dépendant de la forme. Pour une sphère $b_2 = 0$ et $b_3 = 0.0625$ (1/16), Farley et al. (1996)

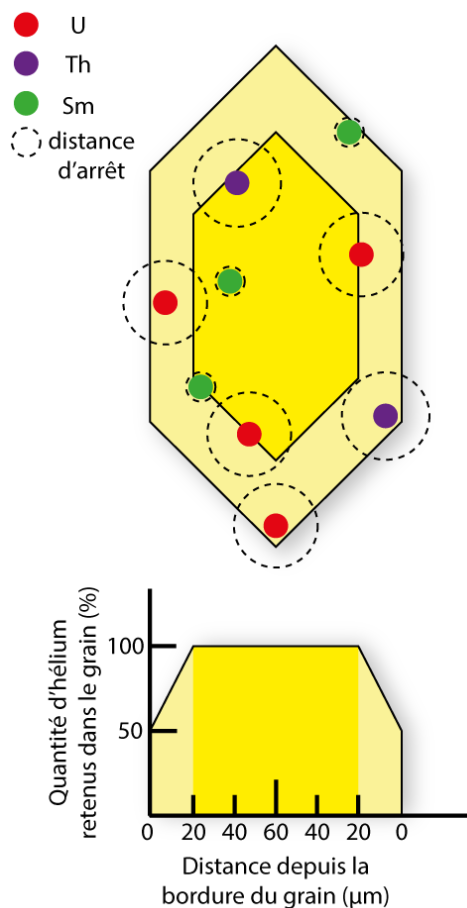


Fig. 2.5 : Distance d'arrêt moyenne de l'hélium dans un cristal d'apatite ou de zircon.

L'apatite se présente sous la forme d'un prisme hexagonal bi-pyramidé et le zircon sous la forme d'un prisme quadratique bi-pyramidé (Fig. 2.6). En pratique, les hexagones et tétragones ne sont pas réguliers et souvent aplatis dans une direction, et les pyramides peuvent être présentes ou non, et peuvent avoir été cassées au broyage. Pour calculer le F_T , il est nécessaire d'estimer au mieux la taille (volume et surface) et la forme des cristaux. Pour la taille du grain on mesure la hauteur, largeur et profondeur des grains ; pour déterminer la forme, on choisit les cristaux automorphes dont chaque extrémité est comprise dans une de ces trois catégories :

- Pyramidée
- Droite
- Tronquée perpendiculairement à l'allongement.

Le coefficient FT est calculé à partir des paramètres de taille et de forme de grain et du rapport Th/U avec le logiciel QFT_T (Gautheron et Tassan-Got 2010 ; Gautheron et al., 2012 ; Ketcham et al., 2011).

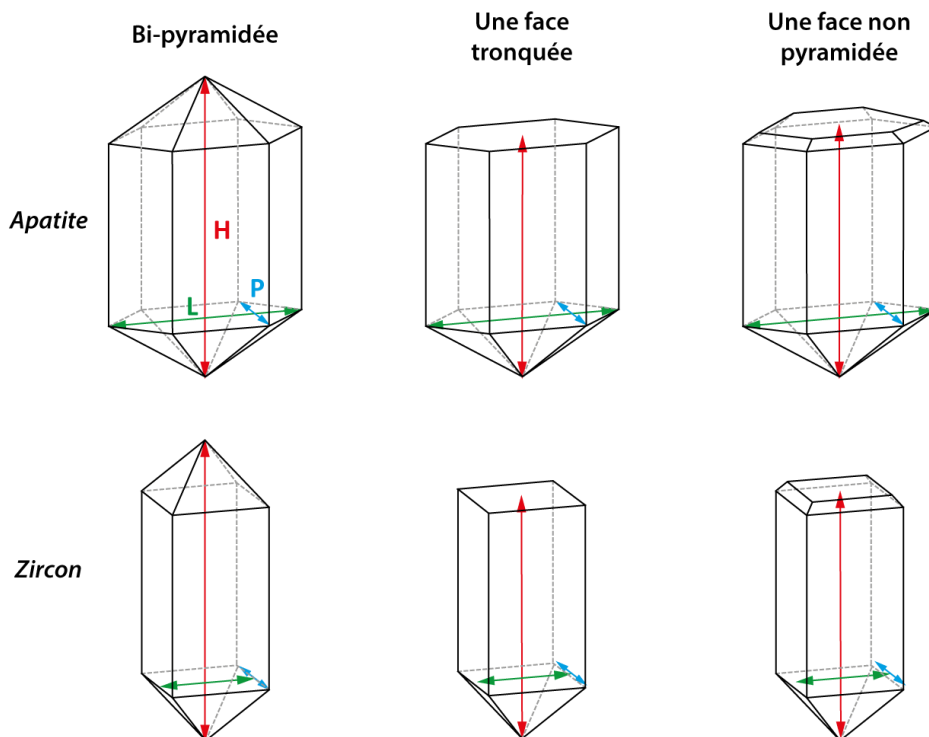


Fig. 2.6 : Morphologie en 3D des cristaux d'apatite et de zircon. Les paramètres mesurés à la loupe binoculaire sont H = hauteur, L : largeur et P : profondeur.

2.1.2.3. Coefficient de diffusion de l'He dans l'apatite et le zircon

La température de fermeture et la zone partielle de rétention sont variables pour chaque échantillon, et dépendent du coefficient de diffusion, de la vitesse de refroidissement, de la taille du grain (a ou R_s). Le coefficient de diffusion D varie suivant le taux d'endommagement dû à la radioactivité (et donc du temps et de la teneur en éléments pères). Il a été montré d'abord pour l'apatite, par Shuster et al. (2006) et Green et al. (2006) puis pour le zircon par Reiners et al. (2004) et Guenthner et al. (2013) que l'endommagement crée des pièges pour l'He, ainsi en

première approximation, plus il y a de défauts et plus le coefficient de diffusion diminue (Tc et He-PRZ augmentent). Pour l'apatite elle peut s'étendre de 40°C à 130°C (Farley, 2000 ; Gautheron et al., 2009 ; Djimbi et al., 2015 ; Flowers et al., 2009) et pour le zircon elle peut s'étendre de 100 à 180 °C Fig. 2.7 (Reiners et al., 2004 ; Guenthner et al., 2013).

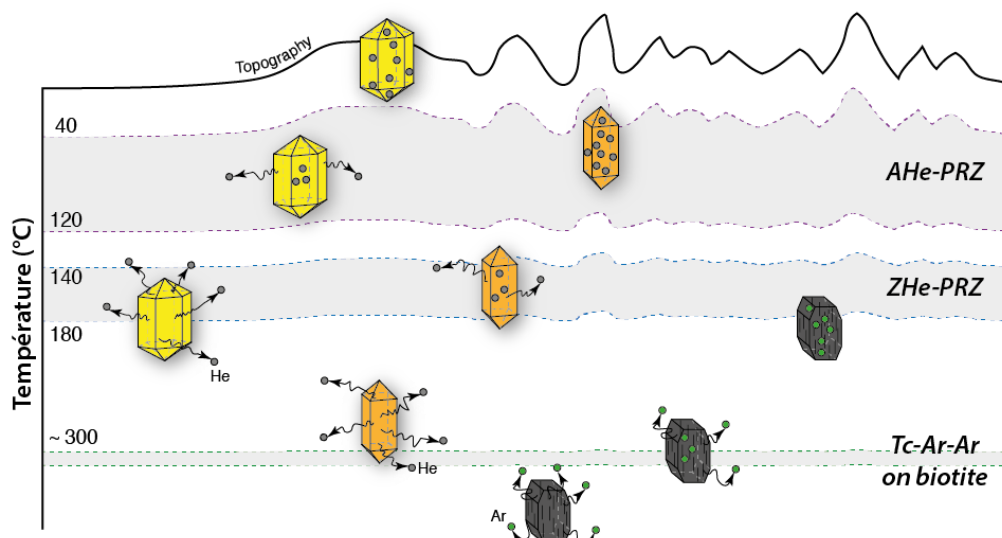


Fig. 2.7 : Zone partielle de rétention et diffusion de l'hélium dans les apatites et les zircons et température de fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite

Plus un échantillon reste un temps significativement long dans la PRZ (plusieurs millions d'années au minimum), plus cela va accentuer l'influence de la taille de grain et de la quantité de défauts d'endommagement sur la diffusion de l'hélium, et donc les âges obtenus. Le paramètre R_s correspond au rayon de la sphère équivalente, c'est-à-dire de même rapport surface/volume que le cristal et il représente le domaine de diffusion ((a) ; eq. 2 ; Meesters et Dunai, 2002). Plus ce paramètre est petit, plus l'hélium va diffuser rapidement dans le grain pour un temps et température équivalente. La quantité de défauts d'endommagement est directement proportionnelle à la teneur en uranium effective (eU) et au temps et est utilisée comme proxy de l'endommagement, elle est donnée par la formule suivante ((10) ; Green et al., 2006) :

$$(10) \quad eU = U + 0,24 \cdot Th$$

$$\text{avec } 0,24 = \frac{\frac{6}{232} \cdot \frac{0,69}{\lambda_{232Th}}}{\frac{8}{238} \cdot \frac{0,69}{\lambda_{238U}} + \frac{137,88}{235} \cdot \frac{0,69}{\lambda_{235U}}}$$

- La datation (U-Th)/He est basée sur l'**accumulation d'⁴He** issus de la **désintégration alpha** des isotopes pères d'U, de Th et/ou de Sm dans les apatites.
- Zone partielle de rétention, **dépend de l'histoire thermique** et de la composition chimique des cristaux : **180 à 100 °C** pour les **zircons**, **120/80°C à 40°C** pour les **apatites**
- Correction géométrique de l'âge due à l'**éjection de l'hélium** émis près des bordures du cristal : **facteur F_T**
-

2.1.2.3.1. Apatites

Plusieurs modèles de diffusion de l'hélium en fonction de la quantité de défauts ont été développés : celui de *Shuster et al. (2006)* qui prend en compte la quantité de défauts puis les modèle 1D de *Flowers et al. (2009)* et 3D de *Gautheron et al. (2009)* qui prennent en compte également la cicatrisation de ces défauts en fonction de la température. D'autres modèles plus récents ont été développés (*Gerin et al., 2017 ; Recanati et al., 2017*) afin de reconstituer l'évolution de coefficient de diffusion (D) car les modèles de 2009 ne sont pas capables de reproduire les âges AHe pour des contextes d'histoire thermique de refroidissement lent sur de longues durées. Cependant, ces modèles récents ne seront pas abordés dans ce manuscrit. Les modèles de *Flowers et al. (2009)* et *Gautheron et al. (2009)* font varier le coefficient de diffusion de l'hélium dans l'apatite en fonction de la quantité de dommages créés par les désintégrations radioactives. Le modèle de *Flowers et al. (2009)* suit une loi de corrélation cubique avec une calibration empirique tandis que le modèle de *Gautheron et al (2009)* suit une loi de corrélation linéaire, calibrée avec les théories physiques de la diffusion et des échantillons ayant subi une histoire thermique longue. Dans la pratique, le modèle de *Flowers et al. (2009)* est plus adapté

pour les échantillons ayant un endommagement plus faible (eU faible ou échantillon jeune) et le modèle de *Gautheron et al. (2009)* est plus adapté pour les échantillons ayant un endommagement plus important (eU important ou échantillon vieux). La figure 8 ci-dessous illustre les différences en termes d'âges prédits par les deux modèles de diffusion avec des eU et R_s variables. Cependant, pour les histoires thermiques récentes, la différence entre les prédictions données par les modèles de *Gautheron et al. (2009)* et *Flowers et al. (2009)* sont relativement similaires.

Pour des temps de résidence très courts dans la zone partielle de rétention (trajets violets Fig. 2.8), les deux modèles prédisent les mêmes âges, quelles que soient la quantité de dommages et la taille de grains. Ces paramètres n'influencent donc que très faiblement les données lorsque le trajet thermique est rapide dans la PRZ. Autrement dit, pour des histoires d'exhumation rapide, la température de fermeture est la même pour tous les grains, quelles que soient leur taille et leur teneur en eU. Pour ces trajets-là, et seulement dans ce cas précis de refroidissement très rapide, on peut se permettre de considérer que les âges représentent des âges de refroidissement sous la température de fermeture. Cette température est située autour de 50-60°C pour le thermochronomètre AHe. Pour les autres trajets thermiques qui impliquent un temps de séjour significatif dans la PRZ (trajet orange puis trajet vert, Fig. 2.8), plus ce temps de résidence est long, et plus (1) les âges augmentent avec la taille de grain et avec la quantité de défaut ; et (2) les deux modèles prédisent des âges différents, surtout pour des gammes d'eU allant de 0 à 1000 ppm.

- Il existe **plusieurs modèles de diffusion** de l'He dans les apatites, **pour des histoires thermiques différentes**
- **Refroidissement rapide dans la PRZ : pas de corrélation âge/eU ni âge/ R_s** , peu importe le modèle de diffusion

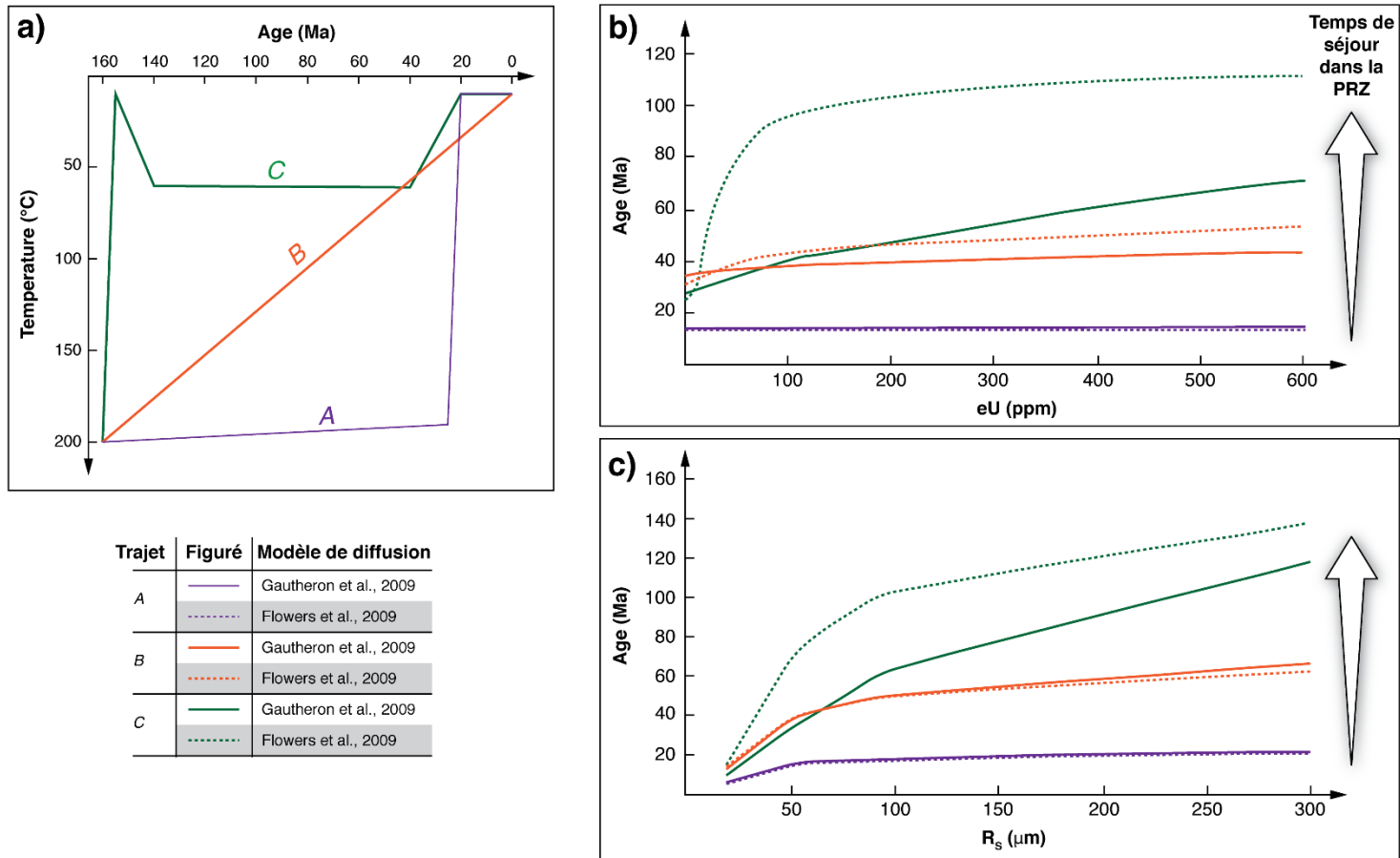


Fig. 2.8 : Comparaison entre les âges AHe calculés à l'aide du logiciel QTQt (Gallagher, 2012) avec le modèle de Gautheron et al. (2009) et celui de Flowers et al. (2009) pour les mêmes histoires thermiques et les mêmes paramètres de grain. a) Trajets thermiques, b) âges AHe modélisés en fonction du paramètre eU pour les trajets A, B et C ; c) âges AHe modélisés en fonction du paramètre R_s pour les trajets A, B et C

2.1.2.3.2. Zircons

Les âges ZHe présentent très fréquemment des dispersions importantes, souvent bien plus grandes que l'incertitude des données. Cette observation a conduit plusieurs auteurs à étudier les éléments qui contrôlent la diffusivité de l'hélium dans les zircons. Les différentes causes de cette dispersion des données ont été attribuées à deux types de facteurs :

- (1) Les zonations en U et en Th dans les zircons, qui peuvent amener à une mauvaise estimation du facteur d'éjection FT (*Hourigan et al., 2005 ; Bargnesi et al., 2016*).
Ce paramètre seul a pour unique effet une erreur sur l'estimation de l'âge.
- (2) des différences de diffusivité de l'hélium entre les différents grains causées par :
 - La diffusion anisotropique (*Cherniak et al., 2009*)
 - La diffusion multi-domaines (*Reiners et al., 2004*)
 - Les défauts provoqués par lors des désintégrations alpha (*Ketcham et al., 2013 ; Guenthner et al., 2013*)

Pour les paramètres énoncés en (2), chaque cristal a une température de fermeture du système (U-Th)/He sur zircon qui lui est propre ; la dispersion n'est pas due à un calcul erroné de l'âge ZHe mais reflète l'histoire thermique de l'échantillon. Un modèle théorique qui reproduirait les âges ZHe en fonction de ces différents paramètres permettrait d'utiliser la dispersion des âges pour la reconstruction de trajets thermiques des zircons. La dispersion des âges ZHe apparaissant très fréquemment corrélée avec la teneur en eU, l'impact des défauts de radiations sur les âges obtenus semble avoir un rôle prédominant sur la diffusivité de l'hélium dans les zircons. Les premiers auteurs à avoir suggéré un lien entre la diffusivité de l'hélium et le taux d'endommagement des grains sont *Holland (1954) ; Hurley et Fairbairn (1953) ; Nasdala et al. (2004) ; Reiners et al. (2004)* mais les travaux de *Ketcham et al. (2013)* et *Guenthner et al. (2013)*

sont les premiers à essayer de modéliser la diffusion de l'hélium dans les cristaux de zircon. L'étude de *Ketcham et al. (2013)* consiste à déterminer à partir de quelle teneur en dommages ils se connectent pour atteindre ce qui est appelé la « percolation » et correspond au phénomène où les dommages alpha s'interconnectent pour créer des zones endommagées de plus grande taille. Dans les apatites, le seuil de percolation correspond à une augmentation drastique de la diffusivité, puisque les dommages connectés créent des canaux permettant à l'hélium de diffuser rapidement et de sortir du minéral. Dans les zircons, le seuil de percolation serait atteint à partir de $2,5 \times 10^{16} \alpha/g$ (*Ketcham et al., 2013*) et correspondrait à l'inverse à un seuil de rétention maximum, ce qui apparaît contradictoire au premier abord. Pour expliquer ce processus, *Ketcham et al. (2013)* propose une corrélation entre l'inter-connectivité des défauts et l'augmentation de la tortuosité des zones endommagées. Ainsi, malgré l'augmentation des zones endommagées dans le cristal, l'hélium resterait tout de même piégé dans le cristal car la tortuosité rendrait sa diffusion difficile. Le seuil de percolation des traces de fissions par contre, situé entre $1 \times 10^{18} \alpha/g$ et $2 \times 10^{18} \alpha/g$, correspondrait par contre à une augmentation de la diffusivité du minéral. Les travaux de *Guenther et al. (2013)* proposent pour la première fois un modèle de diffusion de l'hélium dans les zircons, basé sur la quantité de dommages. Ce modèle appelé « Zircon Radiation Damage Accumulation and Annealing Model » (ZRDAAM), suggère une diminution de la diffusivité de l'hélium dans les zircons lorsque la quantité de dommages augmente, jusqu'à un certain seuil (alpha-dose de $2 \times 10^{18} \alpha/g$) où la diffusivité diminue drastiquement. Ce seuil correspond par ailleurs au seuil de percolation des traces de fission, et l'hypothèse est en accord avec celle formulée par *Ketcham et al. (2013)*. L'effet des défauts cristallins alpha est alors interprété par *Guenther et al. (2013)* comme ceci :

- Pour des teneurs en alpha dose inférieure à $2 \times 10^{18} \alpha/g$, les dommages agissent comme des barrières à la diffusion de l'hélium selon l'axe c, la rétention de l'hélium

et donc la température de fermeture du thermochronomètre augmente. L'analogie de cet effet est le piégeage de l'hélium dans les défauts cristallins pour les apatites.

- Pour des teneurs en alpha dose supérieure à $2 \times 10^{18} \alpha/g$, les défauts cristallins se connectent, créant des grands axes de diffusion de l'hélium, la rétention de l'hélium et donc la température de fermeture diminuent drastiquement.

La figure 9 ci-dessous illustre la relation entre la température de fermeture et l'alpha-dose, selon le modèle de *Guenther et al. (2013)*. Passé le seuil de $2 \times 10^{18} \alpha/g$, la Tc diminue drastiquement jusqu'à atteindre 0°C , voire des valeurs négatives (Fig. 2.9). Les grains les plus endommagés seraient donc capable d'agir comme des thermochronomètres d'ultra-basse température, largement sous la gamme de température enregistrée par la méthode (U-Th)/He sur apatite (40°C minimum).

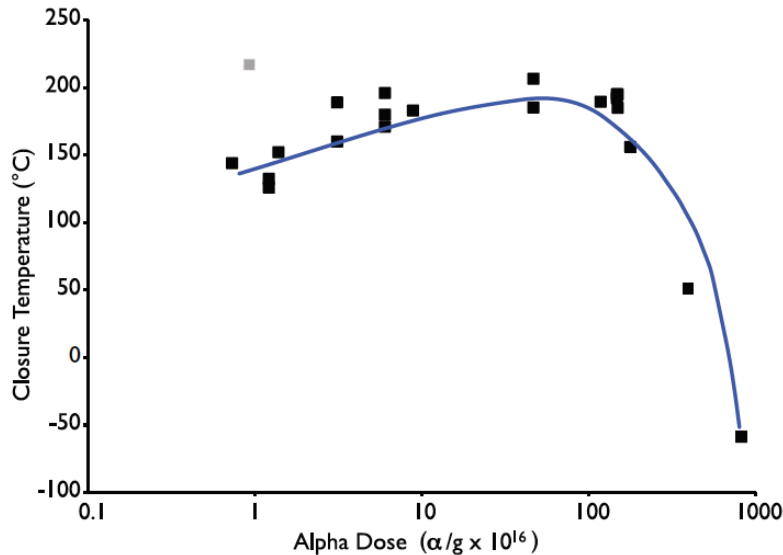


Fig. 2.9 : Température de fermeture en fonction de l'alpha-dose, d'après *Guenther et al., (2013)*

La figure 2.10 présente la relation entre la teneur en eU et le temps d'accumulation des défauts de radiations (en Ma), pour une teneur en alpha-dose fixée à $2 \times 10^{18} \alpha/g$, le seuil à partir duquel la diffusivité de l'hélium augmente drastiquement dans les zircons selon le modèle de

Guenther et al. (2013). Cette figure permet pour un temps donné, de voir à partir de quelle teneur en eU le zircon serait endommagé. C'est une approche de premier ordre qui permet de déterminer si un cristal est endommagé ou non, selon ce modèle, au regard des informations dont nous disposons sur l'histoire thermique de l'échantillon. Les zircons naturels ont classiquement des teneurs en eU situées entre quelques ppm et 5000 ppm (calculé d'après les teneurs en U et Th de Speer, 1980), avec une moyenne autour de 400 ppm (Garver and Kamp, 2002). Les concentrations en eU peuvent excéder 5000 ppm, mais sont toutefois plus rares. Pour ces teneurs en eU typiques, le seuil de $2 \times 10^{18} \alpha/g$ est atteint à partir de ≈ 135 Ma (zircons les plus concentrés en eU) et plus de 8 Ga pour des teneurs en eU de quelques ppm (Fig. 2.10), ce qui est presque deux fois l'âge de la terre...

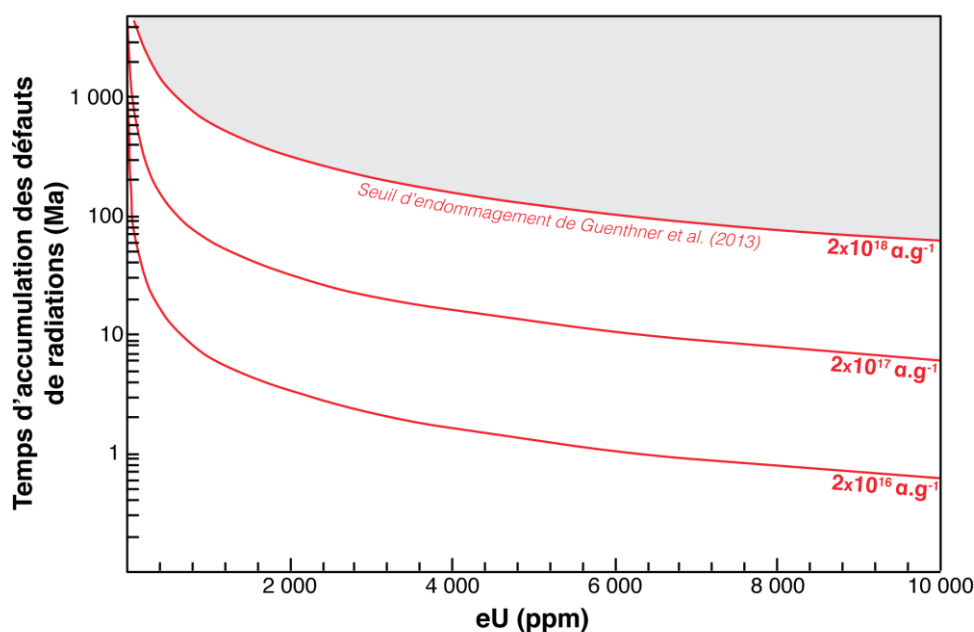


Fig. 2.10 : Lien entre le temps d'accumulation des défauts de radiation dans le cristal, la teneur en eU et l'alpha-dose (calculée d'après Nasdala et al., 2004)

Selon le modèle de Guenther et al. (2013), seuls des zircons étant restés à des températures faibles pendant des périodes conséquentes à l'échelle des temps géologiques – plus de 100 Ma au minimum – sont susceptibles d'avoir une température de fermeture plus faible que celle

communément admises. Seuls ces zircons présenteraient donc une corrélation négative entre les âges ZHe et la teneur en eU.

Un paramètre central dans le modèle de *Guenther et al. (2013)* est la caractérisation de la teneur en défauts de radiations. La teneur en eU ne représente que la quantité d'isotope père dans le minéral, c'est un bon traceur de la production des défauts de radiations. Théoriquement, associée à l'âge de cristallisation de zircon, elle permettrait de calculer la dose réelle de défauts accumulés dans le zircon. Cependant, de la même manière que les traces de fission, ces défauts d'irradiation cicatrisent à haute température. Seulement, contrairement aux traces de fission qui peuvent être révélées par attaque acide et comptées par observation au microscope optique, les défauts de radiations sont si petits, que seule l'observation au MET permet de les compter. Utiliser l'âge de cristallisation reviendrait donc à considérer qu'il n'y a eu aucune cicatrisation des défauts depuis la cristallisation du zircon, ce qui est vrai seulement si l'échantillon est resté à des températures faibles depuis sa formation. Dans le cas contraire, cela revient à surestimer la quantité de défauts réelle. Le calcul de l'alpha-dose à partir de l'âge trace de fission sur zircon revient en effet à considérer que la cicatrisation des défauts de radiation est la même que celle des traces de fission. En réalité, pour un réchauffement qui permet la cicatrisation totale des traces de fission, seulement 30 à 50 % des défauts de radiations ont cicatrisé (*Ginster et al., 2019*). Ce calcul tendrait donc dans certains cas à sous-estimer la quantité de défauts de radiation réelle de l'échantillon. Il est à présent reconnu dans la communauté qu'utiliser les âges ZFT pour calculer l'alpha-dose conduit à un calcul erroné (*Gautheron et al., soumis*), cependant, aucune alternative fiable pour effectuer ce calcul n'existe. Le seul cas où l'alpha-dose peut être calculée justement avec certitude est le cas d'une roche ayant résidé à des températures relativement faibles (en tout cas au moins plus faibles que

300°C) depuis sa cristallisation : c'est le cas des roches volcaniques, ou de roches plutoniques mises en place à faible profondeur et n'ayant jamais été réchauffées.

Plusieurs cas d'études publiés depuis font état de corrélation négatives entre les âges ZHe et les teneurs en eU, une corrélation négative avec une forme de fonction inverse où les âges ZHe décroissent très rapidement à faible teneur en eU jusqu'à un certain seuil où ils restent stables alors que la teneur en eU augmente fortement. Cependant, l'inversion des données selon le modèle de *Guenther et al. (2013)* ne semble pas toujours fonctionner (e.g. *Powell et al., 2016* ; *Johnson et al., 2017* ; *Anderson et al., 2017*). Les travaux de *Powell et al. (2016)* et d'*Anderson et al. (2017)* suggèrent d'ailleurs la possibilité que le seuil d'endommagement critique des zircons de *Guenther et al. (2013)* soit trop élevé. Ce seuil est par ailleurs supérieur de près de deux ordres de grandeurs au seuil de percolation déterminé par *Ketcham et al. (2013)*, et serait éventuellement plus proche de la destruction totale du réseau cristallin (métamictisation, c'est-à-dire destruction totale de la structure cristalline du zircon, à partir de $\approx 10^{19}$ α/g).

Les études de *Johnson et al. (2017)* et *Anderson et al. (2017)* mettent particulièrement l'accent sur les zircons très endommagés, à des alpha-doses de 4×10^{18} à 1×10^{19} α/g , et sur la possibilité que le modèle de *Guenther et al. (2013)* sous-estime la température de fermeture pour ces gammes. Pour des teneurs en alpha-dose faibles ($< 3 \times 10^{17}$ α/g), seule l'étude d'*Anderson et al. (2017)* contient trois données qui sont en adéquation avec le modèle de *Guenther et al. (2013)* pour les valeurs de température de fermeture calculée. Cependant, la résolution des données d'*Anderson et al. (2017)* ne permet pas d'observer la corrélation positive entre les âges ZHe et l'alpha-dose qui devraient exister selon le modèle de *Guenther et al. (2013)*. Les âges ZHe d'*Anderson et al. (2017)* semblent plutôt être répartis selon une corrélation négative avec l'alpha-dose, et ce pour toute la gamme d'alpha-dose couverte (Fig. 2.11). C'est à ma connaissance la

seule étude publiée, en dehors de celle de *Guenther et al.*, (2013), qui fait à ce jour état de teneurs si faibles en défauts de radiations.

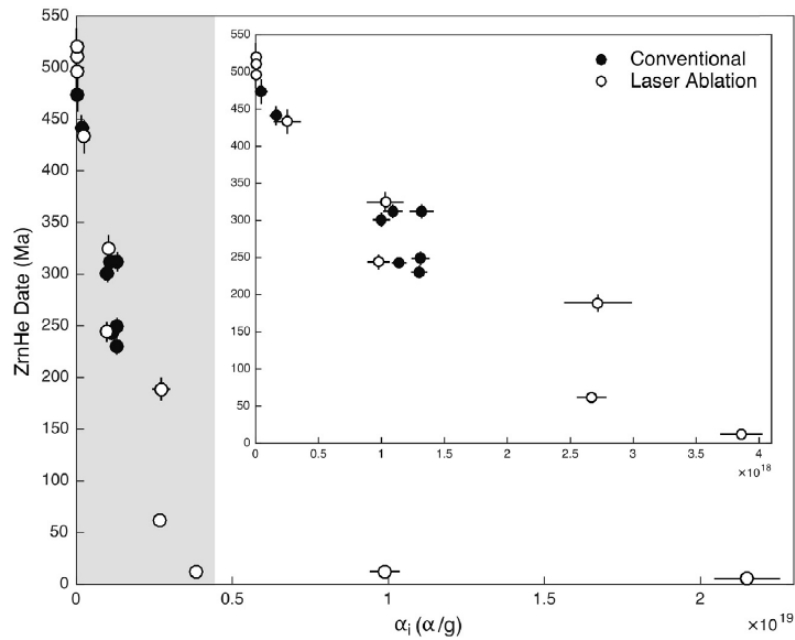


Fig. 2.11 : Ages ZHe d'Anderson et al. (2017) en fonction de l'alpha-dose

En conclusion pour les ZHe, entre le début de ma thèse et la fin de celle-ci, les connaissances sur le coefficient de diffusion de l'He dans le zircon ont évolué, et il semblerait que le coefficient de diffusion de l'He soit plus variable que celui publié dans *Guenther et al.* (2013). Ainsi, la température de fermeture de l'He dans le zircon pourrait être similaire à celle de l'AHe, voire même inférieure (*Johnson et al.*, 2017 ; *Mackintosh et al.*, 2017 ; *Ault et al.*, 2018 ; *DeLucia et al.*, 2017). La diffusion de l'hélium dans les zircons n'est donc à ce jour pas bien calibrée, ce qui peut compliquer l'interprétation des données, par rapport à l'interprétation des âges AHe.

- **Un seul modèle de diffusion de l'hélium dans les zircons (*Guenther et al.*, 2013) : diffusivité du zircon augmente avec l'alpha-dose, jusqu'à un seuil où elle diminue drastiquement**
- Ce modèle ne suffit pas à expliquer toutes les données ZHe, ce qui implique que **la connaissance actuelle de la diffusion de l'He dans les zircons est insuffisante**

2.1.2.4. Calcul de l'âge

Les concentrations d'U, Th et Sm permettent de calculer un taux de production (eq. (8), ce chapitre, paragraphe 2.1.2.1) instantanée d'atomes d' ^4He par an (il convient de noter que pour le zircon la production d'He par le ^{147}Sm est négligeable en raison de sa faible abondance dans le minéral et n'est pas pris en compte dans le calcul). L'âge (en années) est calculé à partir de la concentration en ^4He et du taux de production par la formule suivante (11) :

$$(11) \quad t = \frac{[\text{He}]}{P}$$

Avec [He] la concentration d'atomes d'He dans le grain et P le taux de production instantanée en atomes.an⁻¹

2.1.3. Construction des trajets thermiques

Pour reconstruire les trajets thermiques, il est nécessaire de déterminer précisément les températures de fermeture de chaque système, voire même de chaque grain, pour les chronomètres de plus basse température (e.g. (U-Th)/He sur apatite).

2.1.3.1. De haute à moyenne température

Les âges U/Pb sur zircons indiquent un refroidissement sous 700-900°C (Lee et al., 1997), ils représentent le point de départ de l'histoire thermique et peuvent être considérés comme une bonne approximation des âges de cristallisation des roches plutoniques. La température de fermeture précise (à $\pm 50^\circ\text{C}$ près) du système peut être déterminée à partir de la composition chimique de l'échantillon. Cependant, dans le cadre d'une étude qui s'intéresse

au refroidissement de moyenne à basse température, la gamme de température 700-900°C est suffisante pour l'interprétation des âges. Les âges K/Ar sur roche totale (Dosso *et al.*, 1979) et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite (cette étude) indiquent l'âge depuis lequel l'échantillon est passé sous une température de 300 ± 50 °C (cf. ce chapitre, paragraphe 2.1.1.2). La combinaison de ces deux méthodes de datation permet de calculer une vitesse de refroidissement moyenne depuis la cristallisation (haute) jusqu'à une température considérée ici comme moyenne.

2.1.3.2. De moyenne à basse température

Les chemins thermiques de refroidissement de moyenne à basse température sont contraints par les données (U-Th)/He sur zircons et apatite respectivement. Deux cas de figure existent alors, en fonction de la dispersion des âges au sein d'un même échantillon (1) les âges sont faiblement dispersés et, (2) les âges présentent une dispersion significative.

2.1.3.2.1. Âges faiblement dispersés

Dans le cas de âges faiblement dispersés au sein d'un même échantillon, le temps de résidence dans la PRZ a été très court à l'échelle des temps géologiques. Les âges représentent alors de véritables âges de franchissement d'une température de fermeture unique. Cette température de fermeture peut être déterminée à partir de la quantité d'isotopes pères et de l'âge de l'échantillon, à partir des équations de diffusion de l'hélium (Gautheron *et al.*, 2009 ; Flowers *et al.*, 2009 ; DeLucia *et al.*, 2017). En effet, la température de fermeture du système (U-Th)/He dépend de la diffusion de l'hélium, qui est surtout dépendante de la quantité de défauts cristallins accumulées dans le cristal (cf. ce chapitre, paragraphe 2.1.2.3). Le calcul d'un âge

moyen par échantillon pourra permettre de représenter l'âge de franchissement de la température de fermeture. Les thermochronomètres sont utilisés, dans ce cas, et ce cas seulement, comme les géochronomètres classiques de plus haute température, tel que l'U/Pb sur zircon par exemple. Chaque système chronomètre-minéral permet alors d'obtenir un point temps-température, considéré comme une étape du trajet thermique. Pour chaque échantillon, les âges moyens sont présentés avec comme erreur l'écart-type de la série, sauf dans le cas où l'écart-type est inférieur à 10%, l'erreur analytique de chaque donnée à 1σ ; dans ce cas, les âges moyens sont présentés avec comme erreur 10%. Le trajet thermique moyen est obtenu en reliant les points temps-température obtenus par chaque association âge d'un thermochronomètre - température de fermeture (Fig. 2.12).

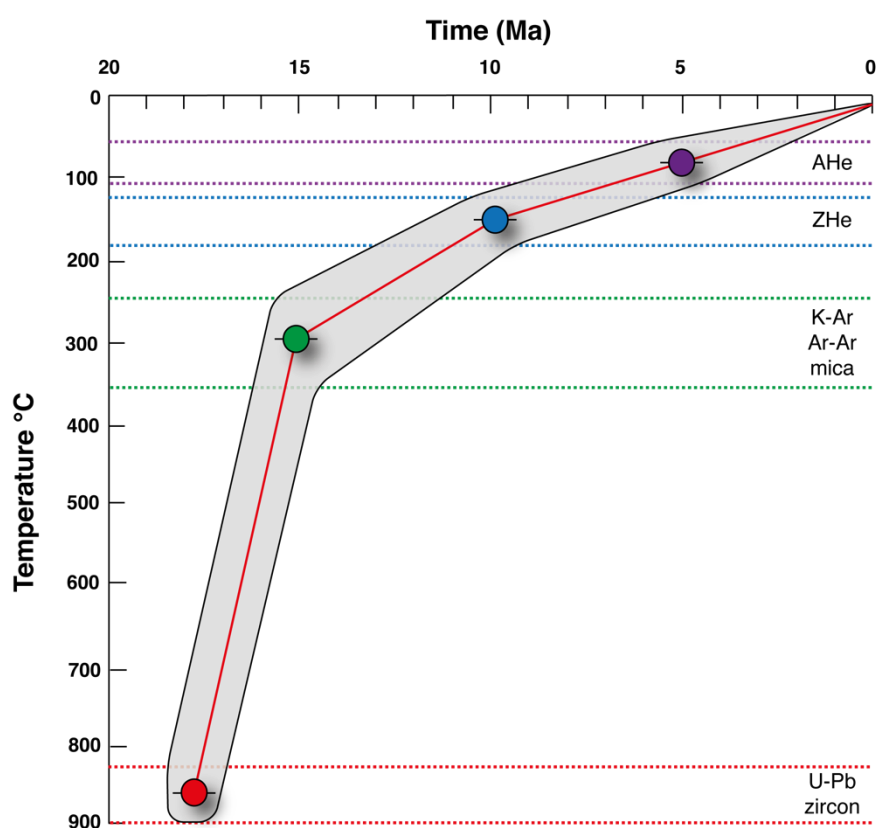


Fig. 2.12 : Exemple de reconstruction de trajet thermique moyen pour des données AHe et ZHe non dispersées.

Il convient de noter que l'évolution thermique entre deux étapes du trajet n'est pas connue. Théoriquement, il peut y avoir en réalité un nombre infini de sous étapes, tout comme

il peut y avoir une infinité de variations dans la vitesse d'évolution de la température entre deux étapes (Fig. 2.13). C'est pourquoi, plus il y a eu de méthodes de datations différentes effectuées sur un échantillon, et plus le trajet thermique obtenu reflètera le trajet thermique réel.

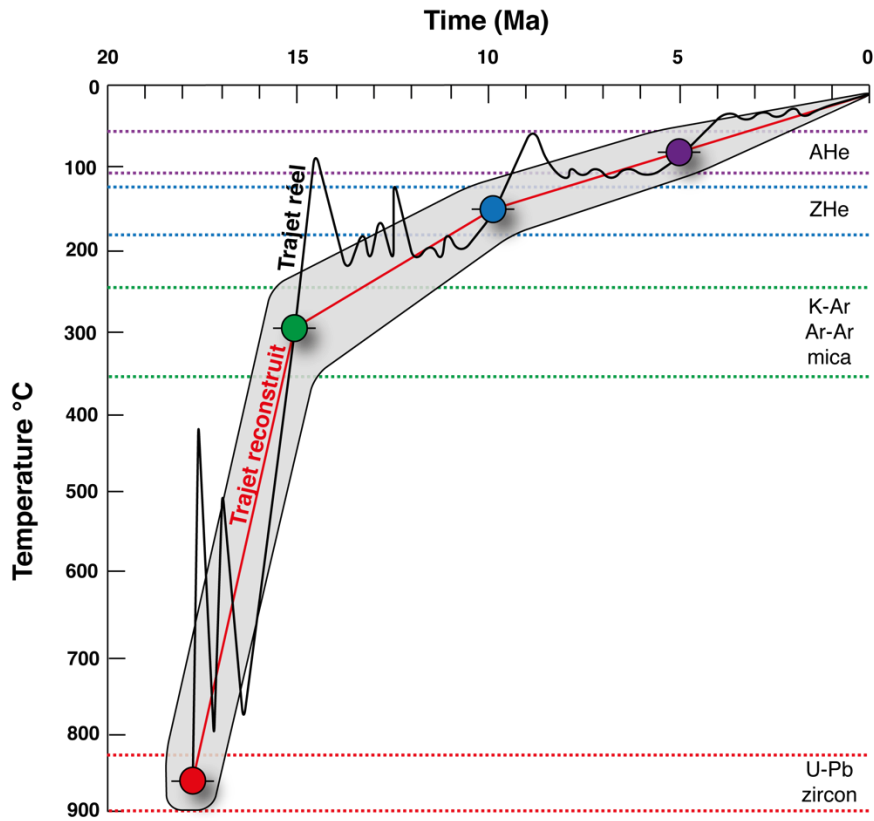


Fig. 2.13 : Différence entre le trajet thermique réel et le trajet thermique moyen reconstruit à partir des données thermochronologiques

Par ailleurs, comme évoqué dans le paragraphe précédent (paragraphe 2.1.2.3.2), l'estimation de la température de fermeture du thermochronomètre ZHe peut poser problème au vu de la faible compréhension de la diffusion de l'hélium dans les zircons. Dans ce cas, une approche au cas par cas, combinant connaissances géologiques et analyses de données au regard des âges AHe et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été appliquée dans ce manuscrit.

2.1.3.2.2. Âges dispersés

Pour des temps de résidence plus long dans la PRZ, les âges vont présenter une dispersion qui reflète ce temps de résidence ; cette dispersion peut atteindre plusieurs centaines de millions d'années. Le lien entre âges obtenus et trajet thermique est expliqué dans le paragraphe sur le coefficient de diffusion de l'hélium (paragraphe 2.1.2.3) ; pour ces refroidissements plus lents, l'inversion des données peut se révéler être une étape indispensable pour la reconstruction du trajet thermique. Cette inversion se fait à partir des logiciels QTQt (Gallagher, 2012) et/ou HeFTy (Ketcham, 2005). Ces logiciels utilisent les mêmes modèles de diffusion de l'hélium basés sur la taille de grain et la quantité de défauts cristallins liés à la désintégration radioactive des isotopes pères (Farley, 2000 ; Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009 ; Gerin et al., 2017 ; Guenther et al., 2013). Cependant, les données obtenues dans ce travail de thèse ne nécessitent pas d'inversion numérique. Par conséquent, les logiciels d'inversion évoqués ne sont pas plus explicités ici.

- Les trajets thermiques reconstitués sont des **trajets moyens**, intégrés entre deux températures (e.g. entre 700 et 300°C)
- Les données AHe et ZHe **non dispersées sont relativement simples à interpréter**, et les âges représentent alors directement **l'âge de refroidissement sous une température de fermeture**
- Pour des **données AHe et ZHe dispersées** selon les paramètres de grains (eU, R_S), **chaque cristal a sa propre température de fermeture**, et **l'interprétation des données requiert l'inversion numérique** par des logiciels spécialisés et l'utilisation d'un modèle de diffusion
- **Dans cette étude, il n'y a que des données non dispersées** au sein d'un échantillon, qui sont interprétés **sans utiliser l'inversion numérique**

2.2. Protocoles

2.2.1. Préparation des échantillons

Les apatites et zircons sont des minéraux accessoires dans les roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires, les biotites sont quant à elles des minéraux majeurs dans les roches magmatiques et métamorphiques. Pour pouvoir concentrer ces minéraux, il est nécessaire de réaliser plusieurs étapes de tri. Lors de ma thèse, j'ai travaillé à la fois sur des échantillons de roche brute et sur des échantillons préalablement préparés par Léandre Ponthus dans le cadre de sa thèse (pour voir le protocole détaillé voir *Ponthus (2018)*). Pour ce qui est du protocole que j'ai appliqué, l'échantillon est tout d'abord broyé à l'aide d'un broyeur à mâchoires, puis tamisé à 63 et à 250 μm . Un tri magnétique est effectué à l'aide d'un aimant pour retirer tous les minéraux magnétiques. Pour concentrer les apatites, les zircons et les biotites, cette même fraction subit ensuite un tri densimétrique à l'aide de bromoforme ($d=2,8$) pour ne conserver que les minéraux plus denses que 2,8.

La fraction concentrée en apatites, zircons et biotite est ensuite observée sous loupe binoculaire afin de sélectionner les cristaux utilisables pour l'analyse.

Les biotites sont sélectionnées selon les critères suivants :

- Taille : l'épaisseur doit être suffisante pour que la lumière ne passe pas au travers du minéral. Sous la loupe binoculaire, cela correspond aux cristaux noirs opaques.
- Forme : les cristaux doivent être automorphes et trapus, afin d'éviter l'éjection d' ^{39}Ar pendant l'irradiation qui peut arriver sur des cristaux pas assez épais (*Paine et al., 2006*)
- Absence d'altération qui aurait pu ré-ouvrir le système (*Nomade et al., 2005*)

Elles ont ensuite été conditionnés avec des biotites standards (sanidine Fish Canyon Tuff : FCs) pour l'irradiation par S. Nomade.

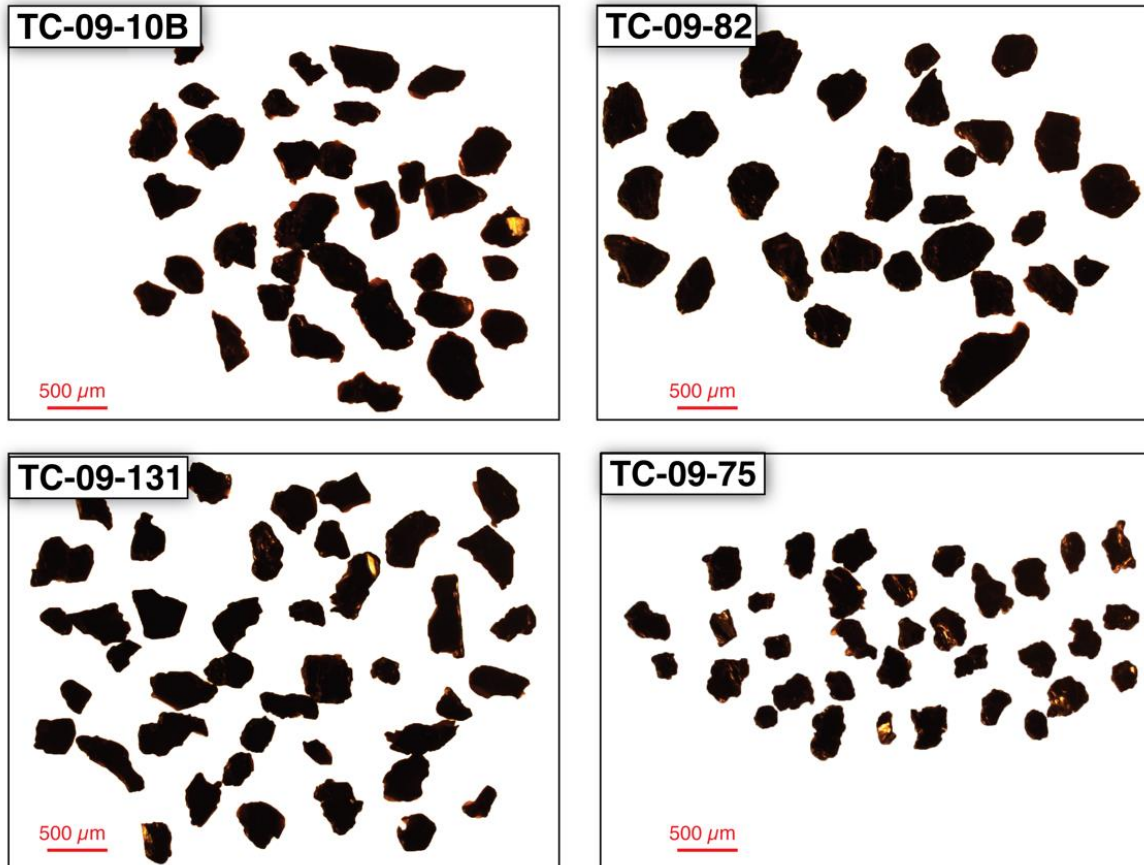


Fig. 2.14 Biotites des plutons du SRBIC vues au microscope optique, échelle : 500 µm

Les biotites sont ensuite mesurées pour leur largeur et leur longueur afin d'estimer leur volume, ce qui est nécessaire pour calculer par la suite une température de fermeture du thermochronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les mesures ont été prises à partir de photographies des grains prises au microscope optique Leica DM-750, traitées ensuite avec J-microvision (Fig. 2.14). Deux volumes ont été calculés pour chaque biotite, en prenant une épaisseur minimum de 30 µm et une épaisseur maximale de 70 µm ; ces volumes ont ensuite été moyennés pour chaque échantillon. A partir de ces volumes moyens minimum et maximum, j'ai calculé un rayon de la sphère équivalente (R_s , aussi appelée radius). Les R_s moyens de tous les échantillons sont donc compris entre le plus petit des R_s minimum et le plus grand des R_s maximum. Pour les échantillons de Kerguelen, le R_s est compris entre 37 et 77 µm. La température de fermeture estimée par P. Alexandre en 2011 pour cette gamme de R_s est comprise entre 230°C pour un

taux de refroidissement de 0,5°C/Ma et 300°C pour un taux de refroidissement de 20°C/Ma.

Toutes les biotites d'un même échantillon sont ensuite irradiées en pile. Pour chaque échantillon, entre 28 et 64 grains ont été sélectionnés, pour un total de 234 grains.

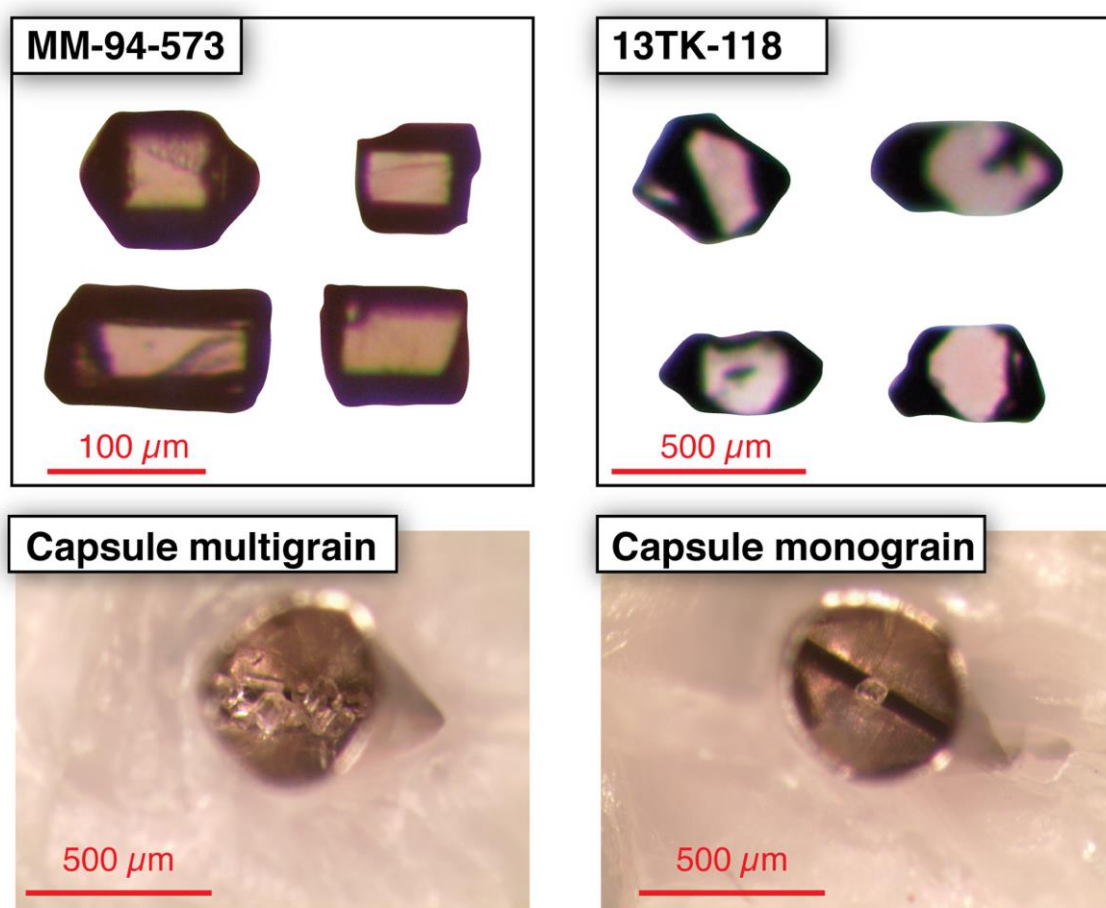


Fig. 2.15 : Photos d'apatite et de zircons vue à la loupe binoculaire

Les apatites et zircons sont triés selon les critères de sélection suivants :

- Taille : les trois côtés du cristal doivent avoir une taille supérieure à 70 µm
- Forme : les cristaux doivent être automorphes, et avoir des extrémités ayant une forme soit pyramidale, soit droite, afin de pouvoir calculer le plus justement possible le volume du grain

- Absence d'inclusions : ces dernières pouvant être des phases porteuses d'U, de Th ou de Sm. Ce critère est particulièrement important pour les apatites, où le protocole de dissolution ne dissout ni les phases silicatées, ni les oxydes.
- Absence de fractures : ces dernières favorisant la perte en He, car cela changerait le domaine de diffusion (Ehlers et Farley, 2003).

Une fois les cristaux d'apatite et zircons sélectionnés (Fig. 2.15), ils sont mesurés dans les trois directions et leur forme est déterminée au grossissement x145 (Olympus SZX12). Les cristaux sont ensuite conditionnés dans une enveloppe métallique qui permet de chauffer l'échantillon de manière homogène (Fig. 2.15). Les apatites sont conditionnées dans des enveloppes de platine, et les zircons dans des enveloppes en niobium. Le platine est un métal plus malléable que le niobium, ce qui rend le conditionnement plus facile. Cependant, pour les zircons, il ne peut être utilisé car le protocole de dissolution inclut une dissolution totale du zircon et de son enveloppe métallique. Or, le platine, une fois dissout, peut former des complexes avec l'argon qui compose le plasma, de type $^{195}\text{Pt}^{40}\text{Ar}$ ou $^{198}\text{Pt}^{40}\text{Ar}$, de masses respectives 235 et 238, comme celle des deux isotopes de l'U mesurés. Pour cette raison, les cristaux de zircon sont conditionnés dans des enveloppes en niobium. Le protocole de dissolution des apatites n'inclut pas de dissolution de l'enveloppe métallique, ce qui permet l'utilisation d'enveloppes en platine.

- Les biotites, apatites et zircons **sont triés à la loupe binoculaire** selon des **critères de taille, de forme, de pureté minérale, et d'absence de fractures**
- Les biotites sont **conditionnées par échantillon avec des sanidine standards** pour l'irradiation
- **Les apatites et zircons sont ensuite conditionnés (mono- ou multi- grain(s)) dans des enveloppes de platine ou de niobium** pour être chauffés par laser infrarouge

2.2.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite

2.2.2.1. Irradiation

L'irradiation a été effectuée dans la position $\beta 1$ du réacteur Osiris situé au CEA Saclay, elle a duré 1h45. Elle a eu lieu le 20 janvier 2015.

2.2.2.2. Mesure de l'Ar

Après un délai d'environ 2/3 mois, suffisant pour éviter toute radioactivité dangereuse liée à la désintégration radioactive d'isotopes au temps de demi-vie très court, les échantillons et standards sont placés dans un porte-échantillon en cuivre et un hublot sous ultravide. Ce hublot est connecté à une ligne ultravide permettant la purification des gaz extraits des minéraux). La mesure des isotopes de l'Ar a été effectuée avec un spectromètre de masse de Micromass VG5400 (Fig. 2.16), au laboratoire de datation du LSCE sous la supervision de S. Nomade et suivant le protocole expérimental détaillé par *Guillou et al. (2011)*. Pour chaque échantillon, trois cristaux du standard sanidine Fish Canyon Tuff ont été mesurés avant la mesure afin de déterminer le J. Les standards sont fondus pendant 1 minute avec un laser infrarouge CO_2 défocalisé et le gaz extrait analysé dans les mêmes conditions que celles qui seront utilisées pour le gaz qui sera extrait des micas. Une fois le J obtenu, les échantillons sont chauffés par palier, afin d'observer le profil de dégazage des biotites, et de détecter une éventuelle réouverture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La purification des gaz est effectuée à l'aide de 4 getters (2 GP 10 et 2 GP 50 dont un fonctionnant à froid) pendant un total de 10 minutes. Avant chaque analyse, le champ magnétique nécessaire pour focaliser chaque isotope est calibré. Puis, pour chaque palier, 20 analyses de chaque isotope 40, 39, 38, 37 et 36 de l'argon sont effectuées. Un blanc de ligne est

effectué tous les trois paliers, à raison de 15 mesures par isotopes. La mesure est effectuée sur un compteur d'ions associés à un multiplicateur d'électrons. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique est mesuré chaque semaine avec différentes quantités de gaz, afin de détecter un éventuel fractionnement isotopique dans le spectromètre de masse. C'est ce rapport atmosphérique qui est utilisé pour calculer le ^{40}Ar radiogénique de chaque étape et ainsi obtenir un âge.

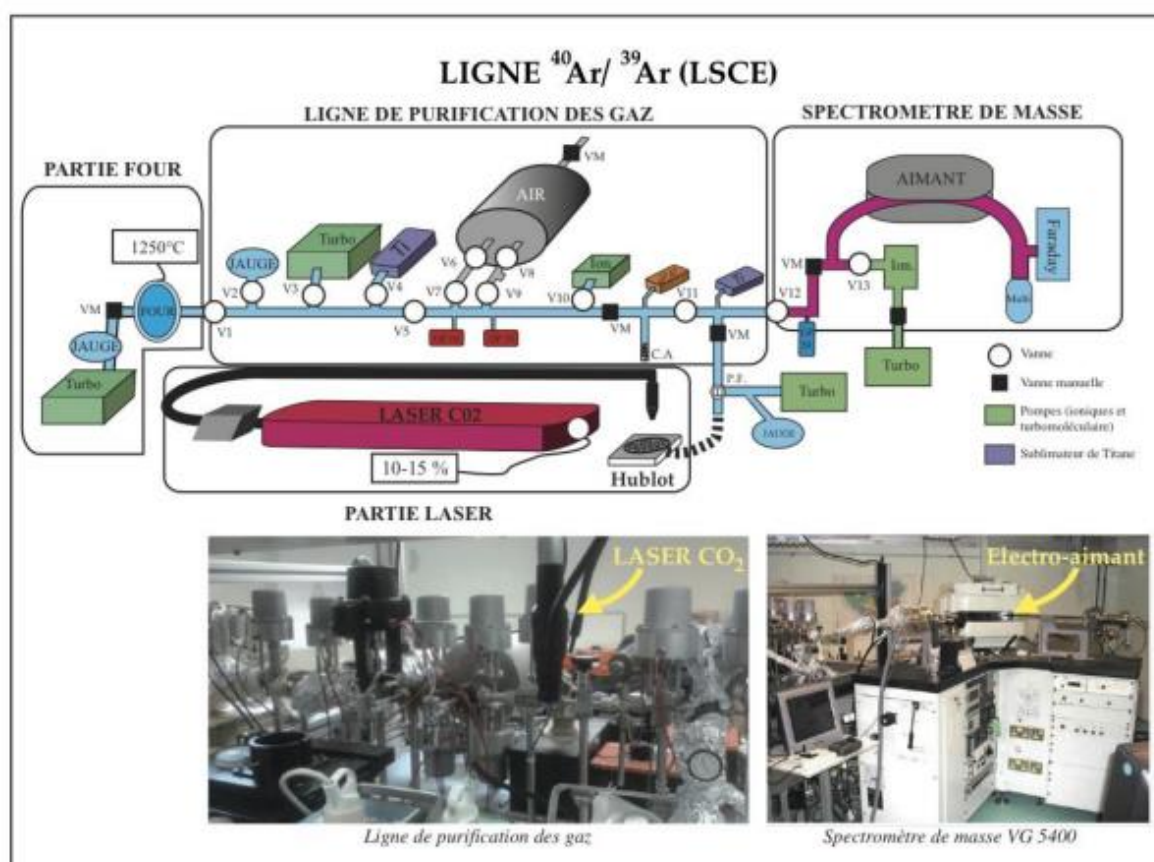


Fig. 2.16 : Ligne de purification des gaz et spectromètre de masse VG5400 du LSCE, d'après Pereira (2017)

- Après **chauffage laser des biotites**, les gaz sont purifiés à l'aide de plusieurs getters, et mesurés au **spectromètre de masse à secteur magnétique**
- Le **rapport atmosphérique** $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est **mesuré toutes les semaines** sur différentes quantités de gaz

2.2.3. (U-Th)/He sur apatite et sur zircon

2.2.3.1. Mesure de la concentration en hélium radiogénique

Les capsules métalliques sont ensuite insérées dans une ligne de dégazage, purification et mesure de l' ^4He au spectromètre de masse au laboratoire GEOPS (Fig. 2.17). Les capsules sont disposées dans une planchette en cuivre perforée, pour permettre de chauffer un échantillon à la fois. Les échantillons sont ensuite chauffés à l'aide d'un laser à diode infrarouge. Lors de ce travail, j'ai effectué les mesures en hélium radiogénique sur deux lignes d'analyse : une ligne couplée à un spectromètre de masse quadrupolaire Pfeiffer appelée « ligne Quad », et une seconde ligne couplée à un spectromètre de masse à secteur magnétique VG5400 appelée « ligne VG5400 » qui était en développement au début de ma thèse (Tab. 2.2). Le principe général est identique pour les deux lignes : après chauffage pour permettre l'extraction de l'hélium, le gaz est envoyé sur une ligne de purification puis l'hélium est envoyé au spectromètre de masse. Pour les apatites, la totalité de l' ^4He contenu dans le grain est relâché après 5 min à 1000°C ; pour les zircons, qui peuvent être beaucoup plus rétentifs, plusieurs épisodes de chauffe à 1200°C pendant 30 minutes sont parfois nécessaires. Un deuxième palier de chauffe est ensuite effectué plus particulièrement pour les apatites, ce qui permet de détecter la présence d'inclusion contenant de l' ^4He . Les aliquotes conservés sont ceux où il n'y a d' ^4He relâché lors du 2^{ème} palier de chauffage.

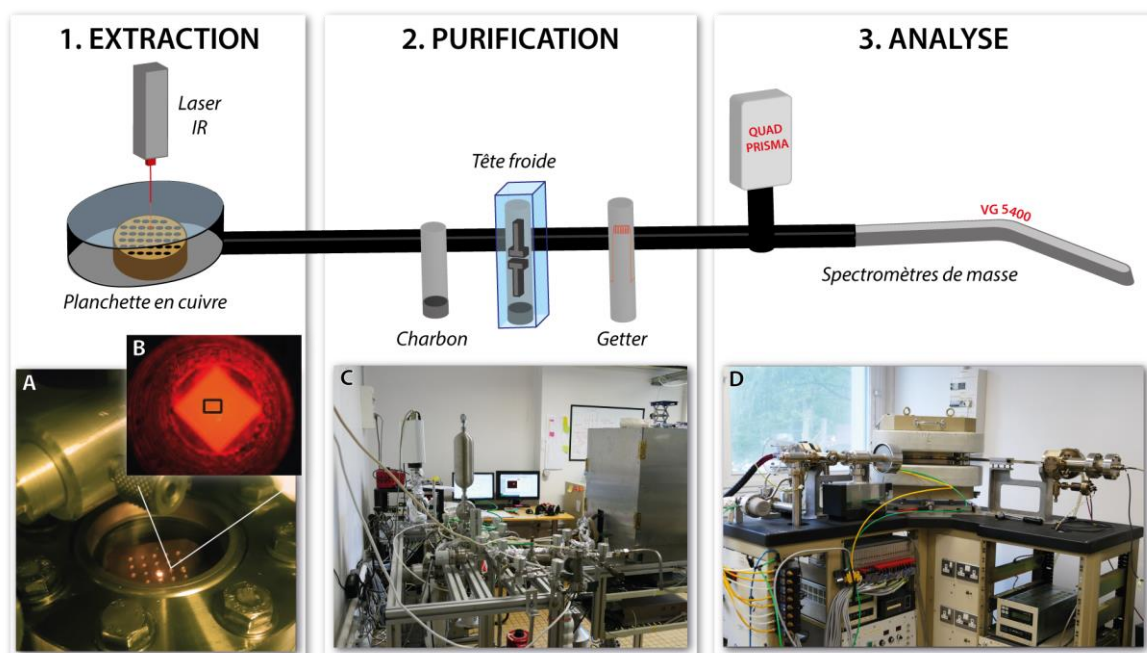


Fig. 2.17 : Schéma simplifié de la ligne d'extraction, purification et mesure de l'⁴He sur QMS ou VG5400. A : planchette contenant les échantillons avec une capsule chauffée, B : capsule de platine chauffée à 1000°C, C : installation globale contenant les pièges à charbon actif, getter et/ou tête froide qui permettent de piéger les gaz actifs (H₂O, CO₂ etc...), D : spectromètre de masse à secteur magnétique VG5400.

	Ligne Quad	Ligne VG5400
Extraction	Laser à diode IR	Laser à diode IR
Purification	3 Charbons actifs à 70K 2 Getters	1 tête froide à 8K 2 Getters
Mesure	Spectromètre de masse quadropolaire Multiplicateur d'électrons	Spectromètre de masse à secteur magnétique Multiplicateur d'électrons couplé à un système de comptage d'ions

Tab. 2.2 : Récapitulatif des équipements présents sur les deux lignes d'extraction et mesure d'⁴He du laboratoire GEOPS.

2.2.3.1.1. Ligne Quad

Après chauffage et libération du gaz, une dose standard d'³He est ajoutée. Une quantité connue d'³He est ajoutée au mélange gazeux de l'échantillon (⁴He + Ar + CO₂ + H₂ + H₂O) et il est ensuite purifié à l'aide de deux getters présents dans la ligne d'extraction ainsi que d'un getter présent dans le spectromètre de masse spécifiquement pour la purification de l'H₂, et de

deux charbons actifs refroidis à l'azote liquide à une température de 70K pour permettre le piégeage des gaz actifs (Ar, CO₂, H₂O). Le spectromètre de masse quadrupolaire mesure ensuite l'⁴He et l'³He à l'aide du multiplicateur d'électrons. La mesure simultanée de la quantité inconnue d'⁴He de l'échantillon et d'une quantité connue d'³He est effectuée pour corriger la non reproductibilité du spectromètre de masse dans le temps (Tab. 2. 3).

	⁴ He (amps)	³ He (amps)	⁴ He (ccSTP)	Sensibilité (amps/ ccSTP)
Blanc	1.10 ⁻¹³ à 2.10 ⁻¹³	5.10 ⁻¹¹ à 5.10 ⁻⁹	2.10 ⁻¹²	
Apatite	2.10 ⁻¹³ à 5.10 ⁻¹²	5.10 ⁻¹¹ à 5.10 ⁻⁹	2.10 ⁻¹¹ à 5.10 ⁻¹⁰	2x10 ⁻³
Zircon	3.10 ⁻¹³ à 9.10 ⁻¹⁰	5.10 ⁻¹¹ à 5.10 ⁻⁹	2.10 ⁻¹⁰ à 3.10 ⁻⁷	2x10 ⁻³

Tab. 2.3 : signaux et concentration en ⁴He déterminé à l'aide du QMS.

La quantité de ³He contenue dans une bonbonne varie dans le temps, car à chaque ajout de spike de ³He, la quantité dans la bonbonne diminue. Une correction de l'appauvrissement est alors effectuée.

2.2.3.1.2. Ligne VG5400

La purification sur cette ligne est effectuée à l'aide de getters et de charbons actifs. Les éléments qui composent la ligne ont évolué au cours de ma thèse. Initialement, les charbons actifs étaient refroidis à l'azote liquide à une température de 70K. Puis, devant la nécessité de mesurer de très petites quantités d'hélium, un piège cryogénique appelé « tête froide » (Advanced Research System) a été ajouté, remplaçant les charbons actifs. La tête froide permet de descendre un piège charbon actif à une température de 8K, et ainsi de piéger tous les gaz y compris l'hélium. Ce dispositif permet de concentrer l'⁴He et d'augmenter le signal mesuré sur le spectromètre de masse, qui peut ainsi détecter de plus petites quantités de gaz. L'⁴He est ensuite envoyé sur le spectromètre de masse à secteur magnétique VG5400 pour être mesuré. Le multiplicateur d'électron est couplé à un système de comptage d'ions (en coups par seconde,

cps) et à un multiplicateur d'électrons. L'appareillage comprend également une cage de Faraday, utilisée pour mesurer des grandes quantités d'hélium, ce qui ne concerne aucun échantillon ou standard utilisés lors de ma thèse (Tab. 2.4). Deux calibrations ont été réalisées pour le spectromètre de masse VG5400 (avant et après l'ajout de la tête froide).

	⁴ He (cps)	⁴ He (ccSTP)	Sensibilité (ccSTP/cps)
Blanc	2016 : 2 à 10	2016 : 2.10 ⁻¹²	
	2018 : 800 à 2000	2016 : 10 ⁻¹¹	
Zircon	10 à 1.10 ⁶	1.10 ⁻¹² à 8.10 ⁻⁸	1x10 ⁻¹²
			2,6x10 ⁻¹⁴

Tab. 2.4 : Sensibilité du spectromètre de masse VG5400 en 2016 et 2018

- Deux lignes d'extraction/purification/mesure de l'hélium, principe identique, mais spectromètre de masse différents : un quadropole et un spectromètre à secteur magnétique
- Les capsules sont chauffées à l'aide d'un laser infrarouge, les gaz sont purifiés à l'aide de getters et pièges à charbon
- Ligne Quad : spike d'³He pour mesurer l'⁴He
- Ligne VG5400 : pas de spike, mesure directe de l'⁴He sur un spectromètre de masse stable dans le temps

2.2.3.2. Protocole de mesure des concentrations en U, Th et Sm

Les enveloppes contenant les échantillons sont ensuite sorties de la ligne d'extraction afin de dissoudre les cristaux pour mesurer les concentrations en U, Th, Sm et en Ca pour les apatites et U et Th pour les zircons. Que ce soit pour les apatites ou les zircons, le protocole général est identique et s'effectue en 3 grandes étapes :

- Dilution isotopique : ajout d'une solution calibrée appelée « spike » aux échantillons
- Dissolution des grains

- Mesure à l'ICP-MS (Induced Coupled Plasma Mass Spectrometer) par voie liquide

Les différences entre le protocole adapté aux apatites et celui adapté aux zircons résident dans : les éléments mesurés, les concentrations du spike, et le protocole de dissolution

2.2.3.2.1. Principe du spike et dissolution

La méthode de dilution isotopique est utilisée dans le cas des apatites (Evans et al., 2005) et des zircons (Reiners et al., 2004) afin de mesurer les isotopes pères. C'est une méthode dans laquelle on ajoute à la solution de minéraux dissouts une solution calibrée en ^{235}U , ^{230}Th et/ou ^{149}Sm et ^{42}Ca appelée « spike ». Le Sm n'est pas mesuré pour les zircons car la production d'He par le Sm est négligeable. Les concentrations des différents spikes sont calculées à partir de solutions standards calibrées en U, Th et Sm. Cette calibration du spike est effectuée en préparant une solution qui mélange une quantité de spike de masse et volume connus avec une quantité de solution standard en U et Th de masse et volume connus. Les résultats de l'analyse à l'ICP-MS de ces solutions permettent ensuite de calculer la concentration du spike à partir de la concentration connue du standard. Cette calibration est effectuée sur au moins 4 solutions standards. C'est la moyenne des résultats obtenus sur toutes les solutions qui est conservée comme concentration du spike utilisée pour calculer les teneurs en U et Th des échantillons. Pour ce travail, plusieurs types d'analyses sont effectués, la nomenclature utilisée pour les différents types de tests est présentée dans les tableaux 2.5 et 2.6. Ces différents acronymes seront utilisés dans la suite du manuscrit.

	HNO ₃ 1N	Chimie : HNO ₃ 5N, piluliers	Spike	Capsule de Pt
Bic	✓			
Bic-ch	✓	✓		
Bic-ch-Pt	✓	✓		✓
BSP	✓		✓	

BSP-ch	✓	✓	✓	
BSP-ch-Pt	✓	✓	✓	✓

Tab. 2.5 : nomenclature utilisée dans le protocole de dissolution des apatites

	HNO ₃ 1N	Chimie : HF, HCl, savillex et bombes de Parr	Spike	Capsule de Nb
Blc	✓			
Blc-ch	✓	✓		
Blc-ch-Nb	✓	✓		✓
BSP	✓		✓	
BSP-ch	✓	✓	✓	
BSP-ch-Nb	✓	✓	✓	✓

Tab. 2.6 : nomenclature utilisée dans le protocole de dissolution des zircons

Les concentrations en U et en Th sont calculées à partir des concentrations en ²³⁸U et ²³²Th des échantillons. Ces dernières sont calculées comme ceci (13 - 14), d'après Evans et al. (2005) :

$$(13) \quad {}^{238}\text{U}(ech) = \frac{m \cdot [{}^{235}\text{U}]_{sp}}{\left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{sp}} \cdot \frac{\left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{ech} - \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{sp}}{\left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{nat} - \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{ech}}$$

$$(14) \quad {}^{232}\text{Th}(ech) = \frac{m \cdot [{}^{230}\text{Th}]_{sp}}{\left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{232}\text{Th}}\right)_{sp}} \cdot \frac{\left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{232}\text{Th}}\right)_{sp} - \left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{232}\text{Th}}\right)_{ech}}{\left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{232}\text{Th}}\right)_{ech}}$$

Avec m : la masse du spike (g) ; $\left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{ech}$ et $\left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{232}\text{Th}}\right)_{ech}$: les rapports isotopiques en uranium et en thorium mesurés de l'échantillon, $\left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{sp}$ et $\left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{232}\text{Th}}\right)_{sp}$ les rapports isotopiques en uranium et en thorium du spike, $\left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{nat}$ le rapport isotopique naturel de l'uranium ; $[{}^{235}\text{U}]_{sp}$ et $[{}^{230}\text{Th}]_{sp}$ les concentrations en ²³⁵U et ²³⁰Th du spike.

2.2.3.2.2. Protocole de dissolution des apatites

La première étape de dilution isotopique est effectuée avant la dissolution des grains. Le spike est ajouté au pilulier en polypropylène à usage unique quand l'apatite est encore cristallisée. Les concentrations des différents spikes utilisés lors de ma thèse sont résumées dans le tableau ci-dessous (Tab. 2.7) :

	²³⁵ U (ppb)	²³⁰ Th (ppb)	¹⁴⁹ Sm (ppb)	⁴² Ca (ppb)
Ap – Sp 7	4,32	4,35	2,661	
Ap – Sp 8	4,26	4,26	2,73	
Ap – Sp 9	4,43	3,96	2,65	923
Ap – Sp 10	4,31	3,74	2,65	909
Ap – Sp 11	4,21	3,82	3,45	845
Ap – Sp 12	4,16	3,90	3,56	853
Ap – Sp 13	4,28	3,80	3,61	839

Tab. 2.7 : Concentration des solutions de spike utilisées dans le protocole de mesure de l'U, du Th, du Sm et du Ca dans les apatites.

Une fois l'ajout de spike dans les solutions effectué, les acides sont ajoutés pour permettre la dissolution des apatites. Elles sont dissoutes en ajoutant 50 µL d'HNO₃ 5N et en chauffant à 70°C pendant 3h. Après dilution, les échantillons sont prêts à être analysés à l'ICP-MS. Les données effectuées dans ce travail de thèse ont été obtenues sur deux appareils différents : un ICP-QMS (seriesII CCT Thermo-Electron), au laboratoire LSCE (Gif-sur-Yvette, France), et un ICPMS-HR (ELEMENT-XR Thermofisher) au laboratoire GEOPS.

2.2.3.2.3. Protocole de dissolution des zircons

Les zircons et les capsules de niobium sont dissous avec un protocole en trois étapes. Les zircons sont placés dans des piluliers en téflon, auxquels on ajoute le spike (Tab. 2.8), 200 µL d'HF 40% et quelques gouttes d'HNO₃ 7N.

	²³⁵ U (ppb)	²³⁰ Th (ppb)
Zr – Sp 1	46,30	18,18
Zr – Sp 2	51,68	15,95
Zr – Sp 3	54,79	16,87

Tab. 2.8 : Concentration des solutions de spike utilisées dans le protocole de mesure de l'U et du Th dans les zircons

Les piluliers sont ensuite placés dans une bombe de Parr pour digestion acide sous pression à 220°C pendant 96h. Après une évaporation à sec, la deuxième étape consiste à ajouter 200 µL d'HCl 6N et à replacer les piluliers dans la bombe de Parr à 220°C pendant 24h.

Finalement, après une dernière évaporation à sec, un mélange HNO₃ 5N + HF 0.1N est ajouté, et les piluliers sont chauffés sur plaque chauffante à 100°C pendant 3h. Après dilution, les solutions sont prêtes pour être analysées à l'ICP-MS

- Protocole de **dilution isotopique** : utilisation d'un spike
- **Dissolution complète des cristaux** par acides et chauffe (au four ou sur plaque)
- Les **apatites** sont dissoutes **sans dissoudre la capsule de platine**, les **zircons** sont dissous **avec la capsule de niobium**
- Mesure des teneurs en U, Th, Sm et Ca à **l'ICP-MS par voie liquide**

2.3. Développement analytique

Les datations préliminaires obtenues à Kerguelen ont rapidement mis en évidence le besoin de pouvoir dater des objets jeunes (i.e. < 10 Ma), en termes d'âge de cristallisation, et également la nécessité d'obtenir des contraintes sur le refroidissement entre 300 et 120 °C. Ces contraintes à moyenne température peuvent être amenées avec la thermochronologie moyenne température (U-Th)/He sur zircon, ayant une température de fermeture de ~140-180°C (Guenther *et al.*, 2013 ; Reiners *et al.*, 2004). Un volet de ma thèse a donc consisté à mettre en place le protocole de datation ZHe au laboratoire GEOPS. De plus, afin de dater des phases de refroidissement récentes (i.e < 3 Ma), j'ai participé au développement d'une méthode de quantification de petites quantités d'hélium par spectrométrie de masse à secteur magnétique. Ce travail analytique est effectué par l'utilisation de standards naturels en apatite (Durango, 31,02 ± 1 Ma ; McDowell *et al.*, 2005) et en zircon (Fish Canyon Tuff, 27,3 ± 2,1 Ma ; Reiners *et al.*, 2002).

2.3.1. Calibration du spectromètre de masse VG5400

2.3.1.1. Protocole

A la différence de la ligne d'extraction d'He traditionnelle couplée au spectromètre de masse quadrupolaire Prisma Pfeiffer, qui est fonctionnelle depuis une dizaine d'années, la ligne d'extraction de gaz rares couplée au spectromètre de masse à secteur magnétique de type VG5400 était en finalisation de développement lorsque j'ai commencé ma thèse. J'ai donc participé au travail de mise en place d'analyse des concentrations d'He par la calibration de la sensibilité du spectromètre et la mise en place d'un standard d'He. Nous avons doublé cette calibration par la mesure des concentrations d'He extrait d'apatites de Durango qui ont été analysées en U-Th-Sm par dissolution, et par l'utilisation d'un ballon calibré contenant de l'⁴He.

Le but de ce travail était de pouvoir convertir le signal obtenu par le spectromètre de masse en quantité d'hélium contenu dans le cristal. Ma thèse s'articulant autour d'échantillons relativement jeunes, les quantités d'hélium sont faibles, et l'intégralité des grains sont analysés sur multiplicateur d'électrons. Par conséquent, la calibration a été effectuée sur multiplicateur d'électrons seulement.

Pour pouvoir convertir les coups par seconde (cps) obtenus par l'appareil en quantité d'hélium (en ccSTP par exemple), il est indispensable de connaître précisément la réponse de l'appareil pour toutes les quantités d'hélium mesurables. Pour cela, j'ai appliqué un protocole consistant à mesurer les quantités d'hélium dans des échantillons d'apatite de Durango broyées de tailles différentes, comprises entre quelques μm et plusieurs centaines de μm . Le dégazage a ensuite été effectué dans les mêmes conditions que le seront les échantillons ensuite.

2.3.1.2. Résultats

Pour réaliser la conversion cps / ccSTP, j'ai dégazé 80 aliquotes d'apatite de Durango (Durango, $31,02 \pm 1$ Ma ; McDowell *et al.*, 2005), et la concentration en ng d'U, Th et Sm de ces échantillons a été déterminée en utilisant la méthode classique de dissolution et d'analyse par ICP-MS (cf. ce chapitre, paragraphe 2.2.2.2). A partir de ces teneurs, on calcule le taux de production d'atomes d'hélium en atomes/an. Connaissant l'âge de l'apatite Durango, cela permet d'obtenir la quantité d'hélium contenue dans le grain, et d'obtenir le facteur de conversion des cps (mesurés) en ccSTP (calculés). Les paramètres du spectromètre de masse ayant été changés au cours de cette étude, la calibration a été effectuée deux fois : une première fois en 2016, et une seconde fois en 2018 (après des changements importants effectués sur la ligne et le spectromètre de masse pour augmenter la sensibilité). Deux facteurs de calibration sont donc utilisés pour convertir les données, selon qu'elles aient été obtenues en 2016 ou en 2018.

2.3.1.2.1. Calibration de 2016

La calibration de 2016 a été effectuée sur 64 échantillons d'apatite de Durango, dégazés totalement. Des données d'expériences de diffusion et de dégazage par palier sur 5 échantillons de l'apatite de Durango ont aussi été acquises par Claire Morelière, lors du stage effectué dans sa formation à l'IUT de mesures physiques. Les résultats de ces analyses sont représentés sur la figure ci-dessous (Fig. 2.18).

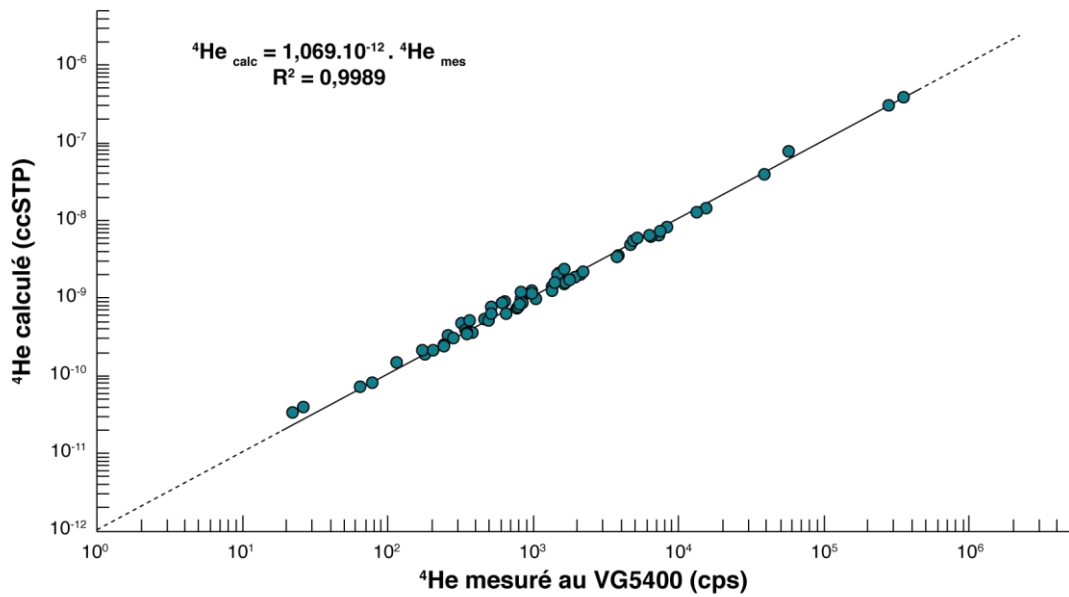


Fig. 2.18 : Courbe de calibration du spectromètre de mars effectuée en 2016.

La courbe de calibration couvre des gammes de concentrations d' ${}^4\text{He}$ allant de 0,033 à 400 nccSTP, ce qui correspond sur l'appareil à un signal mesuré compris entre 20 et 400 000 cps. Les résultats obtenus indiquent une corrélation sous forme d'équation linéaire (Fig. 2.18). Le coefficient R^2 est de 0,9989, ce qui indique une excellente régression linéaire de formule :

$$He(nccSTP) = 1,069 \cdot 10^{-12} \cdot He(cps)$$

On remarque que même pour un nombre de cps > 60 000, la sensibilité reste similaire, montrant que l'effet du temps mort du multiplicateur d'électron est négligeable.

Les échantillons d'apatites et de zircons analysés lors de ma thèse (standards et échantillons naturels) contiennent une quantité d'He allant de 0,04 à 10 nccSTP, totalement incluse dans la calibration effectuée avec les apatites de Durango (Fig. 2.19).

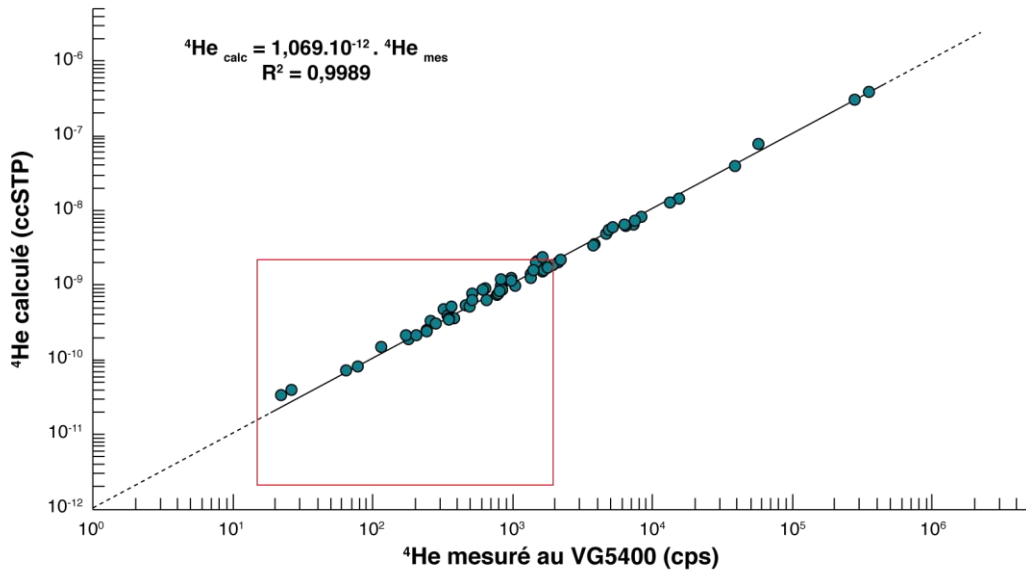


Fig. 2.19 : Gamme de teneurs en ^4He des échantillons naturels et standards naturels utilisés dans le cadre de cette étude.

2.3.1.2.2. Calibration de 2018

La calibration de 2018 a été effectuée sur 16 échantillons d'apatite de Durango, dégazés totalement. Les résultats de ces analyses sont représentés sur la figure ci-dessous (Fig. 2.20).

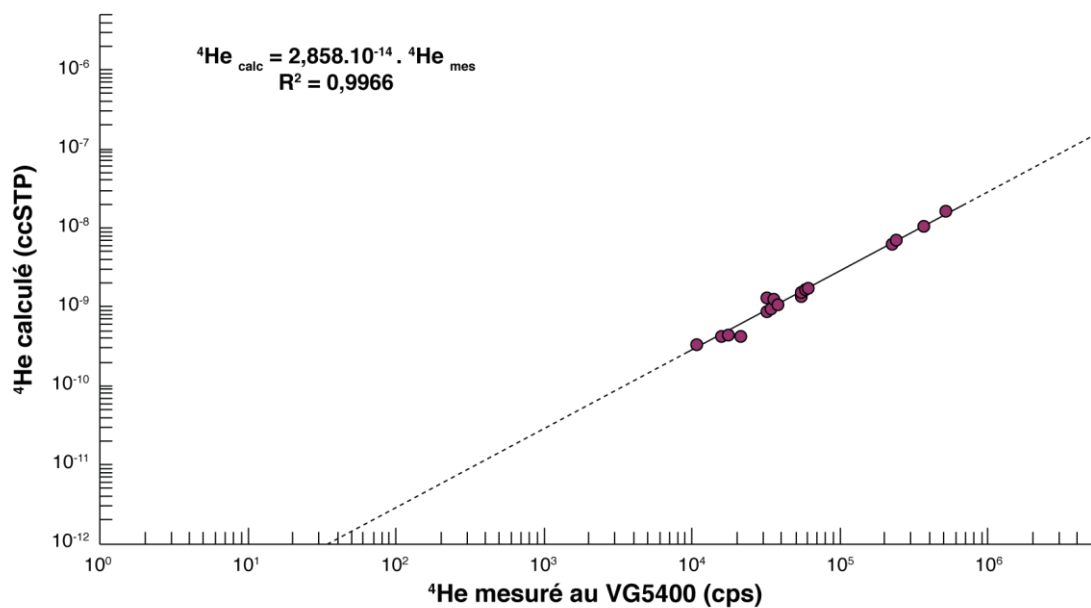


Fig. 2.20 : Courbe de calibration du spectromètre de mars effectuée en mai 2018.

La courbe de calibration couvre des gammes de concentration d' ^4He allant de 0,32 à 15,69 nccSTP, ce qui correspond sur l'appareil à un signal mesuré compris entre 10 000 et 550 000 cps. Les résultats obtenus indiquent une corrélation sous forme d'équation linéaire (Fig.2.20). Le coefficient R^2 est de 0,9966, ce qui indique une excellente régression linéaire de formule :

$$He(nccSTP) = 2,858 \cdot 10^{-14} \cdot He(cps)$$

Les échantillons d'apatites et de zircons analysés lors de ma thèse (standards et échantillons naturels) contiennent une quantité d' ^4He allant de 0.02 à 12 nccSTP (Fig. 2.21). Certains échantillons ont donc des teneurs en hélium non comprises dans la gamme des teneurs utilisées pour établir la calibration. Pour calculer les teneurs de ces échantillons, une extrapolation est effectuée, en considérant que la calibration est linéaire pour toutes les concentrations en hélium.

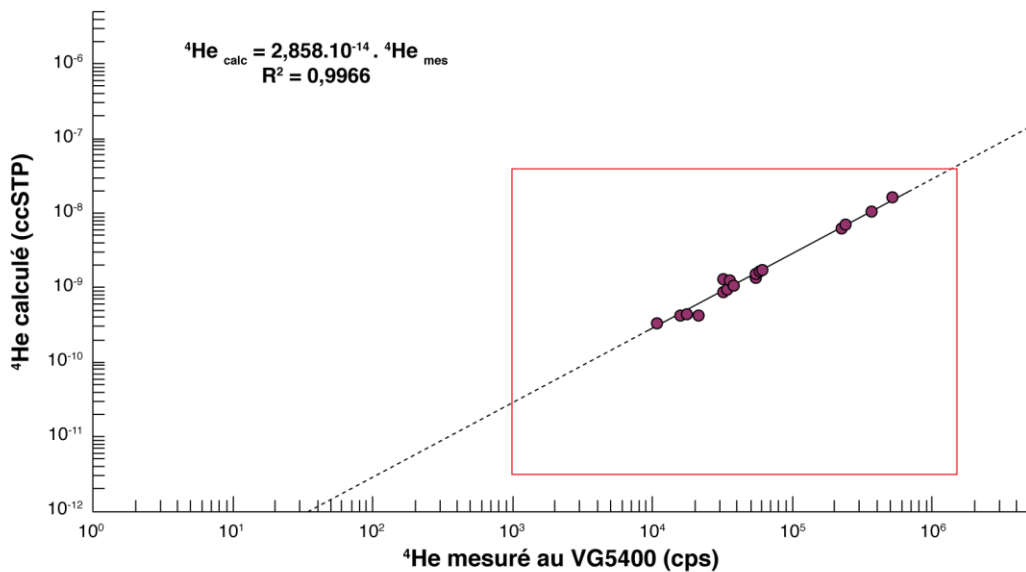


Fig. 2.21 : Gamme de teneurs en ^4He des échantillons naturels et standards naturels utilisés dans le cadre de cette étude.

- **La calibration du spectromètre de masse VG5400** a été effectuée deux fois, en 2016 et en 2018 à l'aide d'apatites standards de Durango, d'âge connu
- Pour chaque calibration, **la relation** entre les cps mesurés et les ccSTP calculés **est linéaire**, avec un **excellent coefficient R²**, respectivement de 0,9989 et 0,9966.

2.3.2. (U-Th)/He sur zircons

Un volet de ma thèse a consisté à mettre en place le protocole de datation (U-Th)/He sur zircons au laboratoire GEOPS. Le protocole choisi est celui de *Reiners (2005)* avec dilution isotopique et dissolution acide dans des bombes sous pression, aussi appelée bombes de Parr.

2.3.2.1. Validation du matériel et acides utilisés

Les solutions utilisées pour tester la propreté du matériel sont les solutions de blc, de blc-ch et blc-ch-Nb. Le Blc a pour but de vérifier la propreté de l'acide nitrique et des piluliers finaux utilisés pour diluer les échantillons. Le Blc-ch a pour but de tester la propreté du matériel utilisé dans les bombes et de l'HF et HCl utilisés pour la dissolution. Le blc-ch-Nb est nécessaire pour vérifier la pureté des feuilles de niobium utilisées pour encapsuler les zircons. Les blancs classiques ont un signal compris entre quelques coups et quelques milliers de coups par seconde pour les isotopes mesurés. En comparaison, les blancs chimie sont systématiquement moins propres que les blancs classiques : de 50 à 87 % plus concentrés, selon les isotopes (Fig. 2.22). La pollution accumulée dans le matériel utilisé pour la dissolution n'est pas la même pour tous

les isotopes analysés. Cependant, cette pollution est reproductible pour chaque isotope lors d'une séance d'analyse, d'un échantillon de blc-ch à l'autre.

Par ailleurs, les signaux des blancs spikés et des échantillons sont entre 300 000 fois et 3 000 000 fois plus élevés, ce qui se voit aussi sur les rapports isotopiques $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ qui sont bien plus élevés que pour les blancs (Fig. 2.23). Par conséquent, j'ai jugé négligeable cette pollution, et j'ai choisi de ne pas appliquer de correction de blancs sur les échantillons analysés.

- La propreté du matériel et des acides utilisés est mesurée à partir **de solutions d'acides** et de **solutions d'acides qui suivent le protocole de chimie complet**
- **Pour toutes les séances effectuées**, le matériel était propre, et ne présentait **pas de pollution** dans les éléments mesurés
- **Aucune correction de blanc n'a donc été nécessaire**

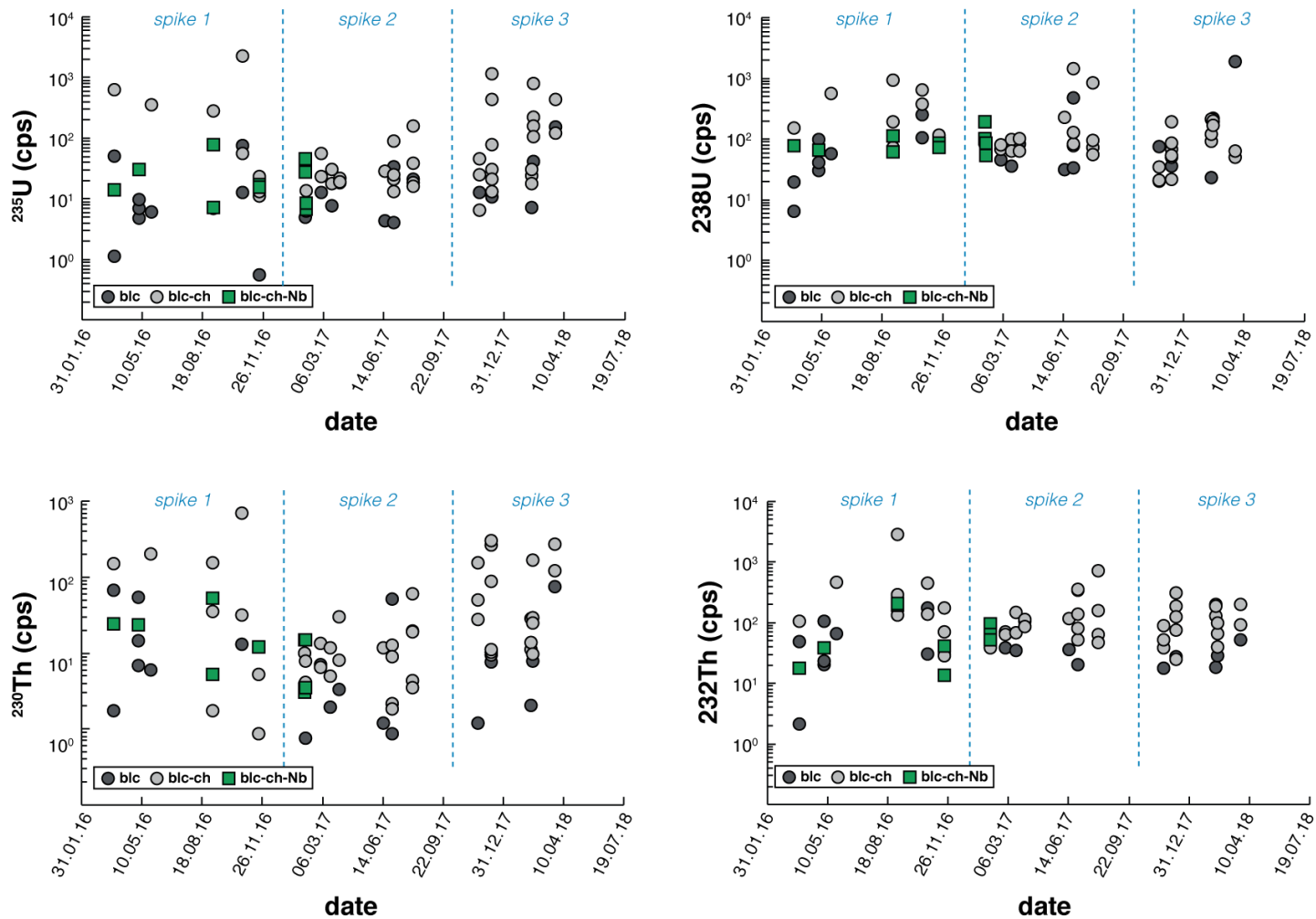


Fig. 2.22 : Signaux mesurés en ^{235}U , ^{238}U , ^{230}Th , ^{232}Th des Blc, Blc-ch et Blc-ch-Nb durant les différentes séances de chimie depuis janvier 2016 jusqu'à avril 2018

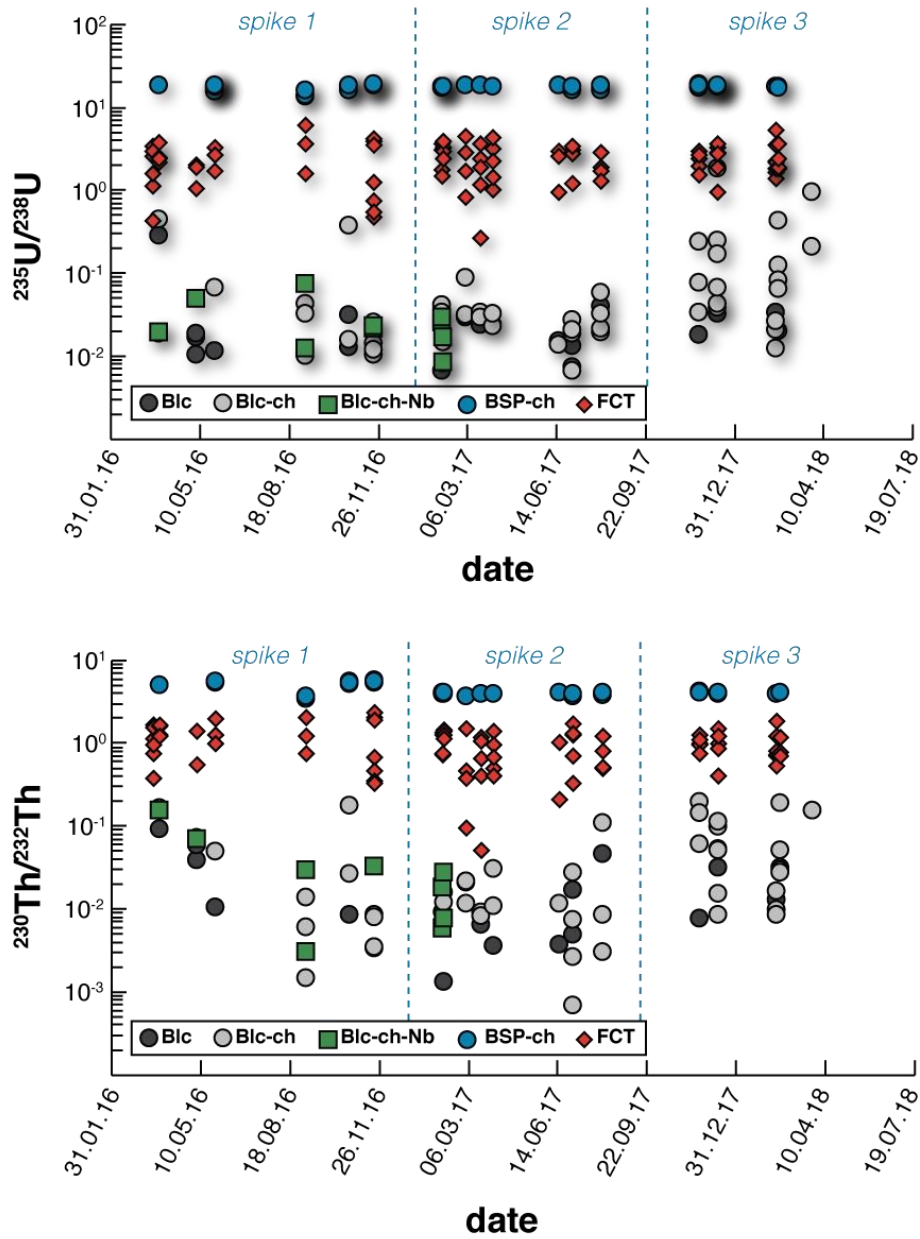


Fig. 2.23 : Rapports isotopiques $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des Blc, Blc-ch, Blc-ch-Nb, BSP-ch et FCT durant les différentes séances de chimie depuis janvier 2016 jusqu'à avril 2018

2.3.2.2. Validation du protocole de dissolution et dilution isotopique

Les BSP ont pour but de vérifier à chaque séance d'ICP-MS que le rapport de la solution de spike reste inchangé. Les BSP-ch sont comparés aux BSP pour observer le comportement isotopique de l'U et du Th lors du processus de dissolution des zircons. Les rapports isotopiques des BSP-ch diffèrent systématiquement des rapports isotopiques des BSP entre 2 et 7 % pour les rapports $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ et entre 4 et 8 % pour les rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (Fig. 2.24). Les BSP-ch-Nb sont comparés aux BSP-ch ; ils permettent de contraindre le comportement du niobium lors de la dissolution. Lors du processus de dissolution chimique, le niobium est dissout en quelques secondes à quelques minutes dans la solution d' $\text{HF}+\text{HNO}_3$. Cependant, après évaporation de l'acide et remise en solution dans l' HCl , un précipité blanchâtre se forme au fond du pilulier en téflon, ce précipité correspond en fait au niobium, qui ne reste dissout que dans une solution d' HF concentré + HNO_3 . Pour des taux de dilutions identiques, le signal des BSP-ch-Nb est 60 à 86 % plus faible que le signal des BSP-ch seul (Fig. 2.24). Ce signal plus faible montre que la précipitation du niobium a pour conséquence une précipitation des isotopes présents dans la solution de spike injecté au début du processus de dissolution.

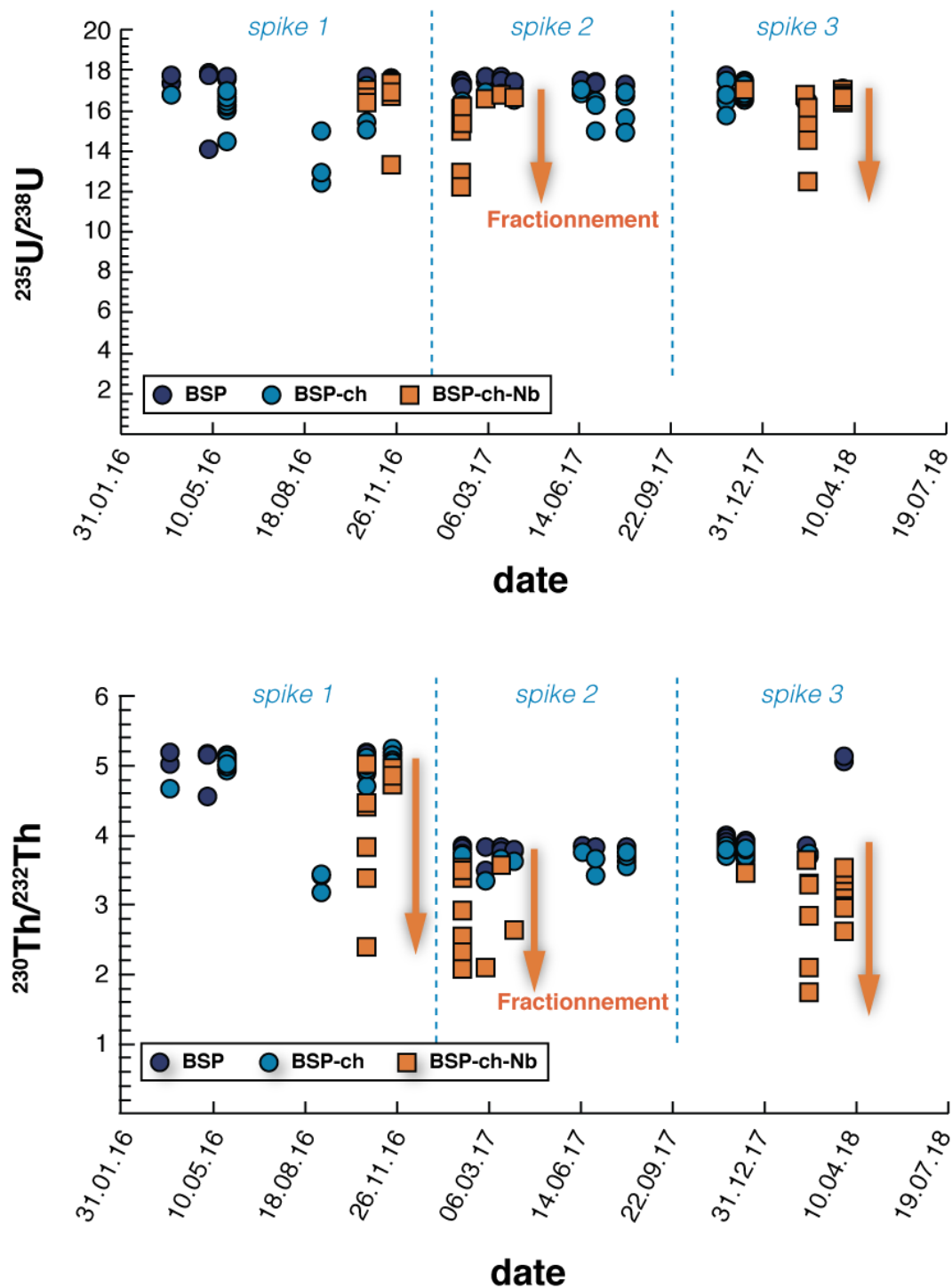


Fig. 2.24 : Rapports isotopiques $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des BSP, BSP-ch et BSP-ch-Nb durant les séances de chimie depuis janvier 2016 jusqu'à avril 2018

Les rapports isotopiques en $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ et en $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ montrent un appauvrissement respectif de 4 à 6 % en ^{235}U et de 10 à 20 % en ^{230}Th . Les conséquences de ce fractionnement mesuré sur les BSP-ch-Nb doivent être pris en compte dans le calcul des teneurs. Le problème principal est que ce fractionnement isotopique n'est ni systématique ni reproductible, certains BSP-ch-Nb ne montrant aucune différence avec les BSP-ch tandis que certains sont appauvris à plus de 25 % en ^{235}U et à plus de 50% en ^{230}Th par rapport à un BSP-chimie ne contenant pas de capsule de niobium. La cause d'un fractionnement isotopique lors de la dissolution/précipitation sont une différence de comportement chimique entre deux isotopes du même élément. Par ailleurs, on remarque que dans le protocole de dilution isotopique de Reiners (2005), les isotopes utilisés pour la dilution isotopique sont différents (^{233}U et ^{229}Th). Il serait intéressant de comparer les fractionnements isotopiques $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ et $^{229}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Le comportement chimique du ^{229}Th est peut-être similaire à celui du ^{232}Th , ce qui pourrait expliquer le fractionnement isotopique observé (Tab. 2.9).

- **Le comportement des isotopes durant le protocole de dissolution** est calibré à l'aide de solution de spikes (BSP), en comparant les solutions de spike avec les mêmes solutions ayant suivi le protocole de dissolution complet, avec et sans capsule de niobium
- **Les BSP-ch-Nb sont appauvris en U et Th** (signaux inférieurs de 60% à 80%) par rapport aux BSP-ch
- **Les BSP-ch-Nb indiquent par ailleurs un fractionnement isotopique** par rapport aux BSP-ch, entre l'uranium 238 et 235, et surtout entre le thorium 230 et 232
- **La re-précipitation du niobium lors du protocole semble être responsable de l'appauvrissement et du fractionnement isotopique en U et en Th.**

	$^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$		$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$		^{235}U (cps)		^{238}U (cps)		^{230}Th (cps)		^{232}Th (cps)	
Blc	0,03	± 0,05	0,03	± 0,04	20	± 30	1514	± 3599	14	± 21	522	± 657
blc ch	0,12	± 0,27	0,04	± 0,05	152	± 344	1737	± 2485	60	± 112	1784	± 3736
blc ch nb	0,03	± 0,02	0,03	± 0,04	22	± 20	835	± 370	14	± 15	696	± 609
BSP sp1	17,13	± 1,02	5,05	± 0,18	6.10^{-6}	± 3.10^{-6}	3.10^{-5}	± 2.10^{-5}	2.10^{-6}	± 1.10^{-6}	4.10^{-5}	± 2.10^{-5}
BSP ch sp1	16,01	± 1,29	4,76	± 0,55	7.10^{-5}	± 3.10^{-5}	4.10^{-4}	± 2.10^{-4}	2.10^{-5}	± 9.10^{-4}	5.10^{-4}	± 2.10^{-4}
BSP ch Nb sp1	16,22	± 1,01	4,08	± 0,85	8.10^{-5}	± 3.10^{-5}	5.10^{-4}	± 2.10^{-4}	3.10^{-4}	± 3.10^{-4}	8.10^{-3}	± 6.10^{-3}
BSP sp2	17,24	± 0,15	3,77	± 0,10	6.10^{-6}	± 1.10^{-6}	3.10^{-5}	± 6.10^{-4}	1.10^{-6}	± 3.10^{-5}	4.10^{-5}	± 8.10^{-4}
BSP ch sp2	16,21	± 0,58	3,63	± 0,11	2.10^{-5}	± 8.10^{-4}	1.10^{-4}	± 5.10^{-3}	5.10^{-4}	± 2.10^{-4}	1.10^{-4}	± 6.10^{-3}
BSP ch Nb sp2	15,23	± 1,35	2,88	± 0,59	2.10^{-5}	± 9.10^{-4}	2.10^{-4}	± 6.10^{-3}	2.10^{-4}	± 1.10^{-4}	6.10^{-3}	± 3.10^{-3}
BSP sp3	16,91	± 0,30	3,99	± 0,53	3.10^{-6}	± 2.10^{-6}	2.10^{-5}	± 1.10^{-5}	6.10^{-5}	± 4.10^{-5}	2.10^{-5}	± 1.10^{-5}
BSP ch sp3	16,54	± 0,31	3,68	± 0,06	3.10^{-5}	± 2.10^{-4}	3.10^{-4}	± 1.10^{-3}	1.10^{-5}	± 4.10^{-3}	3.10^{-4}	± 9.10^{-2}
BSP ch Nb sp3	15,82	± 1,29	2,99	± 0,58	3.10^{-5}	± 1.10^{-5}	2.10^{-4}	± 7.10^{-3}	2.10^{-4}	± 1.10^{-4}	5.10^{-3}	± 3.10^{-3}

Tab. 2.9 : Rapports isotopiques et signaux en cps des différentes solutions de spikes mesurés, avant correction

2.3.2.3. Tests sur des zircons standards naturels

Le protocole a été testé par les zircons standards naturels de Fish Canyon Tuff (FCT), un échantillon de roche volcanique daté par plusieurs méthodes de thermochronologie haute, moyenne et basse température (voir quelques références principales dans le tableau 2.10 ci-dessous) :

Age	Méthode de datation	Référence
28,40 ± 0,02	U/Pb sur zircon	Schmitz et Bowring; 2001
27,08 ± 0,2	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Hurford et Hammerschmidt, 1985
28,2 ± 0,05	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur sanidine	Kuiper et al., 2008
28,294 ± 0,057	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur sanidine	Renne et al., 2010
26,8 ± 4,2	Traces de fission sur apatite	Carpéna et Mailhé, 1987
27,0 ± 2,2	Traces de fission sur zircon	Carpéna et Mailhé, 1987
30,1 ± 1,0	(U-Th)/He sur sphène	Reiners et Farley 1999
27,9 ± 1,1	(U-Th)/He sur sphène	House et al., 2000
27,29 ± 1,04	(U-Th)/He sur zircon	Reiners et al., 2002

Tab. 2.10 : Compilation bibliographique des âges de thermochronomètre de haute à basse température de Fish Canyon Tuff

Pour la méthode de datation (U-Th)/He sur zircons, les âges référencés sont résumés dans le tableau ci-dessous (Tab. 2.11).

Référence	Âge moyen (Ma)	σ âge (Ma)	Th/U	σ Th/U
Reiners et al., 2002	27.29	1.04	0.53	0.11
Tagami et al., 2003	29.84	2.67	0.42	0.15
Gleadow et al., 2015	29.24	2.49	0.57	0.08
Tibari et al., 2016	28.89	4.02	0.63	0.14

Tab. 2.11 : Compilation bibliographique des âges et rapports Th/U moyens obtenus sur les zircons FCT par la méthode de datation (U-Th)/He sur zircon.

Reiners et al. (2002) obtient un âge moyen de $27,3 \pm 2,1$ (2σ) Ma et un rapport Th/U de $0,53 \pm 0,11$ (1σ) pour 8 grains analysés. Lors de mon travail de thèse, j'ai choisi d'appliquer ce

protocole analytique et ai donc considéré ces valeurs d'âge et de rapport Th/U comme valeurs de référence. J'ai pu analyser 57 échantillons de zircons FCT mono-grains. La figure ci-dessous présente une comparaison des âges ZHe et rapports Th/U des zircons FCT entre les données bibliographiques et cette étude. Les âges ont été calculés à partir des concentrations des RI des BSP-ch et varient de $19,3 \pm 1,9$ (1σ) à $31,7 \pm 3,2$ (1σ) Ma (Fig. 2.25), avec une moyenne de $24,3 \pm 2,3$ (1σ) pour les 57 grains analysés.

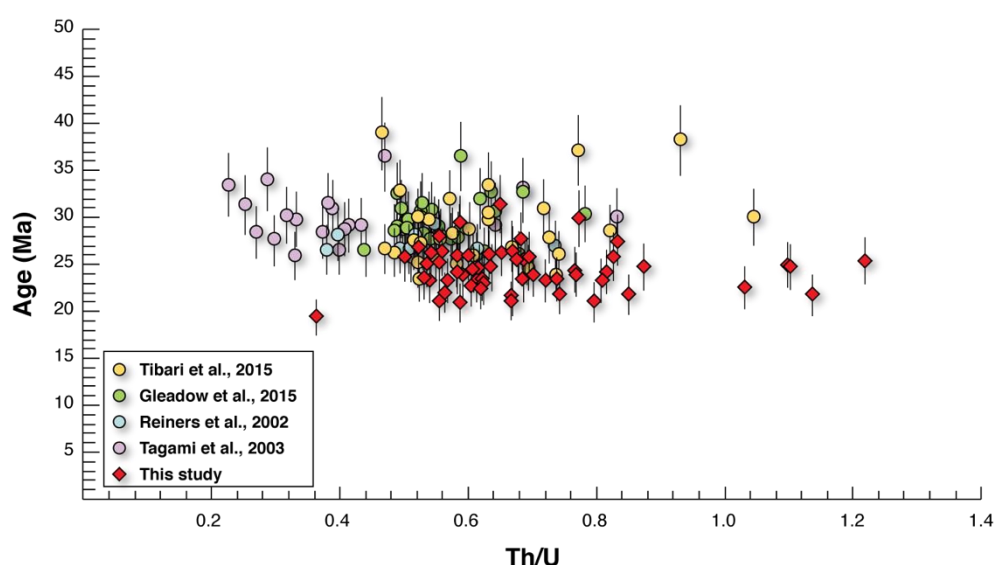


Figure 2.25 : Compilation des âges (Ma) en fonction du rapport Th/U des zircons FCT : en bleu Reiners et al., 2002 ; en violet : Tagami et al., 2005 ; en vert : Gleadow et al., 2015 ; en jaune : Tibari et al., 2015 ; et en rouge les échantillons FCT analysés lors de ma thèse.

La dispersion obtenue sur les âges standards zircon est de l'ordre de 9,5 %, ce qui est un peu plus élevé que celle obtenue par Reiners et al. (2002) qui est de 7,6%, mais comparable à l'erreur utilisée au laboratoire GEOPS pour les âges AHe de 10%. Cette erreur est calculée à partir de la dispersion des âges de l'apatite standard Durango (~4%) auxquels sont ajoutés 6% qui correspondent à l'erreur sur l'estimation du F_T . Cet écart-type faible témoigne de la précision des analyses effectuées. Cependant, l'âge moyen obtenu est 11 % plus jeune que l'âge obtenu par Reiners et al. (2002). Par ailleurs, le Th/U moyen obtenu est de $0,69 \pm 0,2$ (1σ), ce qui est 23 %

plus élevé que le Th/U moyen des zircons FCT (Fig. 2.25). L'écart-type de 30 % correspond à la dispersion naturelle des rapports Th/U des FCT. Ces résultats indiquent des mesures précises, mais avec des valeurs non justes. Il convient de noter que ces échantillons ont été dissous dans leur feuille de niobium et que ces teneurs en U et en Th ont été calculés à partir des rapports isotopiques des BSP-ch. Or, il a été établi précédemment que la présence d'une capsule de niobium dans la solution induit un fractionnement isotopique important. Au regard des BSP-ch-Nb, des Th/U et des âges des FCT, j'ai choisi d'appliquer un traitement différent pour calculer les teneurs en U et Th, en modifiant le rapport isotopique du spike pris en compte dans le calcul dans le but de faire correspondre les âges et les rapports Th/U aux valeurs de références. Cela m'a permis pour chaque spike de calculer des rapports isotopiques utilisés pour calculer les teneurs en U et Th et donc les âges des échantillons réels de Kerguelen.

- Les âges ZHe mesurés sur le standards FCT **sont peu dispersés mais trop jeunes** et les **rapports Th/U parmi les valeurs les plus élevées** par rapport aux âges et rapports Th/U reportés dans la littérature
- La **présence de niobium** dissout puis re-précipité **est responsable**

Différentes corrections ont été testées. En choisissant de fixer les rapports isotopiques du spike comme étant la moyenne des BSP-ch, l'âge moyen des zircons FCT est 8% trop jeune, tandis que le Th/U est 8% trop élevé, en effet (Fig. 2.25) la population globale des Th/U est décalée vers les valeurs les plus fortes (entre 0,5 et 1,20 au lieu d'être en 0,20 et 1,0). En choisissant cependant de prendre les valeurs de BSP-ch présentant le fractionnement isotopique le plus important pour chaque spike, l'âge moyen des FCT est de $26,8 \pm 2,5$ Ma (1σ), soit seulement 2 % plus jeune que l'âge moyen de référence. En appliquant cette correction, le rapport Th/U est de $0,52 \pm 0,19$ (1σ), soit 2% plus faible cette fois-ci que le rapport de référence. Le tableau 2.12

présente les rapports isotopiques initiaux (BSP et BSP-ch), puis les rapports isotopiques moyens des BSP-ch-Nb, et enfin les valeurs de BSP corrigées après prise en compte du fractionnement isotopique induit par la présence du niobium. Ces derniers sont utilisés lors des calculs de concentration.

Analyse	$^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$			$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$		
BSP sp1	17,13	±	1,02	5,05	±	0,18
BSP ch sp1	16,01	±	1,29	4,76	±	0,55
BSP ch Nb sp1	16,22	±	1,01	4,08	±	0,85
BSP SP1 corr.	13,14			2,34		
BSP sp2	17,24	±	0,15	3,77	±	0,10
BSP ch sp2	16,21	±	0,58	3,63	±	0,11
BSP ch Nb sp2	15,23	±	1,35	2,88	±	0,59
BSP SP2 corr.	12,04			2,02		
BSP sp3	16,91	±	0,30	3,99	±	0,53
BSP ch sp3	16,54	±	0,31	3,68	±	0,06
BSP ch Nb sp3	15,82	±	1,29	2,99	±	0,58
BSP SP3 corr.	12,26			1,70		

Tab. 2.12 : Rapports isotopiques moyens de BSP, BSP-ch, BSP-ch-Nb et rapport isotopique BSPcorr avant et après correctio (en rouge, utilisés pour calculer les teneurs en U et Th des échantillons)

La correction établie en amont dans le calcul, directement sur les teneurs du spike, a permis d'obtenir les âges et rapports Th/U identiques dans la barre d'erreur à la valeur de référence de *Reiners et al. (2002)* avec un âge moyen des zircons FCT est de $26,9 \pm 2,55$ (1σ), et un rapport Th/U moyen est de $0,52 \pm 0,19$ (1σ) (Fig. 2.26 ci-dessous).

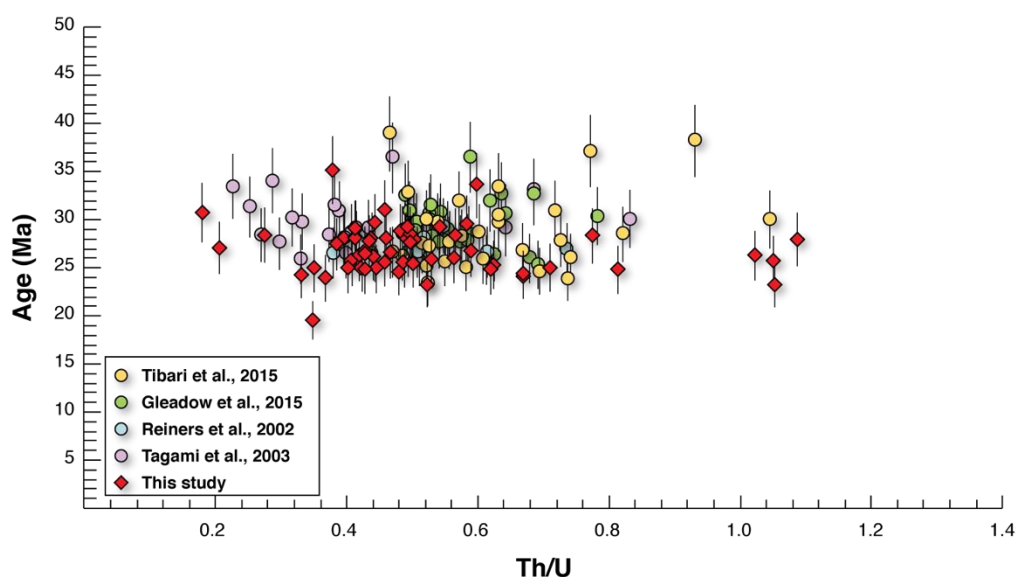


Figure 2.26 : Compilation des âges (Ma) en fonction du rapport Th/U des zircons FCT, après correction : en bleu Reiners et al., 2002 ; en violet : Tagami et al., 2005 ; en vert : Gleadow et al., 2015 ; en jaune : Tibari et al., 2015 ; et en rouge les échantillons FCT analysés lors de ma thèse.

Les âges obtenus sont en accord avec les données bibliographiques en considérant les barres d'erreurs. Cependant, si on considère les valeurs d'âges absolus sans les barres d'erreurs, on observe tout de même que la population d'âge reste plus jeune que les références bibliographiques : 2% plus jeunes que Reiners et al. (2002) ; 7%, 8% et 10% respectivement comparés aux âges moyens de Gleadow et al. (2015) ; Tibari et al. (2016) et Tagami et al. (2003). Cette correction a été effectuée à la fois sur les âges des zircons standards FCT, mais aussi sur les rapports isotopiques des Bsp-ch-Nb mesurés. Une correction qui permet d'obtenir des âges parfaitement en accord avec les données bibliographiques impliquerait de considérer dans le calcul des rapports isotopiques du spike plus fractionnés que ceux mesurés. Ceci aurait également pour conséquence de diminuer les rapports Th/U de tous les FCT. Afin de garder une cohérence à la fois au regard des âges et rapport Th/U des zircons FCT, mais également des rapports isotopiques obtenues sur les BSP-ch-Nb, j'ai choisi de ne pas corriger davantage les données obtenues.

Référence	Âge moyen (Ma)	σ âge (Ma)	Th/U	σ Th/U
<i>Avant correction</i>	27.29	1.04	0.53	0.11
<i>Après correction</i>	29.84	2.67	0.42	0.15

Tab. 2.13 : Âges et rapports Th/U moyens des zircons FCT, avant et après correction

Cette correction est effectuée directement sur les teneurs du spike, et permet théoriquement de s'affranchir de la quantité d'U et de Th contenue dans l'échantillon. Elle est donc applicable pour des échantillons de concentrations très variées et donc également d'âges très différents, c'est pourquoi je l'ai appliquée pour les datations ZHe de cette étude. Cependant, une perspective essentielle à ce travail serait de vérifier le comportement du niobium sur des standards naturels d'âges différents, afin de contraindre précisément le rôle du niobium face à des zircons ayant des teneurs en U et en Th variées. On note également que la non-reproductibilité du fractionnement peut induire une dispersion des âges plus grande que la dispersion réelle des données.

- **Plusieurs corrections ont été testées, et celle qui est choisie est un compromis qui permet de**
 - **de préserver une logique scientifique** dans la correction effectuée, directement sur les rapports du spike utilisé dans les calculs
 - **De reproduire les âges ZHe et rapports Th/U du standard FCT** de manière acceptable dans les barres d'erreurs par rapport aux données de la littérature
 - D'être **applicable à des échantillons de teneurs en U et Th variées**
- **Perspectives** : tester le protocole **sur des standards différents, améliorer le protocole de dissolution** pour ne plus avoir de fractionnement isotopique

Références bibliographiques

- Alexandre, P., 2011. Comparison between grain size and multi-mineral $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 4260–4272. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.05.007>
- Anderson, A.J., Hodges, K.V., van Soest, M.C., 2017. Empirical constraints on the effects of radiation damage on helium diffusion in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 218, 308–322. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.09.006>
- Ault, A.K., Guenther, W.R., Moser, A.C., Miller, G.H., Refsnider, K.A., 2018. Zircon grain selection reveals (de)coupled metamictization, radiation damage, and He diffusivity. *Chem. Geol.* 490, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.04.023>
- Baldwin, S.L., Lister, G.S., 1998. Thermochronology of the South Cyclades Shear Zone, Ios, Greece: Effects of ductile shear in the argon partial retention zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 7315–7336.
- Bargnesi, E.A., Stockli, D.F., Hourigan, J.K., Hager, C., 2016. Improved accuracy of zircon (U–Th)/He ages by rectifying parent nuclide zonation with practical methods. *Chem. Geol.* 426, 158–169.
- Becquerel, A.H., 1896. Sur les radiations invisibles émises par les corps phosphorescents. *CR Acad Sci Paris* 122, 501.
- Berger, G.W., 1975. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating of thermally overprinted biotite, hornblende and potassium feldspar from Eldora, Colorado. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 387–408.
- Brereton, N., 1970. Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. *Earth Planet. Sci. Lett.* 8, 427–433.
- Carpéna, J., Mailhé, D., 1987. Fission-track dating calibration of the Fish Canyon Tuff standard in French reactors. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 66, 53–59.
- Cherniak, D., Watson, E., Thomas, J., 2009. Diffusion of helium in zircon and apatite. *Chem. Geol.* 268, 155–166.
- Dahl, P.S., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 3687–3700.
- Damon, P.E., Kulp, J.L., 1957. Argon in mica and the age of the Beryl Mount, New Hampshire, pegmatite. *Am. J. Sci.* 255, 697–704.
- DeLucia, M., Guenther, W.R., Marshak, S., Thomson, S., Ault, A., 2017. Thermochronology links denudation of the Great Unconformity surface to the supercontinent cycle and snowball Earth. *Geology* 46, 167–170.
- Dewey, J.F., Pankhurst, R.J., 1970. XI.—The Evolution of the Scottish Caledonides in Relation to their Isotopic Age Pattern. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 68, 361–389.

- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 259–274. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 1–14.
- Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T., Dotter, L.E., 2005. Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite: Application to Laser (U–Th)/He Thermochronology. *J. Anal. Chem.* 60, 1159–1165. <https://doi.org/10.1007/s10809-005-0260-1>
- Farley, K., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys. Res. B* 105, 2903–2914.
- Farley, K., Wolf, R., Silver, L., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4223–4229.
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 2903–2914. <https://doi.org/10.1029/1999JB900348>
- Farley, K.A., Wolf, R.A., Silver, L.T., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4223–4229. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00193-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00193-7)
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009a. Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 2347–2365. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015>
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009b. Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 2347–2365. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015>
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: TRANSDIMENSIONAL INVERSE THERMAL HISTORY. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008825>
- Garver, J.I., Kamp, P.J.J., 2002. Integration of zircon color and zircon fission-track zonation patterns in orogenic belts: application to the Southern Alps, New Zealand. *Tectonophysics* 349, 203–219. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00054-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00054-9)
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2010a. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chem. Geol.* 273, 212–224. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.023>
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2010b. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chem. Geol.* 273, 212–224. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.023>

- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009a. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chem. Geol.* 266, 157–170. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001>
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009b. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chem. Geol.* 266, 157–170. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001>
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A., 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. *Geochim. Cosmochim. Acta* 96, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.016>
- Gerin, C., Gautheron, C., Oliviero, E., Bachelet, C., Djimbi, D.M., Seydoux-Guillaume, A.-M., Tassan-Got, L., Sarda, P., Roques, J., Garrido, F., 2017. Influence of vacancy damage on He diffusion in apatite, investigated at atomic to mineralogical scales. *Geochim. Cosmochim. Acta* 197, 87–103.
- Ginster, U., Reiners, P.W., Nasdala, L., Chanmuang N., C., 2019. Annealing kinetics of radiation damage in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 249, 225–246. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.01.033>
- Gleadow, A., Duddy, I., Lovering, J., 1983. Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. *APPEA J.* 23, 93–102.
- Gleadow, A., Harrison, M., Kohn, B., Lugo-Zazueta, R., Phillips, D., 2015. 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>
- Green, P.F., Crowhurst, P.V., Duddy, I.R., Japsen, P., Holford, S.P., 2006. Conflicting (U–Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250, 407–427. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.022>
- Guenther, W. R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., Giester, G., 2013. Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U–Th)/He thermochronology. *Am. J. Sci.* 313, 145–198. <https://doi.org/10.2475/03.2013.01>
- Guenther, William R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., Giester, G., 2013. Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U–Th)/He thermochronology. *Am. J. Sci.* 313, 145–198.
- Guillou, H., Nomade, S., Carracedo, J.C., Kissel, C., Laj, C., Torrado, F.J.P., Wandres, C., 2011. Effectiveness of combined unspiked K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating methods in the 14C age range. *Quat. Geochronol.* 6, 530–538.
- Hanson, G., Gast, P., 1967. Kinetic studies in contact metamorphic zones. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 1119–1153.

- Hanson, G.N., Simmons, K.R., Bence, A., 1975. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum ages for biotite, hornblende and muscovite in a contact metamorphic zone. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 1269–1278.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461–2468.
- Hart, S.R., 1964. The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *J. Geol.* 72, 493–525.
- Holland, H., 1954. Radiation damage and its use in age determination. *Nucl. Geol.* 175–179.
- Hourigan, J.K., Reiners, P.W., Brandon, M.T., 2005. U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3349–3365. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.024>
- House, M., Farley, K., Stockli, D., 2000. Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 365–368.
- Hurford, A.J., Hammerschmidt, K., 1985. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs: Calibration ages for fission-track dating standards. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 58, 23–32.
- Hurley, P., Hughes, H., Pinson Jr, W., Fairbairn, H., 1962. Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine Fault uplift in New Zealand. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 67–80.
- Hurley, P.M., Fairbairn, H.W., 1953. Radiation damage in zircon: a possible age method. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64, 659–673.
- Johnson, J.E., Flowers, R.M., Baird, G.B., Mahan, K.H., 2017. “Inverted” zircon and apatite (U-Th)/He dates from the Front Range, Colorado: High-damage zircon as a low-temperature (<50 °C) thermochronometer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 466, 80–90. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.002>
- Ketcham, R.A., 2005. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 275–314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>
- Ketcham, R.A., Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 7779–7791. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.011>
- Ketcham, R.A., Guenther, W.R., Reiners, P.W., 2013. Geometric analysis of radiation damage connectivity in zircon, and its implications for helium diffusion. *Am. Mineral.* 98, 350–360. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4249>
- King, G.E., Guralnik, B., Valla, P.G., Herman, F., 2016. Trapped-charge thermochronometry and thermometry: A status review. *Chem. Geol.* 446, 3–17. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.023>
- Kuiper, K., Deino, A., Hilgen, F., Krijgsman, W., Renne, P., Wijbrans, and J., 2008. Synchronizing rock clocks of Earth history. *science* 320, 500–504.

- Lee, J.K., Williams, I.S., Ellis, D.J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature* 390, 159.
- Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006a. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4507–4512. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>
- Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006b. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4507–4512. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>
- Lo, C.-H., Lee, J.K., Onstott, T.C., 2000. Argon release mechanisms of biotite in vacuo and the role of short-circuit diffusion and recoil. *Chem. Geol.* 165, 135–166.
- Mackintosh, V., Kohn, B., Gleadow, A., Tian, Y., 2017. Phanerozoic Morphotectonic Evolution of the Zimbabwe Craton: Unexpected Outcomes From a Multiple Low-Temperature Thermochronology Study: Phanerozoic Evolution of Zimbabwe Craton. *Tectonics* 36, 2044–2067. <https://doi.org/10.1002/2017TC004703>
- Mason, B., 1961. Potassium-argon ages of metamorphic rocks and granites from Westland, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 4, 352–356.
- Massachusetts Institute of Technology. Department of Geology and Geophysics, Hurley, P.M., 1955. The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks. Massachusetts Institute of Technology, Department of Geology and Geophysics.
- Mbongo Djimbi, D., Gautheron, C., Roques, J., Tassan-Got, L., Gerin, C., Simoni, E., 2015a. Impact of apatite chemical composition on (U-Th)/He thermochronometry: An atomistic point of view. *Geochim. Cosmochim. Acta* 167, 162–176. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.017>
- Mbongo Djimbi, D., Gautheron, C., Roques, J., Tassan-Got, L., Gerin, C., Simoni, E., 2015b. Impact of apatite chemical composition on (U-Th)/He thermochronometry: An atomistic point of view. *Geochim. Cosmochim. Acta* 167, 162–176. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.017>
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., 2005. A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. *Chem. Geol.* 214, 249–263. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002>
- Meesters, A., Dunai, T., 2002. Solving the production–diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with a-ejection and nonhomogeneous distribution of the source. *Chem. Geol.* 186, 57–73.
- Nasdala, L., Reiners, P.W., Garver, J.I., Kennedy, A.K., Stern, R.A., Balan, E., Wirth, R., 2004. Incomplete retention of radiation damage in zircon from Sri Lanka. *Am. Mineral.* 89, 219–231. <https://doi.org/10.2138/am-2004-0126>
- Nomade, S., Renne, P., Vogel, N., Deino, A., Sharp, W., Becker, T., Jaouni, A., Mundil, R., 2005. Alder Creek sanidine (ACs-2): a Quaternary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

- dating standard tied to the Cobb Mountain geomagnetic event. *Chem. Geol.* 218, 315–338.
- Paine, J.H., Nomade, S., Renne, P.R., 2006. Quantification of ^{39}Ar recoil ejection from GA1550 biotite during neutron irradiation as a function of grain dimensions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 1507–1517. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.012>
- Pereira, A., 2017. Apport de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à la compréhension de l'évolution culturelle des pré-néanderthaliens en Italie centrale et méridionale entre 750 et 250 ka.
- Ponthus, L., n.d. Origine, évolution et mise en place d'un pluton récent en contexte intraplaque océanique. Exemple du complexe sud de Rallier du Baty, Kerguelen (T.A.A.F.) 389.
- Powell, J., Schneider, D., Stockli, D., Fallas, K., 2016. Zircon (U-Th)/He thermochronology of Neoproterozoic strata from the Mackenzie Mountains, Canada: Implications for the Phanerozoic exhumation and deformation history of the northern Canadian Cordillera: MACKENZIE MOUNTAINS THERMOCHRONOLOGY. *Tectonics* 35, 663–689. <https://doi.org/10.1002/2015TC003989>
- Recanati, A., Gautheron, C., Barbarand, J., Missenard, Y., Pinna-Jamme, R., Tassan-Got, L., Carter, A., Douville, É., Bordier, L., Pagel, M., 2017. Helium trapping in apatite damage: Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies. *Chem. Geol.* 470, 116–131.
- Reiners, P.W., 2005. (U-Th)/(He-Pb) double dating of detrital zircons. *Am. J. Sci.* 305, 259–311. <https://doi.org/10.2475/ajs.305.4.259>
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Zeitler, P.K., 2005. Past, present, and future of thermochronology. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 1–18.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., 1999. Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 3845–3859.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., Hickes, H.J., 2002. He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry 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](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00058-6)
- Reiners, Peter W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004a. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1857–1887. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.021>
- Reiners, Peter W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004b. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1857–1887. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.021>
- Reiners, Peter W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1857–1887.

- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K.R., 2010. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 5349–5367. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.017>
- Rutherford, E., Soddy, F., 1903. LX. radioactive change. *Lond. Edinb. Dublin Philos. Mag. J. Sci.* 5, 576–591.
- Schmitz, M.D., Bowring, S.A., 2001. 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.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 148–161. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.028>
- Spear, J., Ribbe, P., 1980. Zircon. *Orthosilicates* 5, 67–112.
- Tagami, T., Farley, K.A., Stockli, D.F., 2003. (U–Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. *Earth Planet. Sci. Lett.* 207, 57–67. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01144-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01144-5)
- Tibari, B., Vacherat, A., Stab, M., Pik, R., Yeghicheyan, D., Hild, P., 2016. An Alternative Protocol for Single Zircon Dissolution with Application to (U–Th–Sm)/He Thermochronometry. *Geostand. Geoanalytical Res.* 40, 365–375. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00375.x>
- Westcott, M., 1966. Loss of argon from biotite in a thermal metamorphism. *Nature* 210, 83.
- Wolf, R., Farley, K., Kass, D., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Chem. Geol.* 148, 105–114.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4231–4240. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00192-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00192-5)
- Yang, L., 2009. Accurate and precise determination of isotopic ratios by MC-ICP-MS: A review. *Mass Spectrom. Rev.* 28, 990–1011.
- Zeitler, P., Herczeg, A., McDougall, I., Honda, M., 1987. U–Th–He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 2865–2868.
- Ziegler, J.F. (Ed.), 1988. *Ion implantation: science and technology*, 2nd ed. ed. Academic Press, Boston.

CHAPITRE 3 :

RESULTATS THERMOCHRONOLOGIQUES ET TRAJETS THERMIQUES

Dans ce chapitre sont présentées les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite, (U-Th)/He sur apatite et sur zircon obtenus sur chaque complexe plutonique. Les données sont ensuite évaluées au regard de plusieurs critères afin de contraindre l'histoire thermique des échantillons, de haute à basse température (700 à 300°C) puis de moyenne à basse température (300 à 40°C). Les âges obtenus par thermochronologie (U-Th)/He sur zircon sont plus particulièrement analysés au regard des connaissances actuelles de la diffusion de l'hélium dans les zircons.

Liste des Figures

3.1. Localisation des complexes plutoniques étudiés et nombre de données thermochronologiques effectuées associées	165
3.2. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'échantillon 77-10 du pluton des Montagnes Vertes	167
3.3. Répartition des âges AHe obtenus dans le pluton des Montagnes Vertes	168
3.4. Âges AHe obtenus dans les échantillons du pluton des Montagnes Vertes, en fonction des paramètres de grains R_s et eU	169
3.5. Trajet thermique du pluton des Montagnes vertes	171
3.6. Répartition des âges AHe obtenus dans le complexe plutonique de l'île de l'Ouest.....	172
3.7. Âges AHe obtenus dans les échantillons du complexe plutonique de l'île de l'Ouest, en fonction des paramètres de grains R_s et eU	173
3.8. Trajet thermique du complexe plutonique de l'île de l'Ouest	174
3.9. Répartition des âges AHe obtenus dans le complexe plutonique de l'île de Croy	175
3.10. Âges AHe obtenus dans les échantillons du complexe plutonique de l'île de Croy, en fonction des paramètres de grains R_s et eU	176
3.11. Trajet thermique du complexe plutonique de l'île de Croy	177
3.12. Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite obtenus dans le SRBIC	179
3.13. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 4 échantillons du SRBIC.....	180
3.14. Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ZHe et AHe obtenus dans la péninsule Rallier du Baty représentés sur la carte géologique	181
3.15. Répartition des âges AHe obtenus dans le SRBIC	183
3.16. Âges AHe obtenus dans les échantillons du SRBIC, en fonction des paramètres de grains R_s et eU	185
3.17. Répartition des âges AHe obtenus dans le NRBIC.....	186
3.18. Âges AHe obtenus dans les échantillons du NRBIC, en fonction des paramètres de grains R_s et eU	187
3.19. Répartition des âges ZHe obtenus dans le RBIC	188
3.20. Âges ZHe obtenus dans les échantillons du RBIC, en fonction de la taille de grain R_s	189
3.21. Âges ZHe obtenus dans les échantillons du RBIC, en fonction de la teneur en uranium effectif, eU	190
3.22. Âges ZHe obtenus dans les échantillons du RBIC, en fonction de la teneur en uranium effectif, eU	192
3.23. Relation entre alpha-dose et teneur en uranium	194
3.24. Trajets thermiques des échantillons du SRBIC et du NRBIC	198
3.25. Récapitulatif des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ZHe et AHe obtenus combinés aux âges de mise en place K/Ar et U/Pb	200
3.26. Relations entre les âges AHe et ZHe moyens (cette étude) et les âges de cristallisation des différents complexes plutoniques	201

Tableau

3.1. Échantillons analysés par thermochronologie moyenne à basse température et nombre de données associées	166
---	-----

Les résultats sont présentés par complexe plutonique, puis par type de datations effectuées

($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; ZHe et AHe). Un total de 6 âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite ont été mesurés sur les complexes plutoniques des Montagnes Vertes et du SRBIC (Fig. 3.1, Tab. 3.1). Les 66 datations ZHe ont été effectuées seulement sur le SRBIC et le NRBIC, et enfin les 107 âges AHe ont été

obtenus sur tous les complexes plutoniques étudiés : Ile de l'Ouest, Ile de Croy, Montagnes Vertes, SRBIC et NRBIC (Fig. 3.1)

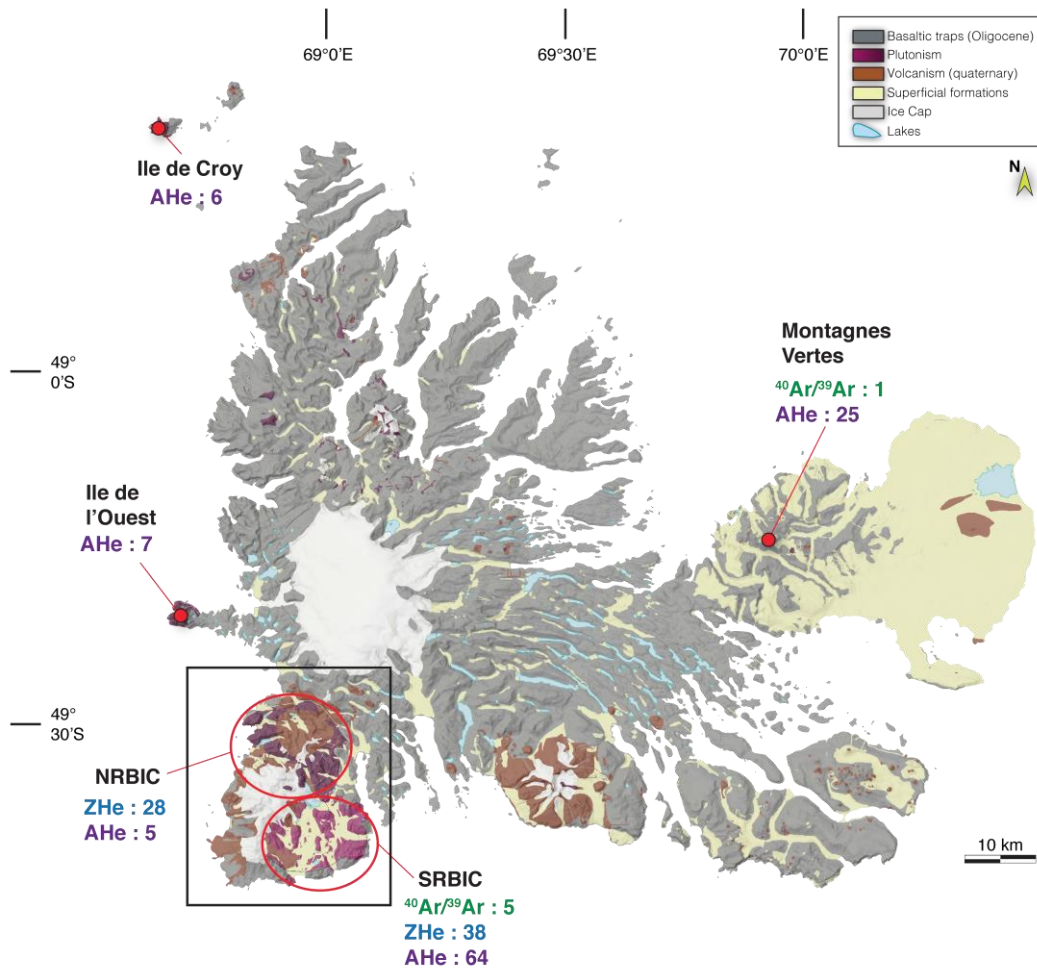


Fig. 3.1 : Localisation des complexes plutoniques étudiés et nombre de données thermochronologiques effectuées associées. Carte géologique simplifiée depuis Cottin et al. (2011)

Province	Age(s) littérature	Échantillon	Type de roche	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	ZHe	AHe
Ile de l'Ouest	K/Ar sur RT (Dosso et al., 1979)	80-24	gabbro	-	-	5
		80-42	Gabbro / syénite	-	-	2
Ile de Croy	-	82-23	monzogabbro	-	-	1
		82-25	syénite	-	-	5
SRBIC	K/Ar sur RT (Dosso et al., 1979 ; Lameyre et al., 1976) Z-U/Pb (Ponthus, 2018)	TC09-10b	syénite	1	-	8
		TC09-75	syénite	1	-	-
		TC09-82	gabbro	1	7	5
		TC09-113	syénite	1	7	2
		TC09-120	syénite	-	5	4
		TC09-131	syénite	1	-	-
		13TK-02	syénite	-	-	6
		13TK-26	syénite	-	-	5
		13TK-31	syénite	-	-	9
		13TK-63	syénite	-	-	7
		13TK-81	syénite	-	-	10
		13TK-101	syénite	-	8	4
		13TK-118	syénite	-	6	4
NRBIC	K/Ar sur RT (Dosso et al., 1979 ; Lameyre et al., 1976) Z-U/Pb (Ponthus, 2018) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ non publiées (Université de Saint-Etienne)	TK17-53	syénite	-	5	-
		TK17-72	syénite	-	10	-
		TK17-81	syénite	-	7	-
		MM94-408	syénite	-	-	2
		MM94-458	syénite	-	2	-
		MM94-495	syénite	-	4	-
Montagnes Vertes	K/Ar sur RT (Giret and Lameyre, 1980)	MM94-532	syénite	-	5	-
		MM94-573	syénite	-	-	3
		77-5	Gabbro / syénite	-	-	13
		77-10	Gabbro / syénite	1	-	-
		13TK-130	Gabbro / syénite	-	-	7
		13TK-136	Gabbro / syénite	-	-	5

Tableau 3.1 : Échantillons analysés par thermochronologie moyenne à basse température et nombre de données associées.

1. Montagnes Vertes

1.1. Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

L'âge obtenu (annexe A1) correspond à un âge plateau calculé à partir des 7 paliers de dégazages qui démontrent que le système isotopique K/Ar est resté fermé comme illustré dans la figure 3.2. Par ailleurs, le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ du pôle atmosphérique mesuré par la méthode de l'isochrone inverse comme illustré dans la figure 3.2 est toujours atmosphérique (i.e. de $300,1 \pm 3,1$ dans le cas illustré), ce qui indique qu'il n'y avait a priori pas d'argon initial dans l'échantillon. L'âge plateau et l'âge isochrone inverse sont donc identiques (respectivement de $24,53 \pm 0,11$ Ma et $24,50 \pm 0,09$), ainsi seul l'âge plateau est utilisé dans la suite du manuscrit.

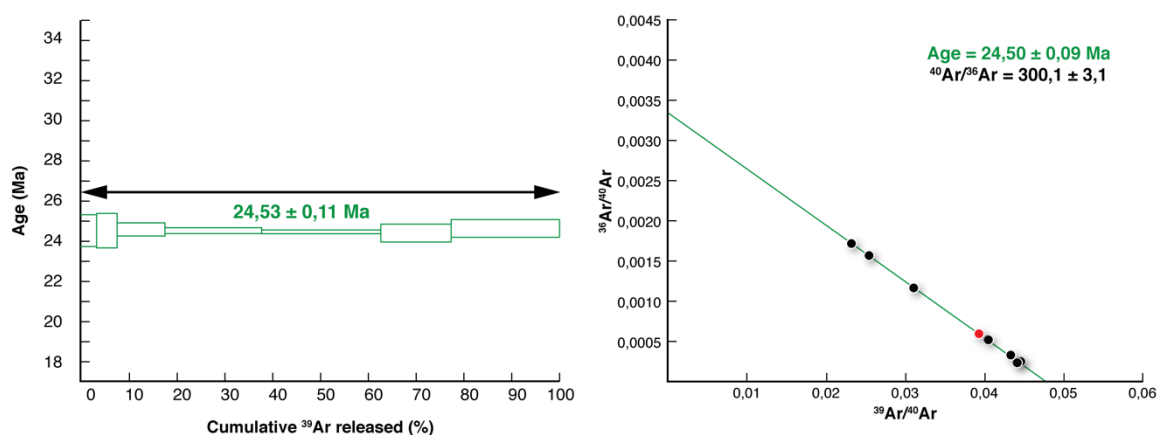


Fig. 3.2 : Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'échantillon 77-10 du pluton des Montagnes Vertes, a) paliers de dégazages et b) isochrone inverse

1.2. (U-Th)/He sur apatite

Un total de 25 âges AHe sur monocristal d'apatite a été obtenu sur trois échantillons du pluton des Montagnes vertes (mettre les noms) (Fig. 3.3). La dispersion totale des âges AHe est de 13%. Cependant, dans le détail, deux échantillons (13TK-130 et 13TK-136) sur les trois présentent une dispersion plus faible que l'erreur à 1σ de chaque donnée (10%) de 7% pour les données. Pour ces deux échantillons, les âges s'étendent de $19,7 \pm 2,0$ à $24,3 \pm 2,4$ Ma (12 âges

AHe) avec un âge moyen de $22,1 \pm 2,2$ Ma (1σ). Les données de l'échantillon 77-5 présentent quant à eux une dispersion plus importante de 13% (13 âges AHe). Sur cet échantillon, les âges les plus vieux sont similaires à ceux obtenus sur les échantillons 13TK-130 et 13TK-136, mais une population d'âges plus jeunes, allant jusqu'à $14,7 \pm 1,5$ Ma est responsable de la dispersion des données.

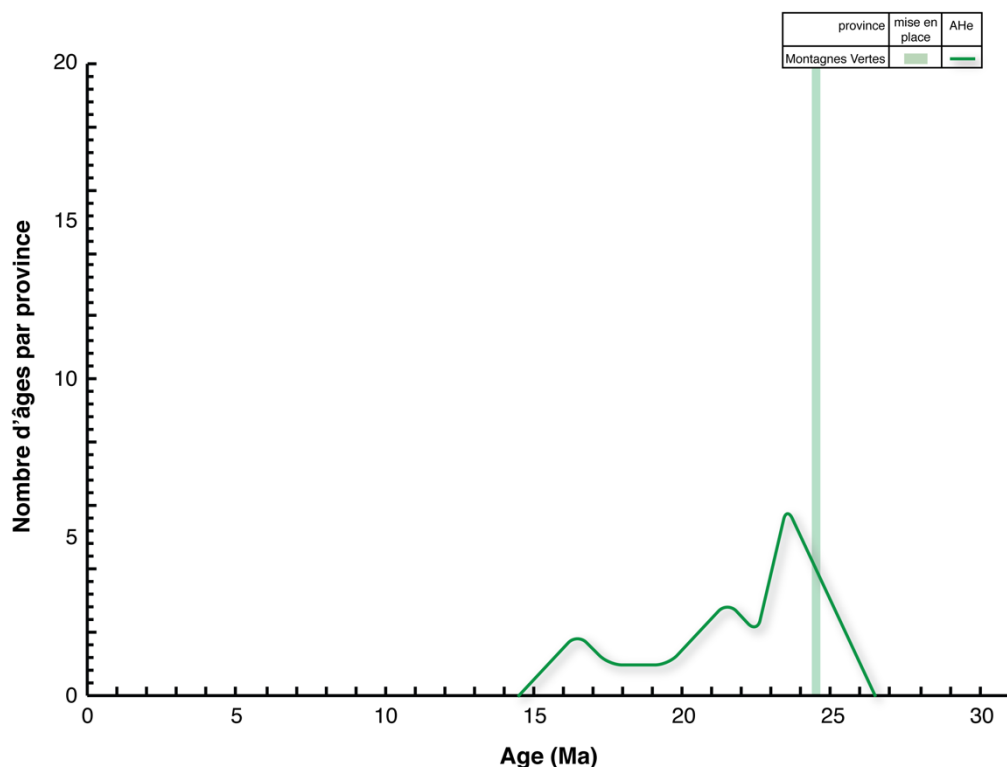


Fig. 3.3 : Répartition des âges AHe obtenus dans le pluton des Montagnes Vertes

Le tableau A1 en annexe récapitule les gammes de tailles de grain et de teneurs en uranium effectif (eU) des différents échantillons, ainsi que les âges AHe obtenus. La dispersion des âges est aléatoire et n'est corrélée ni avec la taille des cristaux ni avec leur teneur en uranium effectif (Fig. 3.4), qui s'étend par ailleurs de quelques ppm à 60 ppm : les âges les plus jeunes ne correspondent pas nécessairement aux grains les moins concentrés en eU ou de plus petite taille. Cette dispersion ne permet donc pas l'inversion des données par les modèles de diffusion de l'hélium connus à l'heure actuelle et reste difficile à expliquer. Sur les 25 âges AHe obtenus au

total, cette population statistiquement plus jeunes que les autres données est représentée par 3 âges, tous issus du même échantillon (77-5), soit 12% des données obtenues sur le pluton des Montagnes Vertes, ce qui reste relativement faible.

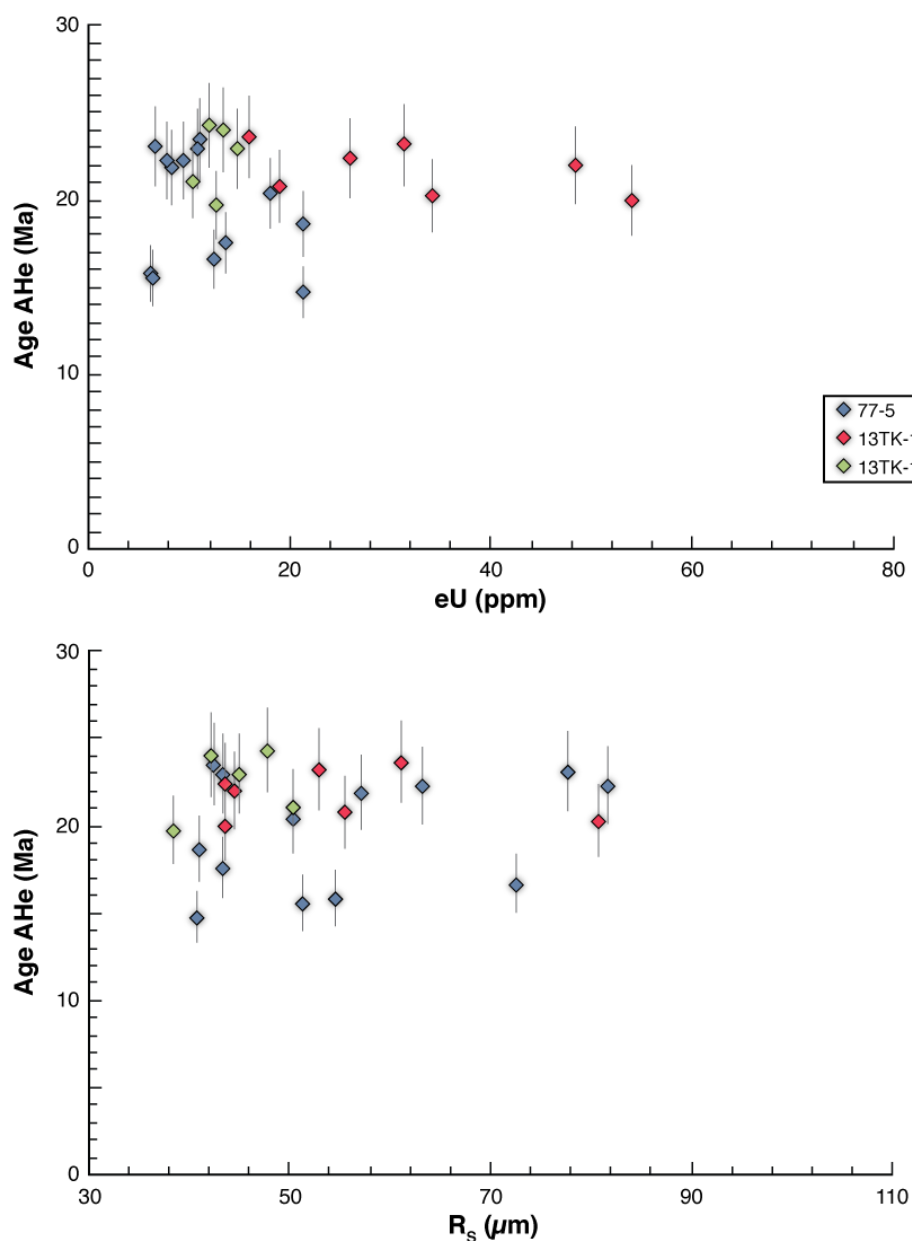


Fig. 3.4 : Âges AHe obtenus dans les échantillons du pluton des Montagnes Vertes, en fonction des paramètres de grains R_s et eU

1.3. Interprétation des données et trajets thermiques

La majorité des âges AHe sont identiques dans la barre d'erreur (88% des données), et seul un échantillon présente également une population d'âges significativement plus jeunes. La population d'âges AHe les plus vieux, majoritaire, présente des valeurs identiques à l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite obtenu sur un échantillon, ce qui indique un refroidissement très rapide, instantané à l'échelle de temps observé, de $\approx 300^\circ\text{C}$ et $\approx 70^\circ\text{C}$. Concernant les âges AHe, les plus jeunes sont interprétés comme ayant à priori subi une perte en hélium, probablement liée à un réchauffement de l'échantillon à plus de 40°C (Fig. 3.5). Cet événement de réchauffement pourrait être l'évènement thermique majeur qui permet la zéolitisation de tout l'archipel, daté entre 12 et 19 Ma (Giret et al., 2003 ; Verdier et al., 1988). Un seul échantillon est affecté, ce qui semble illustrer un réchauffement très local au sein même du pluton, très probablement l'expression de la circulation des fluides hydrothermaux par lesquels la zéolitisation a été permise. Si ces quelques données indiquent un réchauffement de l'échantillon, cet évènement thermique n'a pas eu une ampleur considérable, que ce soit en température et/ou en durée, puisqu'il n'affecte que la moitié des données d'un seul échantillon sur les trois mesurés. Les deux populations d'âges AHe mesurés (22 Ma et 15 Ma), indiquent donc respectivement deux étapes différentes du refroidissement de l'échantillon depuis sa mise en place : le pluton des Montagnes Vertes est globalement resté froid dès sa mise en place, mais a subi un réchauffement très localisé

- **1 âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite et 25 âges AHe ont été obtenus sur 4 échantillons**
- **Le plus des Montagnes Vertes s'est mis en place à faible profondeur, et à refroidit instantanément** jusqu'à moins de 40°C comme indiqué par 88% des âges AHe identiques dans la barre d'erreur à l'âge de mise en place $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite autour de ≈ 22 Ma
- **Les 12% d'âges AHe plus jeunes (jusqu'à ≈ 15 Ma) témoigne de l'hydrothermalisme qui a partiellement affecté le pluton.**

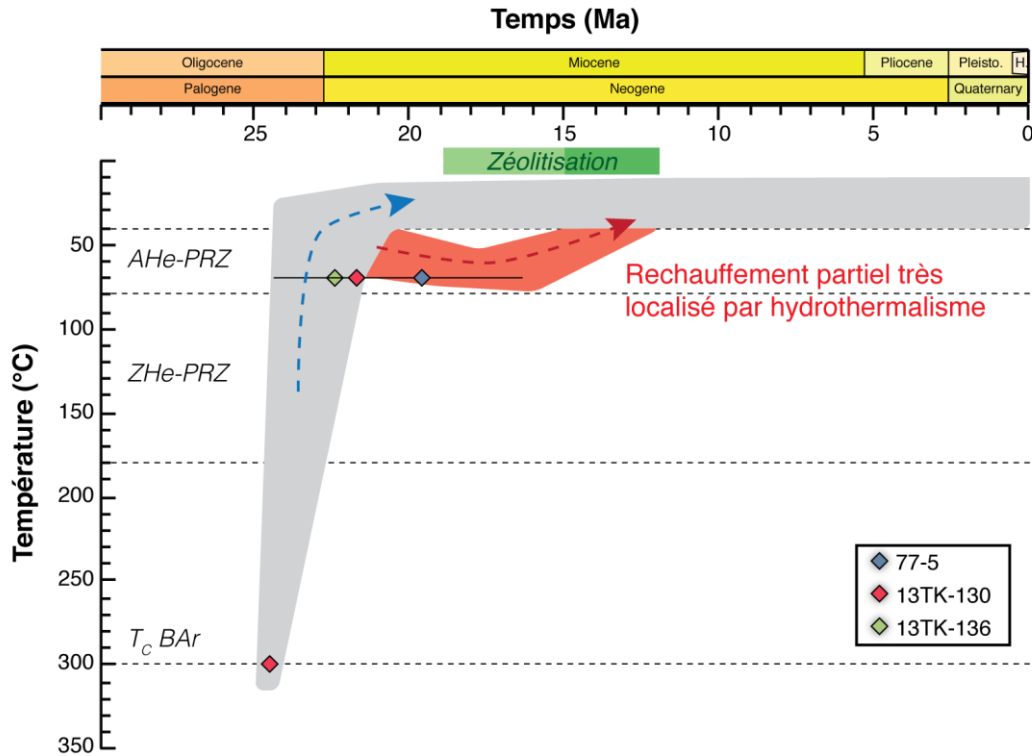


Fig. 3.5 : Trajet thermique du pluton des Montagnes vertes de 300°C à 10°C, obtenus à partir des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et AHe de cette étude

2. Île de l'Ouest

2.1. (U-Th)/He sur apatite

Un total de 7 âges AHe a été obtenu sur des cristaux monograins d'apatites provenant de deux échantillons du pluton de l'île de l'Ouest. Le tableau A2 présent en annexe récapitule les gammes de tailles de grain et de teneurs en uranium effectif des différents échantillons, ainsi que les âges obtenus. La dispersion totale des âges est de 21 %, ce qui est deux fois plus important que l'erreur à 1σ sur chaque âge. Cependant, 6 âges sur 7 sont compris entre $9,7 \pm 1,0$ Ma et $13,8 \pm 1,4$ Ma (Fig. 3.6), ce qui représente une dispersion de 13,5 %, plus proche de l'erreur sur chaque donnée. Par conséquent, les âges sont considérés comme très peu dispersés. Le dernier âge, plus

jeune, ne correspond pas à un grain significativement plus petit que les autres, ni plus pauvre en eU. Les âges ne présentent aucune corrélation ni avec la taille des cristaux, ni avec la teneur en uranium effectif (Fig. 3.7). Cependant, le nombre faible de données obtenues est éventuellement un biais à la mise en évidence d'un lien entre les âges AHe et ces paramètres caractéristiques des grains analysés.

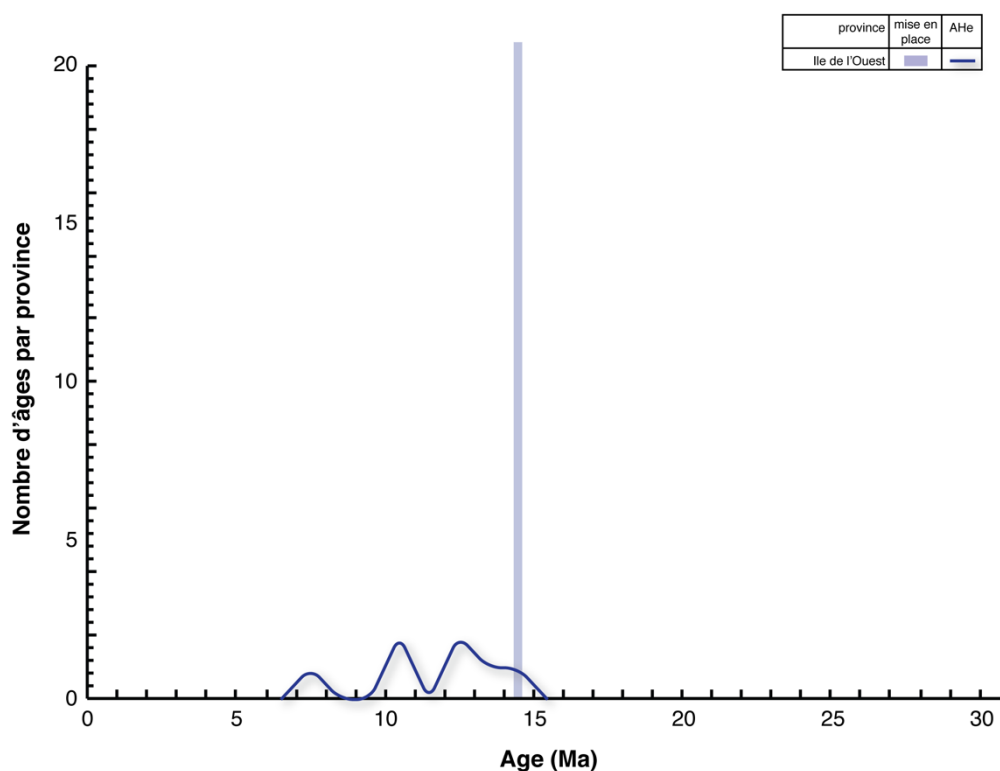


Fig. 3.6 : Répartition des âges AHe obtenus dans le complexe plutonique de l'île de l'Ouest

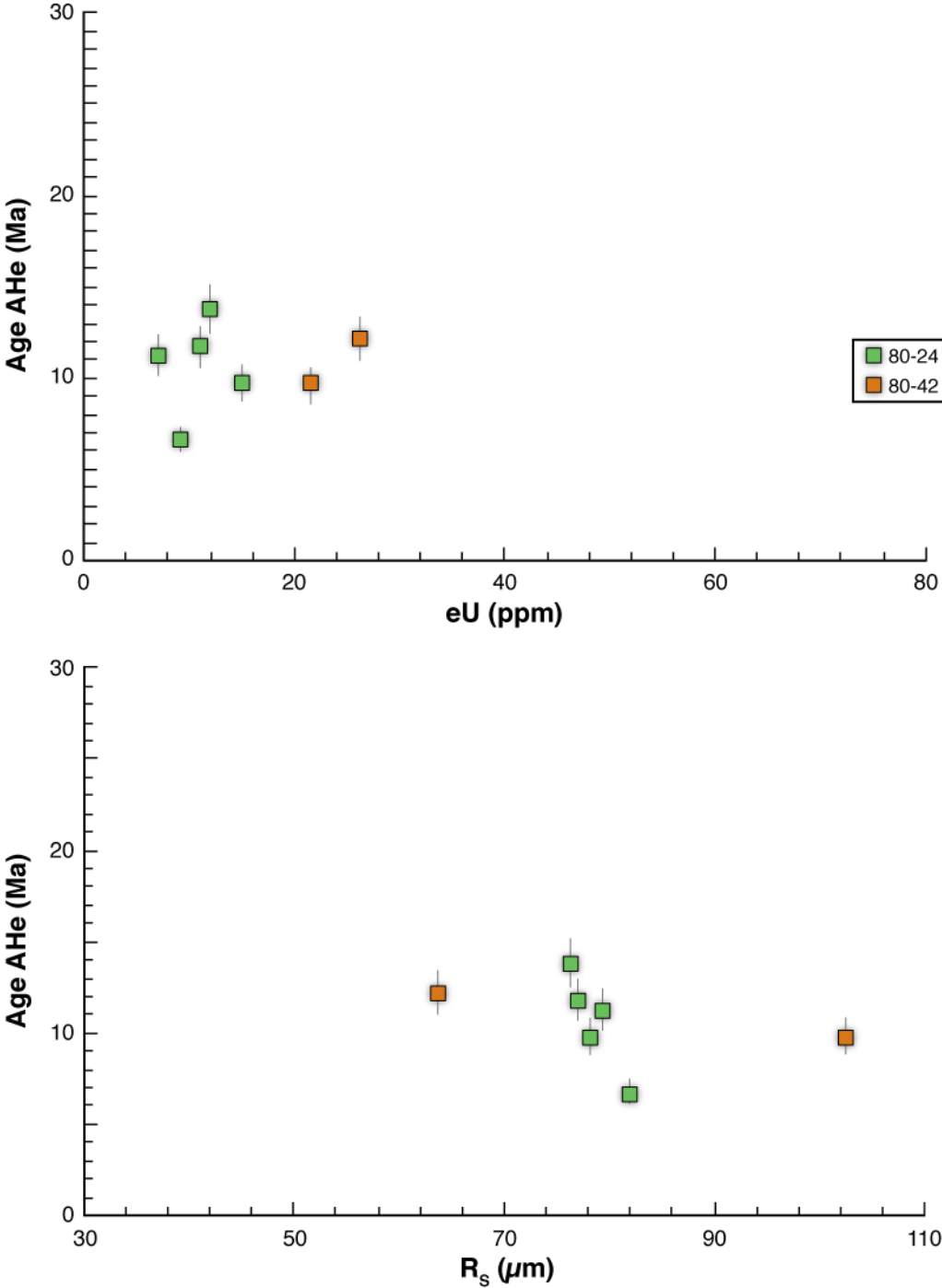


Fig. 3.7 : Âges AHe obtenus dans les échantillons du complexe plutonique de l'île de l'Ouest, en fonction des paramètres de grains R_s et eU

2.2. Interprétation des données et trajets thermiques

Les âges AHe regroupés indépendamment des paramètres de grain indiquent un refroidissement relativement rapide dans la PRZ, entre ≈ 80 et $\approx 40^\circ\text{C}$. Les âges AHe sont par ailleurs plus jeunes de quelques millions d'années (entre 3 et 5 Ma) de l'âge de mise en place K/Ar sur roche totale ($16,6 \pm 0,9$ à $12,4 \pm 0,7$). Les données indiquent donc un refroidissement rapide en quelques millions d'années depuis 300°C jusqu'à $\approx 40^\circ\text{C}$ après la mise en place du pluton (Fig. 3.8).

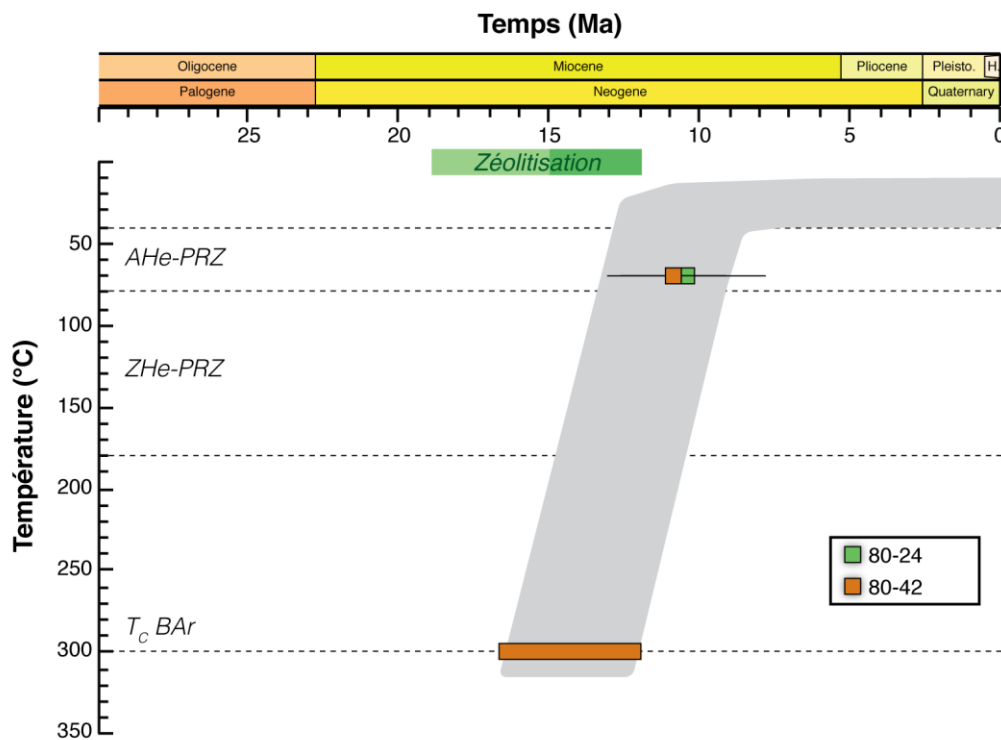


Fig. 3.8 : Trajet thermique du complexe plutonique de l'île de l'Ouest de 300°C à 10°C , obtenus à partir des âges AHe de cette étude et des âges de mise en place (Dosso et al., 1979; Giret and Lameyre, 1983).

- **7 âges AHe** ont été obtenus sur **2 échantillons**
- Les âges AHe sont relativement groupés, dans la barre d'erreur, et indiquent un **refroidissement rapide autour de 12 Ma**, soit **entre 3 et 5 Ma** après la mise en place des intrusions

3. Île de Croix

3.1. (U-Th)/He sur apatite

Un total de 6 âges AHe ont été obtenus sur des monograins d'apatites provenant de deux échantillons du pluton de l'île de Croy (Fig. 3.9). Le tableau A3 (annexe) récapitule les gammes de tailles de grain et de teneurs en uranium effectif des différents échantillons, ainsi que les âges obtenus. La dispersion totale des âges est de 13,1 %, ce qui est légèrement plus élevé que l'erreur à 1σ sur chaque âge.

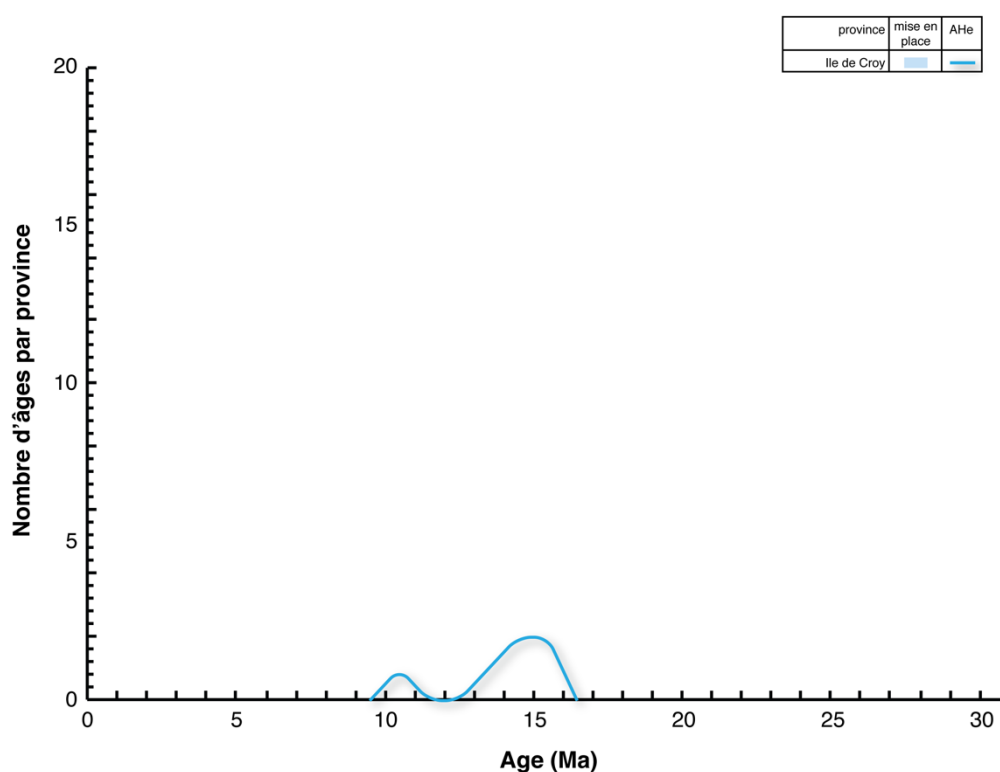


Fig. 3.9 : Répartition des âges AHe obtenus dans le complexe plutonique de l'île de Croy, obtenus à partir des âges AHe de cette étude.

Un âge est significativement plus jeune que les autres ($10,0 \pm 1,0$ Ma), tandis que les 5 autres données sont comprises entre $12,8 \pm 1,3$ Ma et $14,9 \pm 1,5$ Ma avec une dispersion à 1σ de 6 %, bien inférieure à l'incertitude sur chaque âge (Fig. 3.10). L'âge le plus jeune (4 Ma plus jeune) ne correspond pas à un grain significativement plus petit que les autres, ni plus pauvre en eU. En

outre, les âges ne présentent aucune corrélation ni avec la taille des cristaux, ni avec la teneur en uranium effectif (Fig. 3.10). Cependant, comme c'est le cas pour le pluton de l'île de l'Ouest, le nombre faible de données obtenues est éventuellement un biais à la mise en évidence d'un lien entre les âges AHe et ces paramètres de grain.

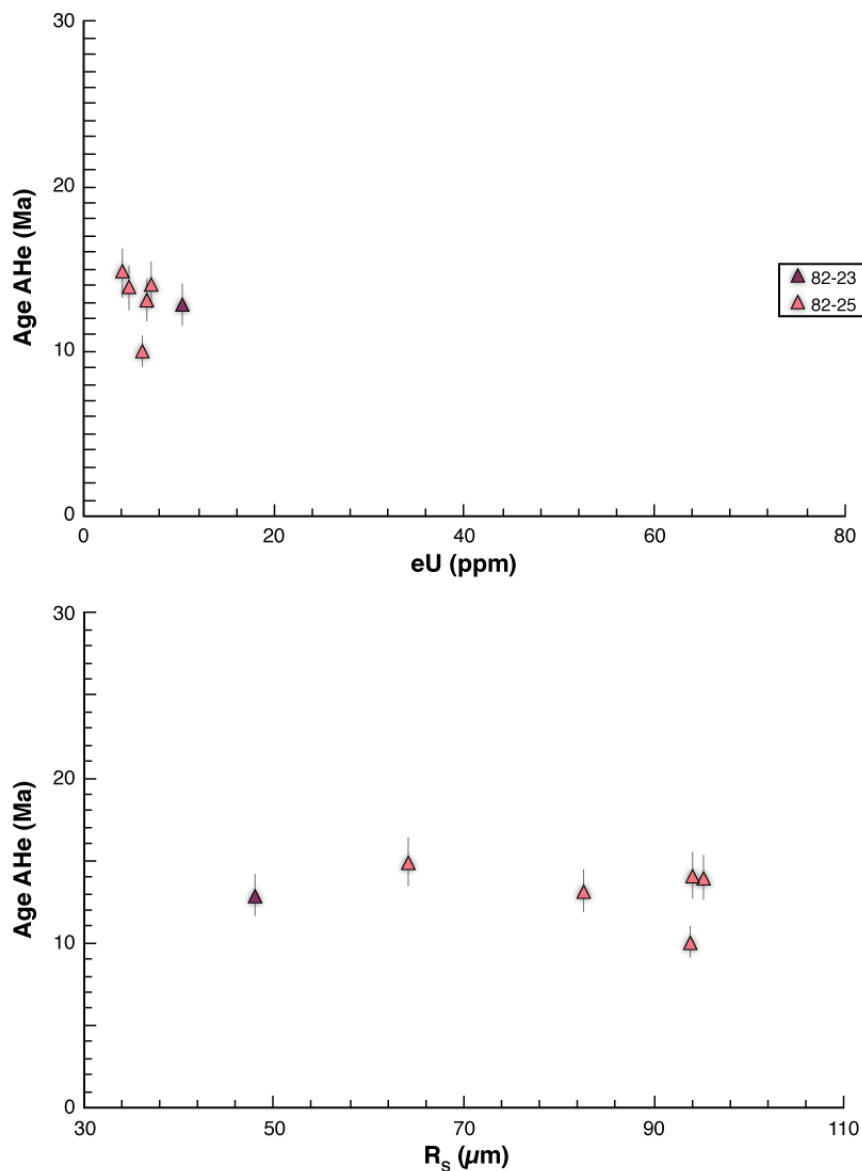


Fig. 3.10 : Âges AHe obtenus dans les échantillons du complexe plutonique de l'île de Croy, en fonction des paramètres de grains R_s et eU

3.2. Interprétation des données et trajets thermiques

Les âges AHe regroupés indépendamment des paramètres de grain indiquent un refroidissement relativement rapide dans la PRZ, entre ≈ 80 et $\approx 40^\circ\text{C}$. Ce pluton n'étant pas daté, le trajet thermique de haute à basse température ne peut être établi. (Fig. 3.11). En fonction de la valeur exacte de l'âge de mise en place du pluton, le refroidissement du complexe plutonique de l'île de Croÿ est donc soit aussi rapide que le complexe des Montagnes Vertes, soit il s'effectue en plusieurs millions d'années, si l'âge réel de mise en place est plus vieux que l'âge présumé.

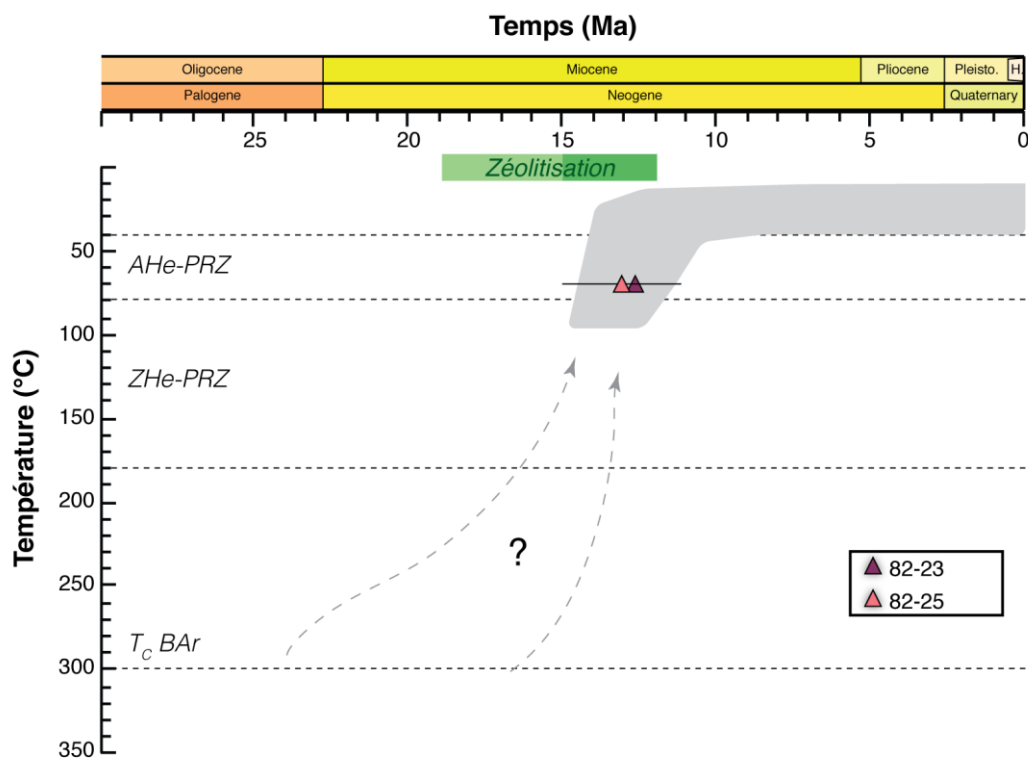


Fig. 3.11 : Trajet thermique du complexe plutonique de l'île de Croÿ de 300°C à 10°C

- Les **6 âges AHe** obtenus sur **2 échantillons** sont relativement groupés, dans la barre d'erreur, et indiquent un **refroidissement rapide autour de 12 Ma**
- En l'absence d'âge de mise en place, le trajet thermique à haute et moyenne température n'est pas contraint

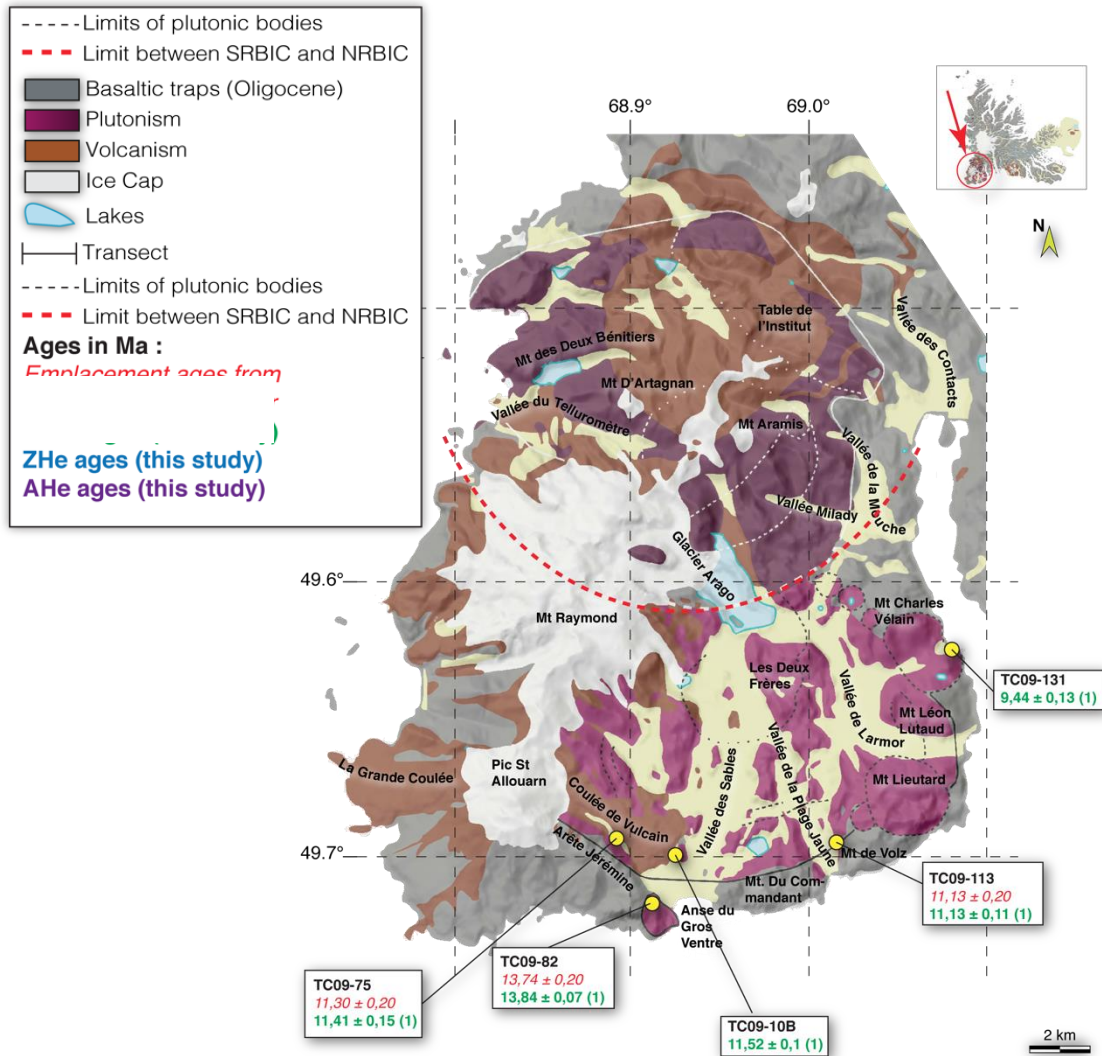
4. Péninsule Rallier du Baty

4.1. Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été effectuées sur 5 échantillons, répartis dans plusieurs unités du SRBIC (Fig. 3.12). Pour tous les échantillons sauf un (TC-09-10B), le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ du pôle atmosphérique mesuré par la méthode de l'isochrone inverse correspond, dans la barre d'erreur, à la valeur de référence calculée par *Lee et al.* (2006) de $298,56 \pm 0,1$; ce qui indique qu'il n'y avait a priori pas d'argon initial dans les échantillons. Pour l'échantillon TC-09-10B, le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ du pôle atmosphérique mesuré par la méthode de l'isochrone inverse est de $301,8 \pm 0,9$ et ne correspond pas à la valeur de référence compte tenu de l'incertitude sur la mesure (Fig. 3.13). Il est donc possible qu'il y ait présence d'argon initial dans cet échantillon. Par conséquent, pour cet échantillon seulement, l'âge utilisé dans la suite de ce manuscrit est non pas l'âge plateau mais l'âge donné par la méthode de l'isochrone inverse. Pour chacun des autres échantillons, les âges obtenus sur les paliers de dégazages successifs sont identiques dans la barre d'erreur, ce qui a permis le calcul d'un âge plateau (Fig. 3.13). Ces spectres sont par ailleurs caractéristiques d'échantillons qui n'ont pas subi de perte d'argon. Les âges s'étendent de $9,44 \pm 0,13$ Ma (2σ) à $13,84 \pm 0,07$ Ma (2σ) en fonction de l'unité pétrographique à laquelle ils appartiennent (tableau A4 en annexe).

- **5 âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$** ont été mesurés sur 3 échantillons de l'unité la plus externe du laccolithe et 2 échantillons de 2 plutons satellites
- Il n'y a **pas eu de réouverture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$** sur biotite, les âges paliers sont identiques au sein d'un échantillon
- **Les âges plateaux sont utilisés**, sauf pour l'échantillon TC09-10b qui présente un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ légèrement différent du rapport atmosphérique attendu, pour cet échantillon, c'est l'âge isochrone inverse qui est utilisé

Fig. 3.12 : Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite obtenus dans le SRBIC, carte géologique simplifiée depuis Cottin et al. (2011) et Ponthus (2018)



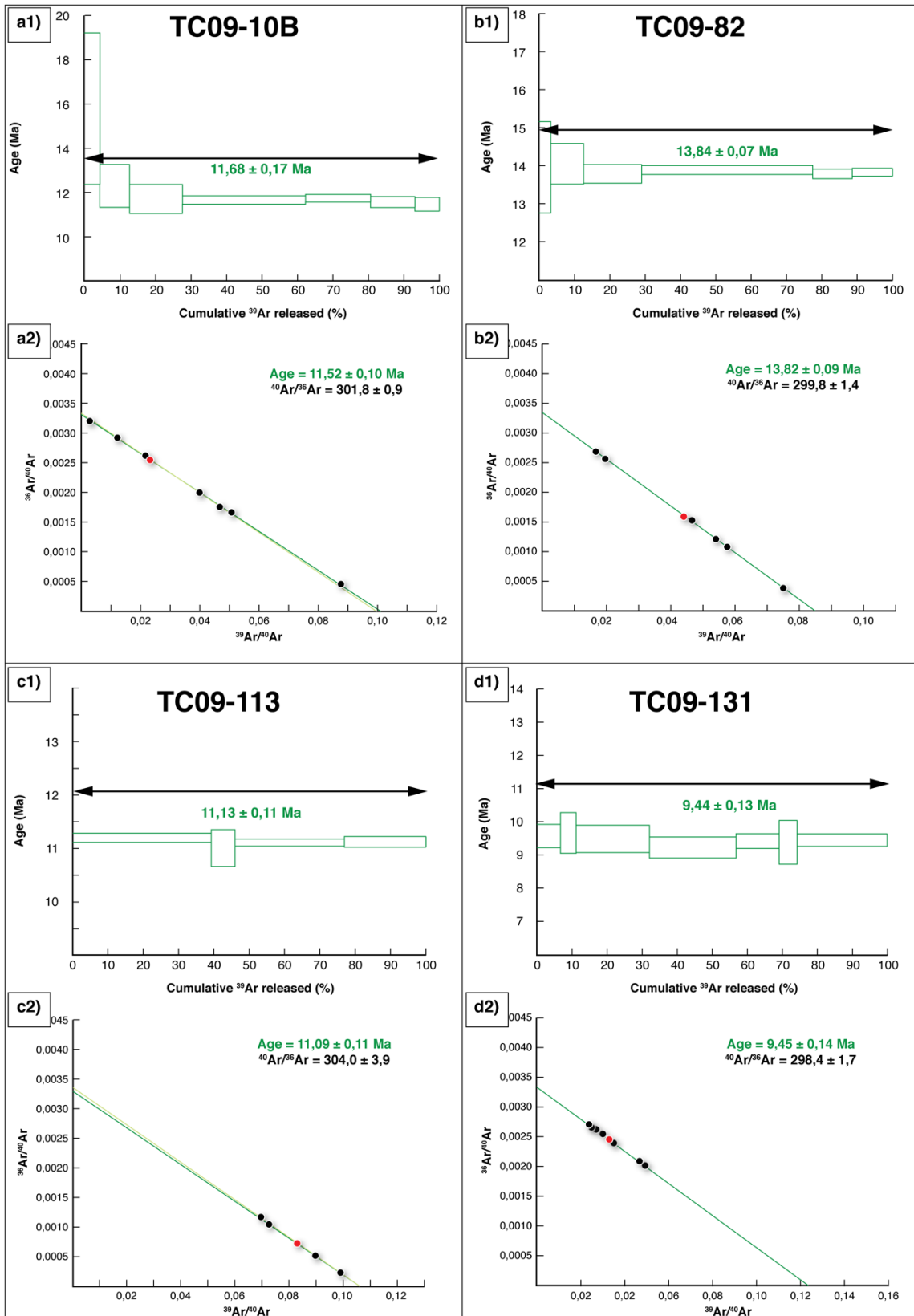


Fig. 3.13 : Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 4 échantillons du SRBIC, a1) paliers de dégazage de l'échantillon TC09-10b, a2) isochrone inverse de l'échantillon TC09-10b, b1) paliers de dégazage de l'échantillon TC09-82, b2) isochrone inverse de l'échantillon TC09-82, c1) paliers de dégazage de l'échantillon TC09-113, c2) isochrone inverse de l'échantillon TC09-113, d1) paliers de dégazage de l'échantillon TC09-131, d2) isochrone inverse de l'échantillon TC09-131

4.2. Âges (U-Th)/He sur apatite et zircons

Un total de 135 âges ZHe (66 données) et AHe (69 données) a pu être obtenu sur les 19 échantillons du RBIC (Fig. 3.14) analysés par la méthode (U-Th)/He. Cinq échantillons répartis sur des unités d'âges différents ont par ailleurs été doublement datés en (U-Th)/He sur apatite et sur zircons. Le tableau A5 (annexe) récapitule les gammes de tailles de grains et de teneurs en uranium effectif des différents échantillons ainsi que les âges obtenus.

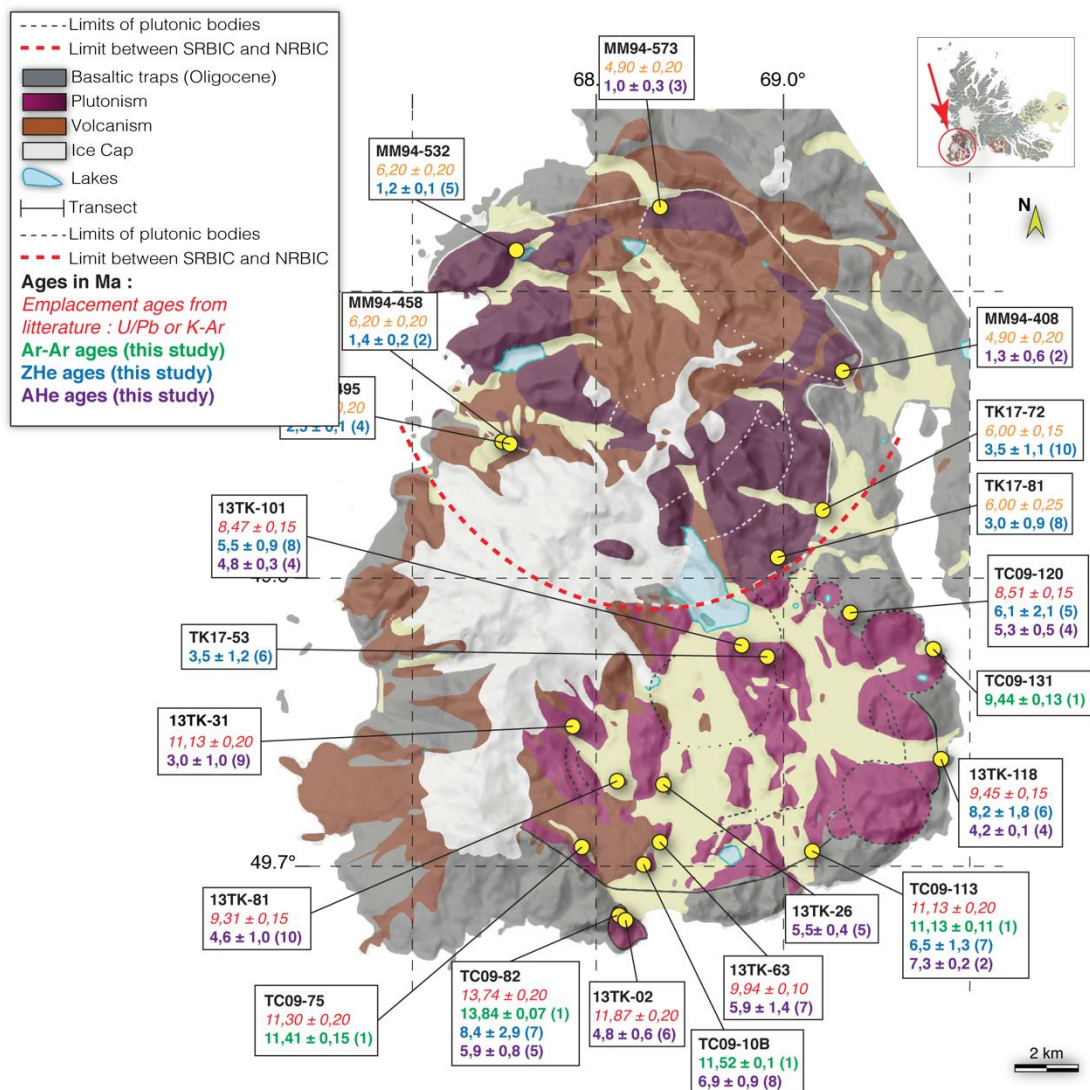


Fig. 3.14 : Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite, (U-Th)/He sur zircon et apatite obtenues dans la péninsule Rallier du Baty, carte géologique simplifiée depuis Cottin et al. (2011) et Ponthus (2018)

4.2.1. AHe

Les datations AHe ont été effectuées sur des capsules contenant entre 1 et 4 grains. Les datations sur monograin ont été favorisées, et seuls 6 échantillons contenant très peu d'He ont été analysés en multi-grains. Pour ces données pluri-grains, les âges et paramètres de grains (eU, Rs, Th/U et FT notamment) sont en fait des valeurs moyennes pondérées du nombre de grains présents dans la capsule et de leur composition isotopique.

4.2.1.1. SRBIC

Pour les échantillons du SRBIC, le nombre d'âges AHe par échantillon est compris entre 2 et 10 (Fig. 3.15). La dispersion par échantillon varie de 2 à 13 % pour 8 échantillons sur 11. Pour ces échantillons, les âges varient de $4,0 \pm 0,4$ à $8,8 \pm 0,9$ Ma et la dispersion est inférieure ou très légèrement supérieure à l'incertitude sur chaque âge d'une valeur de 10% à 1σ . Par conséquent, les âges sont considérés comme identiques dans la barre d'erreur, et le calcul d'un âge moyen est utilisé dans la suite du manuscrit. L'incertitude à 1σ sur ces âges moyens correspond à l'écart-type.

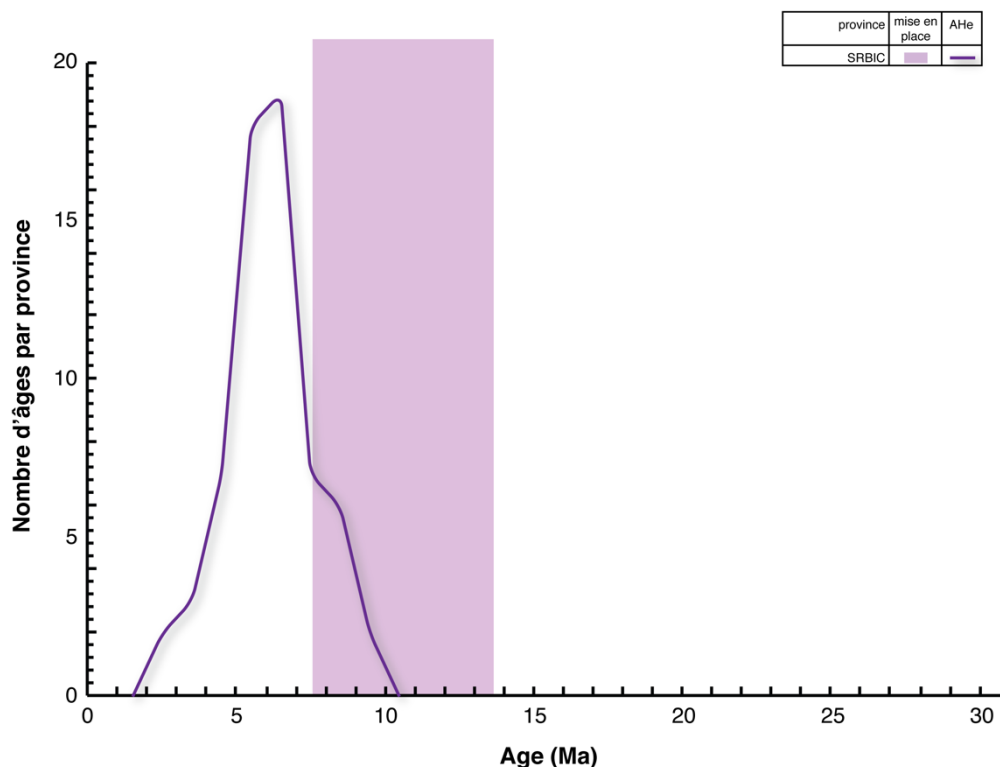


Fig. 3.15 : Répartition des âges AHe obtenus dans le SRBIC

Les âges moyens sur ces échantillons varient de $4,2 \pm 0,1$ à $7,3 \pm 0,2$ Ma. Les trois échantillons ayant une dispersion plus élevée sont les suivants :

- 13TK-31, qui présente des âges AHe dispersés de $1,8 \pm 0,2$ à $4,9 \pm 0,5$ Ma et un écart-type de 35 %.
- 13TK-63 et 13TK-81, qui présentent des âges AHe dispersés de $4,6 \pm 0,5$ à $8,5 \pm 0,9$ et de $3,6 \pm 0,4$ à $7,1 \pm 0,7$ Ma respectivement et un écart-type de 23% pour les deux échantillons.

L'échantillon 13TK-31 provient d'un échantillon de syénite de l'unité 1 (la plus vieille), situé à l'extrémité ouest du SRBIC (Fig. 3.14). Les âges AHe varient entre $1,8 \pm 0,2$ et $4,9 \pm 0,5$ Ma. En comparaison aux autres échantillons du SRBIC, certains âges AHe de l'échantillon 13TK-31 apparaissent donc plus jeunes, tandis que les valeurs les plus élevées sont comparables aux autres âges AHe du SRBIC. Cet échantillon est localisé dans une zone actuelle de sources chaudes, avec notamment des fumerolles et de l'eau à la surface à $\approx 70-100^\circ\text{C}$. Les informations de terrain

témoignent notamment de cette altération (relevé des carnets de terrains de la mission TALISKER 2013). Cet échantillon provenant d'une zone où le gradient géothermique est localement élevé, la dispersion et le rajeunissement des âges sont donc interprétés comme une remise à zéro partielle du thermochronomètre, consécutive à l'apport de chaleur local généré par l'activité hydrothermale passée et actuelle. Les âges ne semblent pas présenter de corrélation positive avec la teneur en eU ou la taille de grain, et la dispersion semble aléatoire (Fig. 3.16). Les âges AHe de l'échantillon 13TK-63 sont compris entre $4,6 \pm 0,5$ et $8,5 \pm 0,9$ Ma, avec une dispersion de 23%. Ces âges correspondent globalement à la gamme d'âges AHe mesurés sur les autres échantillons du SRBIC. Cependant, les autres échantillons présentent un signal beaucoup moins dispersé, avec soit des âges AHe jeunes (entre 4 et 5 Ma) soit des âges AHe plus vieux (entre 6 et 7 Ma). Les âges ne montrent aucune corrélation ni avec la taille de grain ni avec la teneur en eU, les causes de cette dispersion dans les âges mesurés ne sont pas identifiées. L'échantillon 13TK-81 présente des âges AHe avec une dispersion similaire de 23%. 70% des données sont situées autour de 4,5 Ma, et trois âges présentent des valeurs extrêmes, plus jeunes ou plus vieilles respectivement de 3,6 ; 3,8 et 7,1 Ma. Ces âges extrêmes sont par ailleurs associés aux valeurs de Th/U les plus extrêmes pour cet échantillon. La présence de petites inclusions de minéraux non détectables à la loupe binoculaire mais riches en U, en Th ou en Sm dans ces cristaux d'apatite pourrait expliquer à la fois les valeurs en Th/U et les âges extrêmes.

- **64 âges AHe** obtenus sur 10 échantillons **de toutes les unités du laccolithe** et 4 échantillons **de 3 plutons satellites**
- **Les âges sont très groupés** au sein d'un échantillon, et relativement regroupés au sein de la péninsule, **entre ≈ 4 et ≈ 7 Ma.**
- **Un échantillon** (13TK31) présente des âges **plus jeunes** (dispersé entre 2 et 5 Ma) témoigne d'un **réchauffement très local lié à l'hydrothermalisme récent** (Quaternaire, historique voire actuel)

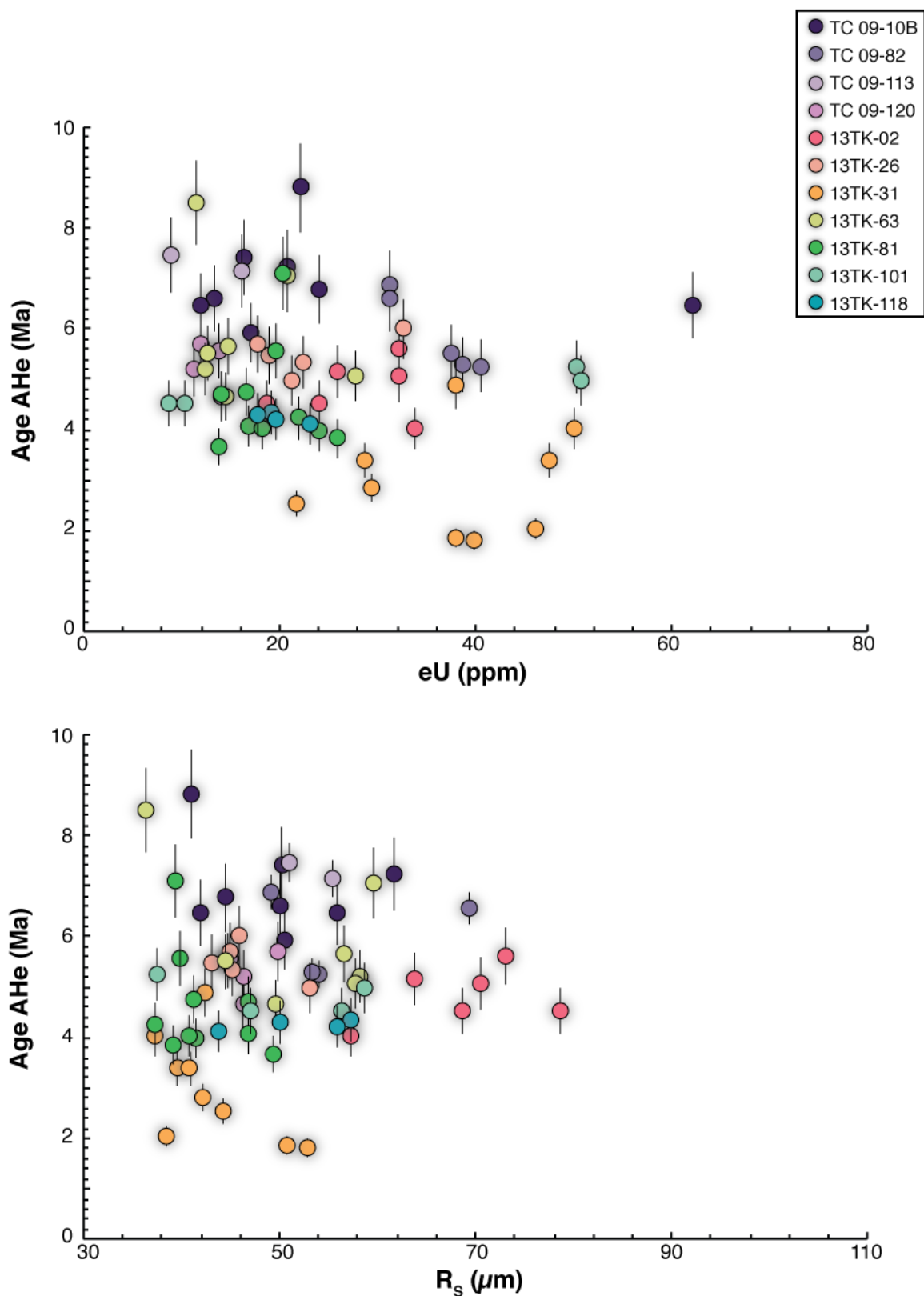


Fig. 3.16 : Âges AHe obtenus dans les échantillons du SRBIC, en fonction des paramètres de grains R_s et eU

4.2.1.2. NRBIC

Pour le NRBIC, peu d'âges AHe ont été effectués car les apatites contenaient trop peu d'hélium. Seulement deux échantillons ont été datés par la méthode AHe, avec 2 à 3 âges par échantillon, et qui ont été obtenus sur des capsules contenant 4 grains chacune (Fig. 3.17, Fig. 3.18). Au vu de la difficulté technique de dater ces apatites avec très peu de gaz, la méthode de datation ZHe a été privilégiée dans cette zone de l'archipel. Les âges varient de $0,8 \pm 0,08$ à $1,8 \pm 0,2$ Ma et la dispersion par échantillon est de 28 et 48 %, ce qui d'une part reflète le faible nombre d'âges obtenus et également à la méthode de datation multigrains utilisée.

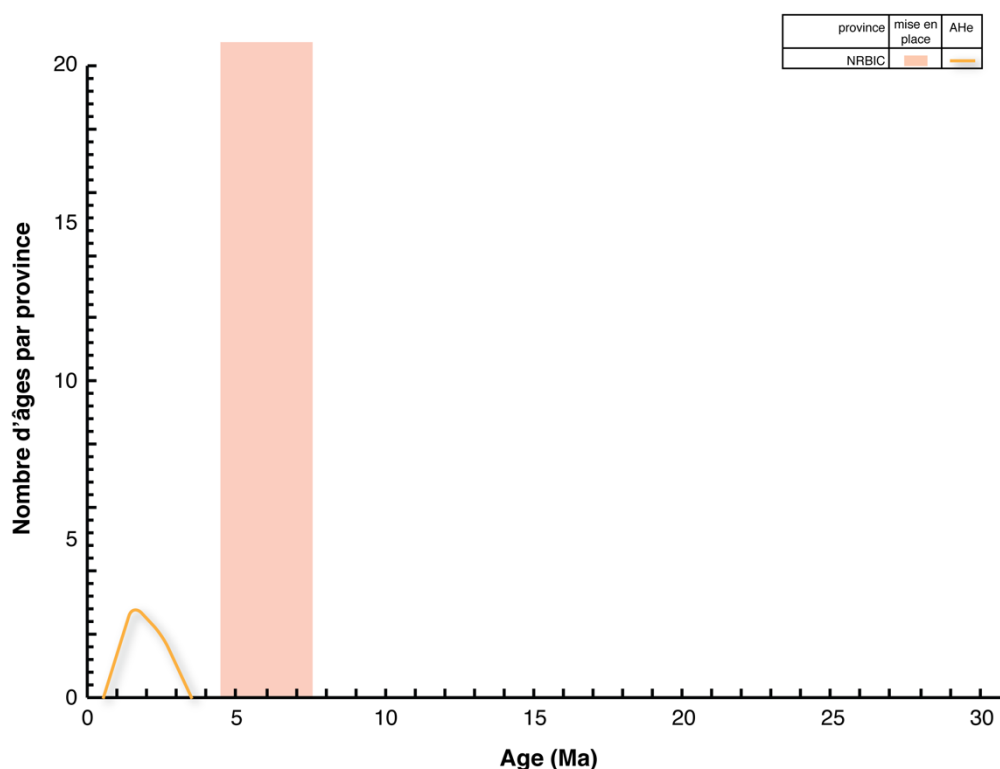


Fig. 3.17 : Répartition des âges AHe obtenus dans le NRBIC

Comme expliqué dans le chapitre 2 (paragraphe 2.2.1 et 2.2.3.1), un paramètre important pour la datation AHe est l'absence d'inclusions urano-thorifères. Ces inclusions, si elles sont trop petites, peuvent ne pas être décelées à l'étape du choix des cristaux. Dans ce cas, leur présence peut être décelée après le dégazage ou après analyse de l'U et du Th : un excès important d'hélium ou bien un rapport Th/U différents des autres apatites de l'échantillon est souvent marqueur de

la présence de ces inclusions, et l'âge obtenu ne doit alors pas être considéré. Lors de datations multi-grains, tous les signaux sont moyennés, y compris le rapport Th/U. Ainsi, la présence d'une petite inclusion dans un des cristaux d'apatite ne permet pas nécessairement de modifier drastiquement le rapport Th/U, mais peut tout de même modifier la valeur de l'âge obtenu. Ces âges seront présentés dans la suite du manuscrit sous la forme d'un âge moyen auquel est associé l'écart-type pour caractériser la dispersion.

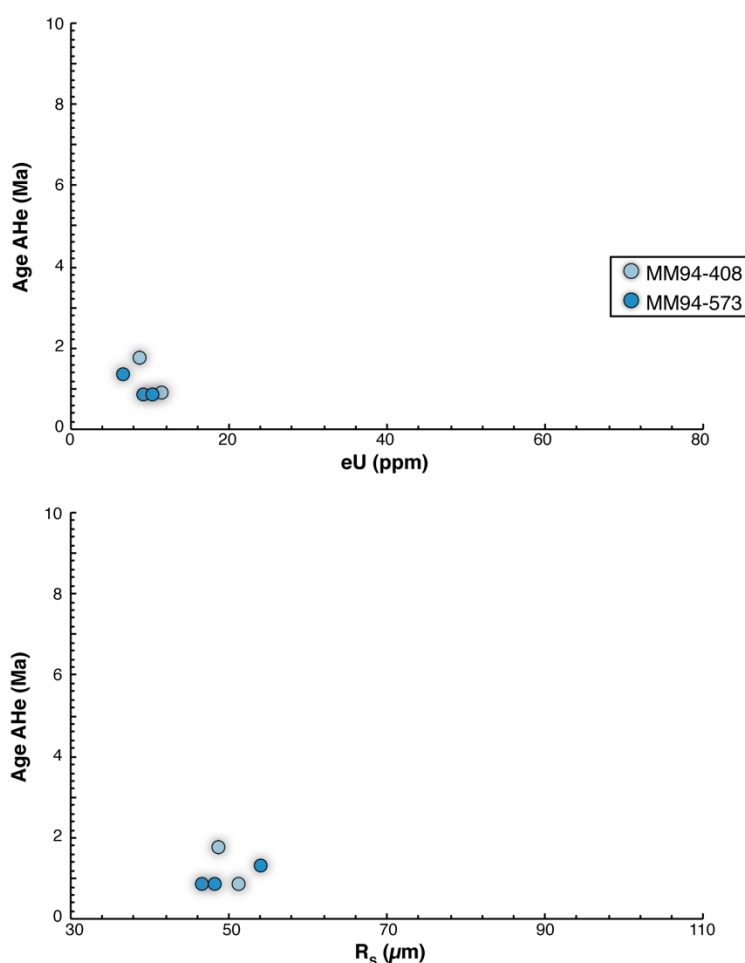


Fig. 3.18 : Âges AHe obtenus dans les échantillons du NRBIC, en fonction des paramètres de grains R_s et eU

- 5 âges AHe ont été obtenus sur des capsules multi-grains
- Les âges sont relativement regroupés autour de $\approx 1,5$ Ma

4.2.2. ZHe

4.2.2.1. Âges ZHe

Les datations ZHe du RBIC (Fig. 3.19) ont toutes été exclusivement effectuées sur monograin, avec entre 2 et 10 âges par échantillon (Cf. tableau A5 en annexe). Les âges varient de $0,8 \pm 0,08$ à $13,4 \pm 1,3$ Ma (Fig. 3.19). La dispersion des données par échantillon varie entre 11% et 41%, ce qui est plus élevé que l'incertitude sur chaque âge et que la dispersion des âges du standard de zircon naturel FCT, toutes deux de 10%. Par conséquent, dans chaque échantillon, les âges ne sont pas identiques dans la barre d'erreur. Comme c'est attendu dans le cas de zircons, cette dispersion n'est pas corrélée avec la taille de grain (Fig. 3.20).

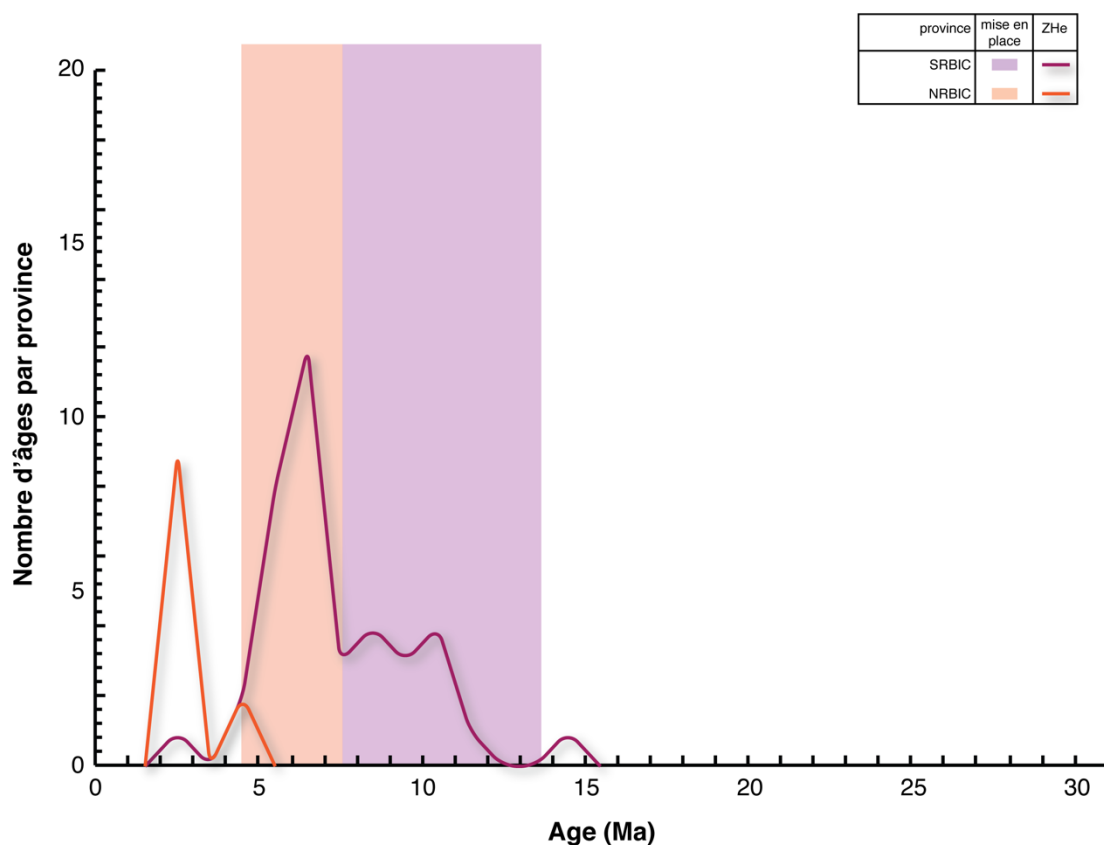


Fig. 3.19 : Répartition des âges ZHe obtenus dans le RBIC

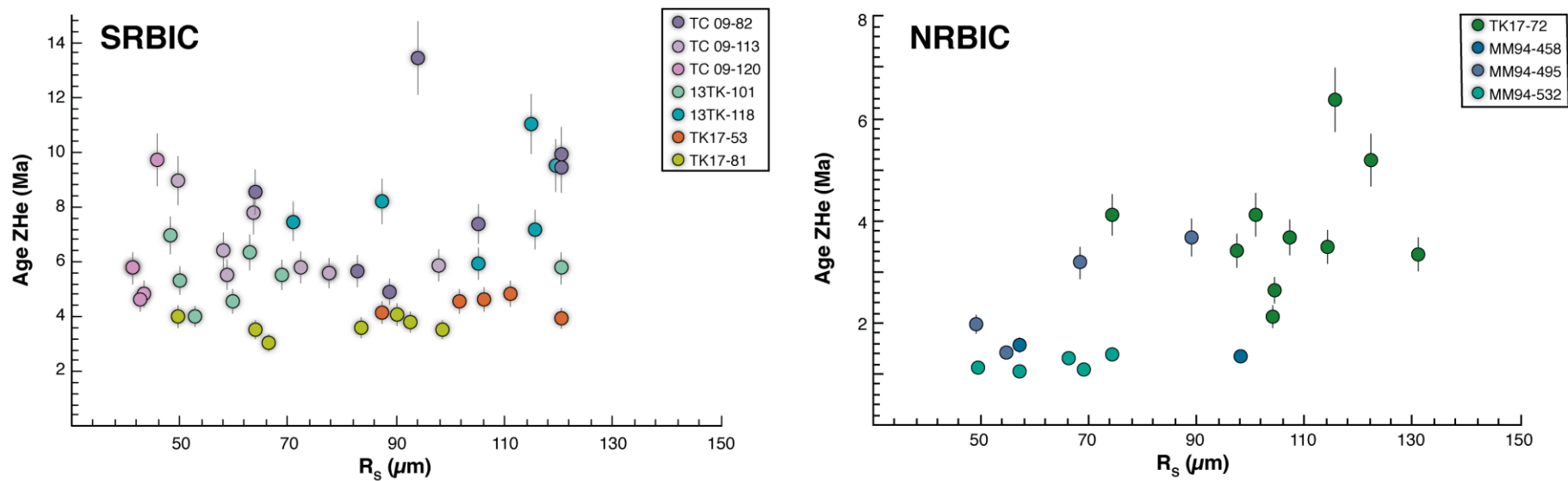


Fig. 3.20 : Âges ZHe obtenus dans les échantillons du RBIC, en fonction de la taille de grain R_s

4.2.2.2. Interprétation des âges ZHe

Les âges ZHe sont par contre classiquement interprétés en considérant les corrélations entre les âges et la teneur en eU (Guenther et al., 2013 ; Reiners and Ehlers, 2018). Les échantillons ayant eu une histoire thermique similaire sont alors regroupés. Concernant le RBIC, en considérant tous les échantillons ensemble, il semble y avoir deux populations distinctes qui présentent chacune une corrélation négative avec la teneur en eU, d'un côté le SRBIC et de l'autre les échantillons du NRBIC (Fig. 3.21).

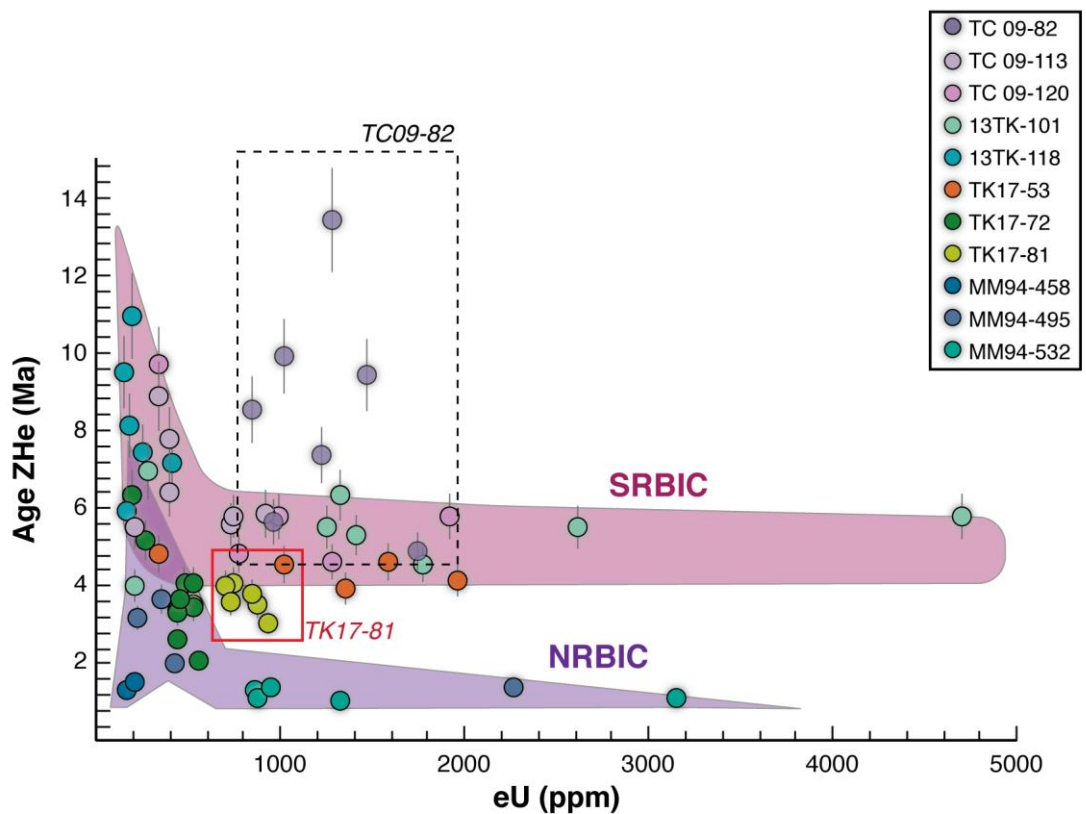


Figure 3.21 : Âges ZHe obtenus dans les échantillons du RBIC, en fonction de la teneur en uranium effectif, eU

Cette observation est une contrainte forte qui témoigne de l'histoire thermique différente qu'ont vécu ces deux provinces, pourtant géographiquement limitrophes. Plus précisément, un échantillon du SRBIC (TC09-82, Fig. 3.21, 3.22) montre un signal différent des autres indiquant éventuellement une histoire thermique légèrement différente du reste de la province SRBIC. Par

ailleurs, les âges de l'échantillon TK17-81, situé à la limite entre le SRBIC et le NRBIC, semblent montrer une corrélation avec la teneur en eU plus proche des échantillons du SRBIC que de ceux du NRBIC. Par conséquent, même si cet échantillon appartient par définition pétrographique et stratigraphique aux unités du NRBIC, son trajet de refroidissement tardif semble être plus en accord avec la province SRBIC.

- **66 âges ZHe** ont été obtenus sur monograin dans la péninsule Rallier du Baty : **38 dans le SRBIC et 28 dans le NRBIC**
- **La dispersion** des âges ZHe présente une **corrélation avec la teneur en uranium effectif (eU)**
- Deux populations se distinguent :
 - **SRBIC et l'échantillon 17TK-81**, situé dans le NRBIC à quelques centaines de mètres du contact avec le SRBIC
 - **NRBIC sauf l'échantillon 17TK-81**

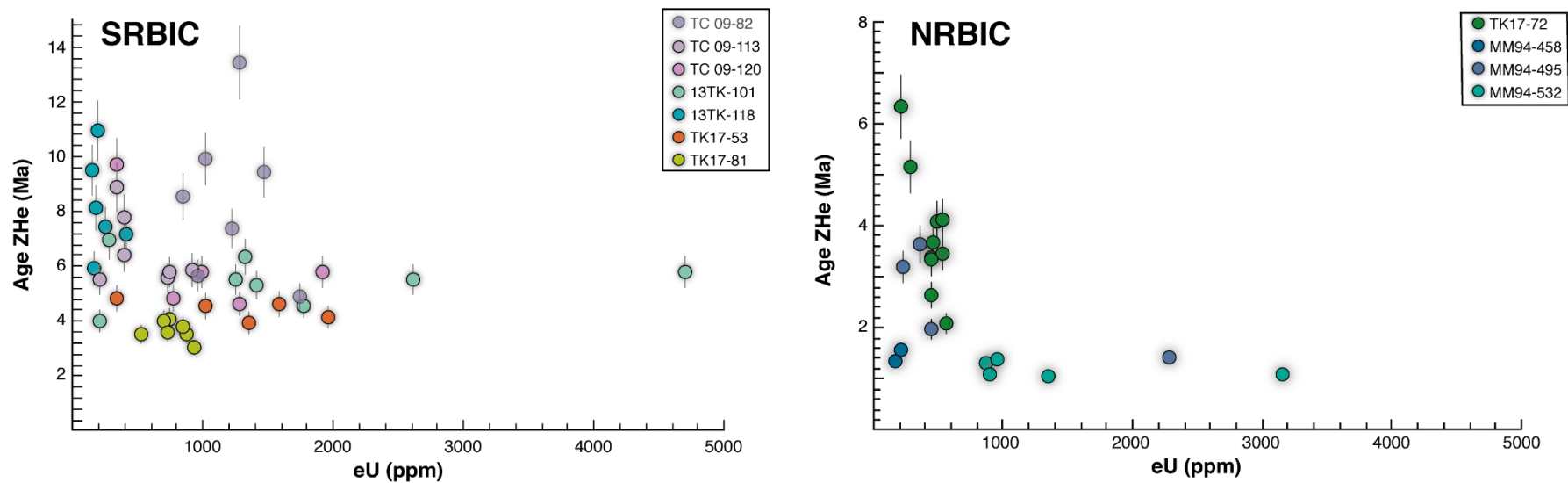


Fig. 3.22 : Âges ZHe obtenus dans les échantillons du RBIC, en fonction de la teneur en uranium effectif, eU

Afin de comparer avec le modèle de diffusion de *Guenther et al. (2013)*, l'alpha-dose a été calculé pour tous les échantillons d'après l'équation de *Nasdala et al. (2001)* (Fig. 3.23). L'histoire thermique à haute température est très contrainte grâce aux doubles datations U/Pb, K/Ar et Ar/Ar : ces données indiquent un refroidissement presque instantané des températures magmatiques (700-900°C) à une température inférieure à 300°C à l'échelle des temps géologiques suite à la cristallisation de ces plutons probablement à faible profondeur, dans un encaissant froid. Le temps considéré dans l'alpha-dose correspond à l'âge depuis lequel l'échantillon a une température suffisamment basse pour permettre aux défauts de radiations de s'accumuler dans les cristaux. Cette température, et le temps à considérer dans ce calcul de l'alpha-dose, ne sont pas connus, et l'étude de *Ginster et al. (2019)* montre qu'elle est probablement plus élevée que la température à partir de laquelle les traces de fission s'accumulent dans les cristaux (≈ 120 °C), mais sans plus de précisions quant à sa valeur exacte. Pour les échantillons de Kerguelen, le refroidissement immédiat jusqu'à moins de 300°C après mise en place des plutons permet l'utilisation des âges de mise en place pour le calcul de l'alpha-dose, avec la certitude que ce temps correspond avec exactitude à la durée d'accumulation des défauts de radiations dans les zircons. Les valeurs d'alpha-dose calculées varient entre 2×10^{16} et 6×10^{17} α/g . Selon le modèle de *Guenther et al. (2013)*, les zircons présentés dans cette étude se situent dans le domaine de très faible endommagement, où la diffusivité diminue avec la teneur en défauts de radiations (Fig. 3.23).

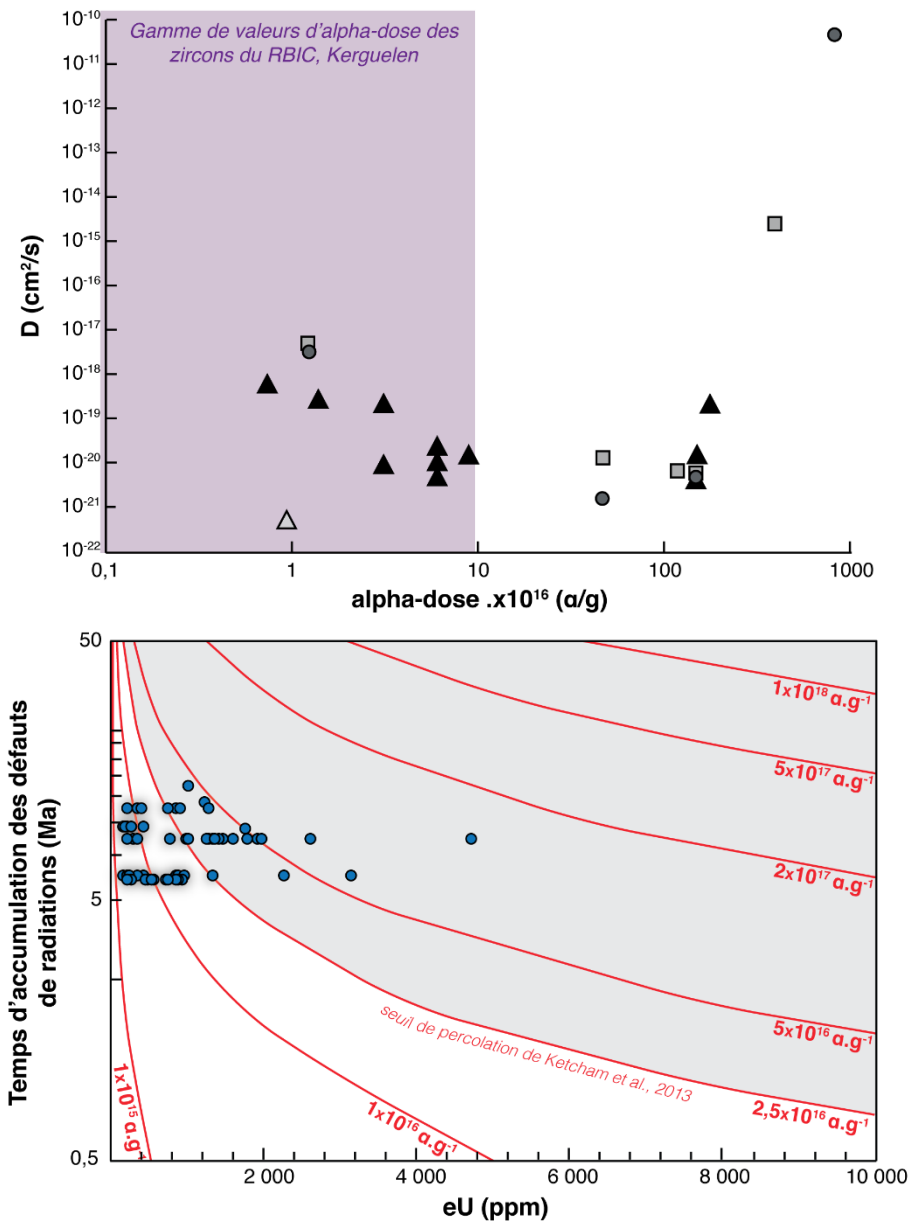


Fig. 3.23 : Relation entre alpha-dose et teneur en uranium : a) Diffusivité du zircon en fonction de l'alpha-dose selon le modèle de Guenther et al. (2013) b) Alpha-dose calculée pour les échantillons du SRBIC

Considérant les âges de cristallisation assez jeunes, l'alpha-dose reste en effet relativement faible et ce malgré des teneurs en eU qui peuvent atteindre plus de 2000 ppm, ce qui est particulièrement élevé pour des zircons (Speer, 1980). Cependant, considérant le seuil de percolation déterminé par Ketcham et al. (2013) de $2,5 \times 10^{16} \alpha/g$; 40 % des zircons du RBIC ont des alpha-doses plus élevées que ce seuil de percolation et 60% des zircons sont situés en dessous de ce seuil. Les données réelles utilisées par Guenther et al. (2013) ont des alpha-doses comprises

entre 1×10^{16} et 1×10^{19} α/g , un tiers des zircons du RBIC ont des alpha-doses inférieures à 1×10^{16} α/g et sont donc situés en dehors du domaine de calibration de ce modèle.

Selon le modèle de *Guenther et al. (2013)* pour ces valeurs d'alpha-dose faibles, les zircons devraient présenter une corrélation positive avec la teneur en eU, le seuil d'endommagement faisant augmenter drastiquement la diffusion de l'hélium n'étant pas atteint. Plusieurs effets pourraient être la cause du signal observé :

- L'influence des zonations en U et/ou en Th, comme discutée par *Reiners et al. (2002)* et *Hourigan et al. (2005)*.
- Un seuil d'endommagement du zircon beaucoup plus faible que la valeur avancée par *Guenther et al. (2013)*. Pour ce mécanisme-là, il y aurait deux possibilités : soit il existe d'autres facteurs que la quantité de défauts de radiations accumulés qui influent sur l'endommagement (e.g. la composition chimique du zircon par exemple) ; soit le modèle de diffusion de *Guenther et al. (2013)* est insuffisant pour expliquer les variations naturelles observées.

Les zonations en U et/ou en Th auraient plutôt tendance à produire une dispersion des âges ZHe aléatoires, et pas nécessairement corrélée avec la teneur en eU. La corrélation très bien marquée entre les âges ZHe et la teneur en eU (Fig. 3.23) nous amène à considérer que la dispersion des âges est le reflet de l'endommagement des zircons. Cette répartition des âges reflète donc une méconnaissance des mécanismes de diffusion de l'hélium dans les zircons. De ce fait, essayer d'inverser ces données sur un logiciel tel que QTQt (*Gallagher, 2012*) ou HeFTy (*Ketchum, 2005*) ne fonctionnerait pas, puisqu'aucun modèle faisant état de zircon permettant une forte diffusion de l'hélium à des teneurs en alpha-dose si faible n'existe. J'ai donc choisi d'interpréter les âges ZHe sans utiliser de logiciel d'inversion, sans modèle de diffusion, et de déterminer des histoires thermiques en combinant toutes les contraintes géologiques et analytiques existantes.

La décroissance des âges suivant la teneur en eU semble suivre une loi de forme inverse, avec une asymptote pour les valeurs en eU les plus élevées qui correspond à un âge de 5 Ma pour le SRBIC et de 1 Ma pour le NRBIC :

- Pour des teneurs en eU inférieures à 600 ppm : les âges présentent en corrélation inverse avec une décroissance drastique de 11 à 5 Ma pour le SRBIC et de 5 à 1 Ma pour le NRBIC (Fig. 3.22). Les valeurs des âges ZHe sont situées entre les âges de cristallisation (U/Pb ; K/Ar et Ar/Ar) et les âges AHe.
- Pour des teneurs en eU supérieures à ce seuil de 600 ppm : le signal des âges ZHe semble se stabiliser autour de 5 Ma pour le SRBIC et autour de 1 Ma pour le NRBIC (Fig. 3.22). Ces âges correspondent par ailleurs aux âges AHe respectivement du SBRIC et du NRBIC.

Les températures de fermeture des différents cristaux analysés semblent donc être réparties depuis la température de refroidissement initiale lors de la cristallisation du pluton (c'est-à-dire la température atteinte après rééquilibrage des températures de l'intrusion avec l'encaissant), jusqu'à la température de fermeture du système AHe, autour de 70°C dans ce cas d'étude. Pour les âges ZHe les plus élevés, identiques aux âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ils représentent, tout le comme les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite, le refroidissement initial des syénites, juste après leur mise en place dans l'encaissant. La température de fermeture de ces grains ne peut pas être déterminée avec précision, cependant, elle est au maximum de 180°C (Guenthner et al., 2013 ; Reiners et al., 2005, 2004) en considérant un endommagement minimum. Ces âges ZHe là permettent donc d'apporter des informations sur la température de maximale de l'encaissant après la mise en place des plutons : ils ont cristallisé à faible profondeur dans un encaissant à $\approx 200^\circ\text{C}$ maximum.

- Les zircons analysés ont des **alpha-doses faibles** (zircon jeunes), la corrélation inverse observée entre les âges et le paramètre eU **ne correspond pas** avec le **comportement attendu selon le modèle de diffusion de Guenther et al. (2013)**
- L'histoire thermique de refroidissement jusqu'à 300°C étant parfaitement contrainte par les datations U/Pb (Ponthus, 2018) et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite, **l'alpha-dose peut être calculé avec certitude**
- Ces données reflètent la méconnaissance actuelle de la diffusivité de l'hélium dans les

4.2.3. Trajets thermiques

Pour tous les échantillons datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite dans le SRBIC, les âges sont identiques dans la barre d'erreur aux âges U/Pb sur zircon effectuées par *Ponthus (2018)*, ce qui indique un refroidissement rapide, en moins de 100 ka (barre d'erreur des âges), entre 700°C et 300°C. Concernant le NRBIC, les datations K/Ar de *Lameyre et al. (1976)* et *Dosso et al. (1979)* sont similaires dans les barres d'erreurs aux datations U/Pb sur zircon non publiées (*Université de Saint-Etienne*), ce qui semble indiquer le même mécanisme de refroidissement instantané lors de la mise en place jusqu' à des températures moyennes d'au moins 300°C (Fig. 3.24). Que ce soit pour le SRBIC comme pour le NRBIC, la même configuration de trajets thermique est observée, avec un refroidissement à basse température rapide plusieurs millions d'années après la mise en place des unités plutoniques (entre 3 et 8 Ma après emplacement, Fig. 3.24). Le modèle d'exhumation géologique correspondant à ce trajet thermique est développé en détails dans le chapitre 4.

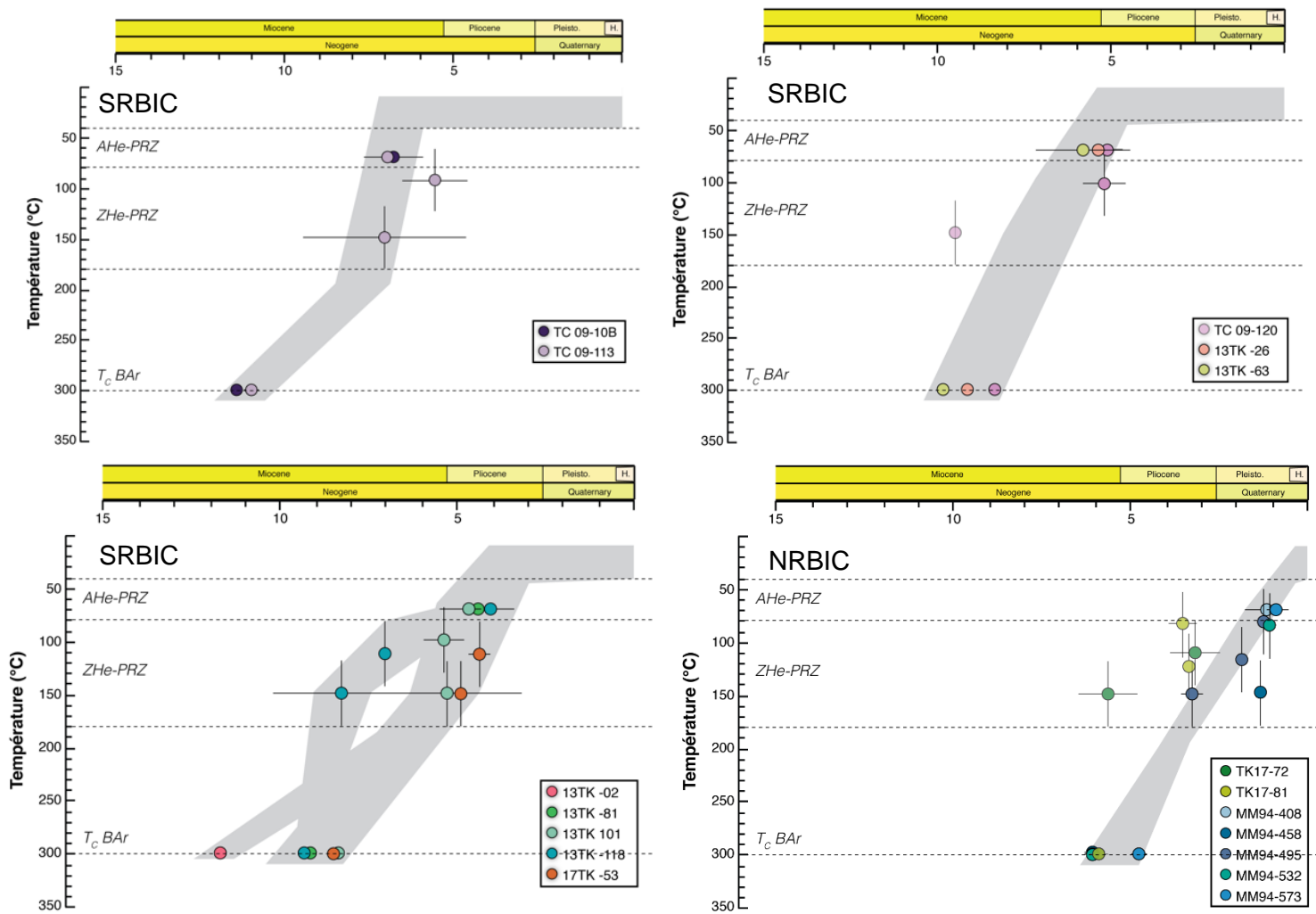


Fig. 3.24 : Trajets thermiques des échantillons du SRBIC et du NRBIC, obtenus à partir des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ZHe et AHe de cette étude et des âges de mise en place (Dosso et al., 1979; Giret and Lameyre, 1983; Lameyre et al., 1976; Ponthus, 2018).

- Les trajets thermiques du SRBIC et du NRBIC **montrent un refroidissement rapide des échantillons, 3 à 8 millions d'années après la mise en place des intrusions**
- Le refroidissement des échantillons du **SRBIC** de plus de 80°C à 40°C a eu lieu **il y a entre 4 et 7 Ma**, avec une légère variation spatiale aléatoire selon les échantillons
- Les échantillons du **NRBIC** ont refroidi rapidement de >80°C à 40°C en dessous de 40°C **il y a 1,5 à 2,5 Ma**

5. Récapitulatif des données obtenues sur l'archipel

L'analyse des âges de thermochronologie basse température à l'échelle de l'île ne permet pas l'observation d'un signal global, qui tracerait un événement thermique commun à l'échelle de l'archipel entier, pouvant éventuellement représenter une période d'érosion commune à tout l'archipel. Au contraire, chaque complexe plutonique a un âge de cristallisation ainsi qu'un signal de refroidissement basse température qui lui est propre (Fig. 3.25, 3.26).

Cette répartition est particulièrement observable dans la péninsule Rallier du Baty, où le SRBIC et le NRBIC, pourtant limitrophes, présentent des âges de refroidissement très différents (≈ 7 à 5 Ma pour le SRBIC, $\approx 2,5$ à 1 Ma pour le NRBIC). Les âges de thermochronologie basse température semblent présenter une corrélation avec les âges de mise en place des plutons ; les complexes les plus anciens ont des âges AHe et/ou ZHe plus vieux que les complexes les plus jeunes (Fig. 3.26). Deux types de populations ressortent :

- (1) les âges AHe sont identiques aux âges de cristallisation, indiquant un refroidissement très rapide jusqu'à 40°C après la mise en place du pluton, c'est le cas pour les Montagnes Vertes

- (2) les âges AHe sont significativement plus jeunes de quelques millions d'années des âges de cristallisation ; c'est le cas pour les complexes de l'île de l'Ouest, et la péninsule Rallier du Baty.

En fonction de son âge de mise en place actuellement inconnu, le complexe plutonique de l'île de Croÿ correspond à la population (1) ou (2)

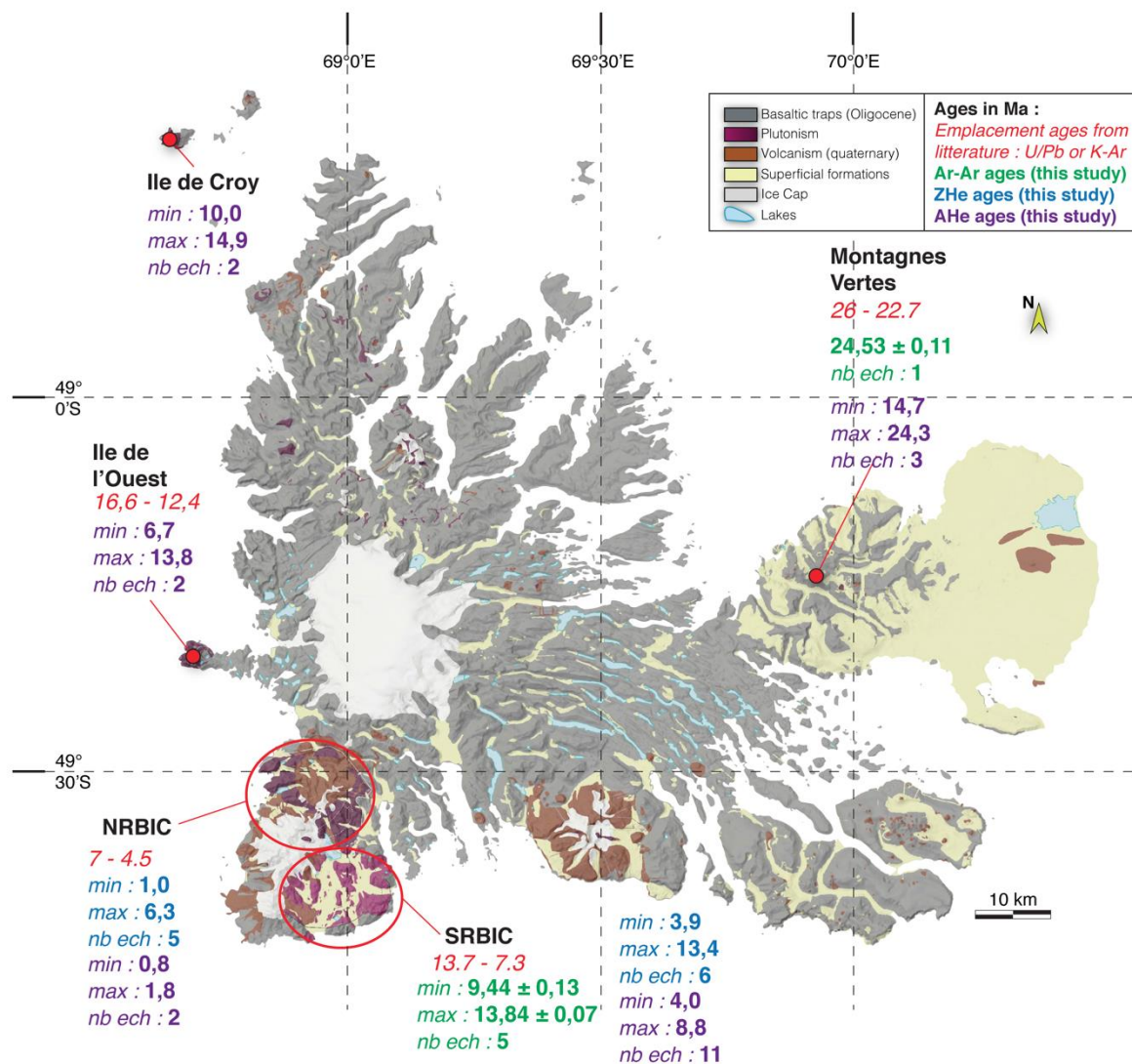


Fig.3.25 : Récapitulatif des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ZHe et AHe obtenus combinés aux âges de mise en place K/Ar et U/Pb (Dosso et al., 1979; Giret and Lameyre, 1983; Lameyre et al., 1976; Ponthus, 2018), carte géologique simplifiée d'après Cottin et al. (2011). Les erreurs à 1σ des âges AHe et ZHe sont de 10% pour toutes les données.

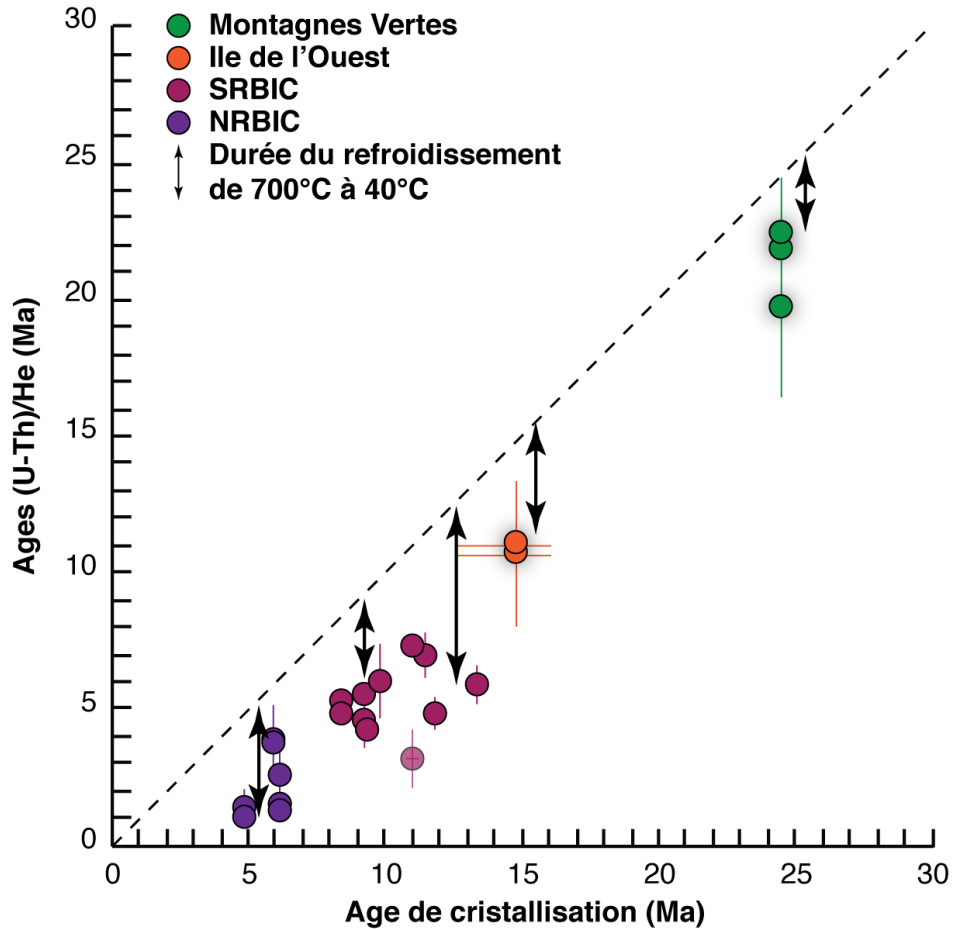


Fig. 3.26 : Relations entre les âges AHe et ZHe moyens (cette étude) et les âges de cristallisation des différents complexes plutoniques (Dosso et al., 1979; Giret and Lameyre, 1983; Lameyre et al., 1976; Ponthus, 2018)

- **2 populations d'âges thermochronologiques ressortent**
 - (1) les âges ZHe et AHe sont **significativement plus jeunes** que les âges de mise en place : SRBIC, NRBIC, île de l'Ouest ± île de Croy
 - (2) les âges ZHe et AHe sont **identiques dans la barre d'erreur** aux âges de mise en place : Montagnes Vertes ± île de Croy

Références bibliographiques

- Cottin, J.-Y., Michon, G., Delpech, G., 2011. The Kerguelen volcanic Plateau: the second largest oceanic Igneous Province (LIP) on earth and a witness of the Indian Ocean opening. *Kerguelen Plateau Mar. Ecosyst. Fish.* 2011, 29–42.
- Dosso, L., Vidal, P., Cantagrel, J., Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., 1979. “Kerguelen: continental fragment or oceanic island?”: petrology and isotopic geochemistry evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 43, 46–60.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: TRANSDIMENSIONAL INVERSE THERMAL HISTORY. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008825>
- Ginster, U., Reiners, P.W., Nasdala, L., Chanmuang N., C., 2019. Annealing kinetics of radiation damage in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 249, 225–246. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.01.033>
- Giret, A., Lameyre, J., 1983. A study of Kerguelen plutonism: petrology, geochronology and geological implications. *Antarct. Earth Sci. Canberra Aust. Acad. Sci.* 646–651.
- Giret, A., Lameyre, J., 1980. Mise en place et evolution magmatique des complexes plutoniques de la caldera de Courbet, ile Kerguelen (TAAF). *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 437–446.
- Giret, A., Weis, D., Grégoire, M., Mattielli, N., Moine, B., Michon, G., Scoates, J., Tourpin, S., Delpech, G., Gerbe, M.-C., 2003. L’archipel des Kerguelen: les plus vieilles îles dans le plus jeune océan. *Geol.-PARIS-* 23–39.
- Guenther, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., Giester, G., 2013. Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. *Am. J. Sci.* 313, 145–198. <https://doi.org/10.2475/03.2013.01>
- Hourigan, J.K., Reiners, P.W., Brandon, M.T., 2005. U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3349–3365. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.024>
- Ketcham, R.A., 2005. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 275–314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>
- Ketcham, R.A., Guenther, W.R., Reiners, P.W., 2013. Geometric analysis of radiation damage connectivity in zircon, and its implications for helium diffusion. *Am. Mineral.* 98, 350–360. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4249>
- Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., Cantagrel, J., Dosso, L., Vidal, P., 1976. Chronological evolution of the Kerguelen islands syenite–granite ring complex. *Nature* 263, 306.
- Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric

- Ar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4507–4512.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T., Kober, B., 2001. Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contrib. Mineral. Petrol.* 141, 125–144. <https://doi.org/10.1007/s004100000235>
- Ponthus, L., n.d. Origine, évolution et mise en place d'un pluton récent en contexte intraplaque océanique. Exemple du complexe sud de Rallier du Baty, Kerguelen (T.A.A.F.) 389.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., 2018. *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. Walter de Gruyter GmbH & Co KG.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Zeitler, P.K., 2005. Past, present, and future of thermochronology. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 1–18.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., Hickes, H.J., 2002. He diffusion and (U–Th)/He thermochronometry 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](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00058-6)
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004. Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1857–1887. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.021>
- Spear, J., Ribbe, P., 1980. Zircon. *Orthosilicates* 5, 67–112.
- Verdier, O., Nativel, P., Giret, A., 1988. Zéolitisation du plateau central des îles Kerguelen, Océan Indien. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 307, 169–174.

CHAPITRE 4 :

MODELE D'EXHUMATION DES PLUTONS ET EROSION SUR L'ARCHIPEL

Ce chapitre est dédié à l'interprétation géologique des données thermochronologiques obtenues. Le but étant la compréhension de l'exhumation des roches plutoniques analysées, afin d'améliorer la compréhension de l'érosion dans l'archipel de Kerguelen depuis sa formation. Les deux questions principales étant :

- Quels sont les taux d'érosion
- Quels sont les moteurs qui contrôlent le plus l'érosion en surface ?

Liste des Figures

4.1. Méthode de calcul du taux d'érosion en fonction du gradient thermique	209
4.2. Vue satellite 3D de la péninsule Courbet	211
4.3. Taux d'érosion moyens à l'aplomb du pluton des Montagnes vertes, calculés entre 22 et 0 Ma	212
4.4. Carte géologique, coupe simplifiée et vue satellite 3D de l'île de l'Ouest	215
4.5. Carte géologique, coupe simplifiée et vue satellite 3D de l'île de Croy	216
4.6. Taux d'érosion moyens à l'aplomb des complexes plutoniques de l'île de l'Ouest, calculés entre 12 et 0 Ma	218
4.7. Taux d'érosion moyens à l'aplomb des complexes plutoniques de l'île de Croy, calculés entre 12 et 0 Ma	219
4.8. Taux d'érosion moyens calculés dans la partie est et ouest en comparaison aux taux d'érosion moyens globaux mesurés dans plusieurs contextes	222
4.9. Ages $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ZHe et AHe obtenus sur les échantillons du RBIC	224
4.10. Taux d'érosion moyens à l'aplomb du SRBIC calculés entre 7/5 Ma et 1,15 Ma	229
4.11. Taux d'érosion moyens à l'aplomb du NRBIC calculés entre 2 Ma et 0,5 Ma	230
4.12. Taux d'érosions moyen dans le SRBIC entre la mise en place des premières intrusions du laccolithe et le refroidissement sous 40°C des unités situées au centre du complexe.....	232
4.13. Taux d'érosion moyens calculés dans la péninsule Rallier du Baty en comparaison aux taux d'érosion moyens globaux mesurés dans plusieurs contextes	234
4.14. Taux d'érosion moyens à Kerguelen, depuis 22 Ma à 1 Ma	237
4.15. Schéma expliquant la topographie dynamique	239
4.16. Dessins schématiques d'intrusions tabulaires et leur relation avec l'encaissant	246
4.17. Coupe géologique et chronologique des unités du SRBIC	247
4.18. Modèle général de la morphologie du laccolithe du SRBIC autour de 8 Ma	248
4.19. Modèle d'évolution de la topographie dans la péninsule Rallier du Baty entre 8 Ma et 0 Ma, sans volcanisme	250
4.20. Frise chronologique présentant le contexte climatique global et local	252
4.21. Modèle d'évolution de la topographie dans la péninsule Rallier du Baty entre 8 Ma et 0 Ma, avec volcanisme	256

6. Taux d'érosion sur l'archipel

La conversion des trajets thermiques en histoire de dénudation/enfouissement nécessite de connaître l'évolution du gradient thermique dans le temps. A Kerguelen, le gradient thermique a pu être très variable à la fois dans l'espace, mais aussi dans le temps. En effet, même si la gamme de gradient thermique d'une zone est comprise entre minimum 25°C/km (gradient thermique classique pour une croûte océanique âgée de 30 Ma, *communication personnelle avec H. Zeyen*) et 100°C/km au maximum lors d'événements hydrothermaux importants (Verdier et al., 1988), le gradient thermique très local (à l'échelle de quelques mètres) peut atteindre des valeurs situées en dehors de cette gamme de température (150 à 300°C/km par exemple dans les premiers 300m de croûte océanique en Islande, *Foulger, 1995*). Ainsi, convertir les trajets thermiques en termes de trajets de dénudation peut être complexe. Cependant, les âges (U-Th)/He sur apatite et zircon répartis sur une échelle kilométrique permettent de s'affranchir de ces effets locaux, et de reconstruire le refroidissement thermique au sein de la He-PRZ (cf. chapitre 2, paragraphe 2.1.2 pour plus de détails sur la valeur de la PRZ pour l'apatite et le zircon). En contraignant ou émettant des hypothèses sur le gradient thermique, cela permet donc de reconstruire un taux d'érosion lors de l'exhumation de la roche aux profondeurs correspondants à la gamme de température de la PRZ. Pour tous les échantillons de Kerguelen, les âges AHe sont peu dispersés au sein d'un même échantillon, indiquant un refroidissement rapide au sein de la PRZ. Cependant, pour les données ZHe, il est plus difficile d'identifier les températures de fermetures des zircons pour le système (U-Th)/He. La majorité des âges ZHe étant identiques aux âges AHe, on considèrera par la suite des températures de fermeture similaires, les âges ZHe n'étant utilisés que pour les échantillons n'ayant pas été daté par (U-Th)/He sur apatite. Les données ont donc été interprétées sur différentes périodes temporelles, en se basant sur des étapes temps-

températures déterminés avec certitude. Pour chaque échantillon, le signal AHe correspond à l'âge où la roche a refroidi de $\approx 80^{\circ}\text{C}$ à une température inférieure à 40°C . Ainsi, cette contrainte, combinée à une deuxième contrainte de surface apportée par la géologie de terrain et la bibliographie, permet le calcul d'un taux d'érosion moyen sur le laps de temps compris entre les âges AHe et la contrainte à la surface, pour un gradient thermique donné (Fig. 4.1). En l'absence de contraintes, cet âge est de 0, correspondant à la période actuelle. C'est cette méthode qui a été appliquée sur tous les plutons, pour une gamme de gradient thermiques compris entre 25 et $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Cette gamme de gradients thermiques particulièrement large permet d'envisager tous les cas possibles, y compris des scénarios extrêmes peu probables de gradients très fort. Sauf exception, pour chaque zone, sur la période de temps située entre les âges AHe et l'actuel, le gradient thermique est à priori plus proches des valeurs de gradient les plus faibles, autour de $50^{\circ}\text{C}/\text{km}$ maximum, puisque l'activité magmatique majeure s'est arrêté plusieurs millions d'années avant d'enclencher le thermochronomètre AHe. Les exceptions seront détaillées selon le contexte géologique au cas par cas. Pour chaque complexe plutonique, en fonction des âges AHe et des contraintes disponibles, ces taux sont donc calculés sur des périodes très différentes en fonction des zones d'échantillonnage, de 25 à 0 Ma pour l'échantillon le plus ancien, et de 2 Ma à 0,4 ka pour l'échantillon le plus récent.

- Le **gradient thermique local** a pu varier très fortement à Kerguelen
- A l'échelle de tout l'archipel, le **gradient thermique a pu varier entre un minimum $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$** (croûte océanique de même âge), **et un maximum de $110^{\circ}\text{C}/\text{km}$** lors d'un évènement hydrothermal majeur
- Pour chaque complexe plutonique, les **taux d'érosion moyens** sont calculés sur la période de temps qui s'étend **des âges AHe à l'actuel**

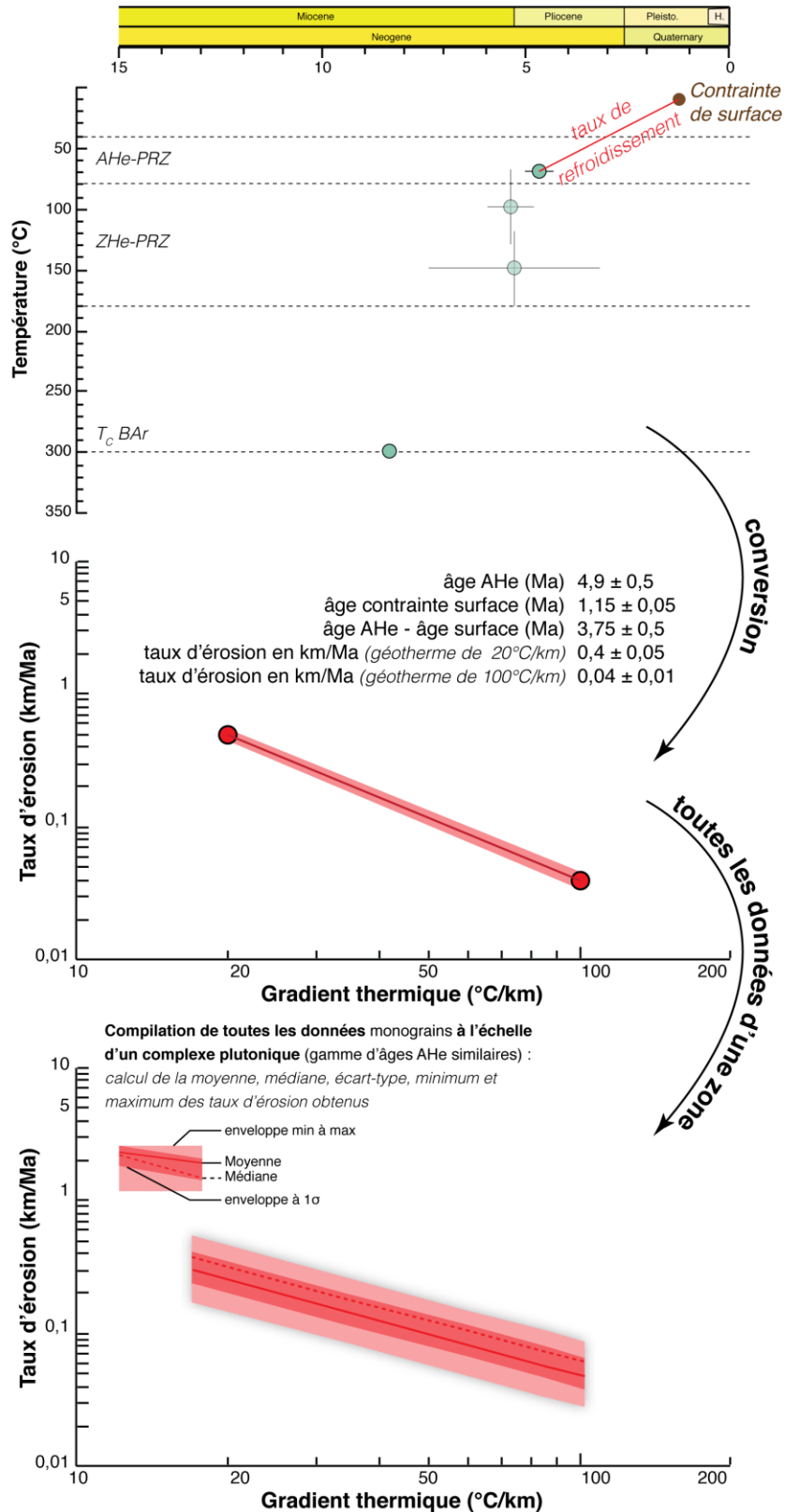


Fig. 4.1 : Méthode de calcul du taux d'érosion moyen sur la période de temps entre les âges AHe et l'actuel en fonction du gradient thermique

6.1. Depuis le Miocène inférieur

6.1.1. Est de l'archipel : Montagnes Vertes

Le pluton des Montagnes Vertes (Fig. 4.2), plus vieux pluton étudié (mis en place à $24,53 \pm 0,11$ Ma, cette étude), a vécu un refroidissement initial jusqu'à moins de 40°C , comme en témoigne la population d'âges AHe majoritaire identiques à l'âge de mise en place $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite. Les données indiquent donc que le pluton était déjà très probablement situé en proche surface lors de sa mise en place - et il est toujours à la surface actuellement - ; des taux d'érosion moyens sur le laps de temps entre les âges AHe et l'actuel peuvent donc être calculés pour une gamme de gradient thermique donnée. La population d'âges AHe partiellement réinitialisée par réchauffement étant témoin d'un évènement thermique particulier, et non associée à des mouvements de surface, le calcul des taux d'érosion moyens dans cette zone de l'archipel a été effectuée d'après la population d'âges AHe les plus élevés, identiques aux âges de cristallisation (Fig. 4.3). En effet, cette population non affectée par l'activité hydrothermale plus tardive est témoin que le pluton était déjà situé en proche surface lors de sa formation, et permet donc le calcul d'un taux d'érosion moyen sur une plus grande durée : depuis ≈ 22 Ma jusqu'à aujourd'hui. Les âges AHe du pluton des Montagnes Vertes permettent ainsi de calculer un taux d'érosion moyen qui intègre quasiment toute la durée de vie de l'archipel océanique, puisqu'il se met en place directement après la fin du volcanisme de type traps.

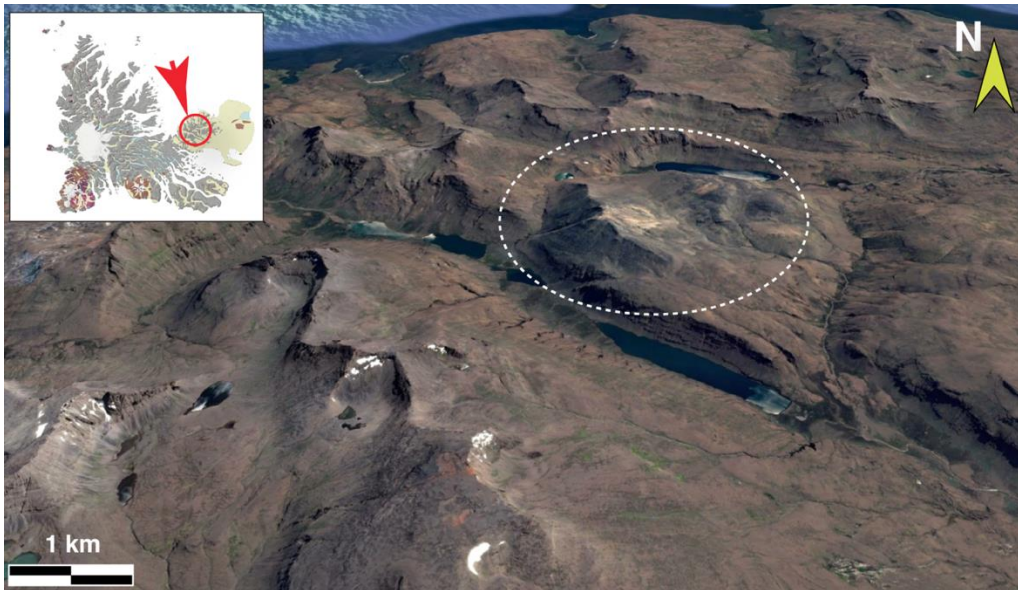


Fig. 4.2 : vue satellite 3D Google Earth de la péninsule Courbet, le pluton des Montagnes Vertes et celui des Mamelles sont situés dans la zone entourée en pointillés : Montagnes Vertes à l'Ouest, Mamelles à l'Est.

Pour des gradients compris entre $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$ et $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$, les taux d'érosions sont respectivement compris entre $0,1 \text{ km}/\text{Ma}$ et $0,01 \text{ km}/\text{Ma}$ (Fig. 4.3). Les taux d'érosion calculés d'après la répartition des zéolites dans les basaltes de plateaux (Verdier et al., 1988) dans cette partie orientale de l'archipel sont compris entre $0,03$ et $0,07 \text{ km}/\text{Ma}$ pour la période qui s'étend de 15 à 10 Ma jusqu'à l'actuel. Les taux d'érosion calculés par les deux méthodes sont donc du même ordre de grandeur. Par ailleurs, on remarque que les taux d'érosion calculés avec les gradients les plus forts sont inférieurs aux taux calculés d'après la répartition des zéolites (Fig. 4.3). Or, ces derniers sont calculés à partir d'une épaisseur de roche dénudée précise et de la datation relative de l'évènement hydrothermal. Ils correspondent au taux d'érosion nécessaire pour permettre la dénudation de l'épaisseur de roches nécessaire pour permettre l'exhumation à la surface des zéolites, en considérant un taux d'érosion linéaire. Il est possible que quantité de roches ait pu être érodée en plusieurs phases (érosion non constante dans le temps), et dans ce cas le taux d'érosion évoluera dans le temps entre des valeurs plus fortes, et des valeurs plus faibles que ce taux moyen. Cependant, le taux d'érosion calculé d'après les âges AHe représente lui aussi

un taux d'érosion moyen correspondant à une érosion linéaire, par ailleurs intégré sur une période de temps plus importante, ces taux peuvent donc être comparés. Ce dernier taux d'érosion ne peut donc pas être inférieur au taux calculé d'après les travaux de *Verdier (1988)*. Par conséquent, comme les taux obtenus avec les gradients thermiques les plus élevés sont trop forts, le gradient thermique réel moyen intégré sur la période de temps 15 Ma à 0 Ma est au maximum de 40°C/km (Fig. 4.3). Cette valeur peut varier ponctuellement, comme c'est le cas lors de l'évènement hydrothermal par ailleurs, mais la valeur moyenne intégrée sur toute la période de temps ne peut pas excéder 40°C/km. Aucun autre évènement hydrothermal étant recensé sur l'île depuis, et aucune occurrence de magmatisme étant connue dans la péninsule Courbet depuis 15-10 Ma ; il est donc fort probable que le gradient thermique soit resté à des valeurs comprises entre 25°C/km et 40°C/km pendant cette période de temps, au moins dans cette partie de l'île, ce qui est cohérent avec un contexte géodynamique de croûte océanique de cet âge.

- Le gradient thermique moyen dans la péninsule Courbet, depuis l'évènement hydrothermal, **est compris entre 25 et 40 °C/km**
- **Les taux d'érosion moyens sont faibles dans cette partie de l'île depuis ≈22 Ma.**

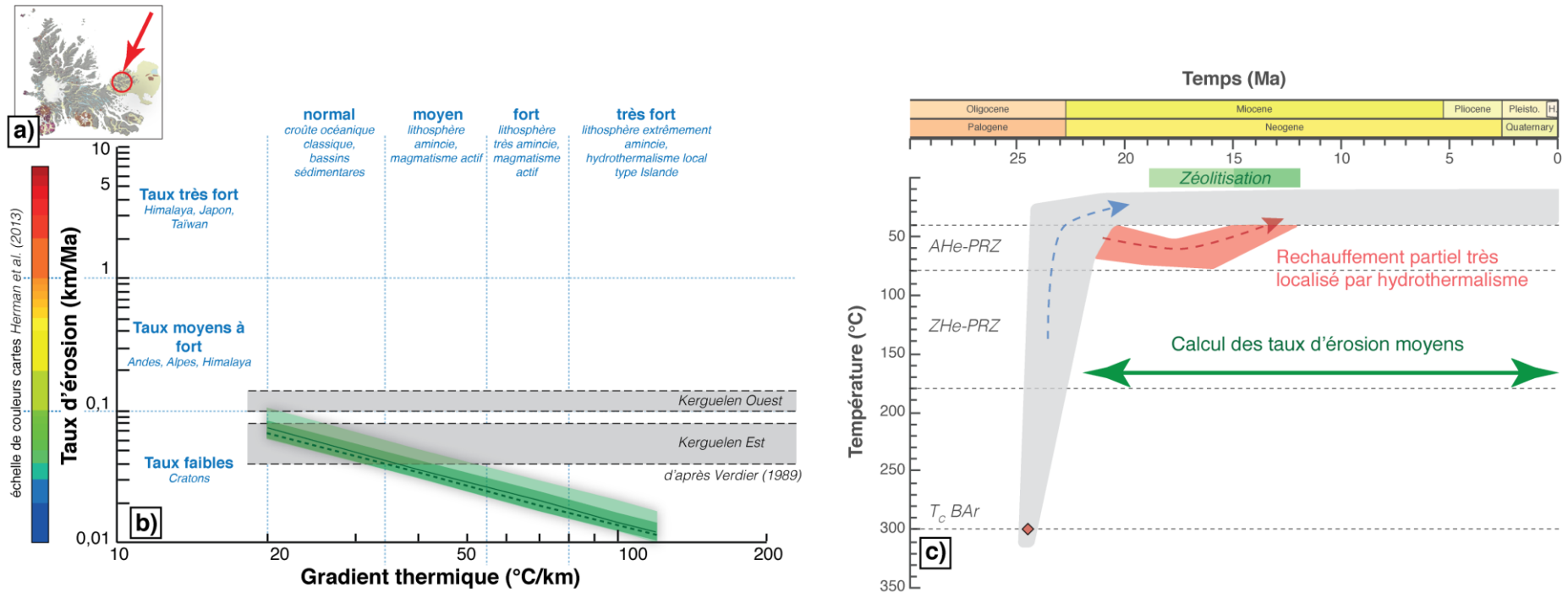


Fig. 4.3 : Taux d'érosion moyens à l'aplomb du pluton des Montagnes vertes, calculés entre 22 et 0 Ma : a) situation géographique des Montagnes Vertes, b) taux d'érosion en fonction du gradient thermique calculé sur la période 22 à 0 Ma ; c) trajet thermique des Montagnes Vertes

6.1.2. Ouest de l'archipel : Île de l'Ouest et île de Croy

Les complexes plutoniques de l'île de Croy et de l'île de l'Ouest sont tous les deux situés dans la partie occidentale de l'archipel, l'un au nord, l'autre au sud (Fig. 4.4 et 4.5). Ces deux complexes ont des âges AHe voisins, situés entre 10 et 15 Ma. Ils contiennent des roches volcaniques trachytiques bréchiques qui intrudent les roches plutoniques, ainsi que des brèches explosives à la surface, et des dépôts de type maar, témoins d'une phase volcanique explosive terminale (Cf. chapitre 1, paragraphes 2.3.2 et 2.3.3). Cependant, ces dépôts volcaniques n'ont jamais été datés par une méthode de datation absolue, mais les géologues ayant effectué des missions de terrains émettent l'hypothèse que la formation de ces roches volcaniques est associée à la phase magmatique qui permet la mise en place des plutons (Giret, 1983). On peut supposer que les roches volcaniques ne se mettent en place que quelques millions d'années au maximum après les roches plutoniques, ce qui semble être la durée de vie des chambres magmatiques à Kerguelen au vu des datations effectuées, notamment sur les complexes de la péninsule Rallier du Baty (Dosso *et al.*, 1979 ; Lameyre *et al.*, 1976 ; Ponthus, 2018).

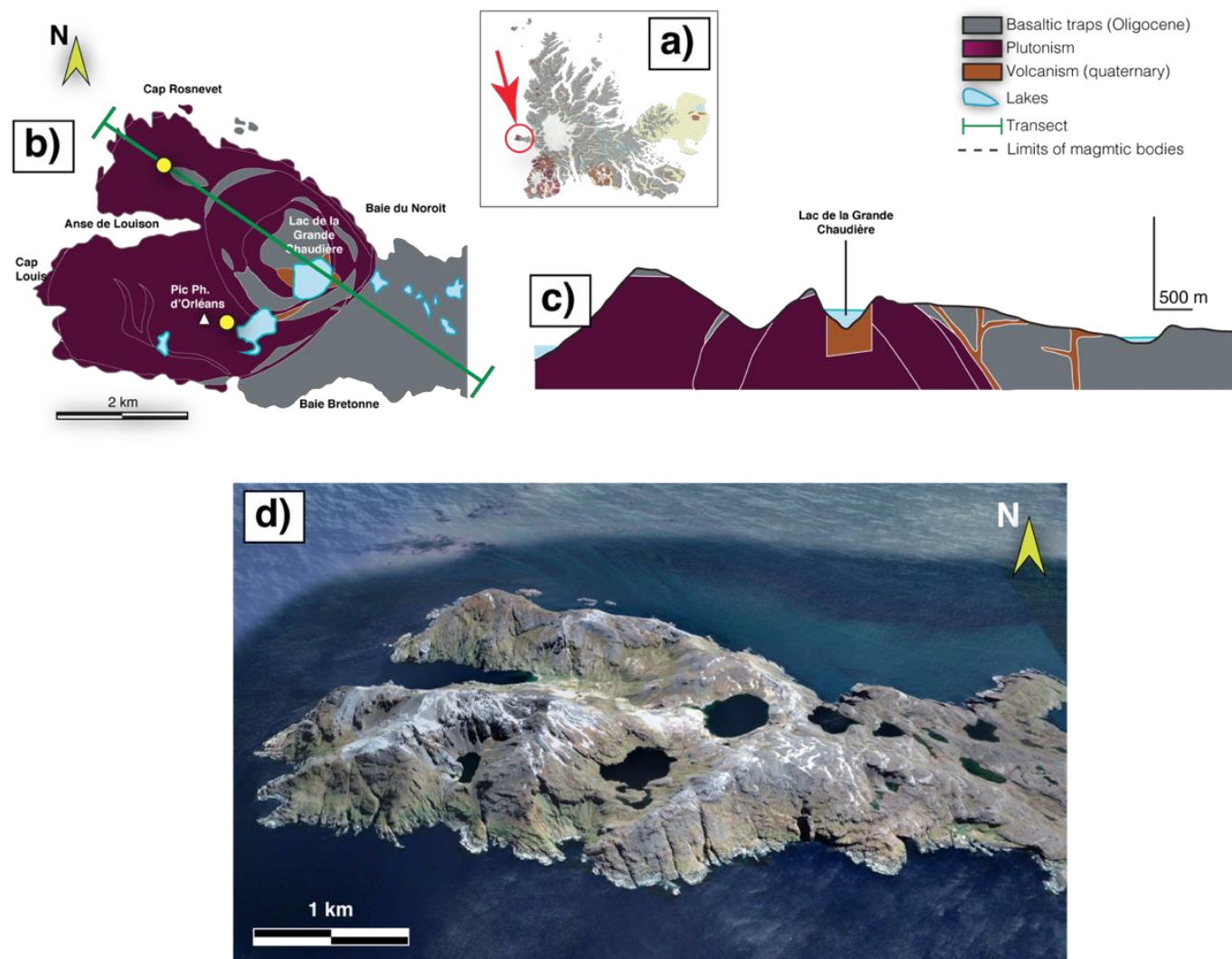


Fig. 4.4 : Carte géologique, coupe simplifiée et vue satellite 3D de l'île de l'Ouest, modifiées d'après Giret (1983) et Cottin et al., (2011).

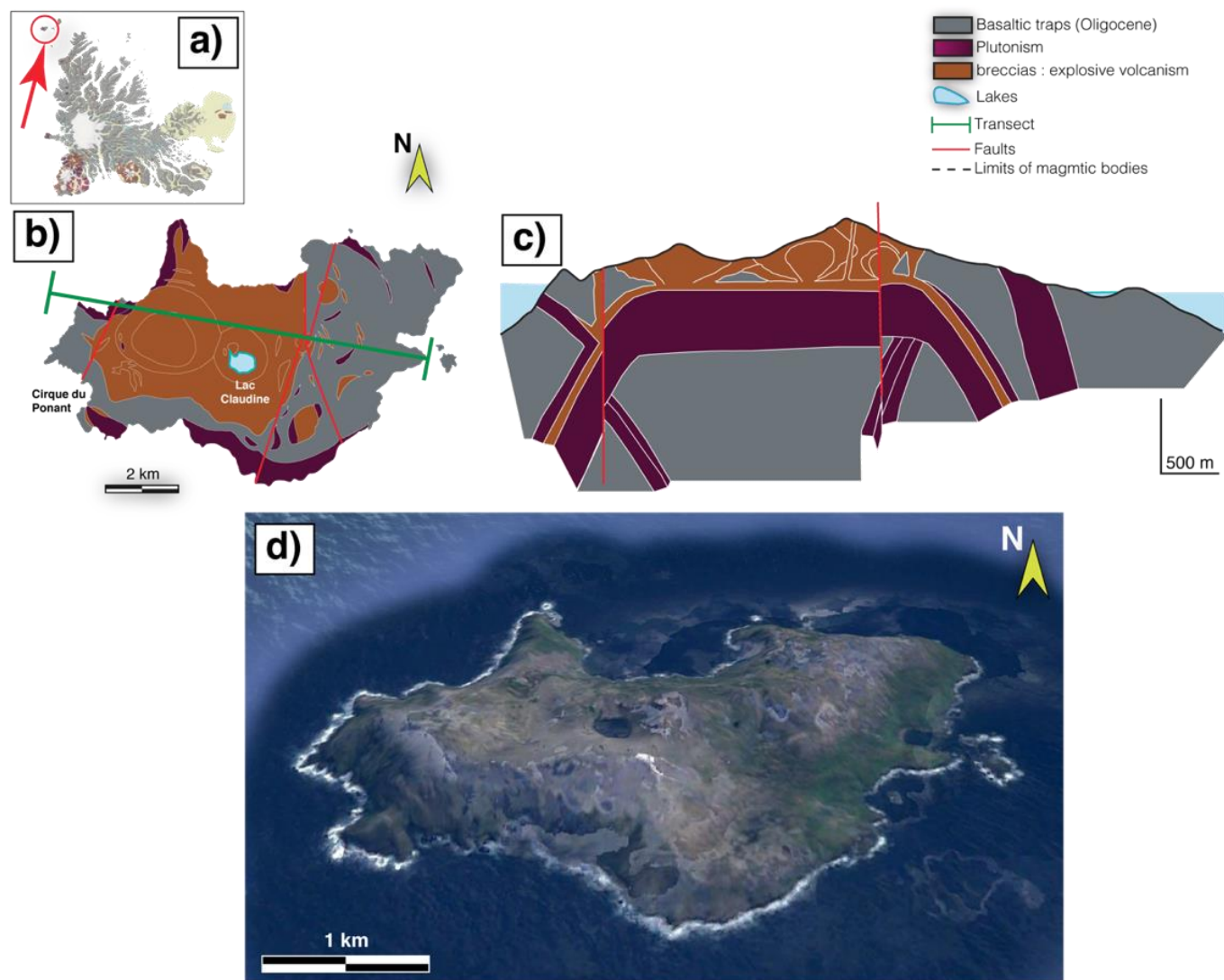


Fig. 4.5 : Carte géologique, coupe simplifiées et vue satellite 3D de l'île de Croix, modifiées d'après Giret (1983) et Cottin et al. (2011)

Pour le pluton de l'île de l'Ouest, l'âge AHe moyen de $\approx 10,7$ Ma est plus jeune de 3-4 Ma de l'âge de cristallisation (15-14 Ma), pour l'île de Croy l'âge de mise en place inconnu ne permet pas de contraindre le calendrier de refroidissement à haute température. Cependant, dans les deux cas, les roches plutoniques sont situées en proche surface depuis ≈ 12 Ma. Il est même fortement probable qu'elles soient situées à la surface terrestre depuis quasiment autant de temps, puisque les roches volcaniques probablement contemporaines sont situées au contact direct avec les plutons. De la même manière, les trachytes et brèches explosives émises à la fin de l'activité de ces complexes sont toujours là aujourd'hui, indiquant des taux d'érosion moyens relativement faibles depuis environ 10 Ma, si l'on considère un volcanisme contemporain du plutonisme. Le calcul des taux d'érosion moyens en considérant les âges AHe et différents gradients thermiques a permis d'estimer des taux d'érosion entre 0,02 et 0,22 km/Ma (Fig. 4.6 Fig. 4.7) pour les deux complexes, certaines de ces valeurs étant comparables aux taux calculés d'après la répartition des zéolites (0,1 à 0,15 km/Ma ; Verdier *et al.*, 1988). Les taux calculés d'après les âges AHe qui correspondent aux taux calculés d'après la répartition des zéolites sont ceux correspondants à des gradients thermiques allant de 25 à 35 °C/km. Cependant, les dépôts de maars volcaniques reposant directement sur le complexe semblent indiquer une exhumation de ces roches vers la surface relativement rapide, en quelques Ma probablement. De la même manière que la méthode utilisée pour le pluton des Montagnes Vertes, le gradient thermique moyen intégré de 12 à 0 Ma était situé entre 20 et 35 °C/km, sinon les taux d'érosion calculés avec les âges AHe ne correspondent pas aux taux d'érosion calculés d'après Verdier (1988).

- Le gradient thermique moyen à l'île de l'Ouest et à l'île de Croy, depuis 12 Ma, **est compris entre 25 et 35 °C/km**
- Les taux d'érosion sont faibles dans cette partie de l'île depuis ≈ 12 Ma
- L'exhumation des plutons de leur formation jusqu'à la surface est sûrement très rapide

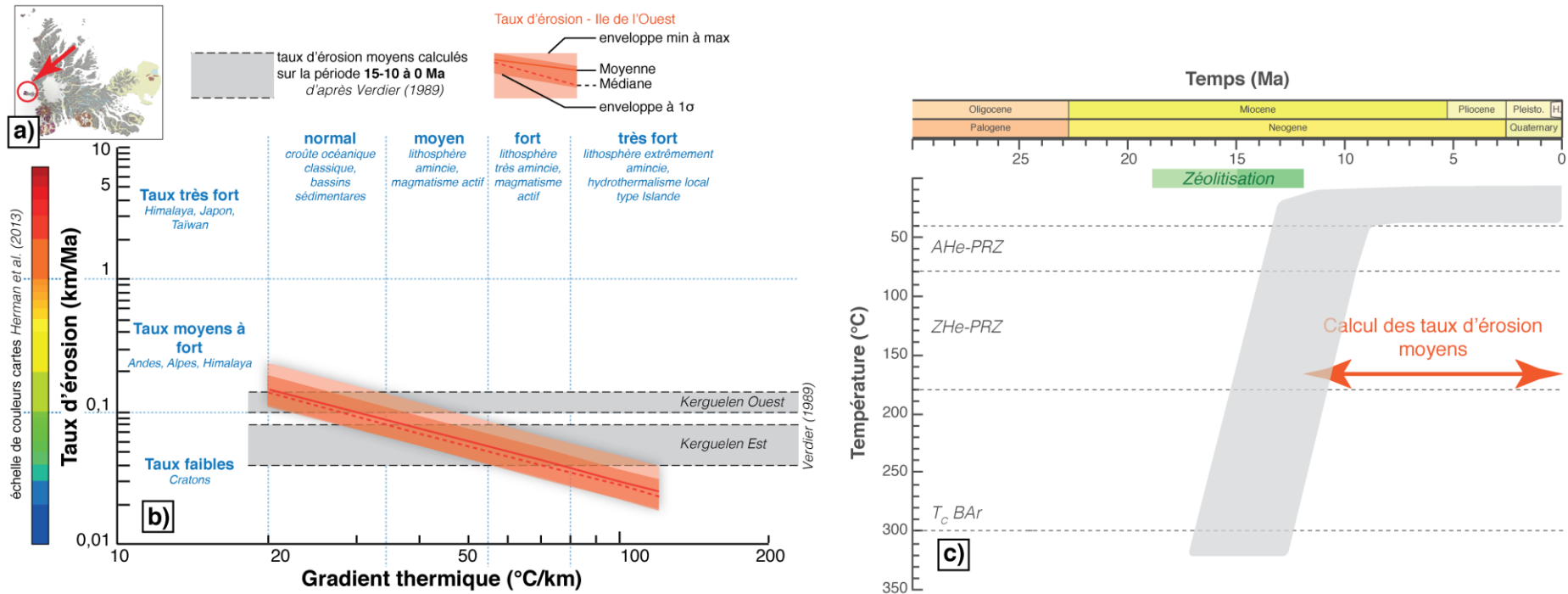


Fig. 4.6 : Taux d'érosion moyens à l'aplomb du complexe plutonique de l'île de l'Ouest, calculés entre 12 et 0 Ma : a) situation géographique de l'île de l'Ouest, b) taux d'érosion en fonction du gradient thermique calculé sur la période 12 à 0 Ma ; c) trajet thermique du complexe plutonique de l'île de l'Ouest

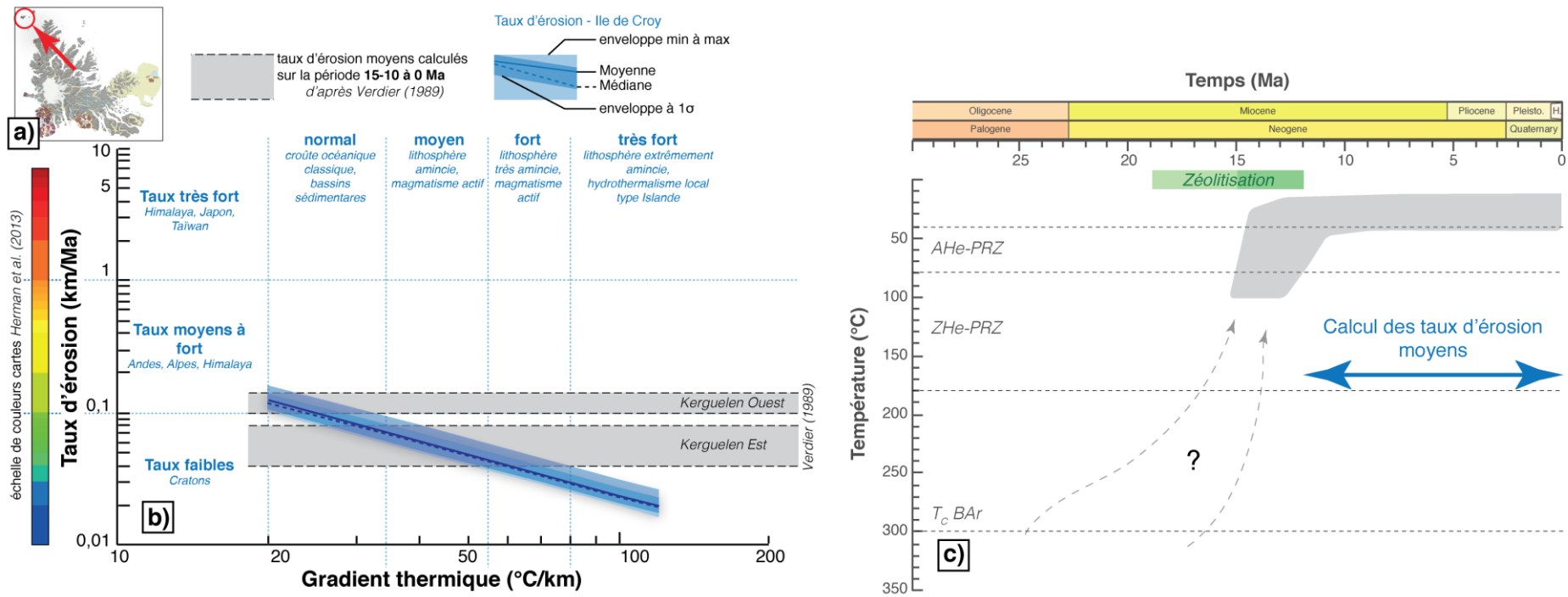


Fig. 4.7 : Taux d'érosion moyens à l'aplomb du complexe plutonique de l'île de Croy, calculés entre 12 et 0 Ma : a) situation géographique de l'île de Croy, b) taux d'érosion en fonction du gradient thermique calculé sur la période 12 à 0 Ma ; c) trajet thermique du complexe plutonique de l'île de Croy

...

6.1.3. Conclusion : taux d'érosion moyens sur l'île depuis le Miocène inférieur

En conclusion, les données AHe obtenus sur les complexes plutoniques entre 25 et 15 Ma ont permis de calculer des taux d'érosion moyens sur différentes parties de l'île : péninsule Courbet, côte ouest et extrême nord-ouest de l'archipel. Ces taux d'érosion sont cohérents avec les taux d'érosion calculés d'après la répartition des zéolites (Verdier et al., 1988), et semblent montrer une érosion plus élevée dans la partie ouest que dans la partie est. Avec les données AHe seules, les complexes plutoniques occidentaux étant plus jeunes que les complexes plutoniques orientaux, il n'est pas étonnant d'obtenir des taux d'érosion apparents plus élevés. Toutefois, les taux d'érosion obtenus par la répartition des zéolites font état d'une quantité de dénudation plus importante à l'ouest qu'à l'est (1500 à 2000 m contre seulement 500 à 1000 m), intégrés sur la même durée, les taux moyens sont donc réellement plus élevés à l'ouest qu'à l'est (0,10 à 0,15 km/Ma à l'ouest contre 0,04 à 0,08 km/Ma à l'est). Cette différence pourrait s'expliquer par deux processus :

(1) un gradient climatique ouest-est, comme c'est le cas aujourd'hui (Verfaillie, 2015)

(2) une activité tectonique locale impliquant des différences entre l'ouest et l'est

Pour le point (1), le flanc occidental de l'île a en effet un climat plus favorable à l'érosion avec des précipitations quatre fois plus élevées qu'à l'est, associé à des vents plus forts (Verfaillie, 2015). On peut penser que la quantité d'érosion des roches à l'ouest est plus élevée qu'à l'est depuis que ce gradient climatique existe. Pour le moteur (2), les pendages des basaltes de l'archipel, de quelques degrés vers l'E-SE, ont amené plusieurs auteurs à proposer un basculement d'ouest en est de l'archipel associé un/des événement(s) tectonique(s) (Aubert de La Rüe, 1932 ; Nougier, 1970 ; Giret et al., 2003). Un soulèvement plus important de la partie ouest provoquerait une augmentation de la topographie, et donc une érosion plus importante moyennée sur le long

terme. Ces deux moteurs ne sont par ailleurs pas incompatibles et ont très bien pu jouer un rôle tous les deux.

Les taux calculés (0,04 à 0,15 km/Ma) indiquent en outre une érosion moyenne faible sur tout l'archipel de Kerguelen depuis 15 Ma, que ce soit dans la partie est comme dans la partie ouest. Ils sont en effet comparables aux taux d'érosion mesurés dans des zones cratoniques (Fig. 4.8 ; *Herman et al., 2013*), réputées comme stables à l'échelle de plusieurs centaines de millions d'années voire de plusieurs milliards d'années. Les cratons sont en effet des zones caractérisées par des âges de refroidissement basse température (i.e. AHe, AFT, ZHe) de centaines de millions d'années, voire de 1 ou 2 milliards d'années (*Ault et al., 2013 ; Baughman and Flowers, 2018 ; Krob et al., 2019*), mettant en évidence des taux d'érosions moyens très faibles sur de grandes échelles de temps. Ces taux de dénudation faibles mesurés à Kerguelen impliquent que l'archipel semble avoir une position stable dans le temps : il ne subside pas depuis sa formation, contrairement au plateau océanique de Kerguelen, et contrairement à ce qui est attendu pour une croûte océanique classique, mais il ne subit pas non plus d'érosion supergène notable.

- **L'érosion est faible à Kerguelen : les taux sont comparables** aux taux d'érosion des **cratons ou marges passives** dans un contexte pourtant très différent
- **L'archipel semble stable dans le temps** : il ne subside pas contrairement au plateau, et ne subit pas non plus d'érosion considérable

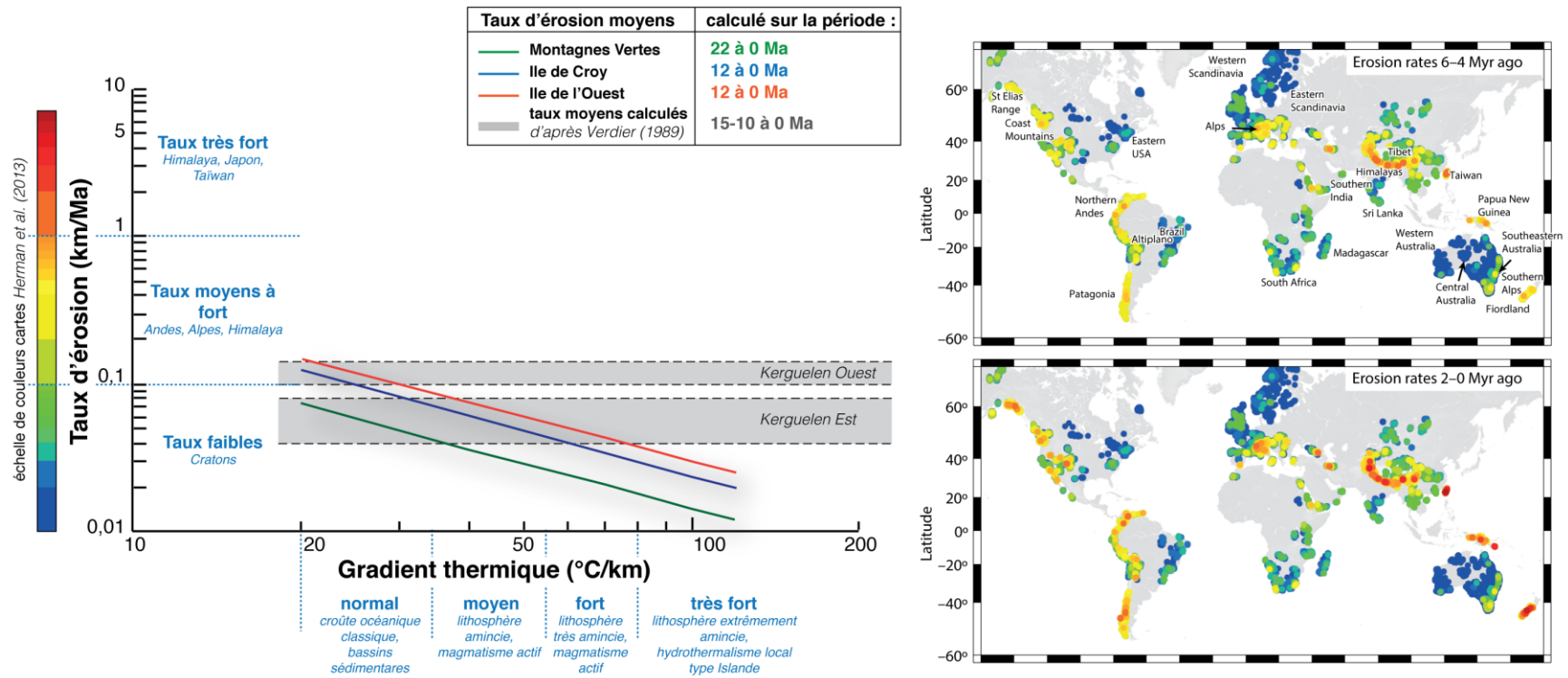


Fig. 4.8 : Taux d'érosion moyens calculés dans la partie est (Montagnes vertes, entre 22 et 0 Ma) et ouest (Ile de l'Ouest et Ile de Croy, entre 12 et 0 Ma) en fonction du gradient thermique, en comparaison aux taux d'érosion moyens globaux mesurés dans plusieurs contextes (entre 6 et 4 Ma et entre 2 et 0 Ma), d'après Herman et al. (2013)

6.2. Depuis le Plio-Quaternaire

6.2.1. Est de l'archipel

Dans la partie est de l'archipel, pour le pluton des Montagnes Vertes, les âges AHe obtenus ne permettent pas de discuter les taux d'érosion pour la période Plio-Quaternaire. On ne peut que supposer un taux d'érosion faible autour de 0,08 km/Ma maximum comme l'indique l'étude des zéolites (Verdier et al., 1988) et le taux calculé d'après les âges AHe dans la péninsule Courbet, en admettant que le taux d'érosion soit plus ou moins constant. Des intrusions phonolitiques se mettent en place à la surface entre $\approx 10,2$ et $\approx 6,6$ Ma dans les presqu'îles de Ronarc'h et Jeanne d'Arc, au sud-est de l'archipel (Weis et al., 1993). Leur présence à la surface à une altitude comprise entre 100 et 800 m d'altitude encore aujourd'hui semble être en accord avec un taux d'érosion faible depuis leur mise en place, y compris au Pliocène et Quaternaire.

6.2.2. Ouest de l'archipel : péninsule Rallier du Baty

La péninsule Rallier du Baty est composée de deux centres plutoniques (SRBIC et NRBIC) formés au cours d'une longue période d'activité magmatique (10 Ma au total), chacun composé d'injections successives de magma plus ou moins concentriques formant des laccolithes (Cf. chapitre 1, paragraphe 2.3.4.) mis en place à des périodes distinctes mais successives (Ponthus, 2018). Cette chronologie de mise en place par unités successives ne se reflète pas dans les signaux d'âges AHe obtenus. En effet, les âges de cristallisation des différentes unités et plutons satellites du SRBIC varient de $13,74 \pm 0,20$ Ma à $7,88 \pm 0,15$ Ma (Ponthus, 2018) alors que les âges AHe moyens sont tous situés entre $7,3 \pm 0,7$ et $4,2 \pm 0,4$ Ma. Si globalement les échantillons situés au cœur du SRBIC (correspondant aux dernières unités à se mettre en place dans la partie sud)

semblent être plus jeunes (4 à 5 Ma) que ceux situés dans la partie externe du complexe (5 à 7 Ma), cette tendance n'est pas observée à l'échelle de tout le complexe (Fig. 4.9), c'est par exemple le cas de l'échantillon 13TK-118, qui bien qu'être situé en bordure externe du laccolithe, présente l'âge AHe moyen le plus bas de tout le SRBIC, avec une valeur de $4,2 \pm 0,4$ Ma.

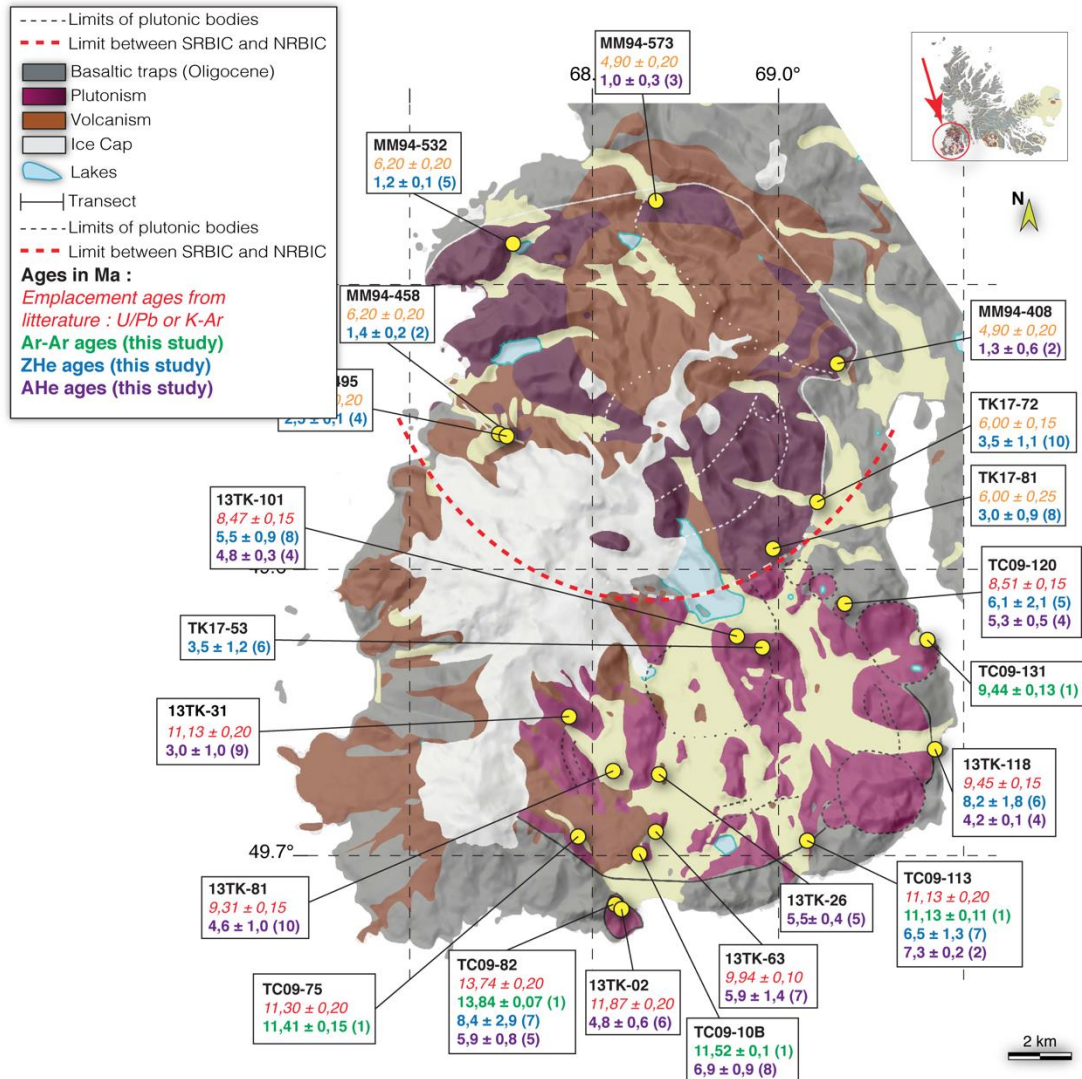


Fig. 4.9 : Ages $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ZHe et AHe obtenus sur les échantillons du RBIC compilés avec les âges de mise en place de la littérature (Dosso et al., 1979 ; Ponthus, 2018)

C'est aussi le cas de l'échantillon 13TK-02, situé sur les bords du complexe dans l'unité la plus vieille, et qui présente des âges AHe tout aussi jeunes que ceux de l'échantillon 13TK-101 ($4,8 \pm 0,6$ et $4,8 \pm 0,5$ Ma respectivement), appartenant à l'unité la plus jeune du SRBIC, et située au cœur de ce complexe, à quelques kilomètres de la bordure avec le NRBIC (Fig. 4.9). Ainsi,

considérant la répartition spatiale de tous les échantillons, la totalité sur SRBIC a résidé à des températures inférieures à 40°C depuis 4 Ma pour les échantillons présentant les âges AHe les plus jeunes, et 7 Ma pour les échantillons ayant les âges AHe les plus vieux. Ces différences ne semblent pas corrélées ni avec l'âge de mise en place de chaque unité de syénite (Fig. 4.9), ni avec la proximité du NRBIC ou encore avec la proximité des centres effusifs les plus récents (Pic Saint-Allouarn et Dôme Carva) situés sur la crête occidentale de la péninsule (Fig. 4.9). Le SRBIC était par ailleurs totalement exhumé à la surface il y a $1,15 \pm 0,05$ Ma (Dosso *et al.*, 1979) comme en atteste la datation d'une coulée trachytique reposant en discordance directement au contact des syénites érodées (chapitre 1, paragraphe 2.3.4.1, Fig. 1.28).

En ce qui concerne le complexe plutonique du NRBIC, les âges AHe et ZHe moyens s'étalent de $1,0 \pm 0,3$ à $3,5 \pm 1,1$ Ma et semblent présenter une répartition géographique, compte tenu du faible nombre de données (Fig. 4.9). Les deux échantillons ayant les âges ZHe les plus vieux ($3,0 \pm 0,9$ et $3,5 \pm 1,1$ Ma) sont situés dans la partie sud-est du NRBIC (Fig. 4.14), proche du contact avec le SRBIC (0,5 et 3 km respectivement). Ces échantillons proviennent d'une des unités les plus anciennes du NRBIC, dont l'une a été datée à $7,31 \pm 0,15$ Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Ponthus, 2018). Concernant le NRBIC, les roches plutoniques étaient totalement exhumées il y a au moins ≈ 500 ka (âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur un dépôt volcanique trachytique directement posé sur les syénites, *non publié*, Université de Saint Etienne).

Par conséquent, de manière analogue aux calculs des taux d'érosions moyen effectués sur les complexes plutoniques des Montagnes Vertes, les taux d'érosions ont été calculés sur une période qui s'étend de 7 à 5 Ma (âges AHe selon les échantillons) à 1,15 Ma (âge minimum d'exhumation à la surface) pour le SRBIC ; et de 2,5 à 1 Ma (âges AHe) à $\approx 0,5$ Ma (âge minimum d'exhumation à la surface). Ces taux sont situés entre 0,04 et 0,83 km/Ma pour le SRBIC, et entre 0,12 et 3,00 km/Ma (Fig. 4.10, Fig. 4.11). En comparaison aux taux moyens faibles calculés

pour la partie orientale de l'île, le gradient thermique minimum nécessaire pour avoir des taux comparables est de 50 à 100 °C/km pour le SRBIC et de 70 à 100°C/km. Pour avoir des taux d'érosion similaires, il faudrait que ce gradient thermique ait subsisté pendant toute la durée sur laquelle les taux d'érosion ont été calculés, c'est-à-dire de 7-5 à 1,15 Ma pour le SRBIC, et de 2-1 à 0,5 Ma pour le NRBIC. Ces valeurs de gradient thermiques sont assez élevées, et particulièrement pour la partie sud du RBIC, mais il est peu probable qu'un tel gradient ait subsisté aussi longtemps. Le magmatisme du SRBIC s'arrête en effet à ≈ 8 Ma, pour migrer vers le nord et former ensuite le NRBIC. Même s'il est possible qu'un gradient élevé ait existé pendant le magmatisme de 11 à ≈ 8 Ma, ce magmatisme de type laccolithe est constitué d'impulsions de sills de petits volumes, mis en place très rapidement (*de Saint-Blanquat et al., 2006 ; Ponthus, 2018*), le rabattement des isothermes par rééquilibrage thermique associé doit donc être rapide, y compris après l'arrêt du magmatisme. Par ailleurs, l'échantillon 13TK-31, qui se trouve à proximité de sources chaudes et fumerolles actuelles, montre les stigmates d'un réchauffement thermique de type hydrothermal avec des âges AHe rajeunis et dispersés par rapport aux autres échantillons ($1,8 \pm 0,2$ à $4,9 \pm 0,5$). Tout le reste des échantillons ne sont eux pas affectés par un quelconque réchauffement car ils possèdent des âges regroupés, et très semblable d'un échantillon à l'autre. Pour ces différentes raisons, le gradient thermique est sûrement plus proche du gradient thermique normal de l'archipel, c'est-à-dire moins de 50°C/km pour la période sur laquelle sont calculés les taux d'érosion (7-5 Ma à 1,15 Ma). Pour ces valeurs, les taux d'érosions obtenus varient de 0,1 km/Ma à 0,83 km/Ma pour le SRBIC. L'estimation minimum de ces taux d'érosion correspond donc à l'estimation maximum du taux moyen calculé d'après les zéolites.

- Le gradient thermique est difficile à contraindre, mais **le mode de mise en place laccolithique implique un rééquilibrage des isothermes rapide.**
- Les **taux d'érosions moyens dans le SRBIC entre 5 et 1,15 Ma** sont plus élevés que les estimations des taux d'érosion moyen **depuis 15 Ma** dans la partie Ouest de l'archipel.

Pour le NRBIC, le magmatisme est resté actif jusqu'à très récemment puisque des épisodes volcaniques récents ont été datés entre 449 ± 7 ka et $9 \pm$ ka (Gagnevin et al., 2003 ; données non publiées, Université de Saint-Etienne). Le gradient thermique pourrait donc être plus élevé que dans le SRBIC, mais il est peu probable qu'il ait atteint des valeurs extrêmes de $100^\circ\text{C}/\text{km}$, comparables au gradient existant pendant l'épisode hydrothermal majeur ayant permis la zéolitisation affectant l'archipel plus de 5 Ma plus tôt. Là encore, les âges AHe indiquent des taux d'érosion significativement plus élevés que le taux moyen calculé dans la partie ouest de l'île d'après la répartition des zéolites (Verdier et al., 1988). Pour des gradients compris entre 25 et $45^\circ\text{C}/\text{km}$, les taux d'érosion obtenus sont au moins supérieurs à $0,2$ km/Ma. On remarque également que la moyenne et la médiane des taux d'érosion calculés à partir des âges AHe mono-grains est située vers les valeurs de taux d'érosion les plus élevées (Fig. 4.11), indiquant que la majorité des âges obtenus sont relativement jeunes et correspondent à des taux d'érosions très forts (supérieurs à $0,7$ km/Ma pour la moyenne, et à 1 km/Ma pour la médiane). Ces derniers sont au moins 4 fois supérieur à la borne maximale des taux d'érosion occidentaux calculés par la répartition des zéolites ($0,16$ km/Ma). La province NRBIC permet donc de mettre en évidence une exhumation rapide des plutons, associées à des taux de dénudation très forts par rapport aux taux d'érosion régionaux moyens de l'archipel. Cette érosion rapide et également très localisée, avec une érosion différentielle entre les deux complexes de la péninsule Rallier du Baty, qui se surimpose à une érosion différentielle de toute la péninsule Rallier du Baty par rapport au taux d'érosion moyens calculés sur le reste de l'île. L'exhumation du NRBIC a en effet lieu quand le

SRBIC est déjà à la surface (puisqu'il est déjà affleurant il y a au moins 1,15 Ma). La phase de dénudation importante qui affecte le NRBIC n'affecte donc pas du tout le SRBIC.

- Les **taux d'érosion moyens mesurés dans le NRBIC** sont également significativement **plus élevés que les taux moyens régionaux** sur l'archipel
- Le NRBIC est exhumé lors d'une période **d'érosion différentielle entre le Nord et le Sud de la péninsule Rallier du Baty**

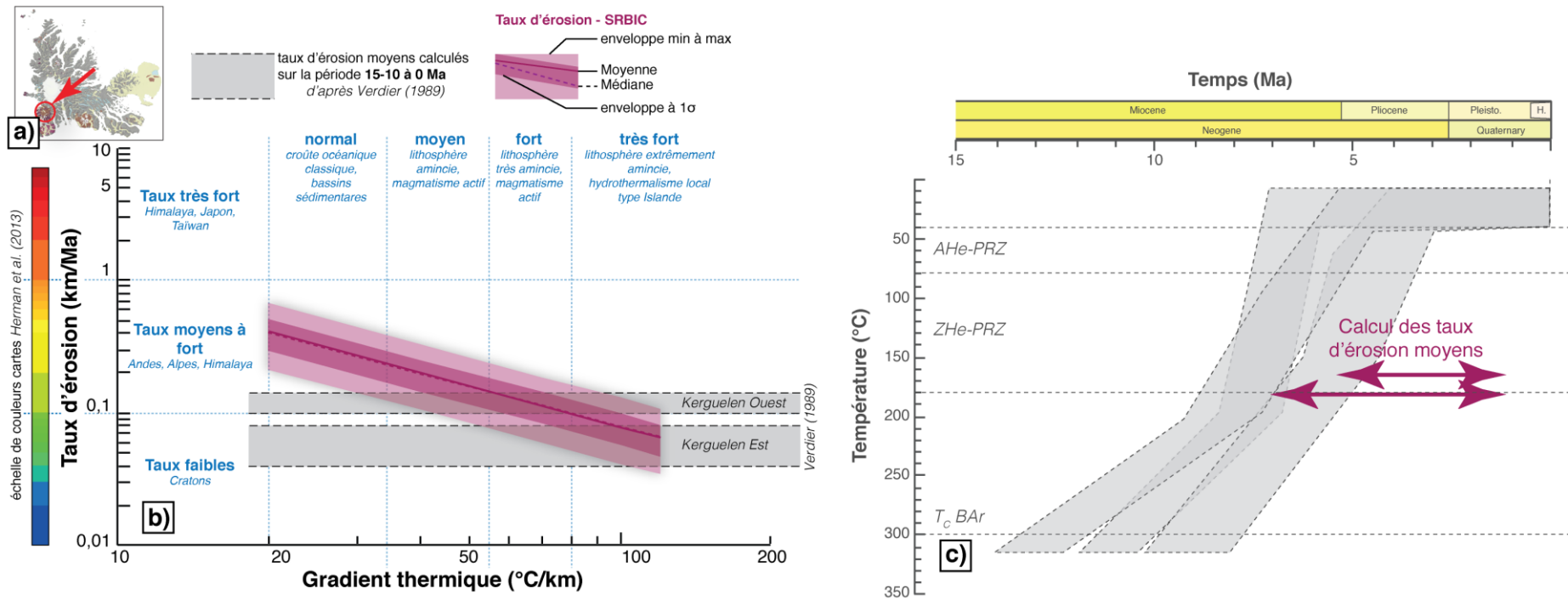


Fig. 4.10 : Taux d'érosion moyens à l'aplomb du SRBIC calculés entre 7/5 Ma et 1,15 Ma : a) situation géographique du SRBIC, b) taux d'érosion en fonction du gradient thermique calculé sur la période 7/5 Ma à 1,15 Ma ; c) trajet thermique du SRBIC

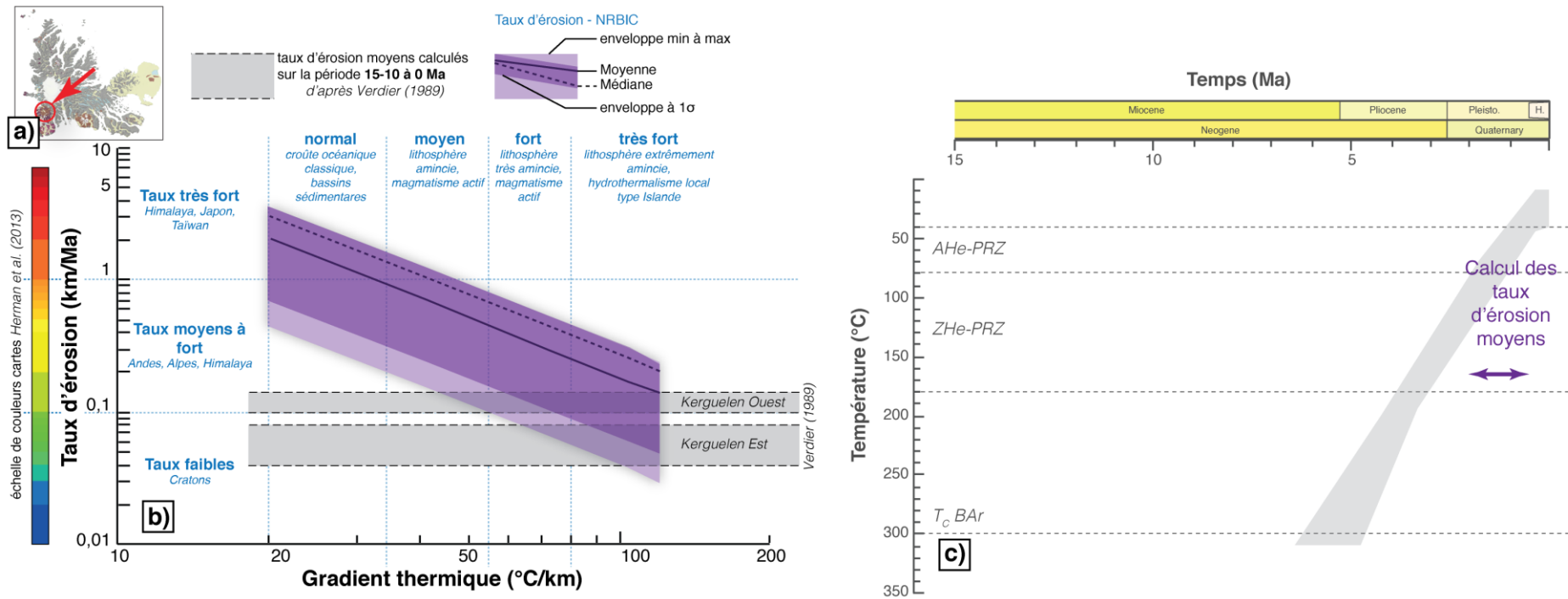


Fig. 4.11 : Taux d'érosion moyens à l'aplomb du NRIBC calculés entre 2 Ma et 0,5 Ma : a) situation géographique du SRIC, b) taux d'érosion en fonction du gradient thermique calculé sur la période 7/5 Ma à 0,5 Ma ; c) trajet thermique du SRIC

La gamme de gradients thermiques moyens à Kerguelen (25 à 40°C/km) en dehors des perturbations hydrothermales ou magmatiques, a été précédemment déterminée à partir des âges AHe supérieurs à 12 Ma (Montagnes Vertes, île de l'Ouest et île de Croy) et des taux de dénudation connus d'après la répartition des zéolites (Verdier, 1988). Considérant une température de surface de 10°C, la profondeur de l'isotherme 40°C est donc de 0,75 km à 1,2 km, pour des gradients de 25 à 40 °C/km. Lors de la fermeture totale du thermochronomètre AHe, les échantillons étaient soit exhumés totalement à la surface directement (exhumation totale très rapide, les échantillons refroidissent sous les isothermes 80°, 40°, et les 10°C en surface au même âge), soit à une profondeur inférieure à celle de l'isotherme 40°C. Considérant aussi les profondeurs de mise en place des intrusions, au cœur du SRBIC, estimées entre 2 et 4 km par reconstitutions de coupes équilibrées (Fig. 4.12), d'après les pendages des basaltes encaissants (*communication personnelle avec Michel de Saint Blanquat*), il y a donc eu au minimum 0,8 km de dénudation ($2 - 1,2 = 0,8$ km ; gradient de 25°C/km à la fin du magmatisme) et au maximum 3,25 km de dénudation ($4 - 0,75 = 3,25$ km ; gradient de 40°C/km à la fin du magmatisme) entre la mise en place des premières intrusions du laccolithe (≈ 11 Ma ; Ponthus, 2018) et l'enregistrement des âges AHe au cœur du complexe (≈ 5 Ma, cette étude). Considérant la quantité minimum érodée de 0,8 km pendant cette durée maximale de 6 Ma, le taux de dénudation moyen de 11 à 5 Ma est donc au minimum de 0,13 Ma. Ces mêmes échantillons ont tout aussi bien pu être exhumé totalement à la surface au même âge, dans ce cas, c'est l'intégralité les 2 à 4 km de soulèvement local des basaltes qui ont été érodés entre la mise en place des intrusions et les âges AHe, ce qui représente des taux d'érosions allant de 0,3 à 0,6 km/Ma. Ces taux de dénudation minimaux sont plus élevés que les taux déterminés par les zéolites (Verdier, 1988), indiquant une exhumation rapide des laccolithes en quelques millions d'années après leur mise en place associée à des taux de dénudation importants (Fig. 4.12).

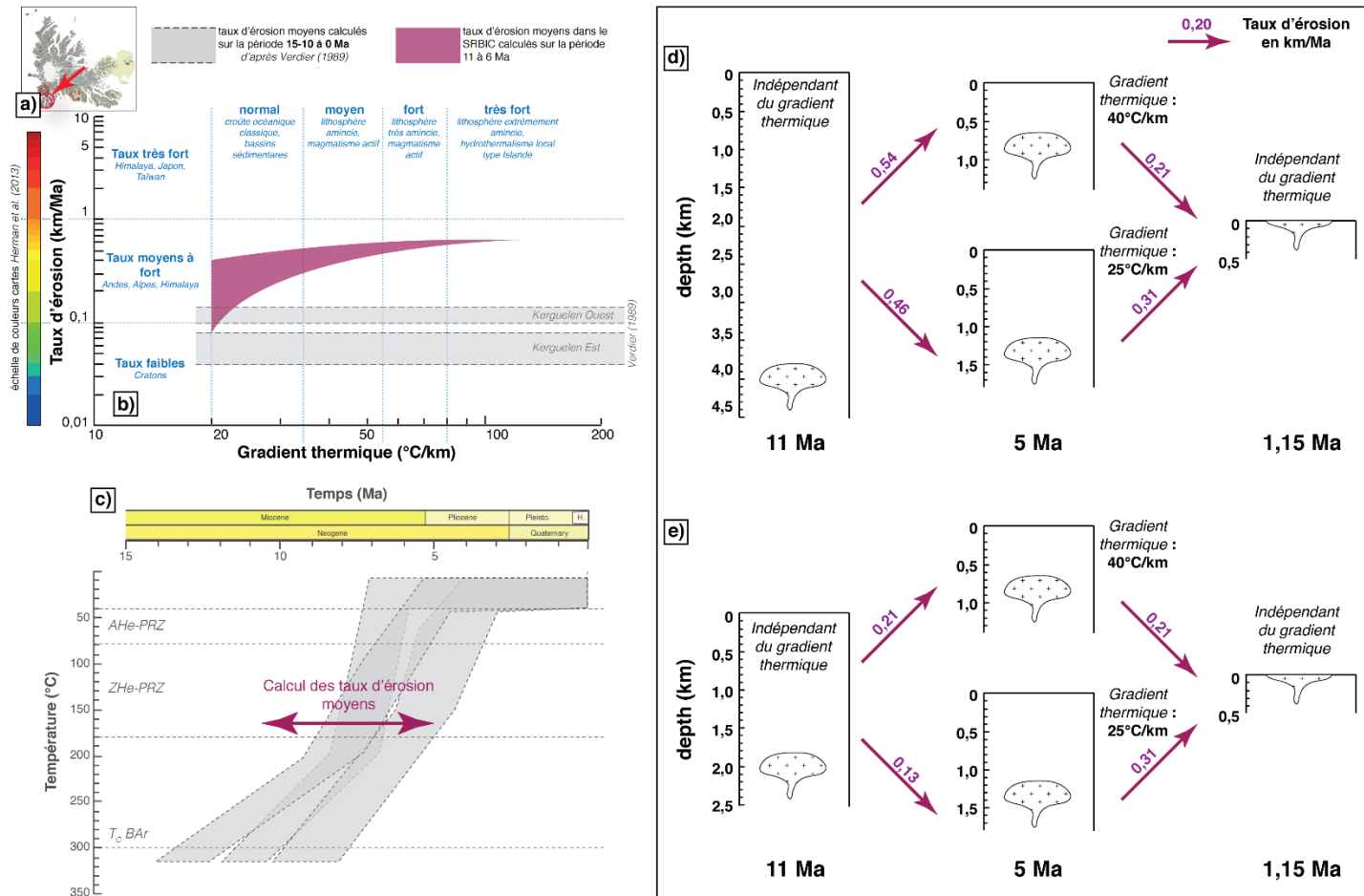


Fig. 4.12 : Taux d'érosions moyen dans le SRBIC entre la mise en place des premières intrusions du laccolithe et le refroidissement sous 40°C des unités situées au centre du complexe, a) situation géographique du SRBIC, b) taux d'érosion en fonction du gradient thermique, entre 11 et 6 Ma, c) trajets thermiques des échantillons du SRBIC, d) et e) schémas en coupe des profondeurs du laccolithe, à 11, 5 et 1,15 Ma, pour une mise en place à 4 km (d) et 2 km (e), l'étape à 5 Ma est symbolisée pour deux gradients thermiques de 40°C/km et 25°C/km, avec les taux d'érosions moyens associés pour chaque étapes.

6.2.3. Conclusion : taux d'érosion moyens sur l'île depuis le Plio-Quaternaire

Au Plio-Quaternaire, les données obtenues sur les complexes plutoniques de la péninsule Rallier du Baty ont permis la mise en évidence de deux phases d'érosion avec des taux moyens à forts, localisée à l'aplomb des deux complexes. Ces phases de dénudations permettant l'exhumation des plutons à la surface sont associées à des taux d'érosions forts, au minimum de 0,13 à 0,6 km/Ma, plus élevés que les taux moyens observés sur toute la durée de vie dans l'archipel. Ces phases ne sont recensées nulle part ailleurs dans l'archipel : ni dans la partie est, ni dans la partie Ouest, puisque les âges AHe des plutons de l'île de l'Ouest et de l'île de Croy sont bien plus vieux. Par ailleurs, les différences d'âges AHe entre le SRBIC et le NRBIC indiquent que les deux phases de dénudation sont différentielles, à une échelle locale de quelques kilomètres. En comparaison aux taux d'érosion observés dans plusieurs contexte géodynamiques différents à échelle globale, les taux sont comparables à ceux observés dans les chaînes de montagnes actives comme les Andes, les Alpes ou l'Himalaya (Herman *et al.*, 2013 ; Fig. 4.13). A l'échelle de temps et d'espace observé, c'est à ma connaissance la première fois que de tels taux d'érosions sont mis en évidence, dans un contexte intraplaque océanique considéré comme structurellement stable.

- Les taux d'érosion moyens locaux mesurés à l'aplomb du SRBIC et du NRBIC sont **comparables aux taux observés dans les chaînes de montagnes actives**
- **L'érosion se fait par impulsion, localisée** à l'aplomb des complexes, **quelques millions d'années après leur mise en place**
- Ces pics d'érosions **contrastent avec les taux d'érosion régionaux faibles** sur l'archipel

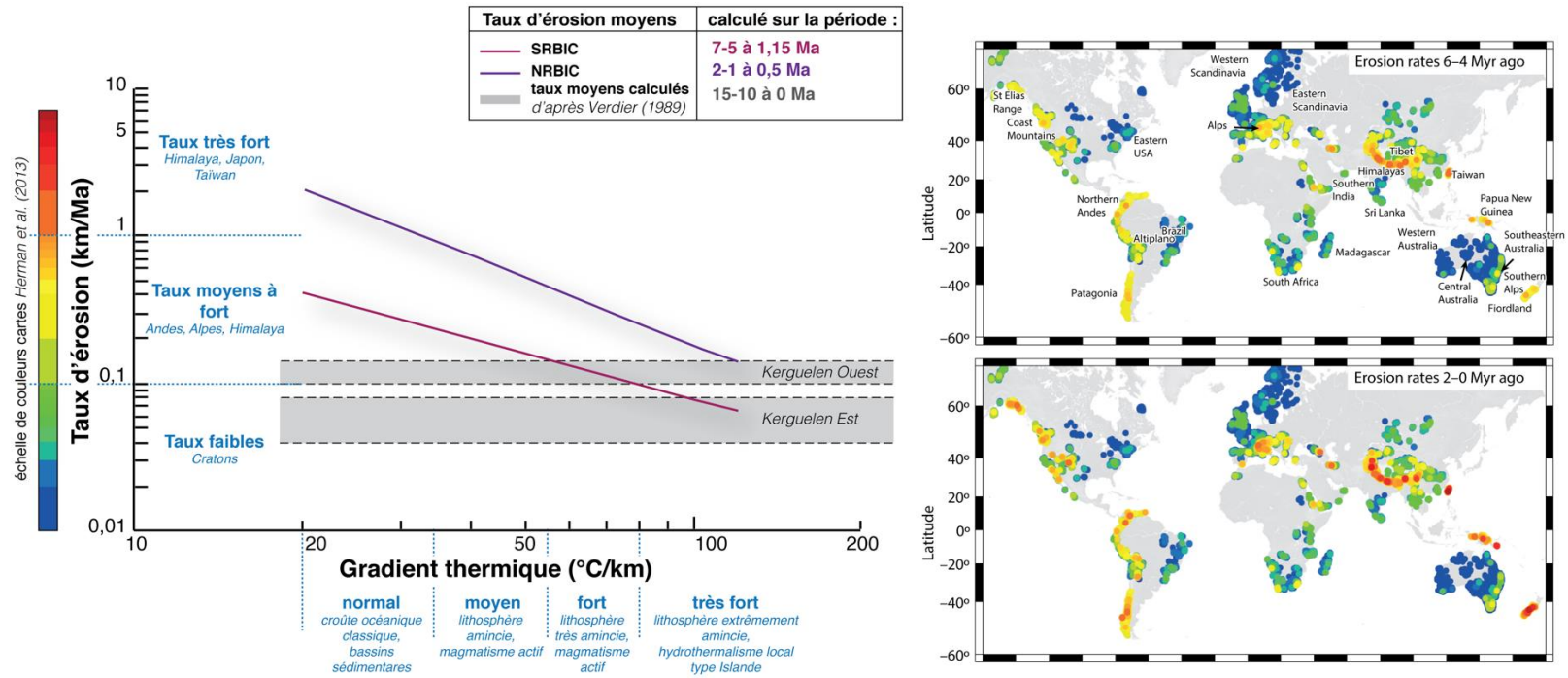


Fig. 4.13 : Taux d'érosion moyens calculés dans le RBIC en fonction du gradient thermique (entre 7 à 5 Ma et 1 Ma, et entre 2 à 1 Ma à 0,5 Ma), en comparaison aux taux d'érosion moyens globaux mesurés dans plusieurs contextes (entre 6 et 4 Ma et entre 2 et 0 Ma), d'après *Herman et al. (2013)*

6.3. Exhumation des complexes plutoniques à Kerguelen

Les données obtenues sur les différents plutons, couplées aux observations de terrains et données bibliographiques ont permis de mettre en évidence deux schémas d'exhumation pour les plutons de l'archipel :

- (1) Pour les plutons de petite taille (1 à 15 km²), comme c'est le cas pour le pluton des Montagnes Vertes, la mise en place par intrusion s'est effectuée en très proche surface et associée à un gradient thermique élevé, permettant la cristallisation d'une roche grenue à des profondeurs où pour un gradient thermique normal, le refroidissement rapide ne permettrait que la cristallisation de roches à texture volcanique. Lorsque le gradient thermique diminue, à la suite de l'arrêt du magmatisme, les isothermes se rabattent, ce qui provoque le refroidissement rapide du pluton sans induire de dénudation. La fermeture du thermochronomètre (U-Th)/He ne correspond donc pas à une phase d'exhumation ou d'érosion. Ces plutons ne sont à priori pas associés à une phase d'érosion rapide (Fig. 4.14)
- (2) Pour les complexes plutoniques plus imposants (150 à 200 km²), comme c'est le cas des deux complexes de la péninsule Rallier du Baty, les intrusions se mettent en place à des profondeurs de quelques kilomètres, sous la forme d'intrusions successives très rapides de petits volumes de magma (sills), l'accumulation de toutes les injections formant un laccolithe (Ponthus, 2018). Chaque complexe laccolithique se mettant en place en quelques millions d'années (moins de 4 Ma). La mise en place est associée à un soulèvement local des basaltes environnants, à un métamorphisme de contact, et à des injections de filons dans les roches environnantes. Le complexe est ensuite rapidement exhumé vers la surface quelques millions d'années après sa mise en place,

avec des taux d'érosion de 0,13 à 0,6 km/Ma au minimum. Une fois l'exhumation terminée, les taux d'érosion sont relativement faibles, comparables aux taux moyens observés sur toute la durée de vie de l'archipel, entre 0,04 et 0,15 km/Ma en moyenne (Fig. 4.14). La phase d'érosion quaternaire ayant modelé la morphologie actuelle de l'archipel n'a pour autant pas permis la dénudation d'une épaisseur suffisante de roches pour être tracée par thermochronologie AHe, ce qui implique une dénudation de quelques centaines de mètres au maximum.

Pour les complexes plutoniques de l'île de Croy et de l'île de l'Ouest, la faible quantité de données géologiques (âge de formation mal contraint, pas de contrainte sur l'exhumation à la surface, peu de données AHe obtenues) ne permet pas d'affirmer que le modèle d'exhumation est identique aux scénarios (1) ou (2). Cependant, ces complexes sont morphologiquement proches des complexes plutoniques de la péninsule Rallier du Baty, avec les mêmes types pétrographiques formant des injections successives. La cristallisation sous forme de laccolithe a été suggéré par *Giret (1983)* pour ces deux complexes peu étudiés, on pourrait donc imaginer un scénario d'exhumation proche de celui observé dans la péninsule Rallier du Baty. Cette hypothèse est notamment appuyée par la présence de roches volcaniques, qui ne sont pas datées mais très probablement contemporaine du plutonisme, directement au contact des roches intrusives, laissant penser que les plutons ont été exhumé à la surface rapidement. Ce mode d'exhumation par à-coups pour chaque complexe provoque des phases d'érosion différentielles, de courte durée et localisées à l'aplomb des complexes plutoniques. En dehors de ces phases d'érosions succinctes et localisées, les taux d'érosion sur l'archipel restent relativement faibles à toutes les périodes de temps. Les moteurs ayant permis ces phases d'érosion différentielles sont présentés dans la suite de cette discussion.

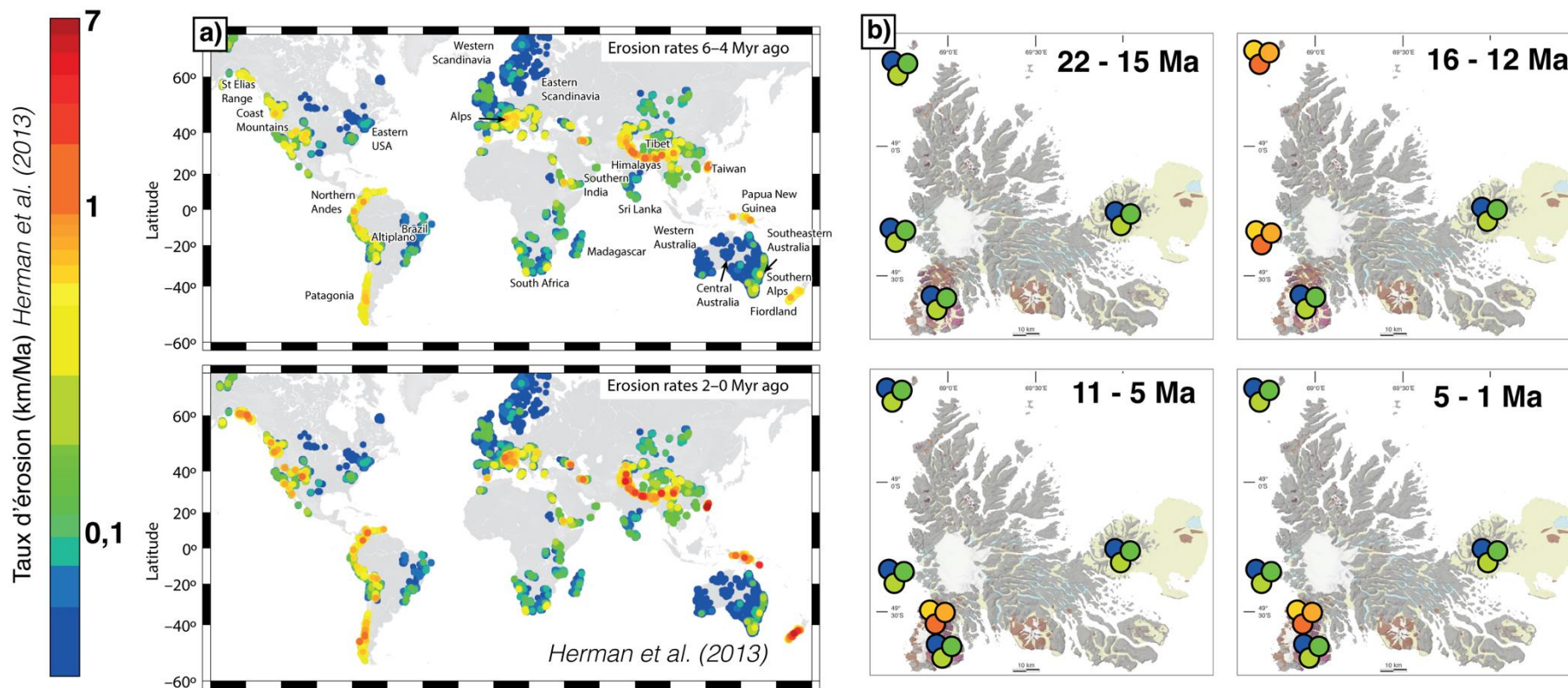


Fig. 4.14 : Taux d'érosion moyens à Kerguelen, depuis 22 Ma à 1 Ma, a) taux d'érosion moyens globaux mesurés dans plusieurs contexte (entre 6 et 4 Ma et entre 2 et 0 Ma), d'après Herman et al. (2013) ; b) Taux d'érosions estimés dans les provinces plutoniques étudiées à Kerguelen, selon la même échelle de couleur que celle utilisée par Herman et al. (2013).

7. Moteurs d'érosion

7.1. Moteurs géodynamiques à échelle régionale et globale

A grandes échelles, l'érosion va jouer sur l'évolution du paysages terrestres, et l'intensité de cette érosion dépendra de multiples facteurs. Dans les zones de faibles reliefs, les taux d'érosion seront relativement faibles (0,01-0,05 km/Ma), et ces taux ne permettent pas d'expliquer les épisodes de dénudation qui sont mis en évidence par cette étude. Pour des taux plus importants, à l'échelle régionale, les moteurs classiquement invoqués pour expliquer une augmentation du taux d'érosion sont intimement liés aux processus de création de relief et de topographie et sont les suivants :

- Changement du régime tectonique régional : compression, augmentation des contraintes, création de topographie
- Mouvements isostatiques : création de topographie
- Topographie dynamique : liée à la remontée de matériel chaud dans le manteau, crée une augmentation de topographie à la surface

Enfin, un dernier moteur, qui n'est pas lié aux changements topographiques peut également être responsable d'un changement du régime et/ou des taux d'érosion d'une région, il s'agit du climat. Des modifications de la cellule climatique peuvent en effet affecter directement l'efficacité de l'érosion supergène, comme par exemple l'augmentation des précipitations où l'aridification. Ce moteur sera discuté plus en détail dans les paragraphes suivants sur les moteurs d'érosion à Kerguelen (ce chapitre, paragraphe 2.2.2).

7.1.1. Topographie dynamique

L'archipel de Kerguelen est situé en position intraplaque et surplombe le point chaud du même nom, actif depuis 120 Ma. Ce point chaud correspond à la présence dans la partie supérieure du manteau de matériel chaud. Par conséquent, la question de la réponse en surface se pose. Cependant, différents forages effectués sur tout le plateau de Kerguelen ont montré qu'il est subsident depuis au moins 100 Ma (chapitre 1, paragraphe 2.1.4) à des taux comparables à ceux observés dans la croûte océanique indienne classique, en dehors des zones de points chauds. La topographie dynamique est un processus où l'activité mantellique profonde influence la topographie à la surface (Braun, 2010, Fig. 4.15) : la remontée de matériel mantellique chaud et peu dense provoque un soulèvement (de plusieurs centaines de mètres) à la surface terrestre, et à l'inverse, la plongée de matériel froid et dense a pour conséquence une diminution de topographie en surface (Fig. 4.15)

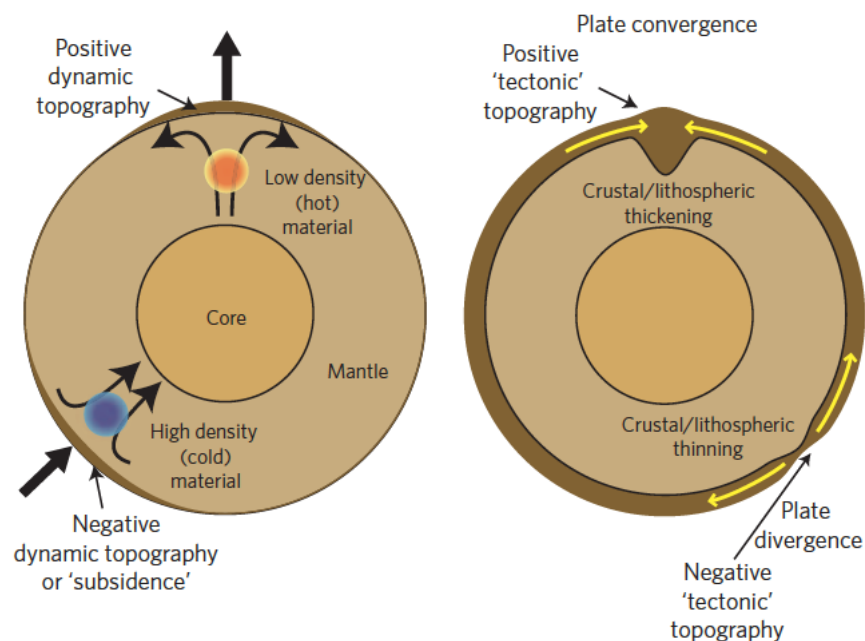


Fig. 4.15 : Schéma expliquant la topographie dynamique, d'après Braun (2010)

S'il y avait des processus de topographie dynamique active à Kerguelen, le plancher océanique du plateau serait soulevé, et présenterait donc des taux de subsidence inférieurs aux taux mesurés dans la croûte océanique indienne. Par ailleurs, les processus de topographie dynamique créent des mouvements topographiques de grande longueur d'ondes géographique (plusieurs milliers de km au minimum), on s'attendrait donc à un bombement topographique qui affecterait tout le plateau, et pas seulement l'archipel. La subsidence du plateau océanique de Kerguelen indique que des processus de topographie dynamique ont pu exister les premiers millions d'années de vie du panache, mais pas par la suite. L'archipel dont la création a commencé il y a environ 30 Ma a donc été mis en place dans un contexte où les mouvements mantelliques n'influençaient déjà plus depuis longtemps la topographie de surface, et donc encore moins les processus d'érosion qui pourraient en découler. Les mouvements verticaux de l'archipel depuis sa création sont donc déconnectés de l'activité mantellique, et ce moteur ne sera pas considéré dans la suite de cette étude.

7.1.2. Activité tectonique régionale

Les modèles présentant des taux d'érosion élevés liés à une augmentation de topographie créée par une activité tectonique régionale sont principalement des cas d'étude aux limites de plaques compressives, c'est-à-dire dans les chaînes actives par exemple (e.g *Champagnac et al., 2012* ; *Wittmann et al., 2007*). L'archipel de Kerguelen est situé en position intraplaque océanique depuis environ 30 Ma dans une plaque quasi immobile et dans une région où le champ de contrainte régional est beaucoup plus faible que dans les chaînes actives.

La fracturation dominante au sein de l'archipel, de directions N130-150, N110 et N30-45, est ancienne et héritée de l'histoire tectonique extensive de la croûte océanique indienne lorsque l'archipel était proche de la ride sud-est indienne. Ces directions ont ensuite été réactivées en contexte extensif depuis que l'archipel est en contexte intraplaque puisque de nombreuses fractures, veines et dykes de composition et d'âge variable dans les différentes provinces volcaniques de Kerguelen possèdent ces directions majeures (chapitre 1, paragraphe 2.1.3). Cette ancienne fracturation régionale de la croûte indienne sert donc de drain à la mise en place des magmas en surface depuis toujours. Par exemple, le volcanisme historique de l'archipel, localisé dans la partie sud-ouest du SRBIC se met en place le long d'un relief orienté N30 (Chapitre 1, paragraphes 2.2.1.1. et 2.3.4.1). Si aucune faille n'est observable en surface, la fracturation de la croûte basaltique selon ces directions héritées de l'histoire tectonique ancienne de l'océan Indien (e.g. ouverture de la SEIR) a favorisé la circulation de magma vers la surface et la création d'édifices volcaniques (et de relief) quaternaire et historiques.

L'archipel de Kerguelen porte donc des évidences de mouvements tectoniques depuis la formation du plancher océanique de l'océan Indien jusqu'à sa position intraplaque actuelle, mais ces marqueurs semblent plutôt associés à la mise en place des différentes séries magmatiques en surface (dykes, systèmes volcaniques) à différentes périodes de l'histoire volcanique selon des directions héritées, ou bien à des événements tectoniques ponctuels qui ont structuré l'archipel au cours de son histoire plutôt que le résultat d'une tectonique active constante sur plusieurs dizaines de Ma dans un champ de contraintes élevé comme pour les chaînes actives. Comme mentionné dans le chapitre résultat, et dans ce chapitre, paragraphe 1.3, chaque complexe plutonique étudié possède sa propre gamme d'âges AHe et ZHe, en règle générale plus jeunes de quelques Ma que l'âge de cristallisation connu. La dispersion géographique des complexes étudiés et les données thermochronologiques obtenues dans cette étude ne permettent pas non plus de

corroborer l'hypothèse d'une tectonique régionale active. Cependant, une activité tectonique locale ponctuelle directement liée à l'activité magmatique, et à la mise en place des complexes plutoniques dans la croûte est évidente, notamment d'après l'étude structurale du SRBIC par Ponthus (2018). Ce point sera par ailleurs discuté plus en détails dans la partie suivante (ce chapitre, paragraphe 2.2.1).

7.1.3. Isostasie

L'activité isostatique est un troisième moteur permettant d'influencer la topographie en surface, et donc d'influencer les taux d'érosion. C'est un moteur qui peut intervenir à la suite d'un déséquilibre isostatique de la croûte terrestre, liés à différents processus. Les cas de rebonds isostatiques les plus notoires et largement étudiés sont liés à la fonte de glaciers (Stocchi *et al.*, 2005 ; Walcott, 1973 ; Nesje and Dahl, 1990). Dans ce cas, un changement climatique initial engendre la fonte des glaciers, la croûte compense par la suite cette perte de masse en surface en provoquant un rebond local. Là encore, l'augmentation de topographie peut par la suite entraîner une augmentation des taux d'érosion. Par ailleurs, les contrastes de densité des roches dans la croûte peuvent également générer des taux d'érosion différentiels : les travaux de modélisation 3D de (Braun *et al.*, 2014) ont par exemple montré que les contrastes de densité entre différentes unités d'une portion de croûte terrestre influençaient la répartition spatiale des taux d'érosion régionalement. Ces travaux ont montré qu'une intrusion magmatique plus dense que son encaissant sédimentaire présentait des taux d'érosion plus élevés que les roches environnantes moins denses. A Kerguelen, des intrusions magmatiques moins denses (syénites, $d < 2,8$) se mettent en place dans un encaissant basaltique de densité plus élevée ($d > 2,8$). En considérant le modèle de Braun *et al.* (2014), l'érosion au-dessus des intrusions syénitiques devrait être inférieure

à l'érosion autour de celles-ci dans les basaltes encaissants, or ce n'est pas ce qui est observé. Ce moteur semble donc plutôt jouer comme une rétro-action négative qui freinerait l'exhumation des plutons syénitiques. Cependant, les pics d'érosion observés, pouvant aller jusqu'à des taux importants semblent indiquer que d'autres moteurs de premier plan ont œuvré afin de permettre l'exhumation rapide des plutons, malgré le rôle de l'isostasie.

7.1.4. Conclusion sur les moteurs régionaux et globaux

L'implication de moteurs globaux et régionaux sur l'histoire d'exhumation des plutons de l'archipel de Kerguelen ne semble pas être un processus majeur permettant d'expliquer les âges thermochronologiques au premier ordre. En effet, l'érosion différentielle à l'échelle locale de chaque complexe se révèle incompatible avec ces moteurs. Par conséquent un modèle d'érosion solide permettant d'expliquer l'exhumation différentielle de ces plutons sera forcément basé sur des processus locaux, capable d'induire des changements de reliefs à petite échelle géographique sans affecter les zones environnantes.

- **Les moteurs régionaux géodynamiques** responsables de la création de topographie et l'érosion associés dans la plupart des contextes largement étudiés en thermochronologie basse température (e.g. chaînes de montagnes, marges passives) **ne sont pas à Kerguelen pas des acteurs de premier plan** sur les phases de dénudation identifiées
- **L'érosion à Kerguelen se fait par impulsion locales rapides** : il faut donc imaginer un **modèle d'érosion d'abord contrôlé par des moteurs locaux**

7.2. Moteurs locaux

Les données thermochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ZHe et AHe obtenues dans ce travail et mise en perspectives avec les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb de la littérature (Ponthus, 2018), nous amènent donc à considérer qu'un scénario impliquant un (ou des) moteur(s) d'exhumation à une échelle locale puisse rendre compte de l'histoire d'exhumation de ces roches plutoniques. Comme vu précédemment, l'île de Kerguelen subit peu d'érosion depuis 15 Ma avec des vitesses d'érosion semblables à celles calculées dans les zones cratoniques ($\approx 0,1$ mm/an). Cependant, dans les complexes plutoniques de Rallier du Baty, des taux d'érosion très forts ont été déterminés sur une période courte (moins de 6 Ma max pour le sud et moins de 1 Ma pour le nord) et sur une superficie totale d'environ 500 km². Le scénario doit rendre compte sur cette superficie que les échantillons étaient situés à des températures au moins supérieures à 80°C (au-dessus de la PRZ-He apatite) jusqu'à 6 Ma pour le complexe sud et jusqu'à environ 1,5 Ma pour le complexe nord, puis qu'ils ont été exhumés rapidement en proche surface (à moins de 40°C). La période de temps entre la proche surface (de l'ordre de moins d'un km pour un gradient 40°C/km) et l'affleurement à la surface a été très court comme l'indique les données pour le complexe nord (moins de 1 Ma). L'échelle peut être même très locale (200 km²) puisque les données thermochronologiques mettent en évidence une phase d'érosion importante et rapide au NRBIC autour de 1 Ma qui n'affecte pas le complexe sud. Afin d'expliquer pourquoi l'érosion s'est concentrée localement, je propose un schéma d'exhumation associé à la création de relief impliquant l'activité magmatique (plutonique, volcanique), et plus particulièrement au mode de mise en place des intrusions dans l'encaissant. Ce scénario implique ensuite que la topographie nouvellement créée est érodée par la suite, le relief dénudé, permettant ainsi l'exhumation à la surface des roches plutoniques mises en place en profondeur. L'influence de facteurs favorisant l'érosion sera discutée.

7.2.1. Création de topographie

L'activité magmatique conduisant à la mise en place des intrusions magmatiques à faible profondeur (quelques km) dans la croûte induit des changements de topographie en surface, comme illustré sur la Fig. 4.16, notamment une création parfois importante de topographie en réponse à un soulèvement de la pile de roche située au-dessus de l'intrusion (en fonction du volume de magma injecté et de la profondeur de mise en place), consécutive aux injections magmatiques répétées dans le temps et qui peut être associée à des processus tectoniques (*de Saint-Blanquat et al., 2006*). Des études récentes montrent que la création de topographie en réponse à une série d'intrusions en profondeur dépend notamment de la cohésion des roches encaissantes donc de leur aptitude à se déformer, ce qui va (entre autres) gouverner la forme des intrusions en profondeur (Fig. 4.16 ; *Schmiedel et al., 2019, 2017*). Au cours de la construction des laccolithes comme le RBIC, qui sont formés par injection successive de magmas sur une longue période de temps (plusieurs Ma), le soulèvement global témoigne du soulèvement cumulé suite à chaque intrusion magmatique en profondeur. La création de topographie peut aussi être liée à l'activité volcanique en surface si elle a lieu en même temps que l'activité plutonique, par exemple la mise en place de dépôts explosifs ou effusifs contemporains d'un soulèvement associé à une intrusion en profondeur (*Càldron Caulle ; Castro et al., 2016*).

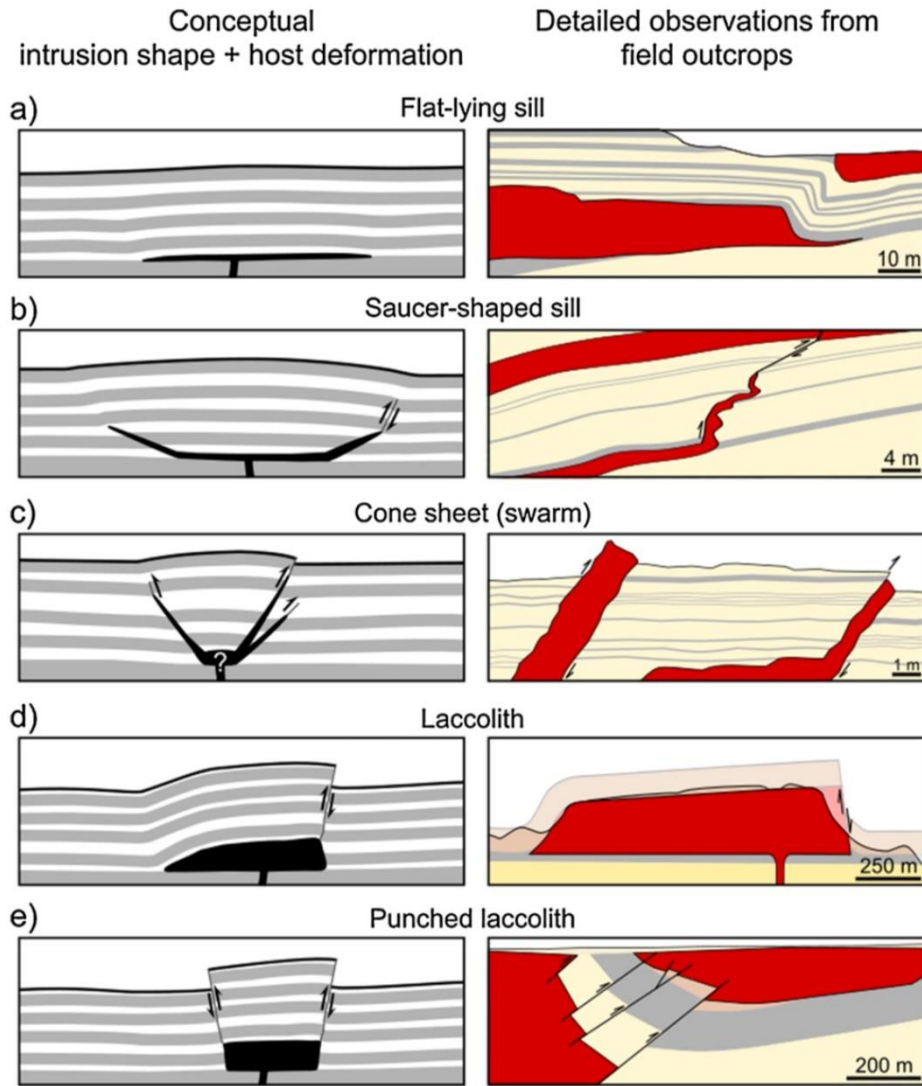


Fig. 4.16 : Dessins schématiques d'intrusions tabulaires et leur relation avec l'encaissant (d'après Schmiedel et al., 2019)

Dans le RBIC, le mode de mise en place du laccolithe de la province du SRBIC a été particulièrement bien étudié par Ponthus (2018) et correspond à une variante du modèle de la Fig.4.16 car c'est un laccolithe en forme de dôme (Fig. 4.17). Les unités successives de syénites formant le laccolithe se mettent en place entre ≈ 11 et ≈ 8 Ma, les unités les plus jeunes sont sous-accrétées sous les plus anciennes. Les unités syénitiques les plus anciennes sont redressées et elles-mêmes soulevées par la mise en place des unités les plus récentes (Ponthus, 2018).

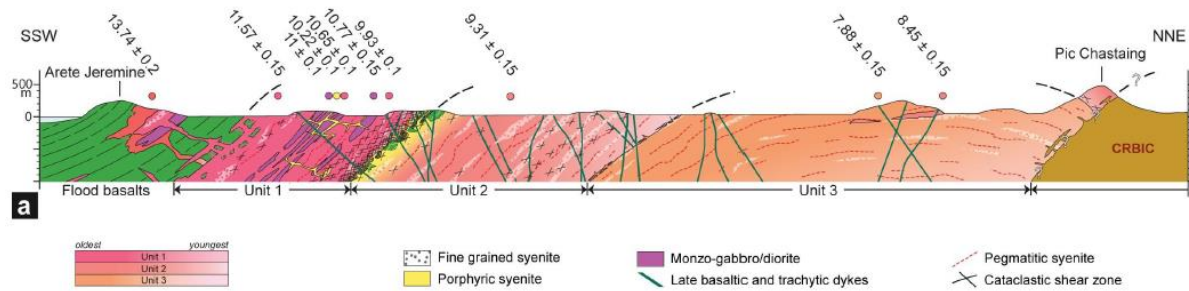


Fig. 4.17 : Coupe géologique et chronologique des unités du SRBIC, d'après Ponthus, 2018.

D'autre part, un épisode de déformation affecte le SRBIC, plutôt à la fin de sa construction, autour de 8 Ma (Ponthus, 2018). Les unités successives formant le laccolithe sont alors fracturées, cisailées, avec notamment la mise en place d'un réseau conséquent de différentes générations de dykes recoupant les sills des différentes unités.

L'activité tectonique à l'échelle du SRBIC s'exprime surtout essentiellement par le soulèvement des basaltes encaissants à l'aplomb des massifs syénitiques dont les pendages, généralement de 3 à 5° en moyenne sur l'archipel sont redressés au contact des roches intrusives, allant jusqu'à 30 à 45° (Fig. 4.18). Dans cette zone, l'extrapolation de ces données de pendages dans les basaltes de plateaux au contact des intrusions syénitiques indique un soulèvement local centré sur le SRBIC d'au moins 3000m (Ponthus, 2018 ; Fig. 4.18), concordante avec les estimations précédentes de 2500-3500 m de Marot et Zimine (1976) et Nougier (1970). Les observations de terrain indiquent donc que l'activité magmatique qui a formé le SRBIC durant environ 4 Ma a engendré une création de topographie importante (2000 à 4000 m), et qui était peut-être maximale autour de 8 Ma (Fig. 4.19).

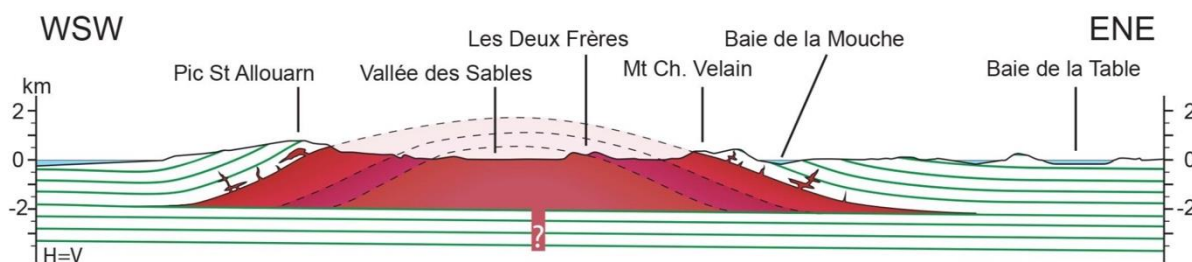


Fig. 4.18 : Modèle général de la morphologie du laccolithe du SRBIC autour de 8 Ma (Ponthus, 2018)

L'activité magmatique qui permet la construction du complexe plutonique nord NRBIC se produit entre 7,1 et 4,5 Ma (Bonin *et al.*, 2004) soit dans une période de temps beaucoup plus courte (2,5 Ma) que pour celle du SRBIC. Le NRBIC se construit donc rapidement après que le magmatisme s'arrête au SRBIC et il n'y a pas vraiment de période de quiescence magmatique entre la construction des deux complexes (à peine 500 ka). La structure interne du NRBIC n'est pas aussi bien connue que pour le SRBIC, mais le même ordre de grandeur pour le soulèvement peut être supposé, sur une superficie également comparable (250 km²).

La contribution potentielle du volcanisme à la création de topographie durant la formation du SRBIC et du NRBIC n'est pas évidente à évaluer durant toute cette période d'activité plutonique (12-4,5 Ma), aucun dépôt volcanique plus vieux que 1,15 Ma n'est connu dans toute cette province. Seuls des dépôts volcaniques quaternaires sont abondants au NRBIC (cf. chapitre 1, paragraphe 2.3.4.2), mais issus d'un système volcanique postérieur au plutonisme du NRBIC (volcan Table de l'Institut). En revanche, l'analyse des données téphrochronologiques (cf. chapitre 1, paragraphe 2.4) permet de mettre en évidence une activité volcanique fortement explosive depuis la fin du Miocène jusqu'au Quaternaire provenant du RBIC à travers de multiples éruptions, malheureusement sans calage temporel précis (Morche *et al.*, 1991) Certains rares téphras ont été daté (Bohaty *et al.*, 2003) et indiquent un âge autour de 11-12 Ma, ne pouvant correspondre qu'au fonctionnement d'un système volcanique au SRBIC à cette époque (cf.

chapitre 1, paragraphe 2.4). Cette information indirecte indique qu'un système volcanique a sûrement existé au début de la formation du SRBIC, et a peut-être contribué à la création de topographie initiale, au début du soulèvement. D'autres téphras ont été daté vers 6-7 Ma, et mettent en évidence une activité volcanique explosive au RBIC, au moment de l'exhumation du SRBIC vers la surface, mais contemporaine de la mise en place des intrusions en profondeur au NRBIC (7,3 à 4,5 Ma). Il n'est pas possible de savoir en revanche si une activité volcanique post-plutonique a existé au SRBIC vers 6-7 Ma, ou si cette activité volcanique est liée à la mise en place des intrusions du NRBIC en profondeur. Dans tous les cas, on peut au moins évaluer la contribution du volcanisme post-plutonique très récent à historique dans la province du RBIC à la création de topographie très récente, avec une épaisseur de dépôts effusifs et explosifs supérieure à 500 m superposée aux basaltes de traps. Les dépôts volcaniques qui comblent la caldera du volcan de la Table de l'Institut, actif depuis 1,15 Ma, sont eux d'au moins 600 m d'épaisseur. Un volcanisme contemporain à la formation du RBIC, comme l'indiquent les données téphrochronologiques, a donc certainement contribué à la création de topographie, en plus du soulèvement créé par les intrusions répétées de syénites en profondeur.

- La mise en place des **intrusions successives par accrétion** entraîne la création d'une **topographie plurikilométrique à l'aplomb du laccolithe**.
- Le **volcanisme** éventuellement associé au plutonisme peut également participer à la **création d'une topographie** qui s'ajoute au soulèvement des basaltes.

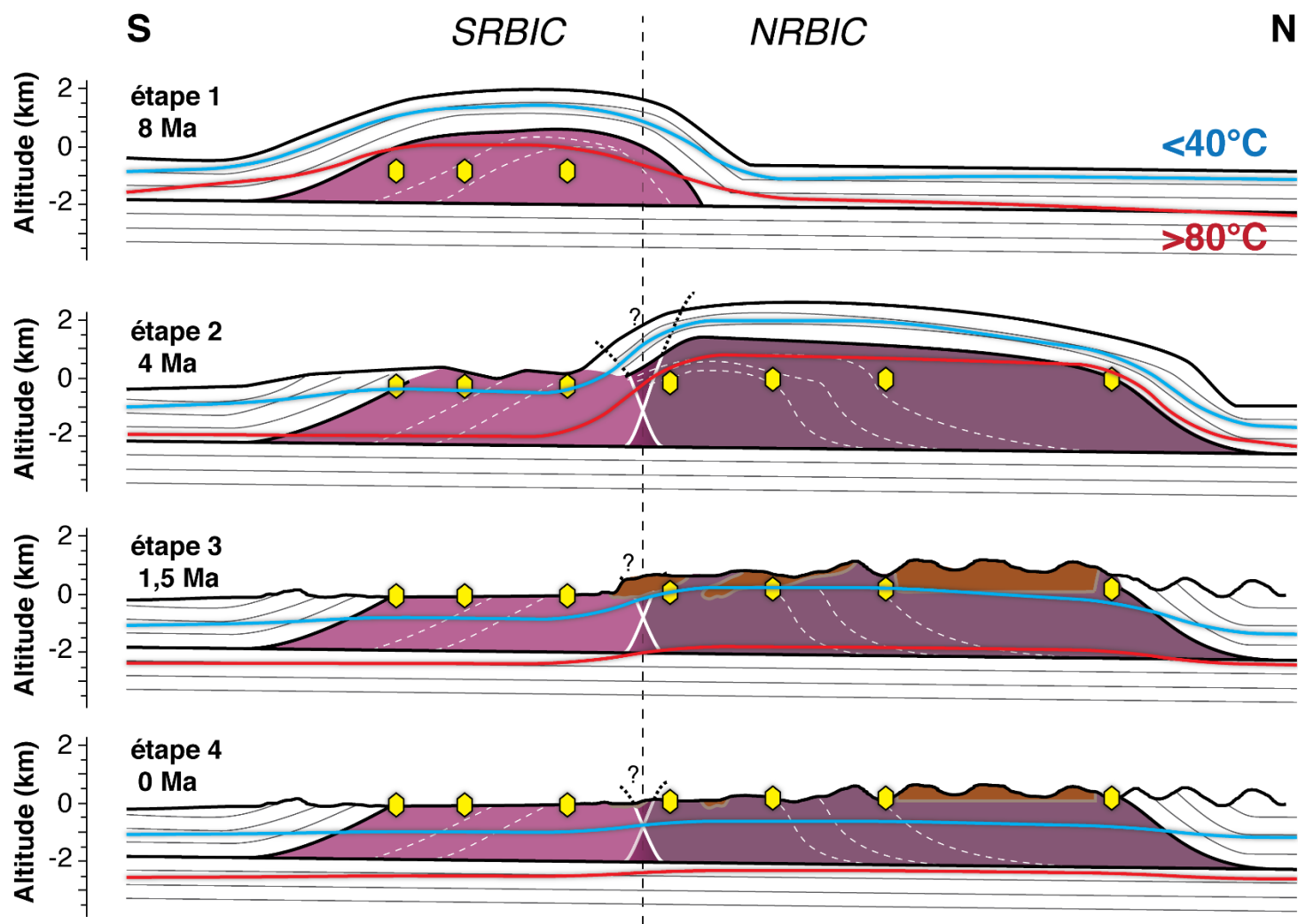


Fig. 4.19 : Modèle schématique d'évolution de la topographie dans la péninsule Rallier du Baty entre 8 Ma et 0 Ma, sans volcanisme. La position des isothermes 40 et 80°C est reportée, indiquant les limites inférieures et supérieures de la PRZ pour le système (U-Th)/He sur apatite. Les losanges jaunes représentent les échantillon.

7.2.2. Rôle du climat

Les faibles taux d'érosion moyen calculé sur l'archipel depuis 15 Ma (ce chapitre, paragraphe 1.1.3) contrastent avec les forts taux d'érosion calculés localement sur seulement quelques Ma pour la province plutonique de Rallier du Baty. La période d'érosion rapide du SRBIC autour de 6-5 Ma est contemporaine d'une période de changement climatique global important à la fin du Miocène (*Herbert et al., 2016 ; Zachos, 2001*), où le climat passe d'un climat plutôt chaud et humide à un climat froid (Fig. 4.20). Dans ce contexte climatique changeant, les processus d'érosion chimique prévalent à l'Oligocène sont essentiellement remplacés par des processus d'érosion physiques à partir de la fin du Miocène en raison du climat froid. Les contraintes géochronologiques et l'observation de terrain indiquent que le SRBIC avait déjà subi une phase d'érosion glaciaire plus vieille que 1,15 Ma puisque l'activité volcanique a formé des dépôts en fond de vallée, sur un substratum de syénites formant un relief moutonné, pendant une période interglaciaire (chapitre 1, paragraphe 2.3.4.1).

On peut proposer dans le schéma d'exhumation local que la période d'érosion glaciaire ayant affecté le SRBIC avant 1,15 Ma a pu aussi affecter le NRBIC (*Bonin et al., 2004*). Cette activité glaciaire a sûrement été un acteur de l'érosion des reliefs à Rallier du Baty, d'autant plus que les études de montrent que les processus d'érosion glaciaires peuvent permettre une érosion rapide et le creusement de reliefs pluri-kilométriques en très peu de temps (e.g. 100 ka à 1 Ma *Ehlers, 2005 ; Enkelmann et al., 2009*). Les taux d'érosion forts calculés pour les provinces du SRBIC et du NRBIC sont aussi cohérents avec ce type d'érosion, et s'oppose à une érosion lente observée sur le reste de l'archipel.

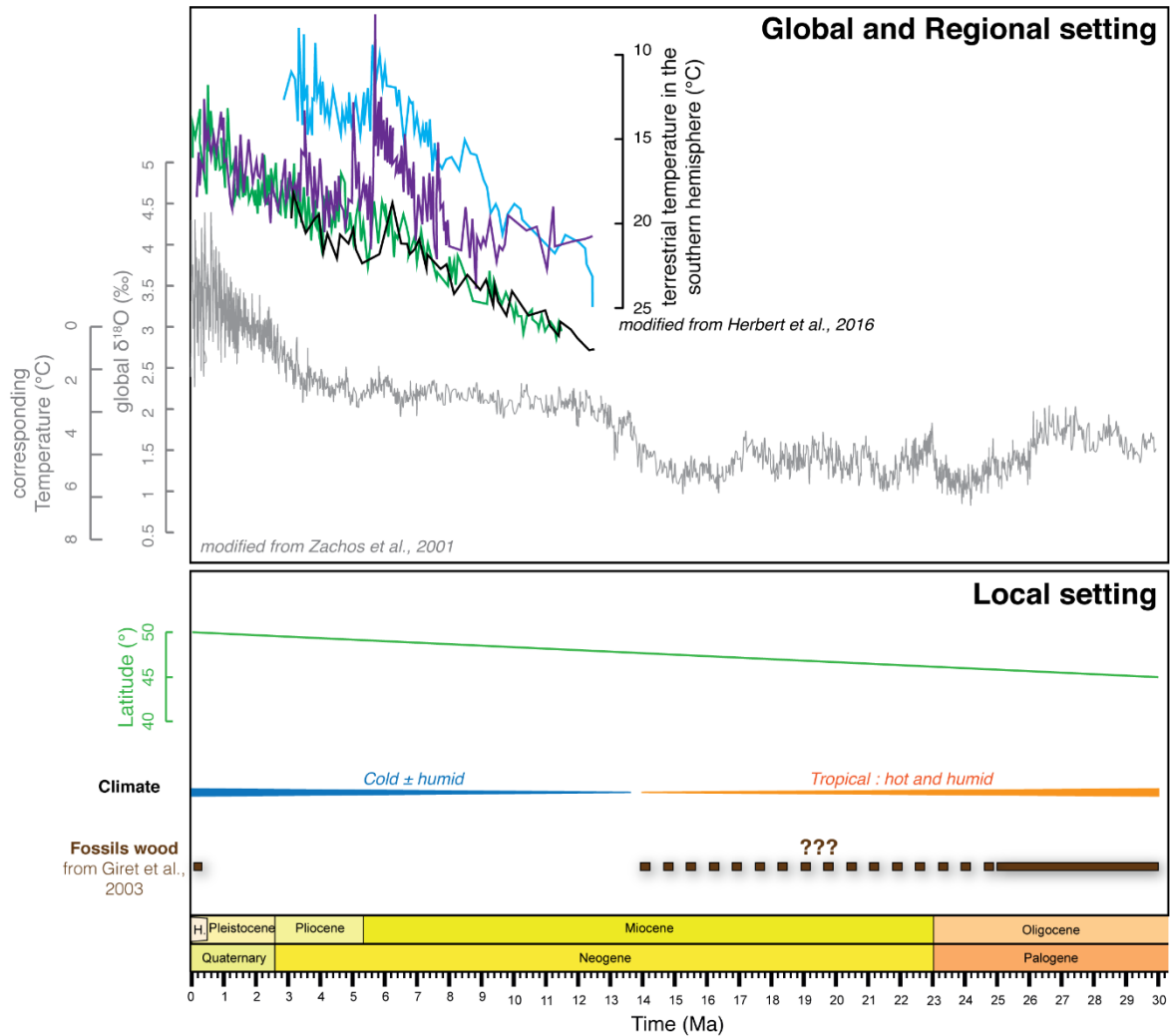


Fig. 4.20 : Frise chronologique présentant le contexte climatique global et local : reconstruction des températures terrestres globales dans l'hémisphère sud (Herbert et al., 2016), évolution du $\delta^{18}\text{O}$ global et de la température des océans (Zachos, 2001), évolution de la position paléogéographique de l'archipel, contexte climatique simplifié et âges de bois fossiles recensés sur l'île (Giret et al., 2003)

L'histoire des glaciations à Kerguelen à cette époque est par ailleurs très peu connue, il n'est donc pas possible de lier le signal d'exhumation rapide du SRBIC avec une période glaciaire qui aurait existé autour de 6-5 Ma ni avec aucune autre jusqu'à 1,15 Ma, ni de savoir combien de temps elle a duré ou elles ont duré. Il n'existe pas non plus, à des latitudes similaires, de contexte géodynamique ou au moins topographique équivalent, qui aurait été étudié et permettrait d'obtenir des infos sur les glaciations à cette époque. Cependant, comme ça a pu être le cas pour l'érosion Quaternaire du NRBIC et du SRBIC, les fluctuations climatiques ont pu jouer un rôle

sur les taux d'érosion observés, mais en l'absence de contraintes plus précises sur le climat à Kerguelen pendant cette période de temps, l'impact de ce dernier sur les taux d'érosion ne peut être évalué.

A relief équivalent, l'impact du climat sur l'érosion est souvent déterminant. A Kerguelen, les reliefs sont relativement homogènes, avec des plateaux basaltiques affleurant entre 700 à 800 m d'altitude, entaillés par des vallées fluvio-glaciaires aux altitudes faibles. Si le climat avait un rôle de premier plan sur l'érosion, on s'attendrait à observer des signaux et taux d'érosions à l'échelle plus régionale, sur une partie de l'archipel, et pas seulement à l'aplomb d'un complexe plutonique. Le climat semble donc être un acteur de second plan sur l'érosion discutée dans cette étude.

- **Le rôle des changements climatiques sur l'érosion est difficile à évaluer** dans un contexte comme Kerguelen, où les contraintes climatiques précises n'existent que pour le Quaternaire.
- A Kerguelen et à l'échelle de temps étudiée, **son impact sur l'érosion semble être limité.**

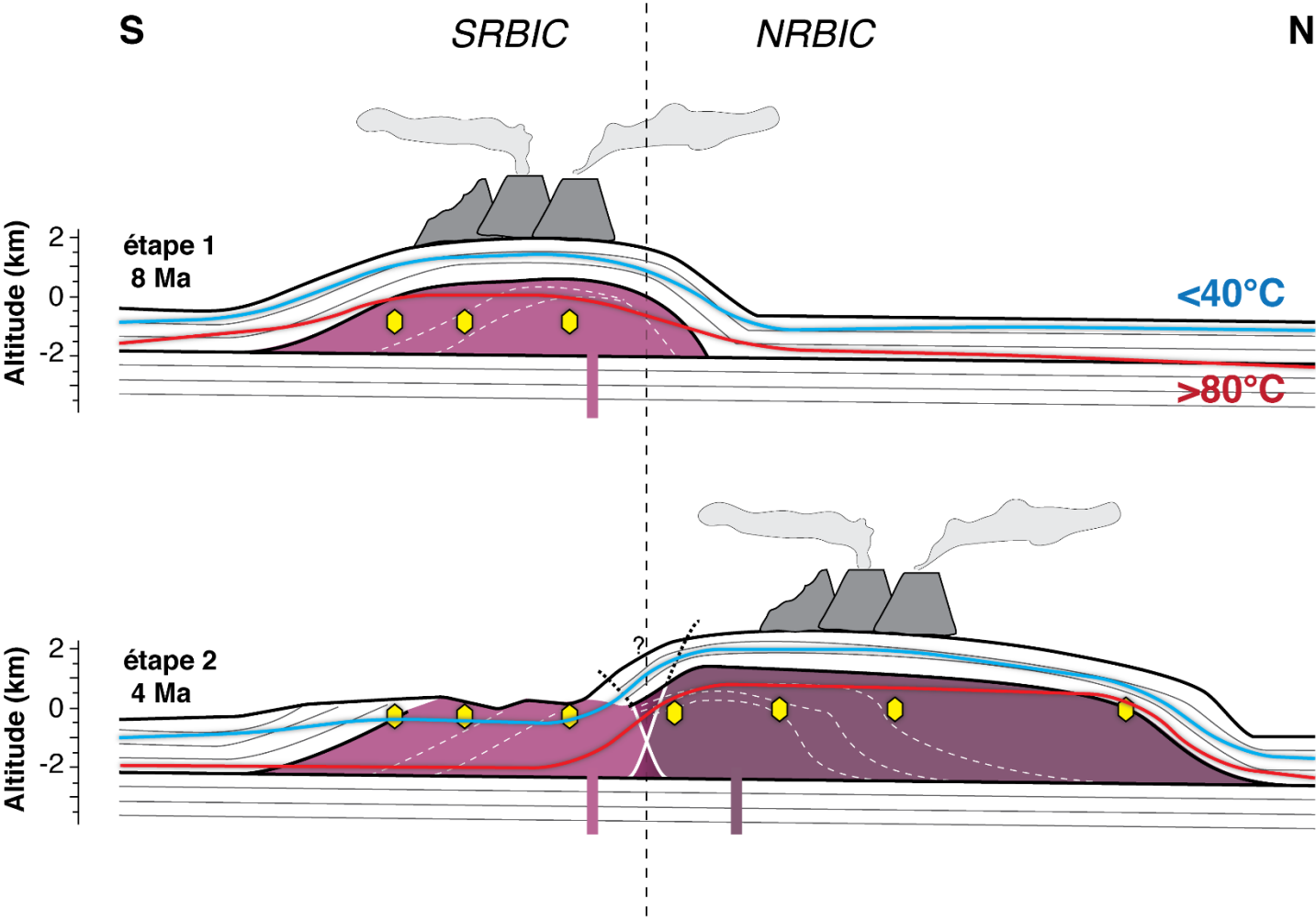
7.2.3. Rôle du volcanisme

Si le volcanisme peut contribuer à une création de topographie (Fig. 4.21), il peut aussi dans certains cas participer à la destruction instantanée de relief lors de grandes éruptions pliniennes (formation de caldera) ou de déstabilisation de flancs de volcans, comme c'est le cas dans nombre d'îles océaniques (e.g. La Réunion, Tahiti, Hawaï ; *Ancochea et al., 1994* ; *Karátson et al., 1999* ; *Merle et Lénat, 2003*). Le rôle du volcanisme présumé dans l'érosion du SRBIC est difficile à évaluer, car aucun dépôt plus vieux que 1,15 Ma n'a été recensé, le volcanisme même récent étant fortement érodé par l'érosion récente, et aucun témoin géomorphologique de cet âge n'a été préservé. Le rôle de l'activité volcanique explosive, syn- ou post- plutonisme du SRBIC, sur les processus d'érosion en surface est donc là aussi difficile à évaluer, mais ont pu participer à une destruction conséquente de la topographique (dénudation de plusieurs kilomètres)

La relation entre volcanisme et érosion est peut-être plus facile à explorer pour le NRBIC, où l'analyse téphrochronologique indique plusieurs éruptions au cours du Pliocène et du Quaternaire dans l'océan Indien (*Bohaty et al., 2003* ; *Morche et al., 1991* ; chapitre 1, paragraphe 2.4) dont la source ne peut être que le NRBIC. A cette époque donc, il semble qu'il y ait eu une succession d'éruptions explosives dans le NRBIC. Ces éruptions pourraient notamment être liée au système volcanique de la Table de l'Institut, qui est actif depuis au moins 1,15 Ma (*Bonin et al., 2004* ; *Dosso et al., 1979*), notamment formé par une caldera de 30 km². *Bonin et al. (2004)* estime le volume total des dépôts associés à ce système volcanique à plus de 90 km³, et indique que ce volcan a pu émettre 100 à 150 km³ de produits volcaniques. Ce système volcanique tout au moins a donc pu contribuer, de par son activité explosive répétée, à l'accélération ponctuelle de l'érosion par effondrements de flancs lors d'éruptions associées à l'éjection de grandes quantités de matériel dans l'atmosphère (puis déposés en mer) lors de vidanges du réservoir

magmatique superficiel. L'activité volcanique anté 1,15 Ma, révélée par l'étude des téphras, n'est pour l'instant pas recensée à terre, ni dans le NRBIC, ni dans le SRBIC.

- D'après le contexte magmatique du SRBIC et du NRBIC, le volcanisme a pu **contribuer à la dénudation rapide** en surface, et donc aux taux d'érosion étudiés
- Ce moteur a pu jouer un rôle de deux façons :
 - Par la **création de topographie et de relief importants**
 - En contribuant à l'érosion directement **par de grands évènements d'effondrements de flancs d'édifices** volcaniques à la surface



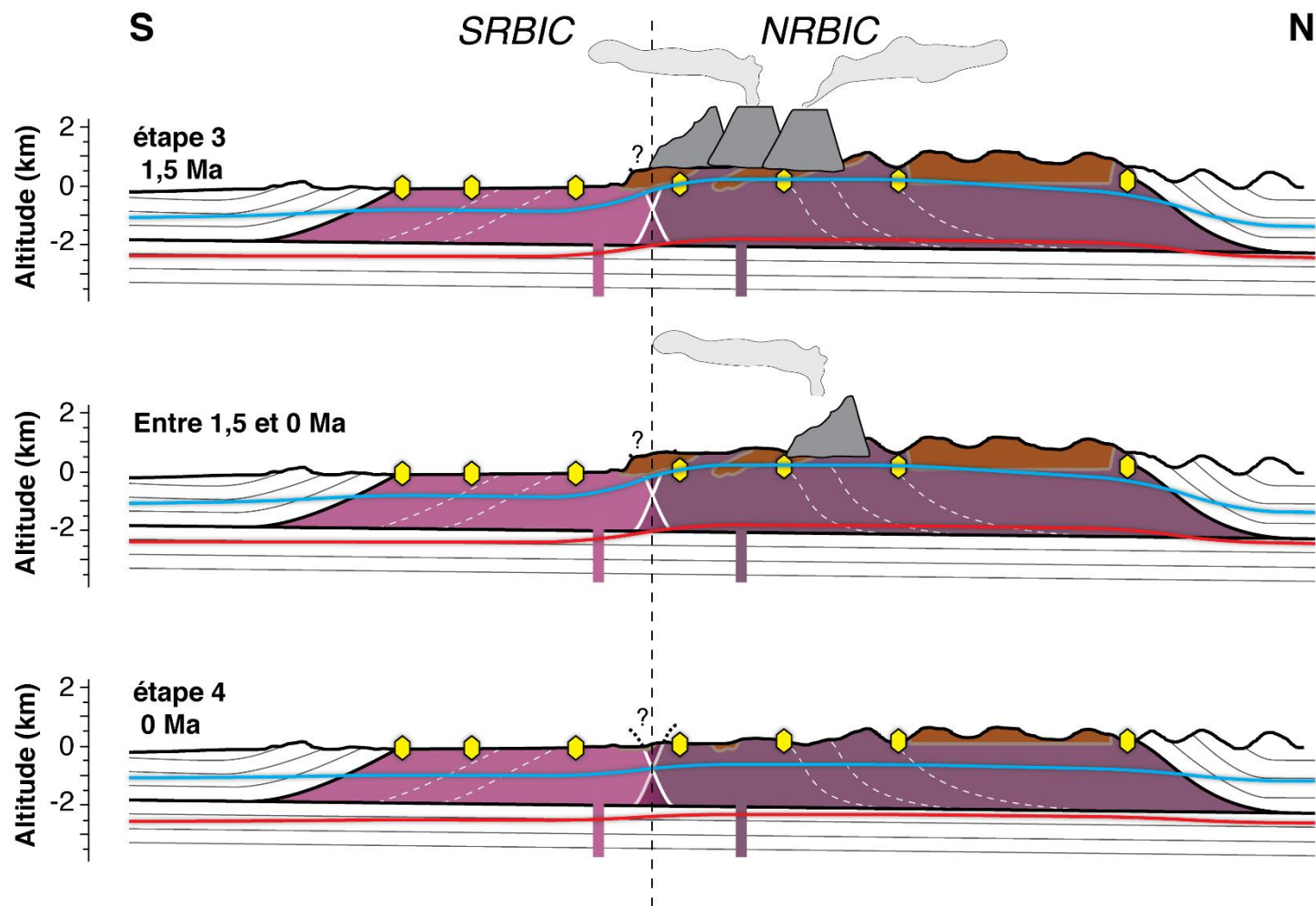


Fig. 4.21 : Modèle schématique d'évolution de la topographie dans la péninsule Rallier du Baty entre 8 Ma et 0 Ma, avec volcanisme. La position des isothermes 40 et 80°C est reportée, indiquant les limites inférieures et supérieures de la PRZ pour le système (U-Th)/He sur apatite. Les losanges jaunes représentent les échantillon.

7.2.4. Conclusions sur les moteurs locaux

En conclusion, à Kerguelen, l'exhumation des complexes plutoniques est consécutive à une phase d'érosion localisée à l'aplomb du complexe plutonique seulement. Ce signal d'érosion relativement rapide (les complexes sont exhumés de la profondeur jusqu'à la surface terrestre en moins de 5 Ma) est la conséquence d'une création de topographie et d'une augmentation du relief, liée à deux processus :

- Le soulèvement local (env. 3000 m) des roches encaissantes et unités de syénites précoces provoquées par la cristallisation de roches intrusives de type laccolithe
- La mise en place d'édifices volcaniques associés à des éruptions explosives/effusives.

L'activité magmatique de chaque complexe dure quelques millions d'années, et le démantèlement complet des édifices volcaniques et l'exhumation du complexe plutonique est terminée quelques millions d'années après la mise en place de la dernière injection de magma dans la croûte. Les roches plutoniques jusqu'au cœur de la structure sont exhumées à la surface quelques millions d'années après la fin du magmatisme

Les données thermochronologiques indiquent deux périodes d'érosion rapides autour de 6-5 Ma et 1,5-1 Ma affectant la topographie créée localement. Les processus d'érosion rapides qui ont permis l'exhumation à la surface des complexes plutoniques sont une combinaison de facteurs. L'érosion rapide du relief durant quelques millions d'années a pu être facilitée par les changements climatiques à la fin du Miocène, qui ont permis à l'érosion glaciaire d'être un acteur efficace de la destruction des reliefs. Cette érosion rapide a pu aussi être facilitée par l'activité volcanique explosive répétée depuis la fin du Miocène au Quaternaire sur la péninsule Rallier du Baty, qui s'est produit pendant et après le plutonisme.

Références bibliographiques

- Ancochea, E., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J.M., Fúster, J., Ibarrola, E., Coello, J., 1994. Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60, 243–262.
- Ault, A.K., Flowers, R.M., Bowring, S.A., 2013. Phanerozoic surface history of the Slave craton. *Tectonics* 32, 1066–1083.
- Baughman, J.S., Flowers, R.M., 2018. Deciphering a 2 Gyr-Long Thermal History From a Multichronometer (U-Th)/He Study of the Phalaborwa Carbonatite, Kaapvaal Craton, South Africa. *Geochem. Geophys. Geosystems* 19, 1581–1594.
- Bohaty, S.M., Coffin, M.F., Wallace, P.J., Quilty, P.G. (Eds.), 2003. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 183 Scientific Results, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.183.2003>
- Bonin, B., Ethien, R., Gerbe, M.C., Cottin, J.Y., Féraud, G., Gagnevin, D., Giret, A., Michon, G., Moine, B., 2004. The Neogene to Recent Rallier-du-Baty nested ring complex, Kerguelen Archipelago (TAAF, Indian Ocean): stratigraphy revisited, implications for cauldron subsidence mechanisms. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 234, 125–149. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.234.01.08>
- Braun, J., 2010. The many surface expressions of mantle dynamics. *Nat. Geosci.* 3, 825–833. <https://doi.org/10.1038/ngeo1020>
- Braun, J., Simon-Labric, T., Murray, K.E., Reiners, P.W., 2014. Topographic relief driven by variations in surface rock density. *Nat. Geosci.* 7, 534–540. <https://doi.org/10.1038/ngeo2171>
- Castro, J.M., Cordonnier, B., Schipper, C.I., Tuffen, H., Baumann, T.S., Feisel, Y., 2016. Rapid laccolith intrusion driven by explosive volcanic eruption. *Nat. Commun.* 7, 13585. <https://doi.org/10.1038/ncomms13585>
- Champagnac, J., Molnar, P., Sue, C., Herman, F., 2012. Tectonics, climate, and mountain topography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117.
- de La Rüe, E.A., 1932. Thèses présentées à la faculté des sciences de Paris...: 1re thèse, Etude géologique et géographique de l'archipel de Kerguelen...
- de Saint-Blanquat, M., Habert, G., Horsman, E., Morgan, S.S., Tikoff, B., Launeau, P., Gleizes, G., 2006. Mechanisms and duration of non-tectonically assisted magma emplacement in the upper crust: The Black Mesa pluton, Henry Mountains, Utah. *Tectonophysics* 428, 1–31. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.014>
- Dosso, L., Vidal, P., Cantagrel, J., Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., 1979. "Kerguelen: continental fragment or oceanic island?": petrology and isotopic geochemistry evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 43, 46–60.

- Ehlers, T.A., 2005. Crustal Thermal Processes and the Interpretation of Thermochronometer Data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 315–350. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.12>
- Enkelmann, E., Zeitler, P., Pavlis, T., Garver, J., Ridgway, K., 2009. Intense localized rock uplift and erosion in the St Elias orogen of Alaska. *Nat. Geosci.* 2, 360.
- Foulger, G.R., 1995. The Hengill geothermal area, Iceland: Variation of temperature gradients deduced from the maximum depth of seismogenesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 65, 119–133. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)00088-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00088-X)
- Gagnevin, D., Ethien, R., Bonin, B., Moine, B., Féraud, G., Gerbe, M.C., Cottin, J.Y., Michon, G., Tourpin, S., Mamias, G., Perrache, C., Giret, A., 2003. Open-system processes in the genesis of silica-oversaturated alkaline rocks of the Rallier-du-Baty Peninsula, Kerguelen Archipelago (Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123, 267–300. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00509-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00509-7)
- Giret, A., 1983. Le plutonisme océanique intraplaque: exemple des îles Kerguelen. Laboratoire de pétrologie, Université Pierre et Marie Curie.
- Giret, A., Weis, D., Grégoire, M., Mattielli, N., Moine, B., Michon, G., Scoates, J., Tourpin, S., Delpech, G., Gerbe, M.-C., 2003. L'archipel des Kerguelen: les plus vieilles îles dans le plus jeune océan. *Geol.-PARIS-* 23–39.
- Herbert, T.D., Lawrence, K.T., Tzanova, A., Peterson, L.C., Caballero-Gill, R., Kelly, C.S., 2016. Late Miocene global cooling and the rise of modern ecosystems. *Nat. Geosci.* 9, 843–847. <https://doi.org/10.1038/ngeo2813>
- Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature* 504, 423–426. <https://doi.org/10.1038/nature12877>
- Karátson, D., Thouret, J.-C., Moriya, I., Lomoschitz, A., 1999. Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bull. Volcanol.* 61, 174–193. <https://doi.org/10.1007/s004450050270>
- Krob, F.C., Glasmacher, U.A., Karl, M., Perner, M., Hackspacher, P.C., Stockli, D.F., 2019. Multi-chronometer thermochronological modelling of the Late Neoproterozoic to recent *t*T-evolution of the SE coastal region of Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 92, 77–94.
- Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., Cantagrel, J., Dosso, L., Vidal, P., 1976. Chronological evolution of the Kerguelen islands syenite–granite ring complex. *Nature* 263, 306.
- Marot, A., Zimine, S., 1976. Les complexes annulaires de syénites et granites alcalins dans la péninsule Rallier du Baty: îles Kerguelen (taaf).
- Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean: COLLAPSE MECHANISM AT PITON DE LA FOURNAISE. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JB002014>

- Morche, W., Hubberten, H.-W., Ehrmann, W.U., Keller, J., n.d. 17. Geochemical investigations of volcanic ash layers from leg 119, Kerguelen plateau I 22.
- Nesje, A., Dahl, S.O., 1990. Autochthonous block fields in southern Norway: implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *J. Quat. Sci.* 5, 225–234.
- Nougier, J., *Terres australes et antarctiques françaises*, 1970. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kerguelen. CNFRA.
- Ponthus, L., n.d. Origine, évolution et mise en place d'un pluton récent en contexte intraplaque océanique. Exemple du complexe sud de Rallier du Baty, Kerguelen (T.A.A.F.) 389.
- Schmiedel, T., Galland, O., Breikreuz, C., 2017. Dynamics of Sill and Laccolith Emplacement in the Brittle Crust: Role of Host Rock Strength and Deformation Mode: Dynamics of Sill and Laccolith Emplacement in the Brittle Crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 8860–8871. <https://doi.org/10.1002/2017JB014468>
- Schmiedel, T., Galland, O., Haug, Ø.T., Dumazer, G., Breikreuz, C., 2019. Coulomb failure of Earth's brittle crust controls growth, emplacement and shapes of igneous sills, saucer-shaped sills and laccoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.* 510, 161–172. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.011>
- Stocchi, P., Spada, G., Cianetti, S., 2005. Isostatic rebound following the Alpine deglaciation: impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 162, 137–147.
- Verdier, O., Nativel, P., Giret, A., 1988. Zéolitisation du plateau central des îles Kerguelen, Océan Indien. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 307, 169–174.
- Verfaillie, D., n.d. Suivi et modélisation du bilan de masse de la calotte Cook aux îles Kerguelen. Lien avec le changement climatique 275.
- Walcott, R.I., 1973. Structure of the earth from glacio-isostatic rebound. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1, 15–37.
- Weis, D., Frey, F.A., Leyrit, H., Gautier, I., 1993. Kerguelen Archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the Southeast Province lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 101–119. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90162-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90162-3)
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K.P., Kubik, P.W., 2007. Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 112.
- Zachos, J., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>

CHAPITRE 5 :

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le but de ce travail était d'améliorer la compréhension de l'exhumation de roches plutoniques dans un contexte particulier d'île océanique, par le biais de la thermochronologie basse et moyenne température. Un volet de développement analytique a été mis en place afin d'obtenir certaines datations, sur apatites jeunes, et sur zircons, ce qui constituait une nouveauté au laboratoire GEOPS. Dans ce chapitre sont donc présentés à la fois les conclusions géologiques relatives au sujet de thèse, mais également les conclusions analytiques liées à la méthode (U-Th)/He.

5. (U-Th)/He sur zircons

5.1. Conclusions

5.1.1. Protocole analytique

La mise en place du protocole de datation (U-Th)/He sur zircons de *Reiners et al. (2004)* au laboratoire GEOPS a mis en lumière un certain nombre de défis analytiques liés notamment à la présence de capsule de niobium lors de la dissolution des zircons. La re-précipitation du niobium, non dissout dans l'HNO₃, est associée à un fractionnement isotopique entre les isotopes ²³⁵U et ²³⁸U, et entre les isotopes ²³⁰Th et ²³²Th. La méthode de dilution isotopique permet un calcul des teneurs en U et Th de l'échantillon, à condition de connaître à la fois les teneurs en U et Th du spike, mais également ses rapports isotopiques en ²³⁵U/²³⁸U et ²³⁰Th/²³²Th. Pour pallier ce problème de fractionnement isotopique, j'ai choisi d'appliquer une correction statistique, basée sur les rapports isotopiques d'échantillons de blancs spikés et dissous avec une capsule de niobium, qui ont suivi le même protocole de dissolution que les zircons. La calibration a été effectuée à l'aide du standard FCT, comparée aux valeurs de références de *Reiners et al. (2002)*.

5.1.2. Diffusion de l'hélium dans les zircons

Contrairement à la méthode AHe qui est le sujet de plusieurs études sur la diffusion de l'hélium dans les apatites, et par conséquent est associée à plusieurs modèles de diffusion (*e.g Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009*), la méthode ZHe n'est associée qu'à un seul modèle de diffusion (*Guenther et al., 2013*), calibré sur des échantillons de zircons naturels ayant une histoire thermique longue et relativement complexe. C'est le seul modèle intégré aux logiciels d'inversion des données thermochronologiques (QTQt, *Gallagher (2012)* et HeFTy, *Ketcham*

(2005)). Ce modèle est depuis remis en question par plusieurs études récentes mettant en évidence des incompatibilités entre le modèle de *Guenther et al. (2013)* et certains âges ZHe sur échantillons naturels (e.g *Anderson et al., 2017 ; Ginster et al., 2019*). Les âges ZHe de cette étude sont en accord avec ces études qui pointent notamment comme l'un des facteurs d'erreur dans la compréhension de la diffusion de l'hélium dans les zircons, le calcul de l'alpha-dose. Le calcul de ce paramètre requiert une connaissance précise de l'histoire thermique de l'échantillon, paramètre qui est souvent celui recherché lors de l'utilisation de la thermochronologie basse température. A Kerguelen, l'alpha-dose a pu être déterminée avec précision grâce à une histoire thermique simple de haute à moyenne température déterminée en combinant les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cette étude) avec les âges U/Pb de la littérature (*Ponthus, 2018*). Les âges ZHe présentent une corrélation inverse avec les teneurs en eU assez caractéristique, pourtant à des alpha-dose faibles, ce qui est en contradiction avec le modèle de *Guenther et al. (2013)*, qui prédit une corrélation positive pour ces gammes d'âges et d'alpha-doses. Par ailleurs, les alpha-dose des zircons de Kerguelen sont assez faibles, une partie étant même située hors de la gamme calibrée par *Guenther et al. (2013)*. Les âges ZHe ont donc, dans cette étude, été interprétés sans modèle de diffusion, et sans l'inversion de données, en combinant connaissances géologiques des complexes plutoniques étudiés, et âges AHe obtenus sur les mêmes échantillons.

1.1. Perspectives

1.1.1. Protocole analytique

La méthode de datation (U-Th)/He sur zircons est relativement récente parmi les méthodes de thermochronologie basse température. Une perspective intéressante pour améliorer le protocole analytique serait d'effectuer une comparaison inter-laboratoires, sur des standards, à

l'aveugle, pour comparer les résultats obtenus. La première comparaison intéressante concernerait les laboratoires utilisant le même protocole analytique, et la deuxième serait de comparer les résultats obtenus avec des protocoles d'analyse différents. Les références bibliographiques indiquent par exemple une grande variabilité des rapports Th/U entre les différents auteurs ayant datés le standard FCT par la méthode ZHe (*Gleadow et al., 2015; Reiners et al., 2002; Tagami et al., 2003; Tibari et al., 2016*). Parmi les études comparées dans le cadre de ce travail de thèse, le protocole de dissolution de *Tagami et al. (2003)* est différent de celui utilisé par *Reiners et al. (2002)*, et les rapports Th/U semblent s'étaler sur des gammes légèrement différentes ($0,42 \pm 0,15$ pour *Tagami et al. (2003)* et $0,53 \pm 0,11$ pour *Reiners et al. (2002)*).

Concernant la correction utilisée dans cette étude, une deuxième perspective utile à l'application de la méthode au laboratoire GEOPS serait de développer les calibrations de standards différents, d'âges et teneurs en uranium et thorium différents, afin de tester la correction sur d'autres standards, et voir si cela fonctionne.

1.1.2. Diffusion de l'hélium dans les zircons

L'amélioration de la compréhension des mécanismes de diffusion de l'hélium dans les zircons, en vue de dresser un modèle de diffusion calibré, utilisable pour l'inversion des données thermochronologiques, est un point essentiel à l'évolution de la thermochronologie ZHe. Le seul modèle existant actuellement (*Guenther et al., 2013*) est calibré sur des échantillons naturels ayant eu une histoire thermique longue et complexe. Des études de la diffusivité de l'hélium dans des zircons ayant eu une histoire thermique plus simple, des zircons volcaniques par exemple, ou bien ayant eu un refroidissement de haute à moyenne température rapide et/ou contraint par

d'autres méthodes de datation, comme c'est le cas à Kerguelen, permettraient de s'affranchir des erreurs associées au calcul de l'alpha-dose, et ainsi mieux calibrer les relations entre âges et teneur en endommagement (alpha-dose). Une calibration effectuée en premier lieu avec le dégazage par paliers de zircons très jeunes, à priori très peu endommagés, permettrait la compréhension de la diffusivité de l'hélium dans le cas le plus simple. Combinés à l'étude de la diffusivité dans des zircons de contextes très différents : histoires thermiques de refroidissements lents, ou alternances de réchauffement et refroidissement par exemple ; associé à un set d'analyse complet des cristaux (compositions chimique en éléments majeurs et traces, zonations, morphologie des grains, contacts au sein de la roche avec d'autres minéraux voisins, contexte de refroidissement initial à la cristallisation) cela pourrait permettre de dresser un catalogue complet des paramètres influençant la diffusivité de l'hélium dans les zircons, et ainsi de déterminer un ou plusieurs modèle(s) de diffusion en fonction du contexte étudié, comme c'est le cas pour les apatites.

2. Érosion à Kerguelen

2.1. Conclusions

L'étude de thermochronologie basse et moyenne température effectuée dans plusieurs complexes plutoniques, d'âges différents et dispersés sur l'archipel, a permis d'améliorer la compréhension des processus d'érosion dans l'archipel de Kerguelen, depuis au moins 22 Ma, soit presque la formation de l'archipel (30 à 25 Ma ; Nicolaysen *et al.*, 2000). Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indiquent un refroidissement de haute à moyenne température (700 à 300°C) très rapide, puisque ces derniers sont identiques aux âges U/Pb sur zircon (Ponthus, 2018). Les âges AHe et ZHe ont permis l'élaboration d'un modèle d'érosion à Kerguelen. Les taux d'érosion sur tout l'archipel depuis au moins 22 Ma sont faibles, comparables aux taux observés dans les cratons,

ensembles géodynamiques bien plus vieux (plusieurs centaines de millions d'années, voire plusieurs milliards d'années) et réputés stables au cours du temps. Ce résultat, dans un contexte géologique très différent, d'île océanique bien plus récente, est à ma connaissance un résultat nouveau, qui pointe la stabilité de l'archipel de Kerguelen depuis 30 Ma. Par ailleurs, les complexes plutoniques mis en place en proche surface et jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur, sont rapidement exhumés vers la surface après cristallisation, en quelques millions d'années. Ces phases d'exhumation sont associées à des taux d'érosions locaux, à l'aplomb des complexes, plus élevés, comparables aux taux observés dans les chaînes de montagnes actives (*Alpes, Andes ; Herman et al., 2013*). A l'échelle de temps étudiée ici, de plusieurs millions à plusieurs dizaines de millions d'années, ce résultat est également à ma connaissance un résultat nouveau dans la compréhension des mécanismes d'exhumation de plutons en domaine océanique. Un modèle d'exhumation rapide lié à l'activité magmatique (notamment sous forme de laccolithe) et à la création de topographie associée a par ailleurs été élaboré dans ce travail. Le plutonisme et le volcanisme sont à Kerguelen les moteurs d'érosion principaux, exerçant un contrôle important sur l'exhumation des plutons.

2.2. Perspectives

Concernant les études effectuées à Kerguelen, celle-ci est la première dédiée à la compréhension de l'exhumation des complexes plutonique, et la première à fournir des données de thermochronologie basse température. Parmi les perspectives nécessaires à l'amélioration des premiers modèles d'exhumation ébauchée dans ce manuscrit, la première concerne la précision des profondeurs de formations des plutons. Ce paramètre est une donnée clé, qui permet,

couplée aux âges de cristallisation et aux âges de refroidissement, de déterminer des taux d'érosion précis, et ainsi de mieux contraindre leur évolution dans le temps. Un second paramètre clé est la précision du gradient thermique et de son évolution dans le temps, notamment le lien entre l'activité magmatique, les circulations hydrothermales, et le gradient thermique régional et local. L'interprétation des données thermochronologiques dépend en effet grandement de la connaissance du paléo-géotherme, et de son évolution dans le temps comme dans l'espace. La détermination du gradient thermique passé demeure encore aujourd'hui un challenge dans de nombreuses études de thermochronologie, et ce dernier peut être évalué soit par modélisation numériques (en connaissant la composition des roches de la croûte, la topographie, et en émettant des suppositions sur la structure de la lithosphère et sur les circulations de fluides), ou bien avec des études bibliographiques multi-disciplines qui permettent d'affiner la structure thermique de la croûte et son évolution dans le temps, comme par exemple des connaissances précises de la géochronologie du magmatisme et de sa répartition en trois dimensions dans la croûte.

Pour les complexes étudiés, excepté le SRBIC qui a bénéficié d'une étude de terrain couplée à une étude géochronologique et structurale complète récente (*Ponthus, 2018*), le manque de données sur les autres complexes plutoniques a été un frein à l'interprétation des âges AHe et/ou ZHe calculés dans ce travail. Le complexe plutonique de l'île de Croy n'est par exemple pas daté, et n'a bénéficié que d'une étude de terrain en 1982 (*Giret, 1983*). Pour tous ces complexes, une étude semblable à celle réalisée dans le SRBIC par *Ponthus (2018)* permettrait de préciser à la fois le mode de mise en place de ces roches plutoniques (soulèvement associé ou non, durée du plutonisme), et par conséquent de raffiner le modèle d'exhumation et les phases d'érosion associées.

Références bibliographiques

- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009. Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 2347–2365. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015>
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: TRANSDIMENSIONAL INVERSE THERMAL HISTORY. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008825>
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chem. Geol.* 266, 157–170. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001>
- Giret, A., 1983. Le plutonisme océanique intraplaque: exemple des îles Kerguelen. Laboratoire de pétrologie, Université Pierre et Marie Curie.
- Gleadow, A., Harrison, M., Kohn, B., Lugo-Zazueta, R., Phillips, D., 2015. 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>
- Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature* 504, 423–426. <https://doi.org/10.1038/nature12877>
- Ketcham, R.A., 2005. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 275–314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>
- Nicolaysen, K., Frey, F.A., Hodges, K., Weis, D., Giret, A., 2000. 40 Ar/39 Ar geochronology of flood basalts from the Kerguelen Archipelago, southern Indian Ocean: implications for Cenozoic eruption rates of the Kerguelen plume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 174, 313–328.
- Ponthus, L., n.d. Origine, évolution et mise en place d'un pluton récent en contexte intraplaque océanique. Exemple du complexe sud de Rallier du Baty, Kerguelen (T.A.A.F.) 389.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., Hickey, H.J., 2002. He diffusion and (U–Th)/He thermochronometry 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](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00058-6)
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004. Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with 40Ar/39Ar dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1857–1887. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.021>
- Tagami, T., Farley, K.A., Stockli, D.F., 2003. (U–Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. *Earth Planet. Sci. Lett.* 207, 57–67. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01144-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01144-5)

Tibari, B., Vacherat, A., Stab, M., Pik, R., Yeghicheyan, D., Hild, P., 2016. An Alternative Protocol for Single Zircon Dissolution with Application to (U-Th-Sm)/He Thermochronometry. *Geostand. Geoanalytical Res.* 40, 365–375. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00375.x>

ANNEXES

Annexe A1 : âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotites obtenus sur un échantillon des Montagnes Vertes et 5 échantillons du SRBIC

Nom de l'échantillon	Localité	Age plateau (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Age isochron e inverse (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Age de fusion totale (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ isochrone inverse	$\pm \sigma$	MSWD	J	$\pm \sigma$
77-10	Montagnes Vertes	24,53	0,11	24,50	0,09	24,56	0,16	300,1337	3,1342	0,24	$6,5180 \cdot 10^4$	$9,8 \cdot 10^{-7}$
TC09-10b	SRBIC	11,68	0,17	11,52	0,10	11,90	0,23	301,7994	0,9151	1,84	$6,4680 \cdot 10^4$	$2,26 \cdot 10^{-6}$
TC09-75	SRBIC	11,41	0,15	11,42	0,10	11,36	0,24	298,1188	0,8214	0,59	$6,4960 \cdot 10^4$	$1,30 \cdot 10^{-6}$
TC09-82	SRBIC	13,84	0,07	13,82	0,06	13,88	0,10	299,7835	1,3565	0,41	$6,4940 \cdot 10^4$	$9,70 \cdot 10^{-7}$
TC09-113	SRBIC	11,13	0,11	11,09	0,11	11,14	0,11	304,0451	3,8884	1,04	$6,5480 \cdot 10^4$	$2,95 \cdot 10^{-6}$
TC09-131	SRBIC	9,44	0,13	9,45	0,14	9,42	0,13	298,3635	1,6568	0,50	$6,4690 \cdot 10^4$	$1,94 \cdot 10^{-6}$

Annexes

Tableau A2 : Tableau de données et âges AHe sur les échantillons du pluton des Montagnes Vertes

Nom de l'échantillon	Taille de grain				Paramètres de grain				Concentrations isotopiques						Âges		
	Morphologie	H	L	P	Nombre de grains	F _T	R _s (mg)	masse (µg)	⁴ He (nccSTP/g)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Age (Ma)	Age corrigé (Ma)	± σ (Ma)
77-5-A	2Bk	87,5	75	112,5	1	0,74	42,4	1,7	27080	5	20	2456	11	4,0	17,4	23,6	2,4
77-5-D	P+Bk	112,5	100	125	1	0,76	50,3	2,4	37754	8	35	2902	18	4,3	15,5	20,5	2,0
77-5-E	1Bk	125	100	137,5	1	0,78	57,1	4,2	19191	3	17	1729	8	5,0	17,0	21,8	2,2
77-5-F	P+Bk	75	87,5	137,5	1	0,68	41,0	1,5	36751	7	52	3862	21	7,5	12,7	18,6	1,9
77-5-J	no py	81,25	112,5	125	1	0,67	43,3	2,2	23422	5	20	2541	11	4,4	15,4	22,9	2,3
77-5-K	P+Bk	75	81,25	137,5	1	0,69	40,8	1,5	29418	12	31	3675	21	2,6	10,2	14,7	1,5
77-5-L	1Bk	87,5	81,25	112,5	1	0,70	43,2	1,8	21672	5	32	1416	14	6,2	12,4	17,5	1,8
77-5-M	2Bk	162,5	137,5	200	1	0,85	77,6	10,8	16327	3	14	559	6	4,8	19,7	23,1	2,3
77-5-N	1Bk	187,5	150	175	1	0,84	81,6	12,1	18376	3	18	513	8	5,4	18,9	22,3	2,2
77-5-P	2Bk	150	131,25	187,5	1	0,84	72,5	8,8	21792	5	29	756	12	5,6	14,1	16,7	1,7
77-5-Q	2Bk	100	100	187,5	1	0,78	54,5	4,2	10033	3	13	743	6	4,9	12,3	15,9	1,6
77-5-R	2Bk	137,5	112,5	150	1	0,82	63,0	5,6	21924	3	22	870	9	6,4	18,4	22,3	2,2
77-5-S	2Bk	112,5	100	112,5	1	0,79	51,3	3,0	10618	3	14	939	6	5,3	12,4	15,6	1,6
13TK130-1	P+Bk	137,5	75	175	1	0,76	55,4	3,8	38162	8	43	1241	19	5,4	15,9	20,8	2,1
13TK130-2	1Bk	87,5	75	125	1	0,70	43,5	1,9	51146	11	59	1384	26	5,2	15,8	22,5	2,2
13TK130-3	2Bk	193,75	137,5	175	1	0,87	80,6	11,8	72970	15	79	603	34	5,4	17,6	20,3	2,0
13TK130-4	2Bk	100	75	100	1	0,75	43,6	1,8	99623	20	137	1726	54	6,7	15,0	20,0	2,0
13TK130-5	2Bk	131,25	68,75	87,5	1	0,77	44,5	2,1	101588	21	114	1557	49	5,5	17,1	22,0	2,2
13TK130-6	2Bk	137,5	125	125	1	0,83	61,1	5,0	38916	7	38	732	16	5,8	19,6	23,6	2,4
13TK130-7	2Bk	112,5	93,75	131,25	1	0,79	52,8	3,3	71487	13	74	1416	31	5,7	18,4	23,3	2,3
13TK136B-1	2Bk	87,5	62,5	137,5	1	0,72	42,0	1,9	29885	6	28	1461	13	4,7	17,3	24,1	2,4
13TK136B-4	2Bk	87,5	68,75	162,5	1	0,73	44,8	2,4	31751	6	32	1389	15	4,9	16,7	22,9	2,3
13TK136B-7	2Bk	87,5	75	200	1	0,74	47,6	3,1	27616	5	25	1156	12	4,5	17,9	24,3	2,4
13TK136B-8	P+Bk	100	75	187,5	1	0,74	50,2	3,0	20832	5	21	1174	10	4,6	15,5	21,1	2,1
13TK136B-9	P+Bk	75	62,5	131,25	1	0,67	38,3	1,2	21664	6	24	1542	13	3,8	13,1	19,7	2,0

Tableau A3 : Tableau de données AHe sur les échantillons du pluton de l'île de l'Ouest.

Nom de l'échantillon	Taille de grain			Paramètres du grain				Concentrations isotopiques						Âges			
	Morphologie	H	L	P	Nombre de grains	F _T	R _s (mg)	Masse (µg)	⁴ He (nccSTP/g)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Age (Ma)	Age corrigé (Ma)	± σ (Ma)
8024-1	2b	125,1	101,1	138,6	1	0,81	79,3	4,3	7812	3	14	262	7	4,1	9,1	11,2	1,1
8024-4	2b	152,8	131,1	230,7	1	0,85	76,9	11,1	13483	5	23	266	11	4,3	10,0	11,8	1,2
8024-5	1py+1b	214,5	138,2	200,1	1	0,85	81,9	11,0	6401	5	19	231	9	4,2	5,7	6,7	0,7
8024-6	1py+1b	183,9	171,1	180,3	1	0,85	78,0	9,2	15045	7	30	316	15	4,1	8,3	9,7	1,0
8024-7	1py+1b	162,3	147	202,5	1	0,83	76,3	8,7	16824	6	26	301	12	4,7	11,5	13,8	1,4
8042-1	1py+b	210,7	180,2	300,6	1	0,87	102,4	21,9	22172	11	44	266	21	4,0	8,5	9,8	1,0
8042-2	1py+b	135,6	127,3	165,1	1	0,80	63,5	5,0	31260	12	61	336	26	5,3	9,8	12,2	1,2

Tableau A4 : Tableau de données AHe sur les échantillons du pluton de l'île de Croy.

Nom de l'échantillon	Taille de grain			Paramètres de grain				Concentrations isotopiques						Âges			
	Morphologie	H	L	P	Nombre de grains	F _T	R _s (mg)	Masse (µg)	⁴ He (nccSTP/g)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Age (Ma)	Age corrigé (Ma)	± σ (Ma)
8223-6	1py	93,1	77,8	167,2	1	0,692	47,9	2,47	11281	4	27	309	10	7,5	8,9	12,8	1,3
8225-1	2b	153,7	142,5	114,8	1	0,848	64,0	5,89	6439	1	11	194	4	9,1	12,7	14,9	1,5
8225-2	2b	223	221	172,3	1	0,896	95,1	19,40	7112	2	12	189	5	7,0	12,4	13,9	1,4
8225-3	2b	178,4	172,9	289,5	1	0,870	93,9	20,58	10710	2	19	261	7	7,6	12,2	14,0	1,4
8225-4	2b	183	125,3	231,1	1	0,857	82,4	13,61	9020	2	17	253	7	7,9	11,3	13,1	1,3
8225-7	2b	237,9	136,6	230,2	1	0,879	93,6	19,97	6514	2	17	239	6	9,0	8,8	10,0	1,0

Tableau A5 : Tableau de données AHe et ZHe sur les échantillons du RBIC.

Nom de l'échantillon	Taille de grain				Paramètres de grain				Concentrations isotopiques						Âges		
	Morphologie	H	L	P	Nombre de grains	F _T	R _s (mg)	Masse (µg)	⁴ He (nccSTP/g)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Age (Ma)	Age corrigé (Ma)	± σ (Ma)
MM408-F	2P	87,50	62,50	106,25	4	0,760	51,2	9,94	937	6	22	513	11	3,6	0,7	0,9	0,1
	P+Bk	62,50	56,25	187,50													
	P+Bk	93,75	75,00	112,50													
	2Bk	125,00	125,00	175,00													
MM408-G	P+Bk	87,50	75,00	187,50	4	0,737	48,6	10,90	1408	4	17	433	9	3,9	1,3	1,8	0,2
	1Bk	112,50	93,75	100,00													
	1Bk	100,00	62,50	137,50													
	1Bk	112,50	87,50	143,75													
MM458Z2	1py+1b	183,4	115,5	384,2	1	0,881	98,2	32,73	23737	141	122	0	170	0,9	1,2	1,3	0,0
MM458Z3	1py+1b	94,8	73,1	224,4	1	0,800	57,3	6,31	32227	203	63	0	218	0,3	1,2	1,5	0,0
MM495Z1	1py	89,9	87,5	210,3	1	0,792	54,8	6,61	303220	2056	926	0	2278	0,5	1,1	1,4	0,0
MM495Z2	1py	87,3	84,2	148,7	1	0,770	49,0	4,11	80116	417	96	0	440	0,2	1,5	2,0	0,0
MM495Z3	2b	124,7	113,6	186,7	1	0,868	89,2	12,29	138152	341	92	0	363	0,3	3,1	3,6	0,0
MM495Z4	2b	110	77,9	111,9	1	0,830	68,4	4,46	74191	222	47	0	234	0,2	2,6	3,2	0,0
MM532-Z2	1Bk	106,00	112,00	234,00	1	0,842	66,3	12,92	114405	598	1140	0	872	2,2	1,1	1,3	0,0
MM532-Z4	P+BK	101,00	64,00	216,00	1	0,790	49,6	5,63	325431	2167	4132	0	3159	2,2	0,9	1,1	0,0
MM532-Z5	1py	109,3	72,1	309,2	1	0,800	57,3	10,18	133538	1108	984	0	1344	0,9	0,8	1,0	0,0
MM532-Z6	2py	123,6	120,5	223	1	0,832	69,2	9,81	94965	686	856	0	891	1,2	0,9	1,1	0,0
MM532-Z7	1py+1b	113,9	103,9	243,8	1	0,843	74,2	11,42	131450	753	834	0	953	1,1	1,1	1,4	0,0
MM573-F	1Bk	112,50	75,00	125,00	4	0,741	54,0	14,01	817	4	12	349	7	3,3	1,0	1,3	0,1
	nopy	137,50	118,75	175,00													
	nopy	75,00	75,00	150,00													

Annexes

	nopy	87,50	81,25	150,00													
MM573-G	2bk	87,50	112,50	87,50													
	nopy	62,50	62,50	212,50	4	0,744	46,6	7,97	730	5	15	579	9	2,9	0,6	0,9	0,1
	1P	100,00	87,50	150,00													
	2Bk	137,50	75,00	156,25													
1Bk	112,50	81,25	112,50														
MM573-H	2Bk	100,00	62,50	100,00	4	0,751	48,3	10,36	794	5	21	488	10	4,0	0,6	0,8	0,1
	1Bk	125,00	87,50	137,50													
	2Bk	87,50	75,00	143,75													
	2py	169,7	162,3	333,6													
TK17-72-Z2	1b	121	100,4	253,4	1	0,845	74,3	14,31	203076	365	521	0	490	1,4	3,4	4,1	0,4
TK17-72-Z3	2py	207,4	179,3	534,3	1	0,903	122,4	69,98	156909	232	203	0	280	0,9	4,6	5,1	0,5
TK17-72-Z4	2py	204,8	187,6	389	1	0,897	114,4	46,09	201111	420	504	0	541	1,2	3,1	3,4	0,3
TK17-72-Z5	2py	235,4	205,5	471,9	1	0,910	131,3	72,96	164167	360	378	0	451	1,1	3,0	3,3	0,3
TK17-72-Z6	2py	176,7	168,8	425,7	1	0,890	107,2	43,06	181189	371	386	0	464	1,0	3,2	3,6	0,4
TK17-72-Z7	2py	169,1	165,5	369,4	1	0,884	101,0	33,55	231670	421	464	0	532	1,1	3,6	4,1	0,4
TK17-72-Z8	2py	196,2	163,6	361,5	1	0,887	104,6	35,92	124839	353	393	0	447	1,1	2,3	2,6	0,3
TK17-72-Z10	2py	197,3	186,1	426,4	1	0,898	115,8	50,96	144869	176	148	0	211	0,8	5,7	6,3	0,6
TK17-72-Z11	2py	194,2	152	399,1	1	0,887	104,1	38,73	124415	446	480	0	562	1,1	1,8	2,1	0,2
TK17-81-Z1	2py	170,5	155,3	281,5	1	0,870	90,1	21,26	321543	635	523	0	760	0,8	3,5	4,0	0,4
TK17-81-Z2	2py	153,9	120,8	190,3	1	0,826	66,6	8,44	282934	794	650	0	949	0,8	2,5	3,0	0,3
TK17-81-Z3	1py	125,4	71,5	144,4	1	0,774	49,9	4,57	267323	582	565	0	718	1,0	3,1	4,0	0,4
TK17-81-Z4	1py	130,6	104,3	183,2	1	0,822	64,2	9,10	189498	446	408	0	544	0,9	2,9	3,5	0,4
TK17-81-Z5	1py	158	131,8	264,7	1	0,861	83,5	20,92	276117	607	591	0	749	1,0	3,1	3,6	0,4
TK17-81-Z8	1py	171,6	157,9	340,7	1	0,881	98,5	36,00	324673	708	720	0	880	1,0	3,1	3,5	0,3
TK17-81-Z9	1py+1b	143,6	135,4	249,4	1	0,874	92,6	18,34	340086	705	644	0	860	0,9	3,3	3,8	0,4
TK17-81-Z10	2py	92,8	85,9	175,8	1	0,780	52,0	4,31	59008	612	569	0	749	0,9	0,7	0,8	0,1
TC09-10B-1	P+bk	75	88	138	1	0,689	41,0	1,58	16098	12	42	0	22	3,5	6,0	8,8	0,9

Annexes

TC09-10B-5	2P	88	88	125	1	0,665	41,9	1,25	32060	43	80	0	62	1,9	4,3	6,5	0,6
TC09-10B-7	2Bk	113	113	100	1	0,803	50,5	2,88	9726	9	34	0	17	3,7	4,8	5,9	0,6
TC09-10B-8	P+Bk	113	100	125	1	0,758	50,3	2,47	11093	8	37	0	16	5,0	5,6	7,4	0,7
TC09-10B-9	1P	88	81	138	1	0,677	44,6	1,86	13215	11	55	0	24	5,0	4,6	6,8	0,7
TC10B-10	1bk	138	131	163	2	0,778	61,8	11,43	14383	10	44	702	21	4,4	5,6	7,2	0,7
	1P	100	88	250													
TC10B-11	P+Bk	100	75	150	2	0,746	50,2	5,71	8357	7	23	1150	13	3,2	4,9	6,6	0,7
	1Bk	106	88	150													
TC10B-13	2Bk	94	81	138	2	0,790	55,9	7,19	7791	6	21	1024	12	3,3	5,1	6,4	0,6
	P+Bk	144	125	150													
TC09-82-B	P+Bk	100	100	188	1	0,754	54,1	3,58	19138	17	98	0	41	5,7	3,9	5,2	0,5
TC09-82-C	2P	88	81	213	1	0,703	49,2	2,68	18018	15	66	0	31	4,3	4,8	6,8	0,7
TC09-82-G	1P	138	138	200	1	0,788	69,3	6,81	19370	16	64	0	31	4,1	5,2	6,6	0,7
TC09-82-H	1P	100	88	200	1	0,726	53,3	3,58	17804	18	84	0	39	4,6	3,8	5,3	0,5
TC09-82-I	1P	88	75	150	1	0,679	44,8	1,97	16834	19	79	0	38	4,3	3,7	5,5	0,5
TC82-Z5	1P	225	200	363	1	0,903	120,5	60,98	1103962	880	608	0	1026	0,7	8,9	9,9	0,1
TC82-Z6	2P	138	113	188	1	0,819	64,0	7,44	727427	672	796	0	863	1,2	7,0	8,5	0,1
TC82-Z7	2P	213	200	413	1	0,902	120,7	54,32	1513873	1240	988	0	1477	0,8	8,5	9,4	0,0
TC82-Z8	2P	150	138	275	1	0,860	82,8	17,17	565068	614	1491	0	971	2,4	4,8	5,6	0,0
TC82-Z9	2P	213	188	313	1	0,889	105,4	33,10	974264	952	1188	0	1237	1,2	6,5	7,4	0,1
TC82-Z10	2P	175	163	263	1	0,869	89,0	19,82	901423	1356	1695	0	1762	1,3	4,2	4,9	0,0
TC82-Z11	2P	181	156	300	1	0,876	94,2	24,63	1828389	850	1846	0	1293	2,2	11,8	13,4	0,1
TC09-113-B					1	0,768	55,5	5,23	10645	7	39	0	16	5,5	5,5	7,1	0,7
TC09-113-D					1	0,765	51,1	3,48	6147	4	20	0	9	4,5	5,7	7,4	0,7
TC113-Z5					1	0,770	49,7	3,77	287970	311	156	0	348	0,5	6,8	8,9	0,1
TC113-Z6					1	0,819	63,8	7,94	317571	366	206	0	415	0,6	6,3	7,7	0,1
TC113Z7					1	0,850	77,6	14,84	421354	612	544	0	743	0,9	4,7	5,5	0,0
TC113Z8					1	0,840	72,4	11,19	443153	620	593	0	762	1,0	4,8	5,7	0,0
TC113Z9					1	0,880	98,1	28,45	573796	777	616	0	925	0,8	5,1	5,8	0,1
TC113Z10					1	0,806	58,8	8,33	117605	196	102	0	221	0,5	4,4	5,5	0,0

Annexes

TC113Z11					1	0,804	58,2	7,66	249784	331	302	0	403	0,9	5,1	6,4	0,1
TC120-H	1Bk	88	75	125	2	0,701	46,3	5,33	5891	6	31	1325	14	5,0	3,3	4,6	0,5
	no py	88	75	213													
TC120-I	2Bk	88	75	125	2	0,712	44,9	4,04	7066	6	30	1593	14	5,0	3,9	5,5	0,6
	1P	100	75	138													
TC120-J	2Bk	88	75	125	2	0,719	46,3	4,33	5546	5	24	1414	11	4,8	3,7	5,2	0,5
	1P	100	94	138													
TC120-K	P+Bk	113	100	163	3	0,745	49,8	7,93	6457	6	25	961	12	4,4	4,2	5,7	0,6
	1Bk	88	75	100													
	1Bk	100	88	138													
TC120-Z1	2P	82,10	70,85	126,90	1	0,729	41,4	2,04	975143	1450	2001	0	1930	1,4	4,2	5,8	0,0
TC120-Z4	1P	98,70	60,50	140,90	1	0,743	43,5	3,14	336678	500	1193	0	786	2,4	3,6	4,8	0,0
TC120-Z5	2py	93,5	86,9	118,5	1	0,735	42,8	2,20	523670	835	1895	0	1290	2,3	3,4	4,6	0,0
TC120-Z6	2py	87,6	67,1	129,5	1	0,728	41,5	2,11	504072	750	1035	0	998	1,4	4,2	5,8	0,0
TC120Z8	2py	95,1	94,1	128,2	1	0,753	46,0	2,71	311350	240	481	0	356	2,0	7,3	9,7	0,1
TK2-1	1P	131	113	188	1	0,768	63,9	5,33	12598	11	59	812	26	5,1	4,0	5,1	0,5
TK2-2	1Bk	175	163	163	1	0,840	78,7	10,82	8669	8	43	523	19	5,1	3,8	4,5	0,4
TK2-3	1P	200	175	188	2	0,803	73,1	13,38	17573	14	73	522	32	5,1	4,5	5,6	0,6
	P+Bk	100	88	150													
TK2-4	2Bk	125	100	138	2	0,795	57,2	7,95	13056	14	80	677	34	5,6	3,2	4,0	0,4
	P+Bk	131	100	150													
TK2-5	2Bk	156	125	150	1	0,845	68,6	7,21	11186	10	55	709	24	5,2	3,8	4,5	0,5
TK2-9	P+Bk	138	125	225	1	0,814	70,5	7,49	16058	16	67	542	32	4,1	4,1	5,0	0,5
TK26-2	2Bk	88	75	75	2	0,725	43,2	3,67	9658	8	40	1900	19	4,7	4,0	5,5	0,5
	1Bk	94	75	144													
TK26-3	P+Bk	88	69	125	2	0,700	45,9	4,16	17164	15	71	1957	33	4,8	4,2	6,0	0,6
	1P	150	131	100													
TK26-4	no py	88	75	150	1	0,683	45,2	2,37	10668	9	49	2728	23	5,3	3,6	5,3	0,5
TK26-5	2Bk	125	81	125	2	0,782	53,2	6,45	10285	9	48	1253	21	5,2	3,9	4,9	0,5
	P+Bk	125	100	138													

Annexes

TK26-6	P+Bk P+Bk	100 75	81 75	144 150	2	0,712	45,0	3,93	9303	8	38	1854	18	5,0	4,0	5,7	0,6
TK31-1	1Bk	113	100	125	1	0,759	52,9	3,35	6801	16	93	2302	40	5,8	1,4	1,8	0,2
TK31-3	1Bk	81,25	75,00	100,00	1	0,721	39,6	1,43	14882	19	110	4779	47	5,9	2,4	3,4	0,3
TK31-4	1Bk	100	88	81	1	0,716	42,5	1,70	17111	15	89	4115	38	6,0	3,5	4,9	0,5
TK31-6	1Bk	106	63	125	1	0,711	44,4	2,21	5051	10	45	2504	22	4,6	1,8	2,5	0,3
TK31-7	2Bk	75	63	113	1	0,690	37,4	1,28	17890	20	115	4782	50	5,7	2,8	4,0	0,4
TK31-8	2Bk	75	75	125	2	0,710	40,9	3,25	8602	14	58	1685	29	5,5	2,4	3,4	0,3
	1Bk	100	75	88													
TK31-9	1Bk	88	63	88	2	0,699	38,4	2,66	8090	27	75	2183	46	5,8	1,4	2,0	0,2
	2Bk	75	75	113													
TK31-10	1Bk	100	94	88	2	0,708	42,1	3,52	7331	15	56	1626	30	5,7	2,0	2,8	0,3
	1bk	75	75	125													
TK31-11	2bk	131	100	113	2	0,767	50,7	5,69	6645	17	85	1106	38	6,3	1,4	1,9	0,2
	nopy	100	75	106													
TK63-1	P+Bk	113	88	231	1	0,768	58,3	4,89	6379	6	25	1387	12	4,4	4,0	5,2	0,5
TK63-2	2Bk	81	63	88	1	0,706	36,5	1,11	9684	5	23	2618	12	4,9	6,0	8,5	0,8
TK63-3	no py	138	113	125	1	0,756	59,7	4,73	13955	9	46	1620	21	5,1	5,3	7,0	0,7
TK63-4	2Bk	113	100	163	1	0,796	56,6	4,35	8561	7	30	1550	15	4,5	4,5	5,6	0,6
TK63-5	1P	125	113	150	1	0,743	57,8	3,78	13054	10	69	1780	28	6,7	3,7	5,0	0,5
TK63-7	P+Bk	94	66	150	1	0,704	44,5	1,97	6691	4	29	2422	13	6,5	3,9	5,5	0,6
TK63-8	1P	100	88	150	1	0,706	49,6	2,53	6323	6	32	2155	14	5,5	3,3	4,6	0,5
TK81A-3	2Bk	100	75	131	1	0,753	46,9	2,47	6984	6	40	2905	17	7,0	3,1	4,1	0,4
TK81A-4	P+Bk	88	75	181	1	0,713	46,8	2,47	6484	5	31	2752	14	5,9	3,3	4,7	0,5
TK81A-5	P+Bk	100	63	119	1	0,694	41,6	1,51	8962	8	59	4287	24	7,7	2,7	4,0	0,4
TK81A-6	2Bk	100	88	138	1	0,765	49,5	2,88	5242	4	36	2466	14	9,0	2,8	3,6	0,4
TK81A-9	2Bk	81	75	113	1	0,719	40,8	1,61	7293	6	44	4138	18	7,7	2,9	4,0	0,4
TK81A-10	2Bk	75	69	100	1	0,700	37,3	1,21	9034	9	47	4476	22	5,5	3,0	4,2	0,4
TK81A-11	1Bk	75	69	125	1	0,672	39,2	1,52	8879	12	50	3966	26	4,2	2,6	3,8	0,4
TK81A-12	2P	75	63	150	1	0,624	39,3	1,22	12751	6	50	5167	20	8,9	4,4	7,1	0,7

Annexes

TK81A-15	1Bk	75	75	125	1	0,675	39,9	1,60	9999	7	43	3776	20	5,7	3,7	5,5	0,6
TK81A-16	2Bk	100	88	75	1	0,765	41,3	1,57	8412	5	39	3817	17	7,4	3,6	4,7	0,5
TK101-2	1P	125	100	150	1	0,742	56,4	3,53	4621	5	20	1407	10	4,2	3,3	4,5	0,5
TK101-4	2Bk	113	75	113	1	0,774	47,2	2,45	4119	5	15	1401	9	3,2	3,5	4,5	0,5
TK101-5	P+Bk	88	63	100	1	0,674	37,5	1,06	22927	21	109	5348	50	5,1	3,5	5,2	0,5
TK101-8	1Bk	125	113	138	1	0,785	58,8	4,58	24258	24	107	1884	51	4,4	3,9	4,9	0,5
TK101-Z3	2P	138	125	275	1	0,851	77,8	14,97	1489709	2234	1634	0	2626	0,7	4,7	5,5	0,0
TK101-Z4	1P	213	175	500	1	0,902	120,6	75,20	2954438	3694	4249	0	4713	1,2	5,2	5,8	0,1
TK101-Z5	1P	106	88	238	1	0,808	59,8	8,88	790139	1432	1479	0	1787	1,0	3,7	4,5	0,0
TK101-Z6	1P	106	96	262	1	0,819	63,2	10,76	830213	1062	1121	0	1331	1,1	5,2	6,3	0,1
TK101-Z7	2P	92	73	202	1	0,774	50,3	4,55	703539	1308	473	0	1421	0,5	4,1	5,3	0,0
TK101-Z8	1P	80	72	216	1	0,766	48,4	5,10	183169	229	236	0	286	1,4	5,3	6,9	0,1
TK101-Z9	1P	144	104	214	1	0,834	69,1	11,93	696566	1084	750	0	1264	0,8	4,6	5,5	0,0
TK101-Z10	1P	90	84	190	1	0,785	52,9	5,70	85084	195	132	0	226	1,1	3,1	4,0	0,0
TK118-2	1P	113	100	288	2	0,752	57,3	8,24	7799	8	43	1015	19	5,2	3,2	4,3	0,4
	1Bk	94	69	88													
TK118-3	P+Bk	94	81	100	2	0,781	50,2	4,99	7514	8	39	1494	18	5,1	3,3	4,3	0,4
	2Bk	125	100	119													
TK118-4	2Bk	69	63	113	2	0,790	56,0	7,16	8186	9	43	1140	20	5,0	3,3	4,2	0,4
	2Bk	125	106	188													
TK118-5	2Bk	88	69	100	2	0,723	43,9	3,98	8730	10	52	1931	23	5,2	3,0	4,1	0,4
	1Bk	88	94	138													
TK118-Z4	2P	213	200	400	1	0,901	119,5	51,85	172778	144	98	0	167	0,7	8,5	9,5	0,1
TK118-Z5	1P	163	200	344	1	0,889	105,2	42,74	115322	155	116	0	183	0,7	5,2	5,9	0,1
TK118-Z6	2P	200	188	413	1	0,898	115,6	49,38	327032	350	303	0	423	0,9	6,4	7,1	0,1
TK118Z8	1py	225	192,3	327,8	1	0,897	115,0	51,85	245171	172	146	0	207	0,8	9,8	11,0	0,1
TK118Z9	2py	157,1	139,6	307,2	1	0,867	87,6	21,22	156992	158	111	0	184	0,7	7,1	8,1	0,1
TK118Z10	2py	119,3	112,8	260,7	1	0,837	71,0	12,04	200903	226	179	0	269	0,8	6,2	7,4	0,1
TK17-53-Z1	1py+1b	155,7	172,7	349,1	1	0,894	111,2	36,79	183910	285	292	0	355	1,0	4,3	4,8	0,5

Annexes

TK17-53-Z3	2py	141,5	147,9	318,9	1	0,866	87,3	21,64	842357	1559	1716	0	1971	1,1	3,5	4,1	0,4
TK17-53-Z4	1b	136,1	167,6	343,9	1	0,885	101,6	36,47	496886	815	894	0	1030	1,1	4,0	4,5	0,5
TK17-53-Z5	2py	176,6	237,4	437	1	0,902	120,6	57,80	580004	1034	1391	0	1368	1,3	3,5	3,9	0,4
TK1753-Z6	1py	157,9	239,9	314,2	1	0,890	106,4	43,25	788867	1251	1435	0	1596	1,1	4,1	4,6	0,5

Titre : Taux et moteurs d'exhumation de complexes plutoniques en contexte intraplaque océanique (archipel de Kerguelen) : apports de la thermochronologie basse et moyenne température

Mots clés : érosion, exhumation, thermochronologie, Kerguelen, île océanique, (U-Th)/He

Résumé : La question scientifique principale de ce travail de thèse est la compréhension des moteurs et des taux d'érosion, à l'échelle de plusieurs dizaines de millions d'années, d'un archipel océanique volcanique. Une approche thermochronologique basse et moyenne température sur des roches intrusives est utilisée, afin de contraindre les trajets d'exhumation de roches plutoniques dans la croûte océanique de l'archipel de Kerguelen (sud de l'Océan Indien). Cet archipel, dont la formation a débuté il y a 30 Ma, est la partie émergée du plateau océanique du même nom, formé suite à l'activité du point chaud de Kerguelen, qui commence il y a 120 Ma. La particularité de l'archipel de Kerguelen, en comparaison aux îles océaniques classiques, est la présence de roches plutoniques différenciées, cibles de choix pour l'utilisation

de la thermochronologie basse et moyenne température. Ces méthodes permettent de reconstituer les trajets thermiques de refroidissement, et donc d'exhumation des plutons, depuis leur formation en profondeur jusqu'à leur exhumation à la surface. Dans ce travail, trois thermochronomètres ont été utilisés : la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite ainsi que les méthodes (U-Th)/He sur apatite et zircons. Les données obtenues à Kerguelen ont permis de mettre en évidence un modèle d'érosion différentielle sur l'archipel, avec pulses d'érosion locaux à l'échelle d'un complexe plutonique, qui contrastent avec les taux régionaux faibles depuis 25 Ma. Cette observation met en évidence le rôle prédominant de l'activité magmatique, et la tectonique locale associée, sur l'exhumation des plutons et la dénudation en surface.

Title: Rates and driving forces of the exhumation of plutonic complexes in oceanic intraplate settings (Kerguelen archipelago): contributions of low and mid temperature thermochronology

Keywords: erosion, exhumation, thermochronology, Kerguelen, oceanic island, (U-Th)/He

Abstract: The main scientific aim of this work is the understanding of driving forces and erosion rates, at the scale of several dozens of millions of years, of an oceanic volcanic island. A low and mid temperature thermochronological approach on intrusive rocks is used, in order to reconstruct exhumation paths in the oceanic crust of the Kerguelen archipelago (southern Indian Ocean). This archipelago was created 30 Ma years ago and is the emerged part of the eponymous oceanic plateau, formed following the activity of the Kerguelen hot spot, which began 120 Ma ago. The singularity of the Kerguelen archipelago, compared to other oceanic islands, is the occurrence of acid plutonic rocks, on which we can perform

thermochronology on. Such methods allow reconstructing the thermal cooling paths, and thus, exhumation paths of the plutons since their deep formation to their surface exhumation. In this work, three thermochronometers were used: the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on biotite method, and the (U-Th)/He on apatite and zircon methods. The data obtained on Kerguelen Islands indicate a differential erosion over the archipelago, with local erosion pulses within a plutonic complex, contrasting with regional low erosion rates since 25 Ma. This observation points to the predominant role of magmatic activity, and the associated local tectonic activity, on the exhumation of plutonic bodies and surface denudation.