

AIX-MARSEILLE UNIVERSITE

ED 251 – Sciences de l'environnement

CEREGE/UMR 7330

Thèse présentée pour obtenir le grade universitaire de docteur

Spécialité : Géosciences de l'environnement

Nicolas LAUNAY

Propriétés d'aimantation des sources géologiques des anomalies du champ magnétique terrestre : magnétisme des roches et modélisation numérique

Magnetization properties of the anomalies of Earth's magnetic field : rock magnetism and numerical modeling

Soutenue le 12/07/2018 devant le jury :

Eric FERRE	PR SIU, USA	Rapporteur
Erwan THEBAULT	DR CNRS, LPG Nantes, France	Rapporteur
Mohamed HAMOUDI	PR USTHB Alger, Algérie	Examineur
Mireille PERRIN	DR CNRS, CEREGE Aix-en-Provence, France	Examinatrice
Sonia ROUSSE	CR IRD, GET Toulouse, France	Examinatrice
Yoann QUESNEL	MCF HDR AMU, CEREGE Aix-en-Provence, France	Dir. de thèse
Pierre ROCHETTE	PR AMU, CEREGE Aix-en-Provence, France	Dir. de thèse

Numéro national de thèse/suffixe local :

« Science is nothing but a series of questions that lead to more questions... which is just as well, or it wouldn't be much of a career path, would it ? »

T. PRATCHETT

REMERCIEMENTS

Paradoxalement, je ressens presque plus de stress à l'idée d'écrire ces remerciements, que je n'en ai éprouvé lors de la rédaction de certaines autres parties de mon manuscrit de thèse ! Est-ce parce qu'il s'agit du premier (voire du seul) aperçu que certains lecteurs curieux auront de mon travail ? Peut-être est-ce à cause du sérieux avec lequel j'ai parfois vu chercheurs, encadrants, et collègues éplucher cette section, avides de vérifier si, oui, en effet, il y est bien fait mention d'eux et de tel coup de main technique, de telle relecture d'article, ou de telle anecdote croustillante. Je préfère donc m'excuser par avance : si d'aventure vous lisez ces lignes et que j'ai oublié de mentionner votre aide ou votre soutien, j'en suis réellement désolé. N'y voyez pas un manque de considération, simplement la marque d'un esprit distrait.

Bien évidemment, cette thèse n'aurait jamais eu lieu sans Yoann Quesnel et Pierre Rochette, qui ont construit ce sujet, et qui m'ont encadré durant ces 45 mois de thèse. Ils sont toujours parvenus à être d'une grande disponibilité tout en m'accordant une totale liberté dans mon travail. Je suis à présent suffisamment familier avec le monde de la recherche pour comprendre à quel point c'est appréciable.

Un immense merci à Yoann, dont l'aide et les conseils m'ont permis de continuer à aimer autant la modélisation. Sa gentillesse et sa bienveillance sont je pense une des principales raisons grâce auxquelles je peux dire que j'ai apprécié ces années de thèse. J'espère que nous pourrons continuer à travailler ensemble, ne serait-ce que pour rentabiliser ces heures passées à explorer les fonctionnalités les plus hermétiques d'Oasis Montaj ! J'ai toujours admiré sa volonté d'explorer une grande variété de sujets et de thématiques, depuis l'archéomagnétisme jusqu'à la planétologie, et j'espère avoir la possibilité de suivre cette même voie en tant que chercheur.

Merci également à Pierre pour m'avoir fait profiter de son expertise et de son expérience en magnétisme des roches. Ses explications et son aide dans l'interprétation des données expérimentales m'ont souvent éclairé et il a toujours été disponible pour apporter son aide ou son analyse sur mes résultats expérimentaux, tout en me laissant une grande latitude dans l'interprétation et la discussion que j'en

faisais. Je loue notamment sa connaissance encyclopédique de la bibliographie sur le sujet, qui m'a à plusieurs reprises sorti d'affaire !

Je tenais ensuite à remercier chaleureusement les membres de mon jury, et tout particulièrement mes rapporteurs Erwan Thébault et Eric Ferré, qui ont accepté avec une grande gentillesse la tâche (ingrate ?) consistant à relire, commenter, et critiquer ce manuscrit. Ils font partie des chercheurs que je considère comme des références dans leurs domaines respectifs (leurs noms reviennent d'ailleurs de façon très régulière dans ma bibliographie, un signe qui ne trompe pas), par conséquent leur opinion concernant ce travail est d'autant plus importante pour moi. Je remercie également chaleureusement Mireille Perrin, Mohamed Hamoudi et Sonia Rousse, d'avoir accepté de participer à mon jury en tant qu'examineurs. Le soutien formel de chercheurs aussi talentueux est toujours un honneur un peu effrayant, et j'espère vraiment m'en montrer digne.

Quoi qu'on en pense, une thèse n'est jamais le fruit uniquement des efforts d'un doctorant et de ses encadrants. Je souhaite donc rendre à César ce qui lui est dû en remerciant les diverses personnes de l'équipe qui ont, par leur aide, leurs conseils ou simplement leur présence, contribué à la réussite de ce travail. François Demory, tout d'abord, dont on ne dira jamais assez à quel point l'assistance matérielle et les connaissances techniques sont précieuses, surtout pour un doctorant. Merci aussi à Jérôme Gattacceca pour son aide sur la cellule de pression et pour l'assistance microscopie (ainsi que pour son humour, un détail qui ne gâche rien !). Merci à Julien Longerey pour son ouvrage sur mes échantillons, ainsi que pour sa collaboration lors d'ateliers mémorables de la fête de la science ! Je remercie de nouveau Mireille Perrin, qui en plus d'être examinatrice, m'a fourni quelques conseils sur les inclusions dans les minéraux magnétiques. Merci également à Gwenael Hervé et Minoru Uehara pour leurs avis et leur soutien.

Je voudrais remercier George Bronner, ancien géologue minier et professeur à AMU, pour m'avoir fourni un grand nombre d'échantillons de BIFs Mauritaniens, et m'avoir aimablement renseigné à leur sujet. Sans son apport, cette thèse n'aurait peut-être pas existé, je lui dois donc beaucoup !

Enfin, je souhaiterais remercier tous les membres de l'administration du laboratoire pour l'aide et les services apportés durant mon séjour au CEREGE, notamment Isabelle Hammad, Noémie Garron, Aurore Pfitzmann, Sandrine Magnosto et Hadja Barry. En ce qui me concerne, sans leur présence ma thèse se serait très vite vue

écourtée pour cause d'un formulaire non rempli, d'un ordre de mission manquant ou d'une inscription oubliée.

Merci aux membres, anciens, récents ou actuels, du bureau 277 : Cécile, William, Camille et Brina. Ils ont supporté, parfois pendant des années, des strates entières de papiers, crayons, post-it, et soucoupes en sédimentation sur mon bureau (et parfois au-delà).

Un grand merci à la cohorte innombrable des doctorants, ATER et autres post-docs avec lesquels j'ai sympathisé au CEREGE, et dont la présence contribue à faire de ce laboratoire un lieu où il fait bon vivre (et travailler !). Merci à Jonathan (j'espère que notre projet vidéoludique nous gardera en contact encore longtemps !), Céline, Ben (Vive La Rochelle !), Amandine, Nicolu, Solenn, Clément et Didier, pour les parties de fléchettes, de jeu de rôles, les débats improbables, et les avions en papier. Merci à Chloé et Marine pour les cours d'Aïkido et les séances de footing, ainsi qu'à Seb, Alexia, Hamed, Pierre, Wuhib & Valenti (thanks for the tree. You know what I mean), Julie, Riccardo, Adrien, Romain, Aladdin, Ross, Emmeline, Frida (maintenant je sais pourquoi les Néerlandais sont grands), Franck, Agathe, Manon, Anne-Eléonore (et j'en oublie sûrement...). Les bières du vendredi, les soirées jeux de société et autres pique-niques resteront dans ma mémoire !

Je remercie également tout l'équipage de l'ENSG de nancy, sans lesquels la géologie ne serait pas la même ! Merci à Vince (à la meilleure coloc de l'univers connu !), à Kev et Loulou (à la meilleur coloc avortée de l'univers connu), ainsi qu'à Gaëlle, Salomé, Mélo, Manu, Merco, Flora, Merlin, Clémence, Pima, Antoine et Pierre. Merci pour les soirées foyer, les soirées croque-nanar, les films de stage terrain (Louis, quand est-ce que tu nous paye l'Excelsior ?), le cri des mouettes, les calcaires gréseux, La Grande Guerre du Rapport TER, la légendaire journée des 1000 mails, et j'en passe...

Un grand merci à ma famille, qui a toujours fait l'effort de s'intéresser à ce qui devait lui paraître des considérations bien hermétiques par moment ! Cela m'a permis de m'entraîner, pendant près de 3 ans, à vulgariser régulièrement mes travaux, et à tenter de justifier leur intérêt (un exercice que je recommande à tout doctorant !). Je remercie tout particulièrement mes parents : vous m'avez toujours soutenu dans ma vie et mes études, et si je suis parvenu à ce stade dans l'un comme dans l'autre, c'est en grande partie à vous que je le dois. Un gros merci à mon frère : nos parcours sont presque aussi éloignés que nos caractères respectifs, mais il est toujours là pour me raccrocher à la réalité en cas de délire scientifique trop aigu. Pour tout autre type de

délire, nous trouvons généralement un terrain d'entente ! (petite pensée à la meilleure blague de l'univers, perdue à tout jamais dans les abysses de notre mémoire)

Enfin, toute ma reconnaissance à Marie, dont la présence m'a procuré, outre un plaisir insondable, un appui salvateur lors des derniers mois de rédaction. Je tâcherai de lui rendre la pareille quand son heure sera venue !

Et à toi qui ne lira pas ces lignes, une pensée supplémentaire : pour la volonté que tu as eu jusqu'à la fin et qui m'a permis de conclure ce chapitre de ma vie avec toi...

RESUME

Les sources géologiques profondes des grandes anomalies magnétiques terrestres sont, encore à l'heure actuelle, mal connues et faiblement contraintes, que ce soit en termes de nature, de géométrie, ou de profondeur. Un point commun à la plupart de ces anomalies est la corrélation observée entre leur position et celle des zones de boucliers cratoniques, ainsi que la présence de formations de fer rubanées (BIFs) pour les plus grandes. Cette étude s'intéresse en premier lieu aux caractéristiques magnétiques d'échantillons de BIFs en provenance de Mauritanie, où est observable la plus grande partie de l'Anomalie Magnétique Ouest Africaine (AMOA). On met en évidence des valeurs de susceptibilité magnétique allant jusqu'à 3.4 SI, et d'aimantation rémanente jusqu'à 1350 A/m, dans les BIFs. Des valeurs de rapport de Koenigsberger pour la plupart supérieures à 1 impliquent également que la rémanence devrait être prise en compte pour expliquer l'AMOA. L'effet de la pression sur les propriétés magnétiques de la titanomagnétite a également été étudié, car ce paramètre est peu connu, et la plupart du temps négligé dans les modèles numériques des sources des anomalies magnétiques. On montre ainsi une dépendance à la pression de la température de Curie de l'hématite et de la titanomagnétite, ainsi qu'une augmentation de l'Aimantation Thermo Rémanente (ATR) acquise à des pressions lithosphériques, allant jusqu'à +100% à 675 MPa. Un modèle numérique de la croûte sous l'AMOA est ensuite construit, à l'aide de ces contraintes et de données magnétiques et gravimétriques. On utilise une approche directe pour investiguer la profondeur, l'épaisseur et l'intensité d'aimantation des lithologies crustales. Nos résultats montrent que des couches de BIFs sont les seules sources crustales aimantées nécessaires pour expliquer l'anomalie, et qu'elles pourraient être enfouies à plusieurs kilomètres de profondeur. Les résultats de cette étude fournissent de nouvelles perspectives pour l'étude des sources d'anomalies magnétiques dans d'autres régions cratoniques comportant des affleurements de BIFs.

ABSTRACT

The geological sources of major magnetic field anomalies are still poorly constrained, in terms of nature, geometry and vertical position. A common feature of several anomalies is their spatial correlation with cratonic shields and, for the largest anomalies, with Banded Iron Formations (BIF). This study first unveils the magnetic properties of some BIF samples from Mauritania, where the main part of the West African magnetic anomaly is observed. It shows magnetic susceptibility values up to 3.4 SI and natural remanent magnetization up to 1350 A/m can be reached by BIF rocks. Koenigsberger ratios mostly superior to 1 imply that the remanent magnetization should be taken into account to explain the anomaly. I also investigated the impact of pressure on magnetic properties of titanomagnetite, because it is not well known and most of the time neglected in numerical models of the geological sources of magnetic anomalies. My results show a pressure-dependent Curie temperature increase, as well as an intensity increase for TRM acquired under lithospheric pressure (up to +100% at 675 MPa). A numerical modeling of the crust beneath the West African anomaly is then performed using these constraints and both gravity and magnetic field data. A forward approach is used, investigating the depth, thickness and magnetization intensity of all possible crustal lithologies. Our results show that BIF slices may be the only magnetized lithology needed to explain the anomaly, and that they could be buried several kilometers deep. The results of this study provide a new perspective to address the investigation of magnetic field anomaly sources in other cratonic regions with BIF outcrops.

Table des matières

Table des matières.....	9
Table des figures	13
Table des tableaux	19
Introduction	21
Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique.....	23
1.1 Bases de magnétisme terrestre	24
1.1.1 Le Rôle du Noyau	28
1.1.2 Le Rôle de la lithosphère.....	28
1.1.3 Modèles du champ magnétique.....	31
1.1.4 Mesure du champ magnétique.....	37
1.1.5 Les variations temporelles du champ magnétique	45
1.1.6 Les anomalies lithosphériques.....	47
1.1.7 Conclusion.....	53
1.2 Les sources géologiques des grandes anomalies magnétiques.....	53
1.2.1 Les cratons : des régions à fortes anomalies magnétiques.....	53
1.2.2 Le magnétisme des roches	54
1.2.3 Conclusion.....	64
1.3 Problématiques	64
1.3.1 Les BIFs : de bons candidats comme sources des anomalies magnétiques terrestres	65
1.3.2 Les grandes anomalies africaines : limites des modèles existants.....	69
1.3.3 Conclusion.....	78
Partie 2 : Les BIFs mauritaniens - Caractérisation magnétique.....	79
2.1 Choix de la Mauritanie comme zone d'étude.....	80
2.2 Contexte géologique	80

Table des matières

2.2.1	Le Craton Ouest Africain	80
2.2.2	La Dorsale Reguibat	81
2.2.3	La Dorsale de Man	88
2.3	Éléments théoriques de magnétisme des roches	89
2.4	Présentation des échantillons	91
2.4.1	Localisation et nature	91
2.4.2	Observations pétrographiques préliminaires	92
2.5	Mesures magnétiques : Variables, objectifs, et protocoles	97
2.5.1	Susceptibilité	98
2.5.2	Aimantation Rémanente Naturelle	100
2.5.3	Aimantation Rémanente Anhystrétique	102
2.5.4	Cycles d'Hystérésis	103
2.5.5	Courbes K-T	107
2.5.6	Test de Lowrie	108
2.6	Résultats et interprétation	109
2.6.1	Minéralogie magnétique	110
2.6.2	Valeur et origine de l'ARN	116
2.6.3	Les caractéristiques magnétiques des roches : une contrainte pour la modélisation	120
2.6.4	Importances relatives de la rémanence et de l'induction	124
2.6.5	Comparaison avec d'autres échantillons de BIFs	124
2.7	Conclusion	126
Partie 3 : L'impact de la pression sur le magnétisme des minéraux		127
1	Introduction	132
2	Samples and Methods	133
3	Correction of the pressure demagnetizing effect	135
4	Results	137

5 Discussion.....	139
6 Conclusion.....	142
Acknowledgments	142
References	142
Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine.....	147
4.1 Introduction : contexte et objectifs	148
4.2 Contraintes des modèles.....	150
4.2.1 Mesures d'anomalies géophysiques.....	150
4.2.2 Caractéristiques des roches sources potentielles	150
4.2.3 Limitations du modèle et difficultés attendues.....	151
4.3 Choix de la Méthode de modélisation	151
4.4 Construction des modèles.....	152
4.4.1 Données utilisées :	153
4.4.2 Construction des modèles 2D.....	158
4.4.3 Résultats et interprétation	162
4.4.4 Discussion	178
4.4.5 Ouverture.....	181
Conclusion.....	185
Bibliographie	190
Annexes.....	203
Annexes A : Magnétisme des BIFs - Tableaux et figures supplémentaires	204
Annexes B : Modèles 2D des profils A, B, D, E	208
Annexes C : Supplementary Material de l'article « Thermoremanence acquisition and demagnetization for titanomagnetite under lithospheric pressures. »	217
Annexes D : Tests de robustesse des modèles 2D - Graphiques supplémentaires	224

Table des matières

Table des figures

Figure 1: Les différentes composantes du champ magnétique terrestre. La direction du champ est définie par les angles d'inclinaison (I) et de déclinaison (D). Modifié d'après Dentith & Mudge (2014).	24
Figure 2: Cartes de la déclinaison (D), de l'inclinaison (I), et de l'intensité totale (F) du champ magnétique terrestre à une distance r du centre de la Terre correspondant au rayon terrestre moyen. (Thébault, et al., 2015)	26
Figure 3: Illustration des caractéristiques géométriques des harmoniques sphériques de degré et d'ordre, n et $m \leq 3$. On constate que plus n est grand, plus la longueur d'onde des variations diminue. Le cas $m=0$ produit une harmonique de type zonale, où la fonction est indépendante de la longitude. Le cas $m=n$ produit une harmonique de type sectoriel, où la fonction produit des bandes parallèles aux longitudes. Enfin le cas $n \neq m \neq 0$ produit une harmonique dite « tesserau »	33
Figure 4: Induction magnétique moyenne au carré sur une sphère de rayon r , générée par les harmoniques de degré n pour la Terre (points noirs) et Mars (croix noires). (Voorhies, et al., 2002)	35
Figure 5: Carte des observatoires magnétiques membres du réseau INTERMAGNET. (www.intermagnet.org)	38
Figure 6: Schéma de déploiement de la constellation des satellites Swarm autour du globe. L'orbite du satellite C'est au début parallèle aux deux autres, mais se décale au cours du temps pour devenir à terme perpendiculaire.	41
Figure 7: Exemples d'aliasing lors de la mesure d'un signal de fréquence f_n , avec différentes fréquences de mesure. Modifié d'après Dentith & Mudge (2014).	43
Figure 8: Illustration de l'impact que peut avoir la disposition des lignes de mesure sur l'anomalie estimée. Les huit cartes ont été réalisées d'après des sélections différentes de données provenant du même relevé aéromagnétique. (a)-(d) les lignes sont espacées de 1600 m, avec une translation des lignes de 400 m vers l'est entre chaque cas. (e)-(h) l'espacement entre les lignes est progressivement diminué par pas de 400 m, avec la ligne centrale toujours au-dessus de la source : (e) 1600 m, (f) 1200 m, (g) 800 m, (h) 400 m. On observe une amélioration drastique de la précision pour tous les paramètres de l'anomalie (extension, orientation, amplitude, gradients) avec une disposition optimale des lignes et un espacement minimum. TMI pour intensité magnétique totale. D'après Dentith & Mudge (2014).	44
Figure 9: Mise en évidence de l'enregistrement paléomagnétique par les roches de la croûte océanique au niveau d'une dorsale. http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/magnetisme.terr.html	46
Figure 10: Schéma illustrant le champ magnétique induit par une source sphérique. (a) Au pôle nord magnétique, (b) à une latitude tempérée de l'hémisphère nord, (c) à l'équateur magnétique, (d) à une latitude tempérée de l'hémisphère sud. La figure montre les variations de TMI le long du profil, correspondant à l'addition du champ magnétique terrestre et du	

Table des figures

<i>champ induit par la source. A noter que les deux champs ne sont pas représentés ici à l'échelle, le champ terrestre étant d'ordinaire supérieur de plusieurs ordres de grandeur. (Dentith & Mudge, 2014).</i>	49
<i>Figure 11: Schéma simplifié du processus de correction des données pour aboutir à une estimation du champ d'origine lithosphérique. Modifié d'après Langel & Hinze (1998).</i>	50
<i>Figure 12: Carte de l'intensité de la composante radiale des anomalies magnétiques lithosphériques terrestres. (1) Anomalie Sud-Américaine. (2) Anomalie Nord-Américaine. (3) Anomalie Ouest-Africaine. (4) Anomalie de Bangui. (5) Anomalie de Kursk. (6) Anomalie Indienne. (7) Anomalie Australiennes. Modifié d'après Thébault, et al. (2016)</i>	52
<i>Figure 13: Représentation schématique des principales provinces géologiques terrestres. Les zones en orange et en rose composent les cratons. Les ellipses correspondent aux anomalies mises en évidence sur la Figure 12.</i>	52
<i>Figure 14: diagramme ternaire FeO-Rutile-Hématite, indiquant les pôles purs des principaux minéraux magnétiques ainsi que les intermédiaires partiellement substitués (titanomagnétites et titanohématites).</i>	55
<i>Figure 15: Tableau récapitulatif des valeurs de susceptibilités magnétique typiques pour les principaux types de roches. D'après Clark (1997).</i>	56
<i>Figure 16: Diagramme représentant les géothermes d'une croûte océanique et d'une croûte continentale épaisse. Le point d'intersection des géothermes avec la température de curie de la magnétite à pression atmosphérique représente la profondeur de l'isotherme de curie. Données d'après Turcotte & Schubert (2002) et Jaupart & Mareschal (1999).</i>	59
<i>Figure 17: Illustration schématique des variations de profondeur de l'isotherme de Curie. Ces variations verticales peuvent être dues au changement de la nature du porteur magnétique, ou aux changements de conditions physiques du milieu. L'isotherme sera donc plus profonde dans les zones de croûte épaisse, où le gradient thermique est plus faible. Modifié d'après Kiss, et al. [en ligne]</i>	59
<i>Figure 18: Le manteau supérieur peut être significativement moins chaud que la température de Curie de la magnétite, dans divers contextes tectoniques. (A) Cratons Protérozoïques-Archéens (>350°C) ; (B) Bassins Océaniques anciens (>250°C) ; (C) Zones de Subduction (>300°C). D'après Ferré et al. (2014).</i>	62
<i>Figure 19: (haut) Localisation de certains des ensembles de BIFs les plus importants dans le monde, et (bas) schéma de l'abondance des BIFs au cours du précambrien, relativement à un maximum fixé par rapport à l'ensemble de Hamersley, en Australie. Modifié d'après Klein (2005).</i>	67
<i>Figure 20: Détails du modèle de Toft & Haggerty (1986) de source magnétique pour l'anomalie d'Afrique occidentale. Profils S-N le long du méridien 9°W (Haut gauche) représentant les sources de la dorsale de man et leurs propriétés magnétiques (Susceptibilité en SI par unité de volume et rémanence en A/m), (haut droite) et du champ magnétique terrestre (inclinaisons) au-dessus de l'Afrique de l'ouest ainsi que des corps représentant les dorsales de man et requibat. (Bas) Profils d'amplitude des anomalies dans les trois composantes spatiales ΔB, ΔX et ΔZ. Les lignes continues représentent les données observées, les lignes pointillées avec</i>	

<i>points noirs représentent les anomalies calculées par le modèle, et les lignes fines pointillées représentent la différence entre les deux.....</i>	<i>74</i>
<i>Figure 21: Représentation schématique du modèle de sources magnétiques de Ravat (1989) pour l'anomalie ouest-africaine. (Gauche) carte indiquant la position des polygones-sources épais de 40 km. Les nombres dans les bulles représentent les contrastes de susceptibilité en SI. (Droite) proposition de section Sud-Nord le long du méridien 10°W.....</i>	<i>76</i>
<i>Figure 22: Schéma géologique simplifié du craton ouest-africain. (1) Domaine Archéen; (2) Domaine Eburnéen; (3) Zone mobile centre-africaine; (4) Couverture sédimentaire. D'après Bronner (1990)</i>	<i>81</i>
<i>Figure 23: Carte géologique simplifiée de la dorsale Réguibat et de son socle. Modifié d'après Bronner (1990).</i>	<i>82</i>
<i>Figure 24: Carte de la zone archéenne de la dorsale Réguibat. D'après Bronner (1990).....</i>	<i>84</i>
<i>Figure 25: La montagne de Kediat Ijil, un exemple de Guelb ferrugineux dominant la région de la dorsale Reguibat. (Crédits Photo : Tore Kjeilen/Looklex)</i>	<i>88</i>
<i>Figure 26: Schéma de grain magnétique et de ses domaines. (1) Grain monodomaine ou single-domain (SD). Le champ généré par le grain s'étend largement à l'extérieur de ce dernier, d'où une haute énergie magnétostatique. (2) Grain à deux domaines. Le champ externe – donc l'énergie magnétostatique – est limité par l'interaction entre les domaines antiparallèles. (3) Grain à quatre domaines. (4) Grain à quatre domaines sous l'influence d'un champ externe H : le domaine au moment parallèle à H s'étend au détriment des autres.</i>	<i>90</i>
<i>Figure 27: Exemples de faciès illustrant les différents critères d'observation utilisés. (a-b) Faciès aux compositions respectivement pauvre et riche en fer. (c-d-e) Exemples de structure respectivement homogène, granulaire, et litée. (f) Structure fortement altérée et déformée.</i>	<i>93</i>
<i>Figure 28: Pourcentages volumiques de minéraux de type silicates et oxydes au sein des 8 lames sélectionnées pour l'observation en microscopie.....</i>	<i>94</i>
<i>Figure 29: Exemples de photos prises en microscopie optique en lumière transmise Polarisée et Analysée (A-B) et réfléchie (C-F) sur les échantillons de BIFs sélectionnés. (A) Exemple de structure isotrope à gros cristaux. (B) Exemple de structure litée et orientée à cristaux plus fins. (C-D) Exemples de cristaux de magnétite de taille millimétrique (blanc). (E) Mise en évidence de structures biphasées attribuées à l'altération des grains de magnétite. (F) Mise en évidence d'exsolutions au sein des grains de certains grains de magnétite. En haut à droite de chaque image figure le numéro de l'échantillon observé.</i>	<i>96</i>
<i>Figure 30: Schéma du processus de traitement et de mesure des échantillons, mettant en évidence les principales informations tirées de chaque variable.</i>	<i>98</i>
<i>Figure 31: Le magnétomètre cryogénique SQUIDS utilisé au laboratoire de magnétisme du CEREGE. Les échantillons sont placés sur la rampe visible à gauche, qui est ensuite insérée dans l'appareil de mesure.</i>	<i>101</i>
<i>Figure 32: Schéma illustrant la structure d'une paroi de Bloch. Le moment élémentaire des atomes (spin) pivote au sein de la paroi, assurant la continuité entre les deux domaines adjacents aux moments opposés.</i>	<i>104</i>
<i>Figure 33: Schéma illustrant le phénomène d'hystérésis ayant lieu lors du déplacement de la paroi de Bloch d'un grain multidomaine, causé par l'accroissement du champ ambiant. Avec E_m,</i>	

Table des figures

l'énergie magnétostatique du grain ; M, le moment magnétique net du grain ; H_{ext} le champ ambiant. (1) Le champ ambiant est nul, le moment du grain également. L'énergie magnétostatique du grain est faible, et uniquement due à la présence de la paroi. (2) Le champ ambiant procure l'énergie nécessaire au déplacement de la paroi jusqu'à ce qu'elle soit en contact avec une bulle dans la matrice cristalline. (3) L'augmentation du champ ambiant n'est pas suffisante pour vaincre l'effet de blocage de la bulle, l'énergie magnétostatique augmente donc, sans pour autant faire bouger la paroi. (4) L'augmentation du champ ambiant est à présent suffisante pour débloquent la membrane. (5) Après disparition du champ ambiant, la membrane ne retourne pas à son état initial car une partie de l'énergie a été stockée sous forme de rémanence. 104

Figure 34: Courbe du cycle d'hystérésis (noir) et courbe « back field » (bleu) d'un grain multidomaine. H = Champ appliqué ; M = aimantation de l'échantillon ; H_{sat} = Champ à saturation (pour $H > H_{sat}$, $k=0$) ; H_c = champ coercitif ou coercivité ; M_{sat} = aimantation à saturation ; M_{rs} = aimantation rémanente à saturation. ; H_{cr} = Champ coercitif rémanent. 105

Figure 35: Photo du magnétomètre à échantillon vibrant Micromag 3900 utilisé au CEREGE pour les mesures d'hystérésis de nos échantillons. 107

Figure 36: Exemples de courbes K-T obtenues sur les échantillons de BIFs. Les courbes présentées ici ont été sélectionnées pour représenter la totalité de l'éventail des susceptibilités observées. 112

Figure 37: Graphique dit "Day Plot", montrant le rapport de la rémanence à saturation sur l'aimantation à saturation, en fonction de la coercivité rémanente sur la coercivité. Chaque point correspond à un des fragments de carottes sélectionné pour l'étude de la minéralogie magnétique. PSD = Pseudo Monodomaine (Pseudo Single Domain) ; MD = Multidomaine. 112

Figure 38: Courbes de désaimantation thermique de l'ARI de 8 échantillons représentatifs des différents faciès de BIFs. Pour chaque graphique : la courbe noire représente l'aimantation selon l'axe Z, la courbe grise représente l'aimantation selon l'axe X, et la courbe rouge représente l'aimantation selon l'axe Y. (fin en page suivante) 114

Figure 39: Graphique résumant les valeurs moyennes de susceptibilité et d'ARN pour les 8 groupes pétrographiques proposés. Les barres d'erreurs représentent l'écart-type. 116

Figure 40: Graphique de l'ARN en fonction de la susceptibilité, représentant les valeurs des différents échantillons de BIFs mauritaniens. Chaque symbole correspond à une carotte, et les différents groupes pétrographiques sont représentés. Les lignes noires représentent différentes valeurs de rapport de Koenigsberger (Q) calculé pour la valeur mauritanienne du champ magnétique terrestre en 2014 ($36.34 \mu T$; Thébaud et al., 2015). 119

Figure 41: Graphique dit "Jelinek Plot", explicitant la relation entre le paramètre de forme T et le degré d'anisotropie P_j . Chaque point correspond à un des fragments de carottes sélectionné pour l'étude de la minéralogie magnétique. Le paramètre de forme reflète l'aspect général de l'ellipsoïde de susceptibilité, tandis que le degré d'anisotropie traduit approximativement la différence entre ses axes minimal et maximal. 120

Figure 42: Projections stéréographiques des directions de susceptibilité maximum (K1) et minimum (K3). Chaque point correspond à un des fragments de carotte sélectionnés pour l'étude de la minéralogie magnétique. Les contours représentés correspondent aux angles de confiance. 121

Figure 43: Schéma en coup longitudinale de la cellule de pression utilisée pour contenir les échantillons. Toutes les longueurs sont indiquées en millimètres. (1) Piston ; (2) Vis de serrage supérieure ; (3 et 12) Supports des pistons ; (4 et 11) Pistons intérieurs ; (5) Medium de transmission de la pression ; (6) Echantillon ; (7 et 10) extrémités de la capsule en teflon ; (8) Partie externe en alliage de titane ; (9) partie interne en « alliage russe » ; (13) Vis de serrage inférieure.....	129
Figure 44: Schéma synthétisant les différentes étapes du protocole utilisé lors des expériences à haute pression.....	130
Figure 45: World Digital Magnetic Anomaly Map (Korhonen, et al., 2007)	154
Figure 46: (haut) Carte des différences entre les composantes radiales des modèles issus de Swarm et de CHAMP, pour les degrés harmoniques 16 à 80. (bas) Modèle de la composante radiale issu de Swarm. La projection utilisée est celle de Mollweide. (Thébault et al., 2016).....	156
Figure 47: l'anomalie magnétique Ouest Africaine sur la carte du modèle WDMAM à 5 km d'altitude. Les segments correspondent aux profils sélectionnés pour la modélisation 2D. Le segment continu correspond au profil détaillé dans cette partie.....	159
Figure 48: Deux résultats possible de la simulation d'un modèle crustal le long du profil C sous l'AMOA, considérant seulement l'aimantation induite ($a : M = 0A/m$) et considérant la rémanence ($b : M = 156 A/m$). d , densité (kg/m^3) ; K , susceptibilité magnétique (SI) ; M , intensité de la rémanence (A/m). L'inclinaison et la déclinaison de la rémanence sont ($I = 26.33^\circ$, $D = -4.37^\circ$) et sont identiques dans tous les modèles suivants. L'erreur présentée sur les profils d'anomalie magnétique et gravimétrique correspond à la valeur de RMS. L'origine du profil est orientée vers le nord.....	164
Figure 49: Modèle de la structure crustale le long du profil C sous l'AMOA, considérant la rémanence, et considérant l'hypothèse de BIFs profondes. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.	165
Figure 50: Modèle de la structure crustale le long du profil C sous l'AMOA, considérant la rémanence, et considérant l'hypothèse de formations de BIFs épaisses dans la croûte supérieure. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 3.....	166
Figure 51: Modèle de la structure crustale le long du profil C sous l'AMOA, considérant la rémanence, et considérant l'hypothèse de BIFs profondes dans une croûte non magnétique. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.....	167
Figure 52: Modèle de la structure crustale le long des profils A, B, D, et E sous l'AMOA considérant la rémanence, et considérant l'hypothèse de BIFs profondes dans une croûte non magnétique. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.....	168
Figure 53: Représentation en vue verticale orthographique des couches de BIFs résultant de l'extrapolation 3D. La carte d'anomalies magnétique WDMAM est représentée en transparence. La ligne noire représente la côte ouest-africaine. Les axes X et Y sont en kilomètres.....	169
Figure 54: Aperçu du modèle 3D, affichant la surface topographique de la zone d'étude. (a) Le modèle affiche les polygones représentant les sections de BIFs apparaissant sur les profils 2D. (B) Le modèle affiche les blocs 3D extrapolés à partir des sections, représentant les couches de BIFs.	170

Table des figures

<i>Figure 55 : Comparaison entre l'anomalie magnétique observée (gauche) et simulée par le modèle 3D (centre). L'erreur entre les deux cartes est représentée à gauche. Les cartes correspondent à l'anomalie calculée à 5km d'altitude. Les valeurs sont données en nT.</i>	<i>173</i>
<i>Figure 56: Comparaison entre l'anomalie magnétique observée (gauche) et simulée par le modèle 3D (centre). L'erreur entre les deux cartes est représentée à gauche. Les cartes correspondent à l'anomalie calculée à 350km d'altitude. Les valeurs sont données en nT.</i>	<i>174</i>
<i>Figure 57: Modèle de la structure crustale le long des profils A, B, C, D, et E sous l'AMOA contraint par les données d'anomalies magnétiques à 350 km d'altitude. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 52 Figure 48.</i>	<i>177</i>

Table des tableaux

<i>Table 1: Propriétés d'aimantation des principaux minéraux ferromagnétiques. T_{Curie} et J_s correspondent à la température de Curie et à l'aimantation de saturation. Modifié d'après Quesnel (2006).</i>	55
<i>Table 2: Propriétés magnétiques d'échantillons de roches provenant de la région de Bangui en Afrique centrale. D'après Ouabego et al., (2013).</i>	69
<i>Table 3: Tableau résumant les valeurs clé mesurées sur les 19 échantillons sélectionnés pour les mesures de minéralogie magnétique. K_m = Susceptibilité moyenne; T_c = Température de Curie; ARN = Aimantation Rémanente Naturelle; Q = rapport de Koenigsberger; ARA = Intensité d'aimantation rémanente après aimantation sous champ AF à 100 mT avec un champ de polarisation de $5 \cdot 10^{-2}$ mT; %ARA = Pourcentage de l'intensité d'aimantation rémanente conservé après désaimantation AF à 30 mT; M_s = aimantation à saturation; M_{rs} = aimantation rémanente à saturation; H_{cr} = Champ coercitif rémanent; H_c = Champ coercitif; densité = Masse volumique; IRM = M_{rs} en unité de colume (d'après les mesures d'hystérésis) ; P_j = degré d'anisotropie de susceptibilité.</i>	111
<i>Table 4: Tableau synthétisant les propriétés magnétiques de différentes formations de fer à l'échelle mondiale.</i>	125
<i>Table 5: tableau récapitulatif des paramètres géophysiques associés aux différents ensembles composant le modèle 2D.</i>	161
<i>Table 6: Tableau récapitulatif des caractéristiques géométriques des 4 couches de BIFs extrapolées par modélisation 3D. Les extensions latérales sont visibles sur la Figure 54</i>	171

Table des tableaux

Introduction

Le champ magnétique terrestre est principalement généré par l'effet dynamo du noyau métallique liquide. Cependant, l'aimantation des roches de la lithosphère vient perturber ce champ, et génère des anomalies, qui ne sont pas prédictibles par les modèles de champ issus de la physique du noyau. Les sources géologiques exactes de ces anomalies lithosphériques sont encore mal connues, qu'il s'agisse de leur nature, de leur position, ou de leur géométrie. La géophysique semble néanmoins montrer que ces sources se situeraient au moins partiellement dans la croûte inférieure, et seraient donc à l'origine d'anomalies de grande longueur d'onde. Les données satellitaires, particulièrement appropriées pour l'étude de variations magnétiques à grande échelle, fournissent des données toujours plus précises pour caractériser ces anomalies. Toutefois, malgré la quantité et la qualité croissantes des mesures disponibles, le manque de modèles concernant ces sources magnétiques profondes se fait toujours sentir.

Nonobstant ces incertitudes, une corrélation robuste a été mise en évidence entre les régions de forte anomalie magnétique et les régions cratoniques de la croûte terrestre. Plus spécifiquement, des gisements de roches ferrifères – potentiellement magnétiques – sont associés dans plusieurs cas aux anomalies.

De plus, il faut garder à l'esprit que l'aimantation de la lithosphère terrestre est dominée par les différentes propriétés magnétiques des roches qui la constituent, mais aussi par les conditions de pression et de température qui y règnent.

Ce manuscrit a donc pour but d'investiguer la problématique suivante : est-il envisageable d'expliquer les anomalies du champ magnétique terrestre en postulant la présence de roches ferrifères, fortement magnétiques, profondément enfouies ? Dans cette optique, la présente étude s'intéressera à une anomalie en particulier : l'anomalie magnétique ouest-africaine, en s'attachant à proposer un modèle de lithosphère capable de l'expliquer.

La première partie de ce manuscrit présente l'état des connaissances actuelles concernant le champ magnétique lithosphérique. Après une présentation d'ensemble du champ magnétique terrestre et de ses composantes, la nature des anomalies magnétiques, ainsi que les procédés participant à l'aimantation de la

Introduction

croûte terrestre seront traités. Cette partie sera close par un récapitulatif des questions et des débats découlant des sujets précédents, et qui influenceront le regard que l'on portera sur la suite.

La seconde partie sera consacrée à la caractérisation magnétique des formations ferrifères de Mauritanie présentes à la verticale de l'anomalie susmentionnée. On présentera tout d'abord le contexte géologique local du craton ouest-africain – la dorsale Reguibat, avant de brièvement analyser la pétrographie des échantillons. On détaillera enfin les différents types de mesures magnétiques réalisés, avant d'en analyser les résultats.

La troisième partie sera consacrée à étudier l'impact que peuvent avoir des pressions caractéristiques de la croûte profonde sur le magnétisme de titanomagnétites. A cet effet, seront présentés le protocole utilisé, ainsi que la cellule de pression spécifiquement conçue pour les expériences de ce type. Les données acquises lors de cette série de mesures seront enfin analysées pour en tirer des interprétations quant au comportement des roches magnétiques en profondeur.

La quatrième et dernière partie sera consacrée à la construction d'une série de modèles interprétatifs 2D et 3D, visant à prédire les anomalies magnétiques observées au-dessus de la dorsale Réguibat, et à expliquer leur origine géologique. Ces modèles sont construits en se basant sur un ensemble de données géophysiques, ainsi que sur l'ensemble des résultats des deux parties précédentes.

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

1.1 Bases de magnétisme terrestre

Le champ magnétique à un endroit donné du globe peut être représenté sous la forme d'un vecteur caractérisé par son intensité m et sa direction. Cette dernière est elle-même décrite par son inclinaison I , soit l'angle formé avec l'horizontale, et sa déclinaison D , soit l'angle formé par rapport à l'axe nord-sud (Figure 1).

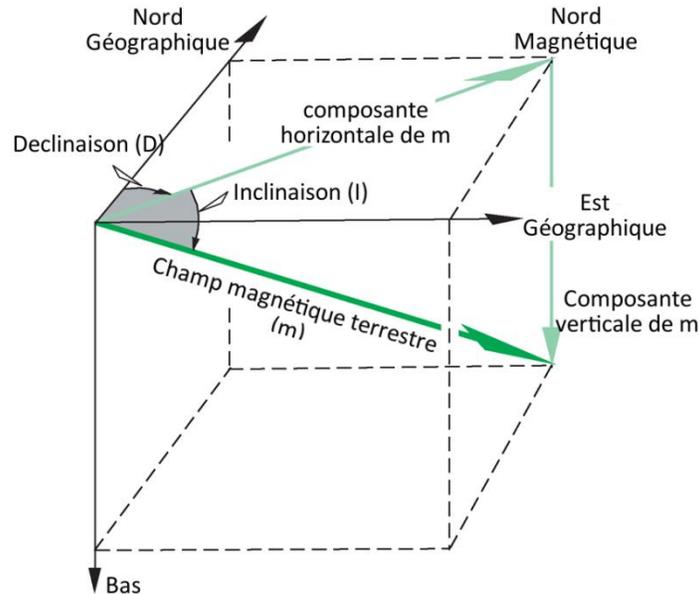


Figure 1: Les différentes composantes du champ magnétique terrestre. La direction du champ est définie par les angles d'inclinaison (I) et de déclinaison (D). Modifié d'après Dentith & Mudge (2014).

Le champ magnétique terrestre est souvent représenté, en première approximation, comme le champ d'un dipôle présent au centre de la Terre et grossièrement orienté selon l'axe nord-sud géographique avec le pôle nord géographique correspondant au pôle sud magnétique et réciproquement. En effet, lorsqu'on observe une carte des isoclines (lignes de même inclinaison du vecteur champ) on constate que l'isocline 0, soit l'équateur magnétique, se trouve à peu près au niveau de l'équateur géographique (Thébault, et al., 2015). De la même façon, on retrouve des inclinaisons positives dans l'hémisphère nord, et négatives dans l'hémisphère sud (Figure 2).

Tout ceci correspond à la morphologie générale attendue d'un dipôle géocentrique axial, néanmoins on constate quelques différences :

- Les pôles magnétiques correspondent aux points du globe où l'inclinaison du champ magnétique est égale à $\pm 90^\circ$, or leur position ne coïncide pas exactement avec les pôles géographiques. Cela signifie que l'axe du supposé dipôle n'est pas aligné selon l'axe de rotation du globe terrestre. De plus, ces pôles magnétiques se déplacent au cours du temps, ce qui indique une variabilité temporelle dans l'orientation de l'axe magnétique.
- Les lignes isoclines ne suivent pas exactement les latitudes, et leur position nord-sud peut parfois varier de plusieurs dizaines de degrés selon la longitude concernée.

Le champ magnétique terrestre ne peut donc pas être modélisé comme un simple dipôle, tout spécialement lorsque l'on s'intéresse à ses variations à petite échelle. En effet, les sources qui le génèrent ou le modifient sont multiples, et leur origine peut être interne comme externe à la Terre (Mandea & Purucker, 2005). On peut écrire :

$$B(\vec{r}, t) = B_{\text{noyau}}(\vec{r}, t) + B_{\text{litho}}(\vec{r}) + B_{\text{ext}}(\vec{r}, t) + e(t) \quad (1)$$

Avec :

- \vec{r} le vecteur position
- $B(\vec{r}, t)$ le champ mesuré en r à l'instant t
- $B_{\text{noyau}}(\vec{r}, t)$ le champ issu du noyau
- $B_{\text{litho}}(\vec{r})$ le champ issu de la lithosphère
- $B_{\text{ext}}(\vec{r}, t)$ le champ issu de sources magnétosphériques et ionosphériques
- $e(t)$ l'erreur de mesure, correspondant à la somme de l'erreur du capteur, et des perturbations magnétiques aux alentours de ce dernier.

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

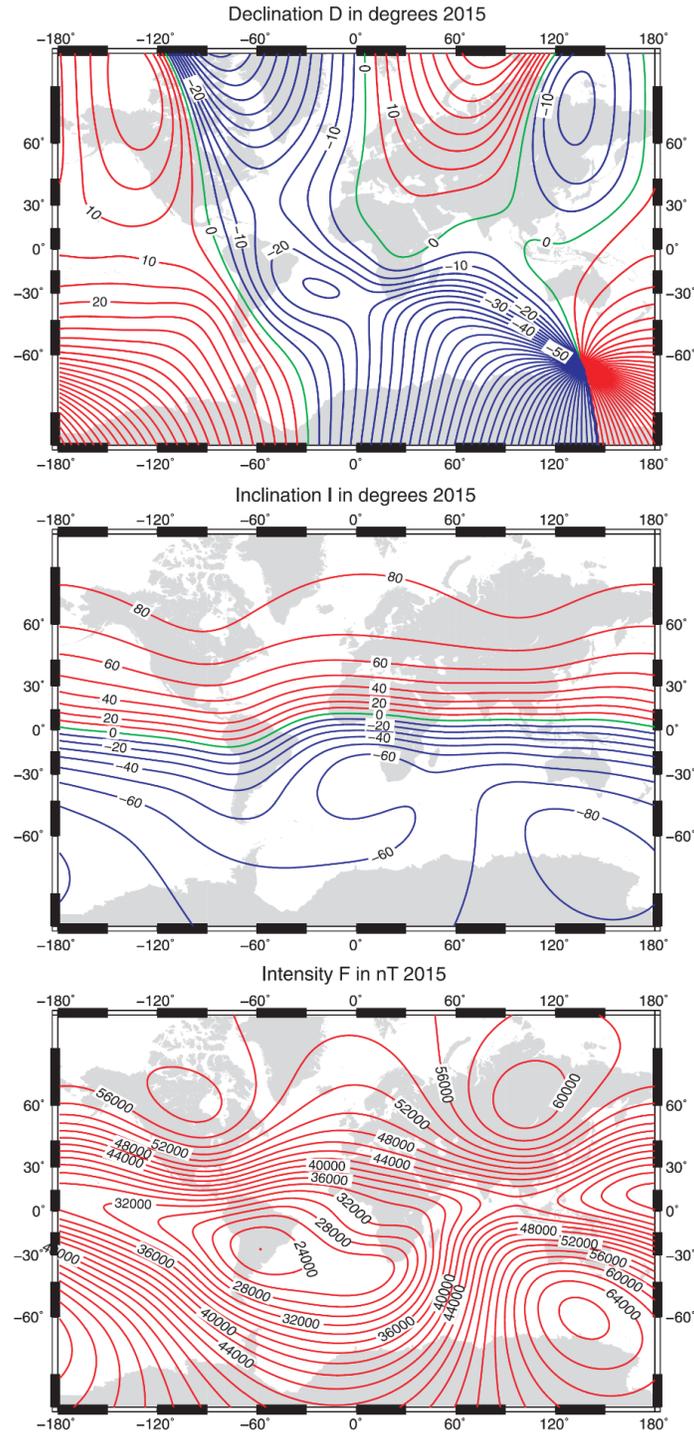


Figure 2: Cartes de la déclinaison (D), de l'inclinaison (I), et de l'intensité totale (F) du champ magnétique terrestre à une distance r du centre de la Terre correspondant au rayon terrestre moyen. (Thébault, et al., 2015)

En termes quantitatifs, l'intensité moyenne du champ magnétique terrestre varie de 20 à 70 μT (Langlais, et al., 2010), mais elle varie selon la position occupée à la surface de la Terre. Elle atteint son maximum aux pôles magnétiques, soit 60 μT au pôle géomagnétique nord et 70 μT au pôle sud, tandis que c'est au-dessus du Brésil et de l'Atlantique sud qu'elle est la plus faible, avec une valeur de 20 μT . Le champ terrestre, s'il n'interagissait avec rien, s'étendrait à l'infini dans l'espace. Cependant, les vents solaires, composés de gaz ionisé (plasma) le contiennent à l'intérieur d'un espace appelé la magnétosphère, s'étirant en une longue queue dans la direction opposée au soleil. Cet espace est défini comme « la zone à l'intérieur de laquelle les phénomènes physiques sont dominés ou organisés par le champ magnétique terrestre ». La surface extérieure de la magnétosphère est la magnétopause, au-delà de laquelle dominent les vents solaires. La magnétosphère descend jusqu'au sommet de la ionosphère, située au niveau de l'atmosphère supérieure entre 100 et 1000 kilomètres d'altitude. Les courants électriques générés dans l'ionosphère ainsi que les variations de la magnétopause dues aux effets du vent solaire sont à l'origine de la composante $B_{\text{ext}}(r,t)$ de l'équation (1) (Mandea & Purucker, 2005). Ces sources externes produisent une grande partie des variations temporelles observées au sein du champ magnétique terrestre, au moins aux échelles de temps les plus courtes allant de la seconde à l'année.

A l'intérieur même du globe, on peut distinguer deux domaines ayant des comportements magnétiques différents : le noyau d'une part, et l'ensemble formé de la croûte et du manteau supérieur d'autre part. La plupart du temps, entre 97-99% du champ magnétique à la surface de la terre est créé par un mécanisme de dynamo générant des courants électriques au sein du noyau métallique externe. Ce phénomène est à l'origine de la composante $B_{\text{noyau}}(r,t)$ de l'équation (1).

Le reste – majoritairement des variations spatiales à courte longueur d'onde – provient de l'aimantation induite et rémanente de la lithosphère (composante $B_{\text{litho}}(r)$). Les roches solides qui forment cette couche externe sont potentiellement magnétiques jusqu'à une profondeur de 70 km (la profondeur de Curie, au-delà de laquelle tous les minéraux sont paramagnétiques). Le manteau quant à lui est en général considéré comme non magnétique, bien qu'il soit en réalité paramagnétique. Les perturbations d'origine lithosphériques sont le plus souvent de l'ordre de la dizaine ou centaine de nanoTeslas, avec quelques rares occurrences de variations dépassant 10 000 nT (Jankowski & Sucksdorff, 1996). A noter aussi

l'existence de champs très faibles dus à la conductivité des roches et des océans (Tyler et al., 1997).

1.1.1 Le Rôle du Noyau

Le Noyau terrestre est composé d'une graine solide de 1220 km de rayon, entourée d'une zone liquide de 2200 km d'épaisseur. Il est principalement composé de fer (90%) et de nickel, à l'état métallique. Une ancienne hypothèse veut que le magnétisme terrestre soit dû à des masses de fer aimanté situées au centre de la Terre. Néanmoins, on sait aujourd'hui que la température y est beaucoup trop élevée pour que le fer y possède une quelconque aimantation permanente.

La théorie actuelle explique l'existence du champ terrestre par l'existence d'un phénomène de dynamo. En effet, quand un corps conducteur se déplace dans un champ magnétique, un courant électrique se crée dans le conducteur, ce qui le pousse en retour à développer un champ magnétique propre. Si le champ magnétique ainsi provoqué est assez intense, il peut entretenir le courant électrique qui le génère. On appelle alors ce phénomène une dynamo auto-excitatrice.

Dans le cas de notre planète, le corps conducteur est le fer du noyau liquide, et son déplacement est assuré par les mouvements de convection thermique qui l'animent, et qui permettent à la dynamo de fonctionner.

1.1.2 Le Rôle de la lithosphère

Les roches de la croûte sont plus ou moins riches en minéraux magnétiques, et ces derniers génèrent un champ magnétique mesurable en surface. La croûte, associée à la partie supérieure du manteau, forme la lithosphère, distincte de la zone sous-jacente de l'asthénosphère par ses caractéristiques mécaniques. La participation des roches du manteau au champ magnétique lithosphérique est notoirement sujette à débat, mais est généralement considérée comme négligeable.

Magnétisme des matériaux

Mis en présence d'un champ magnétique, certains matériaux deviennent eux-mêmes des sources magnétiques : c'est le phénomène d'aimantation. L'aimantation peut être de deux natures différentes : lorsqu'un matériau aimantable est plongé dans un champ magnétique ambiant, il développe un champ magnétique propre,

c'est l'aimantation induite, dont l'intensité dépend de la susceptibilité magnétique du matériau (k) selon la relation suivante (Dunlop & Özdemir, 1997) :

$$kH = M_i \quad (2)$$

Avec :

- k la susceptibilité magnétique du matériau (sans unité)
- H le champ magnétique ambiant en $A.m^{-1}$
- M_i l'intensité d'aimantation induite en $A.m^{-1}$

Il est nécessaire de bien différencier la « densité de flux magnétique », notée B (équation 1) qui représente les effets à distance du magnétisme, et le « champ d'aimantation » H qui représente l'excitation de la matière sous l'action d'un magnétisme ambiant.

Lorsque le champ ambiant évoqué ci-dessus disparaît, certains matériaux continuent néanmoins à émettre un champ magnétique. C'est le phénomène d'aimantation rémanente, à l'origine notamment des aimants permanents. Son intensité est fonction de nombreux paramètres, parmi lesquels la nature du matériau en question, le mode d'acquisition de la rémanence, et l'intensité du champ ambiant.

Il existe 3 types de comportements magnétiques (Westphal & Pfaff, 1986 ; Feynman, et al., 1971) :

- Le diamagnétisme, présent dans de nombreuses substances, où les atomes ne possèdent pas de moment magnétique net. Sous l'influence d'un champ magnétique, un faible courant apparaît dans chaque atome par induction. La matière développe alors une aimantation en sens inverse du champ ambiant. Cette aimantation est toujours très faible, et disparaît en même temps que le champ ambiant : il n'y a pas de phénomène de rémanence.
- Le paramagnétisme existe dans les substances où les atomes possèdent un moment magnétique net non nul. Les moments atomiques vont alors s'aligner le long du champ externe. La matière développe donc une aimantation de même sens que le champ ambiant. Elle reste assez faible, et il n'y a pas non plus de phénomène de rémanence. L'intensité de cette aimantation diminue avec la température, du fait de l'agitation des atomes qui brouille l'alignement.
- Le ferromagnétisme, présent chez certains composés contenant du fer. Dans ce cas, les moments des atomes sont suffisamment forts pour s'aligner les uns sur les autres. L'intensité en est beaucoup plus forte, et dans le cas d'un champ

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

ambient, de même sens que ce dernier. On y observe un phénomène de rémanence, c'est-à-dire que l'aimantation persiste, même après disparition du champ extérieur. L'aimantation diminue également quand la température augmente, jusqu'à une température caractéristique, appelée Température de Curie, où le matériau devient paramagnétique.

Si un matériau est soumis à un champ magnétique d'intensité croissante, son aimantation propre va également augmenter, jusqu'à une valeur plafond (appelée aimantation de saturation) au-delà de laquelle toute augmentation du champ n'augmentera plus l'aimantation du corps.

L'aimantation de la lithosphère s'explique principalement par le comportement ferromagnétique de certains minéraux, les deux autres phénomènes étant beaucoup trop faibles pour avoir un impact sur le champ magnétique terrestre à notre échelle d'étude. Les roches contenant ces minéraux étant plongées dans le champ terrestre ambient, elles possèdent évidemment une aimantation induite, dépendant de la direction et de l'intensité du champ actuel, mais elles possèdent également pour certaines une aimantation rémanente non négligeable. Le rapport entre ces deux composantes est appelé rapport de Koenigsberger (Q), et dépend de la nature de la roche en question et de son histoire (Dunlop & Özdemir, 1997):

$$Q = \frac{M_r}{M_i} \quad (3)$$

Avec :

- M_r l'intensité d'aimantation rémanente en $A.m^{-1}$
- M_i l'intensité d'aimantation induite en $A.m^{-1}$

On distingue différents types d'aimantation rémanente dans la nature (Westphal & Pfaff, 1986):

- L'Aimantation Thermorémanente (ATR) est acquise lorsqu'une roche se refroidit jusqu'à la température ambiante sous un champ h , depuis une température initiale supérieure à son point de Curie. Elle acquiert alors une aimantation parallèle à h et de même sens (en l'absence d'anisotropie et d'auto-inversion). Une telle aimantation est généralement assez forte et stable dans le temps. Dans la nature, ce type d'aimantation est acquis lors de la formation des roches magmatiques, et également lorsqu'une roche se trouve réchauffée au-delà de sa

température de Curie, par exemple lors d'un épisode de métamorphisme de haute température.

- L'Aimantation Rémanente Isotherme (ARI) est acquise lorsque la roche subit l'influence d'un champ magnétique intense pendant un bref moment. Dans la nature, ce type d'aimantation est produit par les coups de foudre et est donc restreinte aux premiers mètres de la surface. L'ARI est moins stable dans le temps que l'ATR, et est plus sensible à une augmentation de température.
- L'Aimantation Rémanente Visqueuse (ARV) s'acquiert dans la nature lorsqu'une roche s'aimante lentement et spontanément sous l'influence prolongée du champ terrestre. Elle disparaît habituellement dès 100 à 150 °C.
- L'Aimantation Rémanente Détritique (ARD). C'est une propriété acquise lors du dépôt d'un sédiment en milieu marin. Lorsque des particules magnétiques se déposent, elles vont s'orienter parallèlement au champ magnétique terrestre (selon le principe bien connu à l'origine des boussoles), et vont ainsi fossiliser la direction du champ.
- L'Aimantation Rémanente Chimique (ARC) enfin, résulte de la cristallisation de nouveaux minéraux au sein d'une roche, lors de la diagénèse, du métamorphisme ou de l'altération. Les nouveaux grains de minéraux ferromagnétiques vont alors s'aimanter selon la direction du champ magnétique ambiant. Une telle aimantation possède une intensité comparable à celle d'une ATR, et est dans la pratique assez difficile à différencier de cette dernière.

Il est bien nécessaire de se rendre compte de l'aspect simplifié de cette liste. En conditions naturelles, il est fréquent que plusieurs de ces processus participent, en proportion variable, à l'aimantation totale d'une roche, avec parfois des influences contradictoires si plusieurs processus successifs conduisent à l'enregistrement du champ magnétique terrestre à différentes époques. Cette variété d'aimantations possibles, ainsi que le vaste éventail de conditions de pression et température à même de les modifier, rend particulièrement complexe la recherche des sources géologiques des anomalies magnétiques crustales.

1.1.3 Modèles du champ magnétique

Les mesures ne permettent pas toujours de connaître le champ magnétique terrestre en tout point du globe, que cela soit lié à l'absence d'observatoire, à la difficulté technique ou logistique de procéder à des relevés, ou plus généralement au fait qu'elles sont discrètes par nature. Il est donc primordial de disposer de

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

modèles mathématiques, permettant une estimation de la valeur du champ quelle que soit la position géographique.

1.1.3.1 Harmoniques sphériques

Le champ magnétique B en un point peut être représenté comme le gradient d'un potentiel magnétique V :

$$\vec{B} = \overrightarrow{\text{grad}} V \quad (4)$$

D'après la loi de conservation de flux du champ magnétique, impliquant que le flux total de champ à travers une surface fermée non traversée par un courant est toujours nul :

$$\text{div } \vec{B} = 0 \quad (5)$$

Ceci implique que le laplacien de V (ΔV) est nul car :

$$\text{div } \vec{B} = \text{div } \overrightarrow{\text{grad}} V = \Delta V$$

$$\text{D'où : } \Delta V = 0$$

Cette équation, dite équation de Laplace, est vérifiée en coordonnées sphériques par des solutions de la forme suivante, dites « harmoniques sphériques » (Mandea & Purucker, 2005):

$$V(r, \theta, \varphi) = R \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left[\left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} [g_n^m \cos(m\varphi) + h_n^m \sin(m\varphi)] P_n^m(\theta) + \left(\frac{r}{R}\right)^n [q_n^m \cos(m\varphi) + s_n^m \sin(m\varphi)] P_n^m(\theta) \right] \quad (6)$$

Avec :

- R le rayon terrestre
- φ la longitude
- θ la latitude
- r la distance radiale à l'origine
- n le degré du terme

- N le degré maximum, tendant vers l'infini pour une solution mathématique idéale.
- m l'ordre du terme

Les P_n^m sont des polynômes de Legendre, les g_n^m et h_n^m sont les coefficients de Gauss associés aux membres de l'équation représentant le champ issu de sources internes ($r < R$), tandis que les q_n^m et s_n^m sont les coefficients associés aux membres représentant le champ issu de sources externes ($r > R$).

Un des intérêts des harmoniques sphériques est donc qu'elles peuvent être utilisées pour rendre compte séparément des composantes du champ issues de différentes sources, par exemple à la fois des composantes d'origine externe ou interne du champ magnétique terrestre. Dans notre cas on s'intéressera uniquement aux composantes internes. Ce qui nous donne une équation de la forme (Thébault, et al., 2015) :

$$V(r, \theta, \varphi) = R \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} [g_n^m \cos(m\varphi) + h_n^m \sin(m\varphi)] P_n^m(\theta) \quad (7)$$

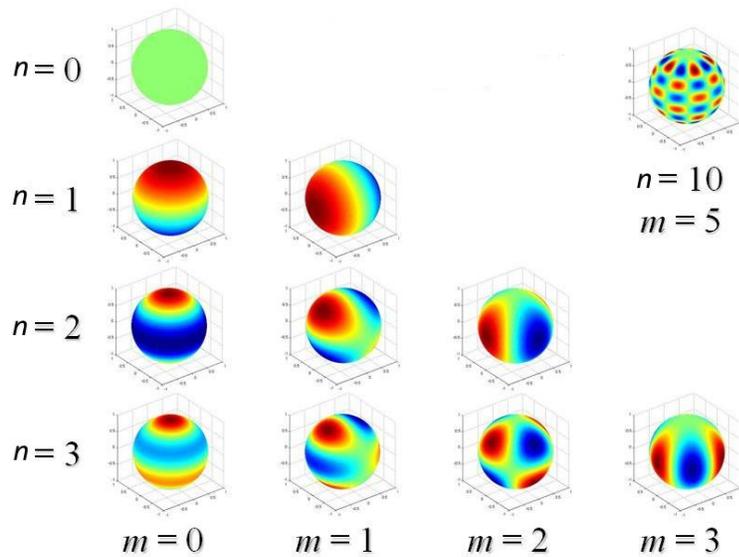


Figure 3: Illustration des caractéristiques géométriques des harmoniques sphériques de degré et d'ordre, n et $m \leq 3$. On constate que plus n est grand, plus la longueur d'onde des variations diminue. Le cas $m=0$ produit une harmonique de type zonale, où la fonction est indépendante de la longitude. Le cas $m=n$ produit une harmonique de type sectoriel, où la fonction produit des bandes parallèles aux longitudes. Enfin le cas $n \neq m \neq 0$ produit une harmonique dite « tesserau ».

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

Dans la pratique il est impossible de réaliser un modèle de degré n tendant vers l'infini, par conséquent on choisit une valeur limite pour N , afin que l'équation rende compte le mieux possible des observations. En effet, plus le degré n est grand, plus le membre de l'équation associé décrit le champ avec une résolution fine (Figure 3). Chaque paire d'entiers (n,m) identifie ainsi une harmonique sphérique spécifique.

Les quelques propriétés suivantes permettent de mieux visualiser les zones positives et négatives générées par une harmonique particulière sur un planétoïde de rayon R :

- la valeur de potentiel s'annule sur $(n-m)$ plans de latitude et $2m$ lignes de longitude
- si $(n-m)$ est pair, alors on observe une symétrie de plan équatorial
- si $(n-m)$ est impair, alors on observe une symétrie inverse de part et d'autre du plan équatorial

Sur la Figure 3, il apparaît comme évident qu'un champ strictement dipolaire axial serait modélisable comme une unique harmonique de degré 1 à l'ordre 0 (ou additionnée à une composante de degré 1 à l'ordre 1 pour un champ incliné). S'il n'est pas possible de rendre compte du champ terrestre avec un modèle si simple, c'est non seulement parce que le champ généré par le noyau est multipolaire, mais aussi à cause des roches aimantées présentes dans la croûte, qui sont autant de dipôles ponctuels venant perturber localement le champ magnétique. Les harmoniques de degré supérieur à 14 permettent donc de modéliser ce type de variations spatiales, parfois à très petite échelle.

De façon concrète, les coefficients g_n^m et h_n^m des harmoniques peuvent être estimés en ajustant l'équation pour faire coïncider son résultat avec les données de mesure du champ magnétique terrestre. Cela nécessite de choisir un N fini correspondant à la définition et à la précision désirées. A noter que la représentation sous forme d'harmoniques sphériques équivaut à un modèle théorique composé d'un multipôle ponctuel au centre géométrique du système (ce qui ne correspond évidemment pas à une réalité géologique), d'où son usage en tant que modèle strictement prédictif.

De l'équation précédente on peut tirer le champ au carré, au degré n , moyenné à la surface d'une sphère de rayon r contenant l'ensemble des sources. Ceci correspond

à une bonne approximation du cas réel d'une planète, lorsque l'on ne considère que les sources internes (Voorhies, et al., 2002):

$$R_n(r, t) = (n + 1) \left(\frac{R}{r}\right)^{2n+4} \sum_{m=0}^n \left[(g_n^m(t))^2 + (h_n^m(t))^2 \right] \quad (8)$$

Ainsi R_n peut être représenté en fonction de n , sous la forme d'un spectre utilisé comme proxy pour décrire l'intensité du champ magnétique à différentes longueurs d'onde (Figure 4). L'étude quantitative de l'importance des différentes longueurs d'ondes dans les variations du champ magnétique à la surface de la terre peut être obtenue en considérant séparément le champ généré par les différents degrés n d'harmoniques sphériques.

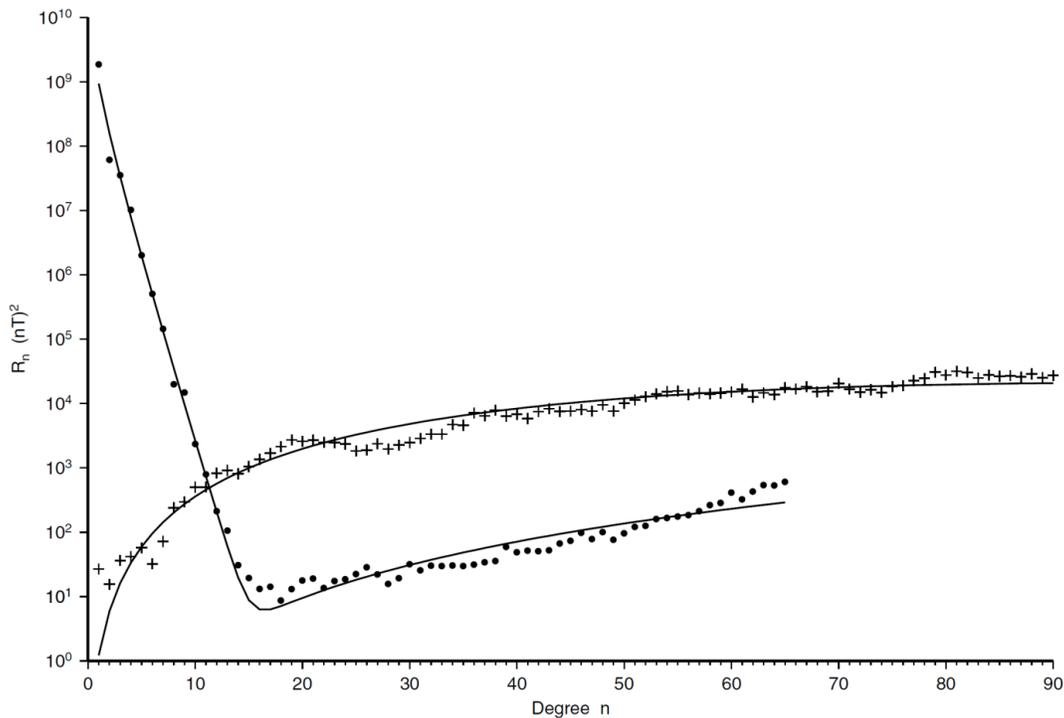


Figure 4: Induction magnétique moyenne au carré sur une sphère de rayon r , générée par les harmoniques de degré n pour la Terre (points noirs) et Mars (croix noires). (Voorhies, et al., 2002)

En première analyse, on constate effectivement que le spectre de Terre est dominé par une influence très intense pour les degrés inférieurs à 13. Ce pic correspond à l'influence du noyau, qui produit un champ assimilable à un dipôle dominant (degré

1), superposé à une série de multipôles de moins en moins intenses au fur et à mesure que leur degré augmente. Au-delà du degré 15 et jusqu'au degré 65, le champ lithosphérique, moins intense, domine le spectre. Le spectre martien est au contraire très faible aux plus petits degrés, et croit jusqu'à une valeur plateau d'environ 10^4 nT^2 atteinte aux alentours du degré 40. Mars ne montre donc aucun signe d'un champ d'origine nucléaire, mais est au contraire dominée par l'influence magnétique de sa lithosphère, supérieure d'un facteur 100 à celle de la Terre (Langlais & Quesnel, 2008).

La courbe corrélée aux données martiennes, visible sur la Figure 4, est générée par un modèle composé d'une sphère de rayon 3342.8 km (ce qui correspond à une distance de 47 km inférieure au rayon moyen de la planète Mars) à la surface de laquelle sont réparties aléatoirement des dipôles magnétiques. Ceci contribue à valider l'hypothèse que les sources du champ martien sont majoritairement crustales, et pourraient se situer à une profondeur inférieure ou égale à 50 km.

1.1.3.2 IGRF

L'International Association of Geomagnetism and Aeronomy publie tous les 5 ans le modèle standard du champ : l'International Geomagnetic Reference Field (IGRF). Ce modèle est développé à partir d'un grand nombre d'observations sur le long terme, réalisées dans des observatoires sur toute la surface du globe. L'un des principaux intérêts en est de proposer une version uniformisée du champ principal, que tous les scientifiques peuvent ensuite utiliser en conjonction avec les données mesurées pour l'étude, notamment, des anomalies magnétiques (Thébault, et al., 2015). Comme l'IGRF a également vocation à rendre compte de l'évolution du champ terrestre à grande échelle temporelle, il tente de prédire son comportement pendant les 5 années suivantes : c'est le modèle prévisionnel. Au bout de cette période, il est mis à jour pour rendre compte des variations effectivement observées. L'IGRF est limité au degré 10 des harmoniques sphériques, par conséquent il n'est pas forcément le modèle le plus précis disponible, il sert seulement de référence générale pour les variations « stables » de grande longueur d'onde.

1.1.4 Mesure du champ magnétique

Le champ magnétique se mesure en un point donné avec un magnétomètre, qui mesurera une ou plusieurs caractéristiques du champ selon l'appareil utilisé. Les magnétomètres scalaires mesurent des valeurs absolues correspondant à l'intensité du champ. Un magnétomètre vectoriel mesurera quant à lui la valeur du champ dans une ou plusieurs directions précises – correspondant chacune à une composante du vecteur champ. Ces types d'instrument peuvent être utilisés depuis le sol, à bord d'un avion ou d'un navire, ou bien embarqués à bord d'un satellite. Les valeurs de champ ou d'anomalie entre les zones de mesures (points ou lignes) sont ensuite extrapolées par interpolation linéaire à partir des données mesurées. Il est également possible de réaliser des mesures de gradient magnétique. Ces dernières ont comme avantage d'offrir une résolution spatiale bien meilleure, mais au prix d'une moins bonne capacité de détection en profondeur.

1.1.4.1 Mesures fixes : les observatoires magnétiques

Les observatoires magnétiques mesurent les différentes caractéristiques du champ magnétique terrestre en un point donné du globe. Ils réalisent des mesures régulières, ce qui permet d'avoir facilement accès aux variations temporelles du champ. Etant donné qu'il s'agit de mesures ponctuelles fixes dans l'espace, il est nécessaire d'avoir une couverture globale si l'on souhaite accéder aux variations spatiales du champ magnétique. Malheureusement, certaines régions sont moins richement dotées que d'autres dans ce domaine, pour des raisons d'accessibilité géographiques, géopolitiques ou d'intérêt scientifique (www.intermagnet.org). Peu d'observatoires couvrent les zones océaniques par exemple, et si l'Europe et l'Amérique du nord possèdent un maillage régulier, il n'en va pas de même pour l'Afrique, l'Asie et l'Amérique du sud (Figure 5). Il existe évidemment d'autres moyens de mesures, présentés ci-après, mais le phénomène reste symptomatique, et le manque d'intérêt porté à ces régions se fait cruellement ressentir par la rareté des données locales.

1.1.4.2 Mesures terrestres et aéromagnétiques

Les types de mesures magnétiques mobiles à même de produire des cartes locales diffèrent principalement entre eux par la méthode de transport du ou des magnétomètres. La nature du porteur déterminera les distances caractéristiques parcourues et l'altitude de mesure, donc l'échelle des mesures et la profondeur des sources potentielles du signal observé.

mesures très rapides, permettant ainsi de ne pas avoir une trop longue distance entre deux points de mesure (habituellement entre 7 et 3 m) (Dentith & Mudge, 2014).

L'altitude de mesure est également une variable déterminante, capable d'affecter l'amplitude et la longueur d'onde des anomalies détectées. Une altitude plus faible implique que les sondes sont plus proches de la source, ce qui augmente l'amplitude de l'anomalie détectée. Toutefois, cela signifie aussi que plus de variations de courte longueur d'onde seront détectées, augmentant par là même le risque d'aliasing (cf. Figure 7), et l'importance relative des sources superficielles. Ceci peut être un avantage dans le domaine de l'exploration minière, mais pour visualiser les anomalies magnétiques liées à des sources profondes, il s'agit d'une source de biais.

1.1.4.3 Mesures par satellite

Les variations du champ magnétiques sur des distances supérieures ou égales à 1 kilomètre peuvent être très grandes. Habituellement, les mesures aéroportées offrent une vision qui se concentre majoritairement sur des anomalies associées à des structures de l'ordre de la cinquantaine de kilomètres. Toutefois, les dernières décennies ont vu apparaître un engouement croissant pour l'étude des structures de grande taille, parfois de plusieurs centaines de kilomètres. Ces structures étaient auparavant observables uniquement lors de compilations de données issues de différentes campagnes aéromagnétiques ou marines. Les mesures satellitaires s'imposent donc comme les meilleurs instruments pour l'étude et la compréhension des anomalies lithosphériques à très grande échelle, ainsi que de leurs sources. De telles mesures, réalisées à partir de 230 km d'altitude dans le cas de la Terre, ont l'avantage de n'être pas limitées par les frontières géographiques et politiques, et de posséder une précision, une exactitude et une distribution spatiale uniforme. Elles peuvent en outre couvrir l'intégralité de la surface terrestre en un temps suffisamment court pour s'abstraire des variations majeures du champ global (Langel & Hinze, 1998).

A l'origine, les premiers satellites à embarquer des instruments de mesure magnétique avaient pour objectif de mesurer le champ magnétique issu du noyau terrestre. L'engouement pour l'étude des anomalies lithosphériques date des missions POGO (Polar Orbiting Geophysical Observatories), qui en mettant en évidence dans les années 60 le courant électrique équatorial de l'électrojet et sa

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

perturbation au-dessus de la république centrafricaine, découvrirent l'anomalie magnétique de Bangui. La mission Magsat, lancée en 1979 sera le premier satellite optimisé pour l'étude du champ lithosphérique. Magsat possédait la capacité de mesurer la direction du champ en plus de son intensité, et orbitait à une altitude inférieure aux satellites POGO, offrant ainsi une meilleure résolution des sources de surface. Depuis, les satellites de mesures magnétiques se sont succédés, jusqu'à la constellation des 3 satellites de la mission Swarm, mis en orbite fin 2013 (Friis-Christensen, et al., 2006).

Comme explicité précédemment, une mesure complète du vecteur champ magnétique nécessite l'acquisition de ses trois composantes spatiales (ou de l'intensité et de la direction). Généralement, les satellites de mesure magnétique embarquent un ou plusieurs magnétomètres fluxgate. Un magnétomètre de ce type est organisé autour de 3 sondes fluxgate, chacune mesurant le champ dans une direction donnée pour aboutir à une mesure triaxiale. Ce type de sonde étant particulièrement sensible au bruit dans la gamme d'intensité magnétique du champ terrestre ($\pm 64\ 000$ nT), on y adjoint un mécanisme de correction. Ce dispositif est composé de bobines entourant chaque sonde, au sein desquelles on injecte un courant précisément calibré, ce qui cause un biais artificiel en générant un champ contrôlé le long de l'axe de la sonde. L'intensité du courant est ajustée pour annuler le bruit ambiant, ce qui permet à la sonde de fonctionner normalement. Comme l'intensité du courant envoyé dans la bobine est connue, il est ensuite facile de corriger les données brutes pour en extraire le champ naturel mesuré.

Il est également courant d'utiliser des magnétomètres scalaires à précession de protons, ou à vapeur alcaline, qui mesurent uniquement l'intensité du champ magnétique. Ce type d'équipement peut sembler redondant puisqu'existe la possibilité de mesurer directement les 3 composantes vectorielles du champ, desquelles peut être déduite l'intensité. Cependant, les instruments de mesure vectorielle sont des instruments de mesure relative, et par conséquent fortement sujets à la dérive instrumentale. Pour obtenir la qualité de mesure nécessaire à l'étude des anomalies lithosphériques, la précision d'appareils quantiques est requise. Le principal inconvénient de tels appareils est l'impossibilité de réaliser des mesures continues du fait des forts champs internes nécessaires à leur fonctionnement. Pour limiter les inconvénients des deux types d'appareils, il est possible de calibrer le magnétomètre vectoriel à l'aide des mesures scalaires

absolues, moyennant la connaissance du gradient magnétique entre les deux instruments et l'absence de modifications des paramètres du magnétomètre vectoriel durant la calibration (Langel & Hinze, 1998).

L'exemple de la mission Swarm

Lancée par l'Agence Spatiale Européenne en novembre 2013, la mission Swarm a pour objectif principal de mesurer l'intensité, la direction, et les variations du champ magnétique terrestre. Les appareils de mesure sont répartis sur une constellation de 3 satellites identiques en orbite basse quasi-polaire. Deux d'entre eux (A et B) naviguent côte à côte, depuis une altitude initiale de 460 km jusqu'à 300 km pendant les derniers stades de la mission début 2018. Le troisième (C) navigue sur une orbite croisant à terme les précédentes à 90°, à une altitude constante autour de 530 km (Figure 6).



Figure 6: Schéma de déploiement de la constellation des satellites Swarm autour du globe. L'orbite du satellite C'est au début parallèle aux deux autres, mais se décale au cours du temps pour devenir à terme perpendiculaire. <http://www.ipgp.fr/en/geomag/geomagnetism>.

Du fait de l'organisation technique de la mission, qui prévoit une altitude initiale des satellites de 460km, puis une descente progressive jusqu'à 300 km entre 2013 et 2018, les données les plus précises concernant les anomalies lithosphériques ne sont disponibles que vers la fin de la mission, lorsque les satellites A et B seront au plus bas. L'un des intérêts principaux de Swarm est de proposer des mesures de champ magnétique d'une précision encore inégalée. En effet, outre des magnétomètres vectoriels, chaque satellite embarque un magnétomètre scalaire, situé au bout d'un

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

bras de 4 mètres, possédant un niveau de précision supérieur à 65 pT, soit un millionième des valeurs typiques du champ magnétique terrestre. L'utilisation de cet appareil, utilisé pour la calibration des magnétomètres vectoriels, permet l'obtention de cartes magnétiques optimales, d'où sont ensuite dérivés les modèles globaux des champs issus du noyau et de la lithosphère (Thébault, et al., 2016).

1.1.4.4 Contraintes liées aux mesures mobiles

On ne saurait trop mettre en avant l'importance de la configuration spatiale d'une série de mesures, pour la caractérisation d'une source magnétique locale.

L'intervalle de mesure (dans le cas qui nous occupe, la distance entre deux points de mesure) se doit d'être approprié à l'échelle d'étude. Si les mesures ne sont pas assez nombreuses, ou assez rapprochées, il peut se produire le phénomène connu sous le nom d'*aliasing* (Figure 7). La forme réelle du signal n'est correctement approchée qu'avec une densité de mesure aussi forte que la longueur d'onde des variations que l'on cherche à observer est courte. En termes pratiques, lorsque l'on considère un signal mesuré sous la forme d'un profil, ses variations peuvent en général être représentées comme une somme de signaux sinusoïdaux de fréquences et d'intensités différentes. Dans ce cas, toutes les composantes de fréquence supérieure à la moitié de la fréquence de mesure ne seront pas mesurées de façon exploitable (Dentith & Mudge, 2014).

Lorsque les données sont acquises le long de lignes de mesures comme c'est le cas par exemple pour les mesures aéroportées ou satellitaires, l'espacement entre ces lignes a une énorme influence sur la carte magnétique résultante, et la qualité avec laquelle elle rend compte de la réalité naturelle (Figure 8).

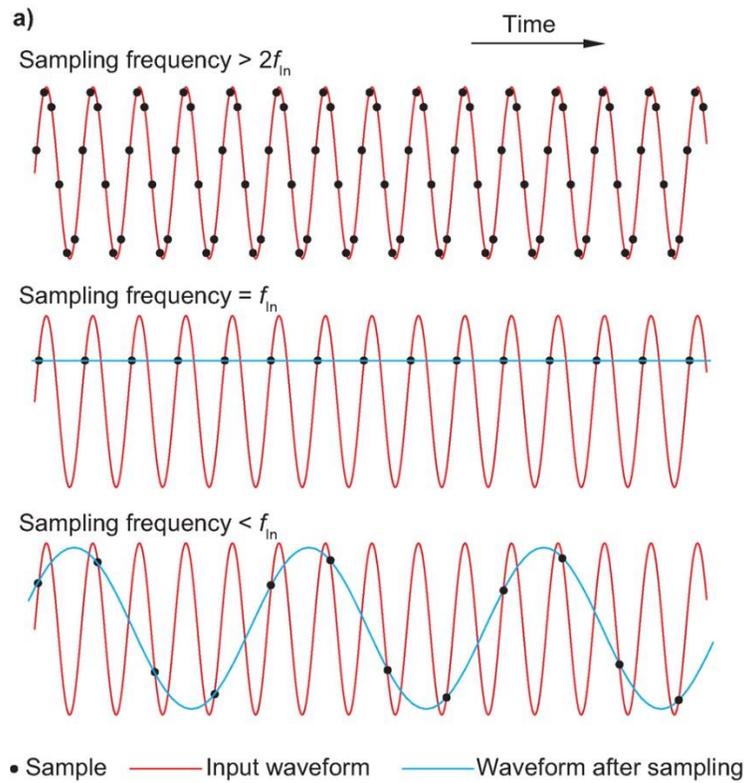


Figure 7: Exemples d'aliasing lors de la mesure d'un signal de fréquence f_{in} , avec différentes fréquences de mesure. Modifié d'après Dentith & Mudge (2014).

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

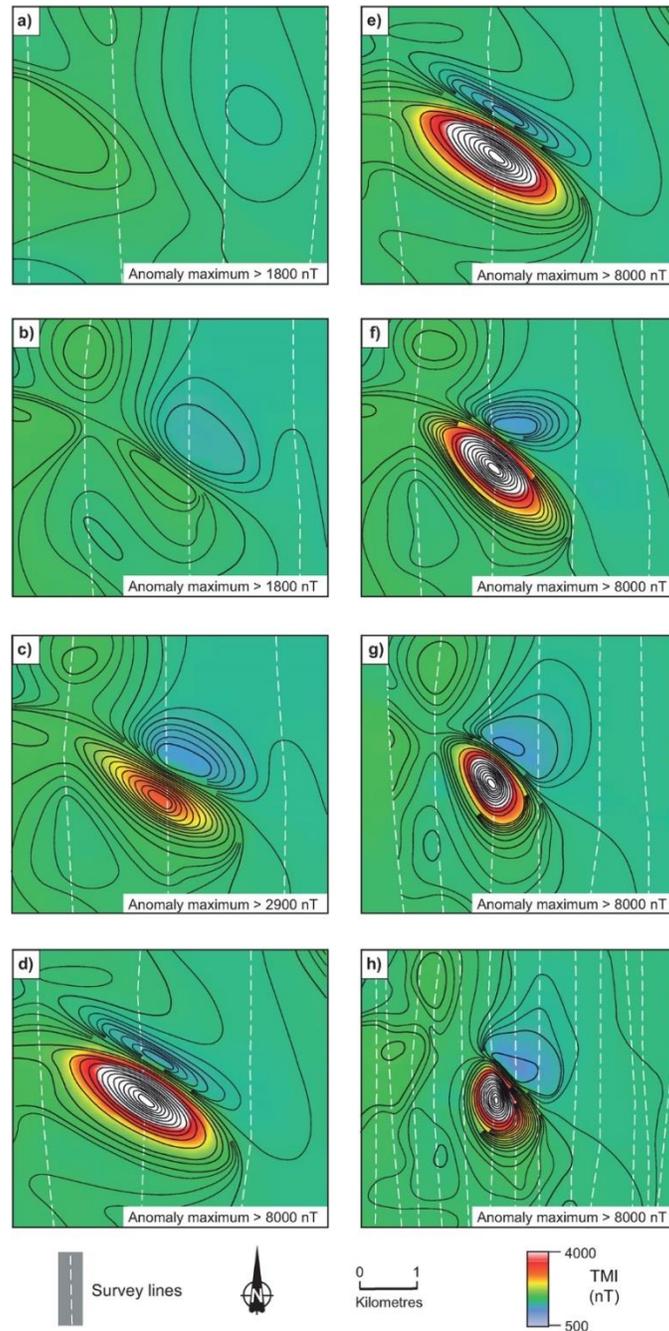


Figure 8: Illustration de l'impact que peut avoir la disposition des lignes de mesure sur l'anomalie estimée. Les huit cartes ont été réalisées d'après des sélections différentes de données provenant du même relevé aéromagnétique. (a)-(d) les lignes sont espacées de 1600 m, avec une translation des lignes de 400 m vers l'est entre chaque cas. (e)-(h) l'espacement entre les lignes est progressivement diminué par pas de 400 m, avec la ligne centrale toujours au-dessus de la source : (e) 1600 m, (f) 1200 m, (g) 800 m, (h) 400 m. On observe une amélioration drastique de la précision pour tous les paramètres de l'anomalie (extension, orientation, amplitude, gradients) avec une disposition optimale des lignes et un espacement minimum. TMI pour intensité magnétique totale. D'après Dentith & Mudge (2014).

1.1.5 Les variations temporelles du champ magnétique

Le champ magnétique terrestre varie non seulement dans l'espace, mais également dans le temps, et ce à des échelles pouvant impacter les mesures ou les campagnes d'explorations. Les variations à court terme, tout particulièrement, sont une source de bruit dans les données, et doivent donc être corrigées.

1.1.5.1 Variations séculaires

Ce sont les variations temporelles à grande échelle (supérieure à l'année) du champ magnétique terrestre. On estime généralement que leur origine vient de changements dans les courants de convection et les courants électriques qui parcourent la dynamo centrale (Bloxham & Gubbins, 1985). Ces modifications concernent l'intensité du champ, son inclinaison, sa déclinaison, ou la position des pôles géomagnétiques. Les études paléomagnétiques des roches indiquent par exemple que la polarité du champ s'est inversée de nombreuses fois au cours des temps géologiques (Westphal & Pfaff, 1986). Par convention, la position actuelle (pôle sud magnétique dans l'hémisphère nord) est dite « normale », tandis que la position opposée est dite « inverse ».

L'exemple le plus célèbre de ces preuves paléomagnétiques est la structure dite en « code-barre » présente dans les roches de la croûte océanique. En effet, le long d'une dorsale océanique, les roches nouvellement formées enregistrent en s'aimantant la direction du champ magnétique à l'instant T. Ainsi on observe au fond des océans des zones de polarité normale et inverse alternées sous formes de bandes parallèles à l'axe de la dorsale, chaque limite de bande correspondant à l'enregistrement d'une inversion de la polarité magnétique globale (Figure 9).

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

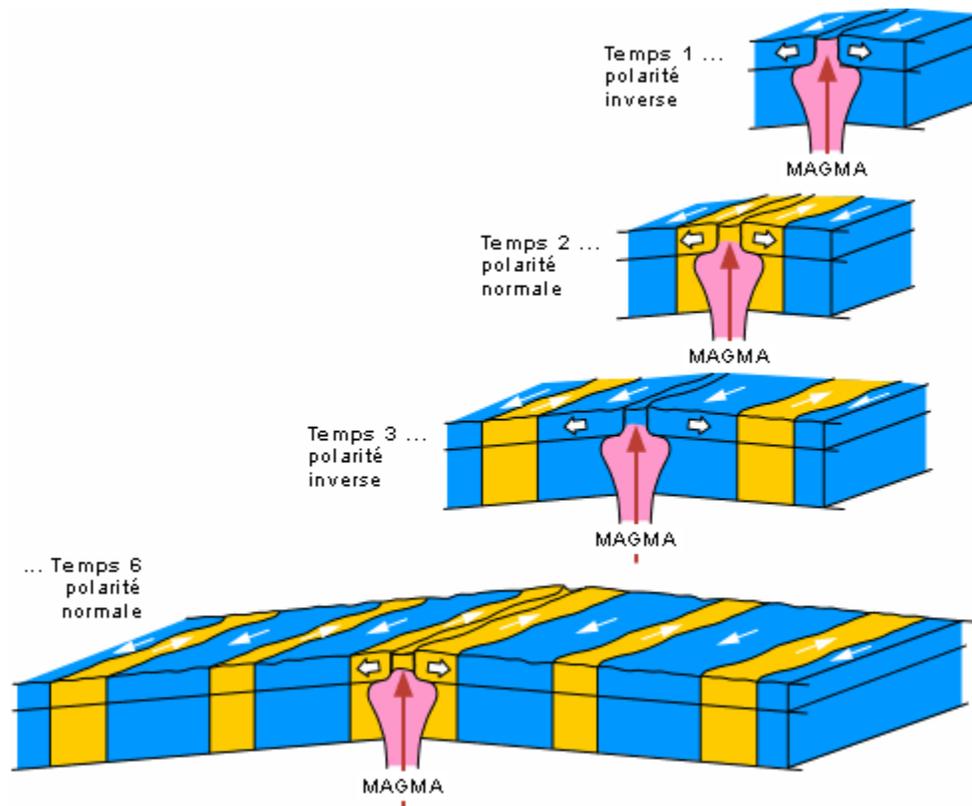


Figure 9: Mise en évidence de l'enregistrement paléomagnétique par les roches de la croûte océanique au niveau d'une dorsale. <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/magnetisme.terr.html>

1.1.5.2 Variations à court terme

On qualifiera ici de « variations à court terme », toutes les variations du champ magnétique se produisant à une échelle de temps inférieure à l'année. *A contrario* des variations séculaires, elles sont dues à des processus en rapport avec le champ d'origine externe. Les causes principales en sont les courants électriques parcourant l'ionosphère, eux-mêmes provoqués par l'influence du soleil (Baumjohann, et al., 2010).

Les variations diurnes sont causées par les rayons solaires qui génèrent des champs magnétiques au sein de l'ionosphère, ce qui perturbe localement le champ magnétique terrestre pendant quelques minutes à quelques heures. L'intensité de ces perturbations peut aller jusqu'à 30 nT, et elles sont à leur minimum durant la nuit. Elles varient également avec la latitude, étant le plus intenses au niveau de l'équateur. Il est également à noter que les courants électriques atmosphériques

induisent des courants dans d'autres corps conducteurs à la surface de la terre (océans, ensembles de roches conductrices,...) ce qui a également pour effet de perturber le champ magnétique global.

Les orages magnétiques sont des fluctuations rapides et intenses (jusqu'à 1000 nT d'amplitude) du champ magnétique avec une période oscillant entre la milliseconde et la minute. Ils peuvent durer de quelques heures à plusieurs jours, et sont associés au cycle undécennal d'activité des taches solaires.

Enfin, le champ magnétique est animé de micropulsations, d'une amplitude inférieure à 10 nT, avec une période de quelques secondes à 5 minutes. Très communes, elles se produisent aléatoirement, et avec une grande variabilité spatiale.

1.1.6 Les anomalies lithosphériques

1.1.6.1 Concept d'anomalie

Une anomalie magnétique lithosphérique correspond au champ magnétique généré par une source magnétique présente dans la lithosphère (Langlais, et al., 2010). Un objet magnétique quelconque plongé dans le champ terrestre développera une aimantation propre, qui viendra s'ajouter au champ ambiant. Si la source est suffisamment importante ou peu profonde, son influence sera alors mesurable en surface, et génèrera une anomalie.

La Figure 10 montre les variations de TMI (ou Total Magnetic Intensity, soit la somme du champ terrestre ambiant et du champ induit par la source) le long d'un profil traversant à l'aplomb d'une source magnétique. Suivant la localisation de la mesure, le champ induit de la source peut avoir la même direction globale que le champ terrestre, auquel cas l'intensité de la TMI sera supérieure à celle dudit champ terrestre, ou être dans une direction opposée, et dans ce cas la TMI aura une intensité inférieure au champ terrestre. Lorsque le champ magnétique terrestre est incliné – c'est-à-dire partout sur Terre excepté aux pôles magnétiques et à l'équateur – le champ généré par la source à la même inclinaison et l'anomalie générée est dipolaire et asymétrique. Lorsque la direction du champ est horizontale – comme c'est le cas à l'équateur terrestre – la résultante est une diminution de la TMI à la verticale de la source, même dans le cas d'un corps plus magnétique que

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

son environnement. Ceci est causé par l'opposition de direction entre les deux champs à cet endroit.

Lorsque l'on étudie les anomalies magnétiques, il est important de garder à l'esprit que l'aimantation induite d'une source lithosphérique dépend de l'intensité du champ terrestre global. Par exemple, une source située dans la partie méridionale de l'Afrique ou de l'Amérique Latine produira une anomalie d'amplitude moitié moindre que celle produite par la même source située en Australie, et ce malgré une inclinaison similaire du champ ambiant.

D'autres phénomènes comme l'aimantation rémanente, l'anisotropie magnétique, ou l'auto-désaimantation peuvent également modifier la direction et l'intensité de l'aimantation totale d'un corps. Cette variété d'influences est à l'origine de la variété de formes et d'amplitudes que peuvent prendre les anomalies. L'aimantation rémanente, tout particulièrement, est souvent un facteur de complication dans l'analyse des anomalies magnétiques terrestres, du fait que sa direction est souvent décorrélée de celle du champ actuel.

Bien souvent, les anomalies magnétiques lithosphériques ont un comportement similaire à celui décrit dans la Figure 10, bien que plus complexe du fait de leur géométrie. Il faut néanmoins garder à l'esprit que d'autres complications peuvent survenir en fonction du contexte de la mesure, par exemple dans le cas d'un relief important, où toutes les sources ne se trouvent pas obligatoirement en dessous de l'altitude du point de mesure. Il est également à noter que, de façon évidente, la connaissance des différentes composantes du vecteur champ procure plus d'informations sur la source que la simple TMI.

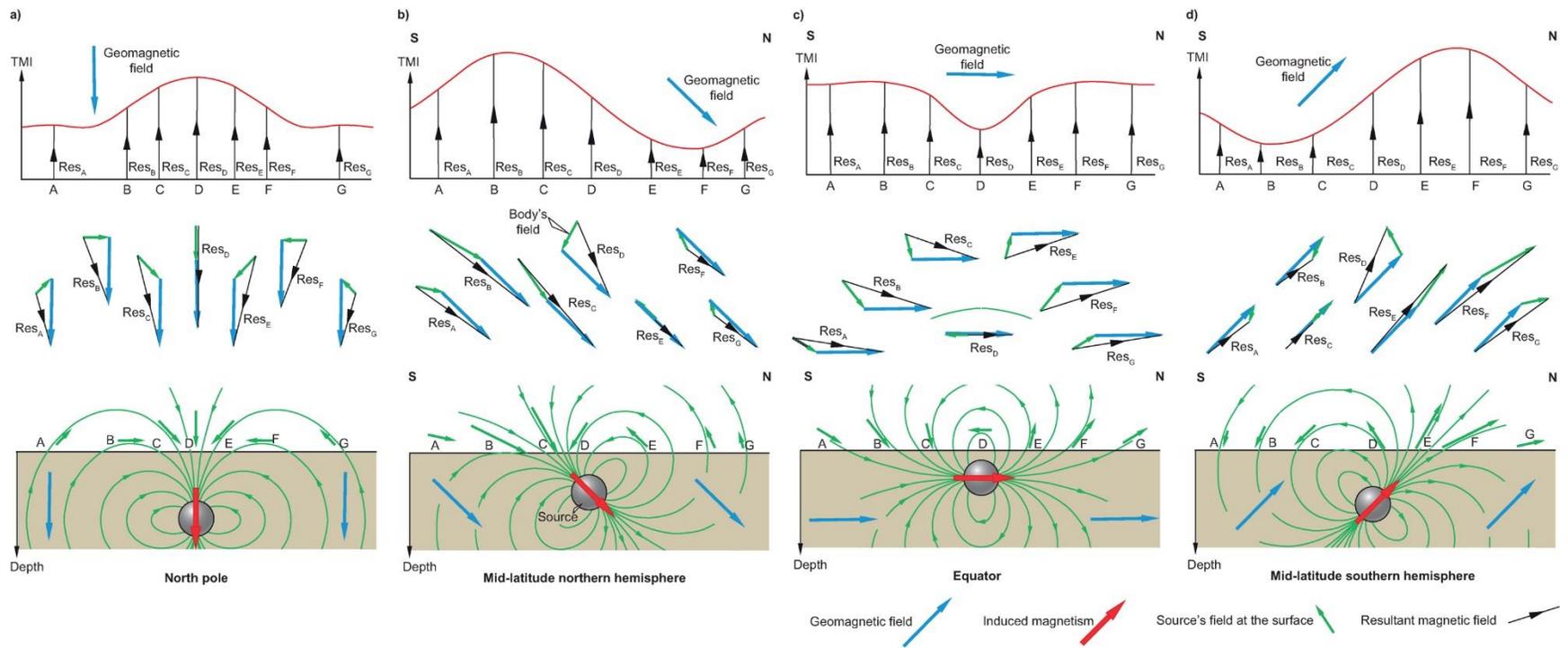


Figure 10: Schéma illustrant le champ magnétique induit par une source sphérique. (a) Au pôle nord magnétique, (b) à une latitude tempérée de l'hémisphère nord, (c) à l'équateur magnétique, (d) à une latitude tempérée de l'hémisphère sud. La figure montre les variations de TMI le long du profil, correspondant à l'addition du champ magnétique terrestre et du champ induit par la source. A noter que les deux champs ne sont pas représentés ici à l'échelle, le champ terrestre étant d'ordinaire supérieur de plusieurs ordres de grandeur. (Dentith & Mudge, 2014).

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

1.1.6.2 Calcul des anomalies lithosphériques

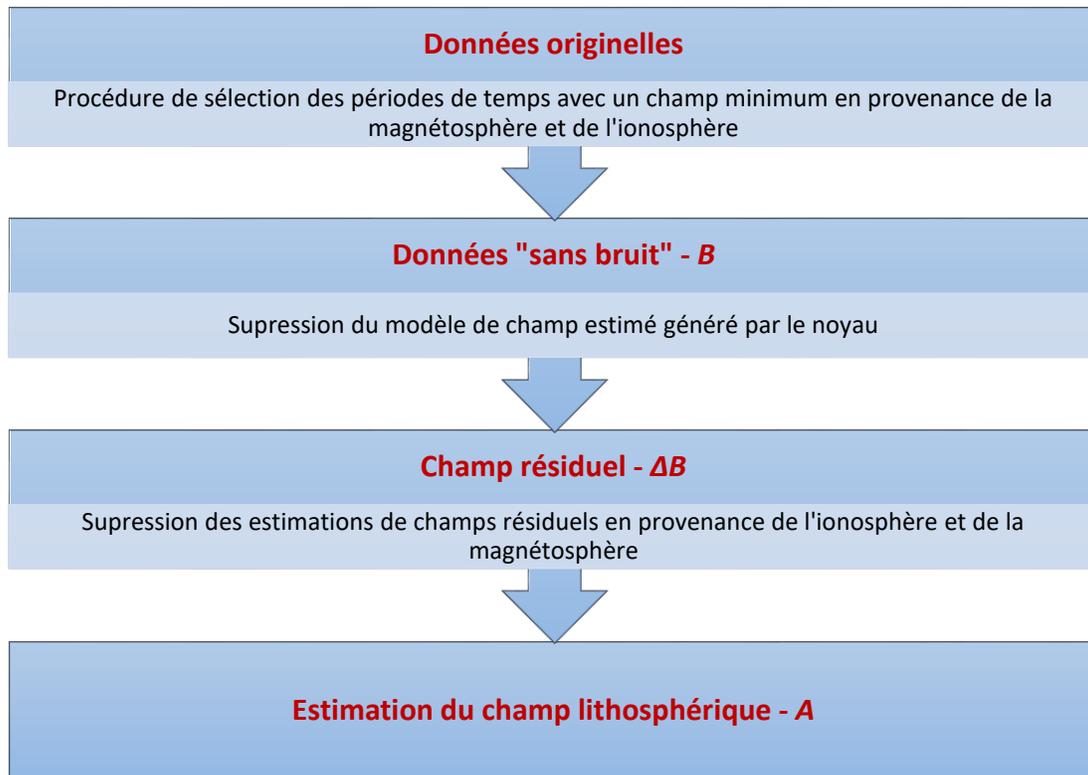


Figure 11: Schéma simplifié du processus de correction des données pour aboutir à une estimation du champ d'origine lithosphérique. Modifié d'après Langel & Hinze (1998).

Du point de vue des mesures magnétiques, l'accès aux anomalies lithosphériques nécessite un traitement des données brutes, afin d'isoler le champ issu des sources lithosphériques ($A(r)$ dans l'équation 1) de l'influence d'autres sources (Figure 11; Langel & Hinze, 1998 ; Thébault, et al., 2016). Ces influences sont généralement celles du noyau ($B_m(r,t)$) et des champs magnétosphériques et ionosphériques ($D(r,t)$). On élimine donc en premier lieu toutes les mesures effectuées lors de périodes d'intense activité magnétique externe, tels les orages magnétiques, et on sélectionne habituellement les données acquises de nuit, afin de minimiser l'influence des vents solaires.

Une fois cette première sélection effectuée, il est nécessaire de soustraire aux données le champ magnétique issu du noyau, qui représente l'immense majorité du signal mesuré en altitude. En effet, à l'altitude satellitaire, l'intensité du champ

principal demeure comprise entre 30 000 et 60 000 nT. En revanche, l'intensité du signal d'origine lithosphérique ne dépasse pas les 30 nT. Par conséquent, la précision accessible pour les anomalies dépend directement de la précision avec laquelle on estime le champ issu du noyau. Cette estimation se fait sous la forme d'un modèle en harmonique sphérique du champ principal, et est donc constituée des coefficients g et h de l'équation 7. Il est important pour générer un modèle le plus proche possible de la réalité naturelle, de bien en estimer le degré n maximum. Si n est trop grand, le modèle incorporera une petite part d'influence lithosphérique, et le $A(r)$ final ne sera pas complet. A l'inverse, si n est trop petit, le modèle du champ principal sera incomplet, et $A(r)$ ne sera pas corrigé de toutes les influences externes. Cette valeur n'est pas connue avec précision, mais les approximations habituelles se situent entre les degrés 13 et 15.

Enfin, les dernières parties consistent à corriger les données de différentes perturbations issues de la magnétosphère et de l'ionosphère. Ces perturbations incluent notamment les variations temporelles rapides du champ magnétique, ainsi que le courant électrique équatorial de l'électrojet.

On obtient alors un modèle du champ magnétique lithosphérique, formant un ensemble complexe de variations spatiales, positives et négatives, dont les longueurs d'onde peuvent aller jusqu'à l'ordre du millier de kilomètres (Figure 12).

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

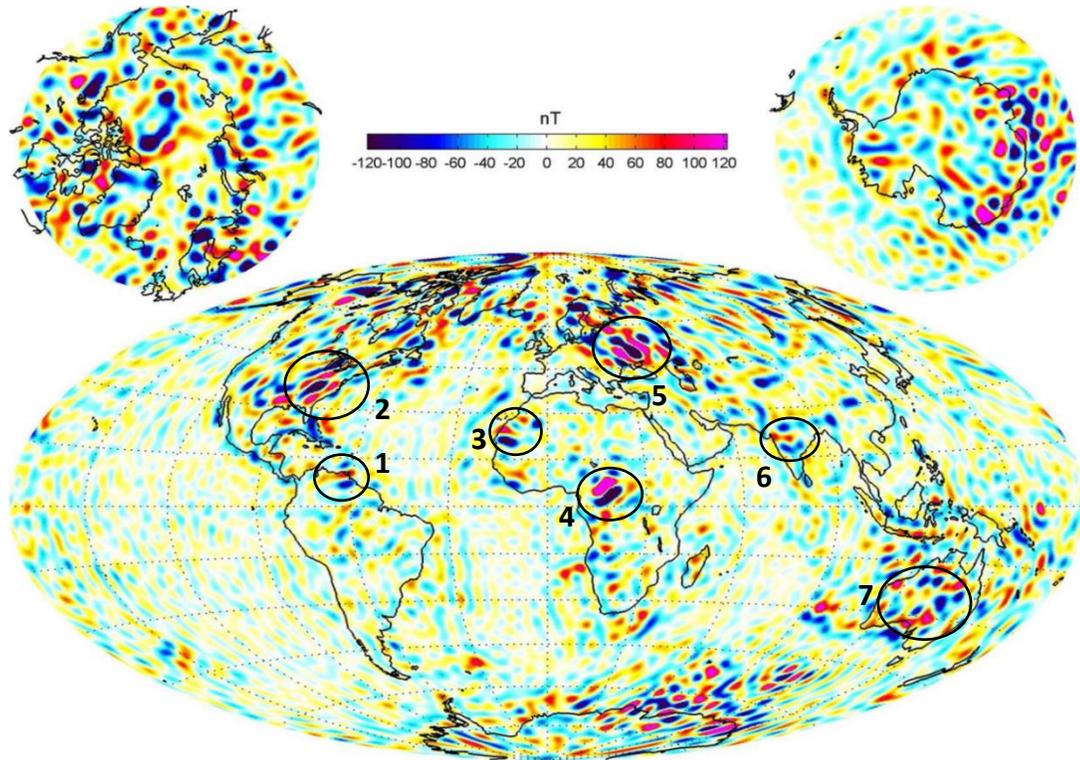


Figure 12: Carte de l'intensité de la composante radiale des anomalies magnétiques lithosphériques terrestres. (1) Anomalie Sud-Américaine. (2) Anomalie Nord-Américaine. (3) Anomalie Ouest-Africaine. (4) Anomalie de Bangui. (5) Anomalie de Kursk. (6) Anomalie Indienne. (7) Anomalie Australiennes. Modifié d'après Thébault, et al. (2016)

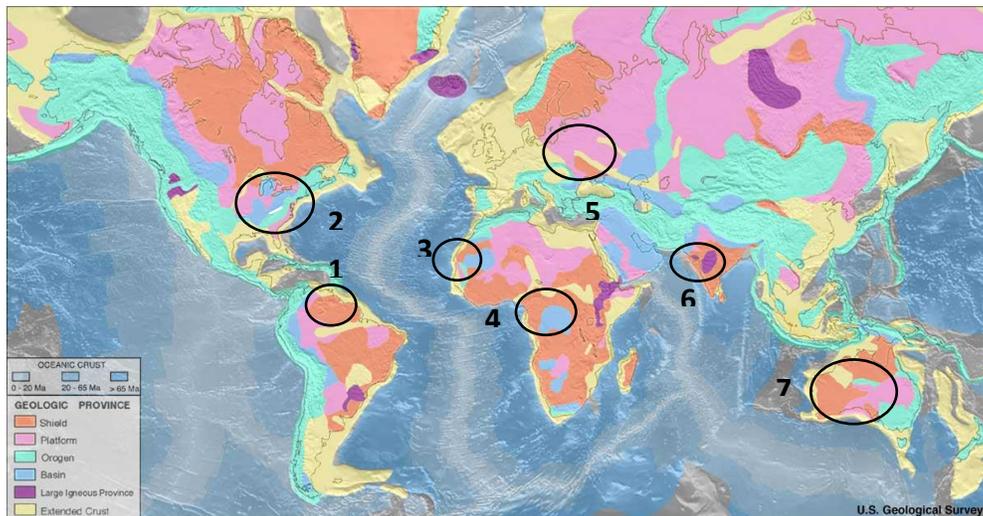


Figure 13: Représentation schématique des principales provinces géologiques terrestres. Les zones en orange et en rose composent les cratons. Les ellipses correspondent aux anomalies mises en évidence sur la Figure 12.

1.1.7 Conclusion

Ces quelques principes généraux nous rappellent que, bien que le champ magnétique terrestre soit parfois considéré comme dipolaire, un grand nombre d'influences, internes comme externes, contribuent à en faire un objet physique d'une grande complexité. Pour étudier cet objet, plusieurs types de mesures sont à la disposition des chercheurs, en fonction de la nature et de l'échelle des variations observées. Toutefois, dans le cas où l'on cherche à déterminer l'origine géologique des grandes anomalies magnétiques de la lithosphère l'observation seule ne suffit pas. Pour rendre compte de leur source, il est nécessaire d'en préciser les différentes caractéristiques, ce qui suppose une connaissance préalable des régions et des matériaux à la verticale des anomalies.

1.2 Les sources géologiques des grandes anomalies magnétiques

1.2.1 Les cratons : des régions à fortes anomalies magnétiques

Les cratons sont de vastes portions de croûtes continentales qui ont pour propriété fondamentale d'être stables, c'est-à-dire peu ou pas affectés par la tectonique orogénique, depuis au moins 500 Ma. Les régions recouvertes par des roches sédimentaires plus ou moins anciennes sont qualifiées de « plate-formes », tandis que celles où le socle du craton affleure sont parfois appelées « boucliers » (Figure 13).

Lorsque l'on observe en parallèle une carte des anomalies magnétiques et une carte géologique, il est impossible de ne pas remarquer une corrélation spatiale entre la plupart des grandes anomalies terrestres et la position des boucliers cratoniques (Figure 12 et Figure 13). Les vastes anomalies Sud-Américaine, Nord-Américaine, ouest-africaine, de Bangui, de Kursk, indienne, et australienne notamment, sont toutes positionnées à la verticale d'un bouclier. Cette observation pousse à s'interroger sur les caractéristiques magnétiques des roches susceptibles d'être à l'origine de ces anomalies.

1.2.2 Le magnétisme des roches

La plupart des minéraux terrestres possédant un comportement ferromagnétique sont des oxydes de fer et/ou de titane (Table 1). Dans les faits, l'aimantation des roches est très majoritairement dominée par l'hématite (Fe_2O_3) dans les roches sédimentaires oxydées, et surtout par la magnétite (Fe_3O_4) dans les roches magmatiques (Dunlop & Özdemir, 1997). La magnétite peut souvent avoir une partie de ses atomes de fer substitués par du titane - ce qui diminue potentiellement de façon importante sa température de Curie - elle prend alors le nom de titanomagnétite ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) (Figure 14). De l'ilménite, de la pyrrhotite, ou du fer métallique par exemple, peuvent également former des exsolutions dans la magnétite. La plupart des exsolutions ont pour conséquence d'amoindrir l'aimantation globale du minéral, à l'exception du métal.

Les roches basiques, composant la croûte océanique (basalte, gabbro) et le manteau terrestre (péridotite) sont habituellement les plus magnétiques dans la nature, du fait de la plus grande proportion de minéraux riches en fer entrant dans leur composition (jusqu'à 5% de titanomagnétite dans le cas des basaltes). Les roches acides de type granitique notamment, composant la majeure partie de la croûte continentale, sont en général moins magnétiques, même si des contrastes importants peuvent exister entre elles (Figure 15). Les roches sédimentaires sont en général très peu magnétiques.

1.2 Les sources géologiques des grandes anomalies magnétiques

Table 1: Propriétés d'aimantation des principaux minéraux ferromagnétiques. T_{Curie} et J_s correspondent à la température de Curie et à l'aimantation de saturation. Modifié d'après Quesnel (2006).

Minéral	Formule	T_{Curie}	J_s (10^4 A/m)	Commentaires
Fer Pur	Fe	770	180	Rare dans la nature
Hématite	Fe_2O_3	680	0.2	Dominée par la magnétite dans les roches magmatiques, dominante dans les roches sédimentaires oxydées
Magnétite	Fe_3O_4	580	48	Très commune, surtout dans les roches magmatiques; Fe souvent substitué avec Ti ce qui diminue J_s et T_{Curie} .
Pyrrhotite	$Fe_{1-x}S$	320	10	Sulfure de Fer, rare, plutôt dans les roches sédimentaires riches en soufre

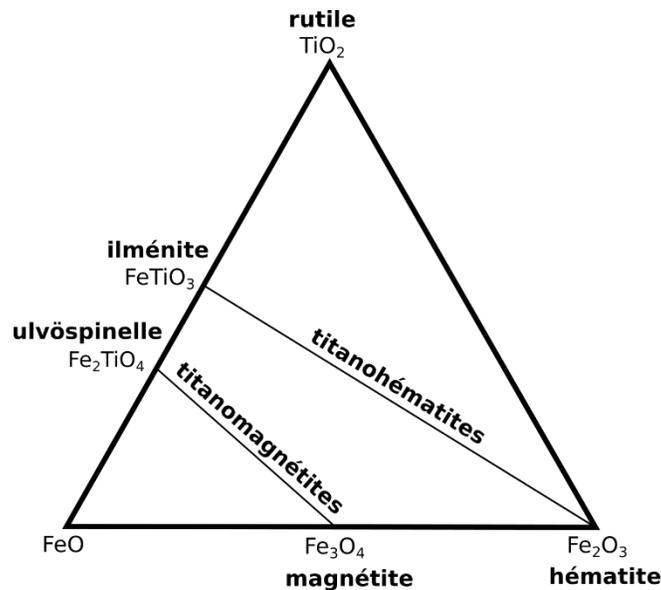


Figure 14: diagramme ternaire FeO-Rutile-Hématite, indiquant les pôles purs des principaux minéraux magnétiques ainsi que les intermédiaires partiellement substitués (titanomagnétites et titanohématites). Modifié d'après Dunlop & Özdemir (1997).

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

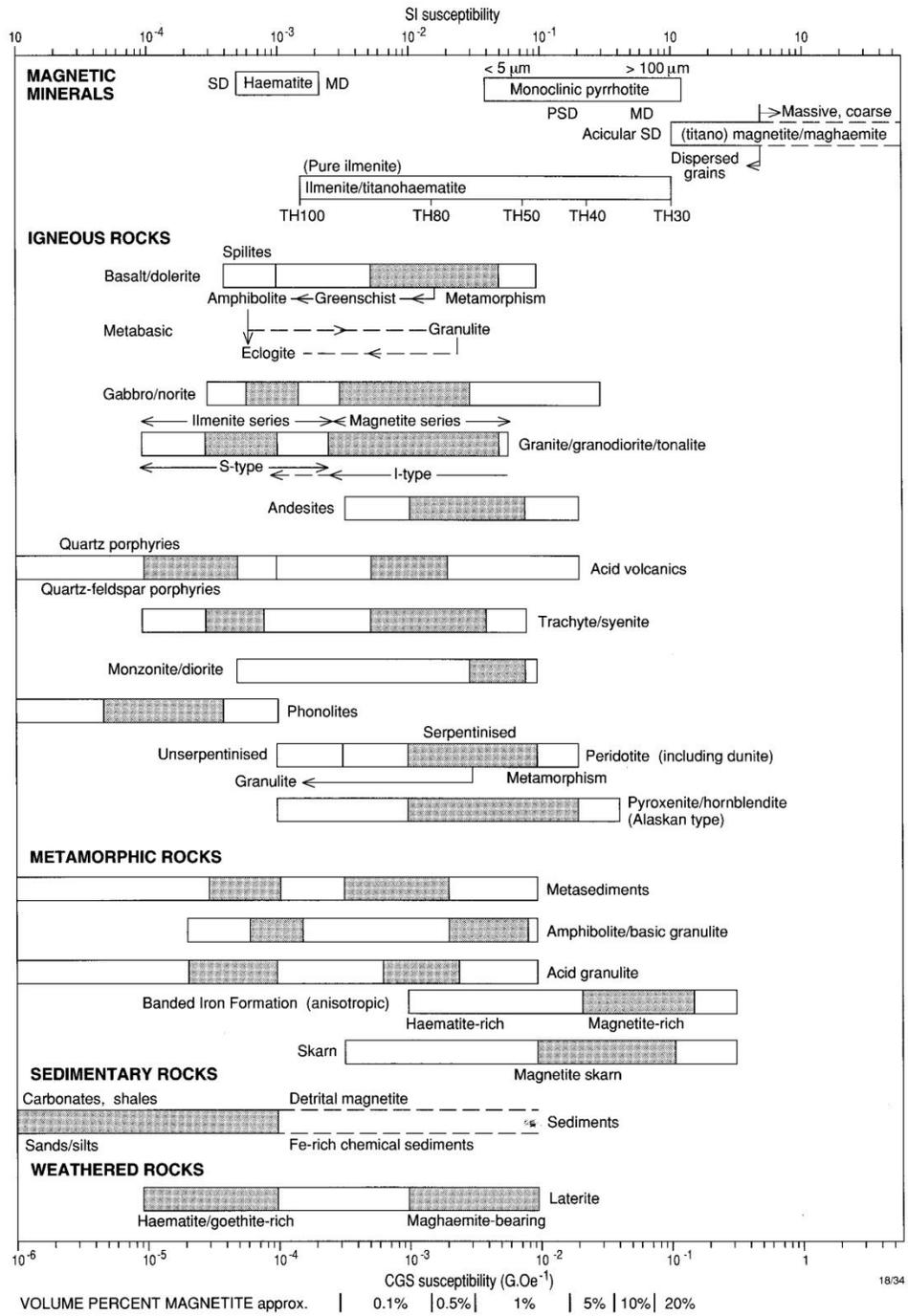


Figure 15: Tableau récapitulatif des valeurs de susceptibilités magnétique typiques pour les principaux types de roches. D'après Clark (1997).

1.2 Les sources géologiques des grandes anomalies magnétiques

Lorsqu'on s'intéresse aux caractéristiques géophysiques de la lithosphère profonde (au-delà de 20-25 km de profondeur), ou aux objets qui la composent, il est important de garder à l'esprit l'impossibilité de toute étude, mesure, ou observation directe. Cela peut sembler un lieu commun, mais si la croûte superficielle peut être aisément échantillonnée et mesurée, ce n'est pas le cas de la croûte ou de la lithosphère inférieure. Au-delà d'une dizaine de kilomètres, le géologue ou le géophysicien est donc contraint d'expérimenter en laboratoire l'impact de la pression ou de la température sur les roches (souvent séparément, pour des raisons techniques), de s'appuyer sur des échantillons remontés par la tectonique ou la circulation magmatique (Ferré, et al., 2013 ; Martin-Hernandez, et al., 2014), ou d'utiliser des méthodes indirectes d'observations telles que les mesures magnétiques, gravimétriques ou sismographiques.

1.2.2.1 Composition de la lithosphère inférieure

La lithosphère est composée de la croûte terrestre et du manteau supérieur, séparés par la discontinuité du Moho dont la profondeur peut varier entre 5 et 80 km. Elle est définie comme la partie externe, rigide, du globe terrestre, délimitée vers 120-200 km par la LVZ (« Low Velocity Zone»). Il s'agit donc d'une région définie par ses caractéristiques mécaniques, mais potentiellement hétérogène d'un point de vue structural, pétrographique ou magnétique.

Les xénolites (fragments de roche profonde remontés à la surface par le magma) issus du manteau sont la meilleure source d'informations et d'échantillons sur la composition du manteau lithosphérique. Ces fragments remontent parfois depuis des profondeurs de 60-70 km en quelques heures (Demouchy, et al., 2006), ce qui réduit grandement les possibilités d'altération. Suivant cette hypothèse, on considère que le manteau lithosphérique est majoritairement composé de péridotites, roche dont les minéraux principaux sont l'olivine et les pyroxènes.

La croûte moyenne (entre 10 et 20-25 km) serait composée majoritairement de roches appartenant au faciès des amphibolites, tandis que la croûte inférieure (à partir de 20-25 km) abriterait principalement des roches appartenant au faciès granulitique. Le terme granulites englobe un vaste éventail de roches, définies par l'ensemble de minéraux métamorphiques diopside/hyperstène/plagioclase, et caractéristiques de conditions de températures supérieures à 650°C. Rudnick & Fountain (1995) restreignent par ailleurs ce terme aux roches formées au-delà de

600 MPa. Malgré ce regroupement, ils observent d'importantes variations entre les différentes roches issues de la croûte inférieure qui parviennent en surface. Cette hétérogénéité fait que la composition de la croûte inférieure demeure une des plus grandes incertitudes géologiques, et prive de ce fait les géophysiciens et modélisateurs d'une contrainte précieuse.

1.2.2.2 Conditions physiques dans la lithosphère inférieure

Comme précisé plus haut, les conditions physiques auxquelles sont soumises les roches dans la lithosphère changent avec la profondeur. La pression augmente régulièrement, à raison de 0.33 GPa tous les 10 km. L'évolution de la température avec la profondeur n'est cependant pas aussi simple, et dépend notamment de l'épaisseur et du type de croûte terrestre concernée. Dans une croûte océanique de quelques km d'épaisseur, la température augmentera très rapidement avec la profondeur (jusqu'à 100 °C/km), tandis que dans une croûte continentale mesurant 60 km, le gradient de température sera beaucoup plus faible (Jaupart & Mareschal, 1999 ; Turcotte & Schubert, 2002). Ce phénomène s'explique facilement par le fait que les roches de la croûte sont à une température bien inférieure au manteau. L'âge de la croûte est également un critère puisqu'une croûte jeune sera beaucoup plus mince qu'une croûte ancienne. Ainsi, les cratons qui sont les portions de croûte continentale les plus vieilles, pouvant atteindre les 80 km d'épaisseur, ont la particularité d'être les zones avec le gradient géothermique le plus faible (Figure 16).

On peut calculer la profondeur à laquelle le géotherme dépasse la température de Curie d'un minéral, pour définir une isotherme de Curie. Cette isotherme représente les variations spatiales de la profondeur du point de Curie.

1.2 Les sources géologiques des grandes anomalies magnétiques

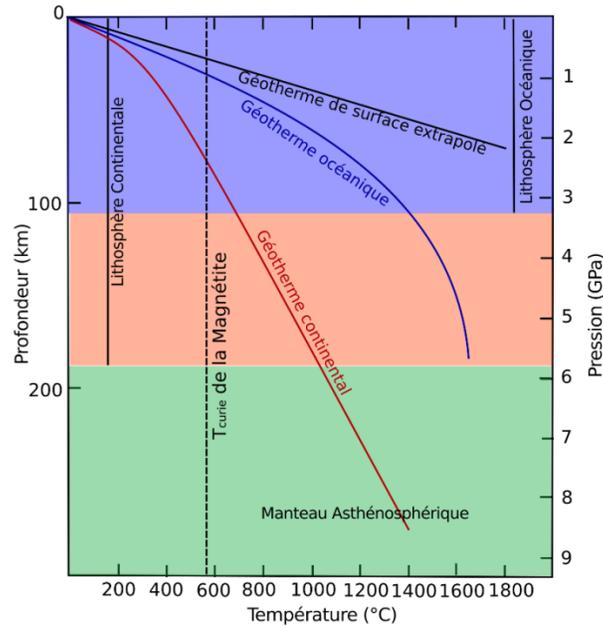


Figure 16: Diagramme représentant les géothermes d'une croûte océanique et d'une croûte continentale épaisse. Le point d'intersection des géothermes avec la température de curie de la magnétite à pression atmosphérique représente la profondeur de l'isotherme de curie. Données d'après Turcotte & Schubert (2002) et Jaupart & Mareschal (1999).

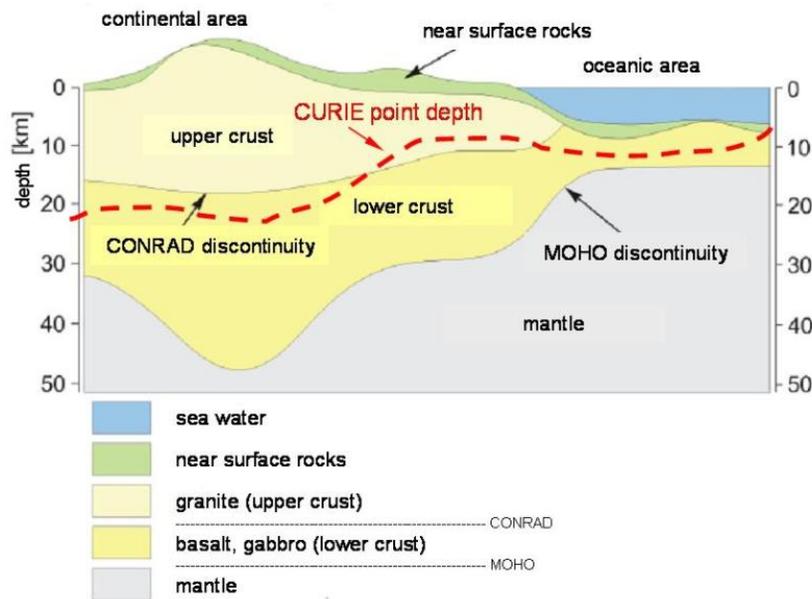


Figure 17: Illustration schématique des variations de profondeur de l'isotherme de Curie. Ces variations verticales peuvent être dues au changement de la nature du porteur magnétique, ou aux changements de conditions physiques du milieu. L'isotherme sera donc plus profonde dans les zones de croûte épaisse, où le gradient thermique est plus faible. Modifié d'après Kiss, et al. [en ligne]

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

1.2.2.3 *Nature du porteur magnétique*

La nature du porteur magnétique prédominant dans la croûte a toujours fait l'objet de recherches et de débats. C'est en effet une donnée majeure que la modélisation doit prendre en compte, en parallèle avec son abondance volumique, afin de contraindre les caractéristiques magnétiques des roches à grande échelle.

Aucune méthode actuelle ne permet d'échantillonner de roches au-delà de quelques kilomètres de profondeur, pour déterminer ce porteur magnétique il est donc utile d'étudier des échantillons de matériel profond remonté naturellement en surface. Les occurrences de ce type sont de trois sortes : les xénolithes, les roches plutoniques et/ou fortement métamorphisées, et les portions de croûte inférieure remontées à l'affleurement par la tectonique.

Dans le cas des xénolithes le porteur principal est en général la magnétite. Cette dernière est parfois sous forme de titanomagnétite dans le cas d'échantillons provenant de milieux à température élevée comme les dorsales océaniques où les zones de rifts.

Concernant les plutons et les régions à fort métamorphisme, le magnétisme est le plus souvent porté par de la titanomagnétite peu substituée (c'est-à-dire à faible proportion de titane). Dans de rares cas il peut s'agir de pyrrhotite, principalement dans des roches mafiques.

Il existe un nombre limité d'occurrences de croûte profonde exhumée à la surface de la terre – bien qu'il s'agisse du cas le plus fiable pour observer des roches profondes – et l'exemple type en est par convention informelle la région d'Ivrea en Italie. Dans ce type de terrain, le principal minéral magnétique se trouve être de la magnétite presque pure.

Dans ces trois cas, la magnétite semble donc être le porteur magnétique quasi exclusif de la croûte inférieure (Frost & Shive, 1986), avec parfois une substitution partielle d'atomes de fer par du titane. Il est à noter que ce taux de substitution, de même que la température de curie de la titanomagnétite, est fonction de la température, de la fugacité d'oxygène et de la composition de la roche.

L'observation d'échantillons de roches protérozoïques granulitique a néanmoins démontré la possibilité de magnétisme intense porté par de la titanohématite dans des roches issues de la croûte profonde (McEnroe, et al., 2001).

1.2 Les sources géologiques des grandes anomalies magnétiques

1.2.2.4 Controverse sur la limite de l'aimantation dans la lithosphère

Certains oxydes et sulfures de fer comme la magnétite ou encore la pyrrhotite, possèdent des caractéristiques ferromagnétiques à température ambiante (rémanence, forte susceptibilité). La magnétite, en particulier, est le principal minéral magnétique de la croûte. Son absence générale du manteau supporte l'hypothèse généralement admise d'un manteau peu ou non magnétique, et de sources strictement crustales pour les anomalies lithosphériques (Haggerty, 1978; Haggerty, 1979). Cependant, même dans le cas où un tel minéral serait présent dans le manteau, il serait exposé à une température au-delà de son point de Curie (580°C pour la magnétite à pression atmosphérique). Dans de telles conditions, les caractéristiques ferromagnétiques disparaissent et laissent place à un comportement paramagnétique. Or, l'intensité du paramagnétisme est négligeable comparée au ferromagnétisme, ce qui conduit dans la plupart des cas à considérer les roches comme non-magnétiques au-delà de l'isotherme de Curie de la magnétite (Blakely, 1988 ; Whaler & Langel, 1996).

Toutefois, il serait simpliste d'affirmer de façon générale que la base d'une source magnétique correspond toujours à la profondeur de cette isotherme à cet endroit. Tout d'abord, les contrastes de caractéristiques magnétiques entre différents corps géologiques peuvent expliquer la délimitation d'une source, indépendamment de toute température de désaimantation (Bouligand, et al., 2009). Ensuite, comme la température de Curie dépend de la minéralogie magnétique, la surface géométrique correspondant à la température de curie des roches locales n'est pas obligatoirement une isotherme. La titanomagnétite, par exemple, possède une température de Curie fortement assujettie à la proportion de titane qui entre dans sa composition. Ainsi, le point de Curie pourra se situer vers 200 °C pour $x = 0.5$, où aux alentours de 580 °C pour de la magnétite pure ($x=0$). Ouabego et al. (2013) suggèrent également que la profondeur limite d'aimantation des sources lithosphériques pourrait être plus grande que ce qui est habituellement envisagé. Leur article met en évidence une forte aimantation portée par les Itabirites d'Afrique centrale, dont le porteur magnétique principal est l'hématite. Or, la température de Curie de l'hématite est de 680°C, ce qui le cas échéant signifierait une possible augmentation de 20 km de la profondeur limite d'aimantation par rapport à ce qui est attendu dans le cas de la magnétite (Figure 17).

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

Certaines études (Ferré, et al., 2014; Friedman, et al., 2014, Martin-Hernandez, et al., 2014) affirment que les sources de certaines anomalies magnétiques – observées notamment par prospection aéromagnétique – seraient mantelliques. L'étude de xénolithes d'origine mantellique aux Etats-Unis a montré que de la magnétite porteuse d'ARN peut être présente dans ces roches, particulièrement dans des régions cratoniques (Figure 18 ; Friedman, et al., 2014). Cette magnétite est également interprétée comme représentative du porteur magnétique en profondeur, et est potentiellement stable dans le manteau supérieur du fait de la fugacité de l'oxygène (Ferré, et al., 2014).

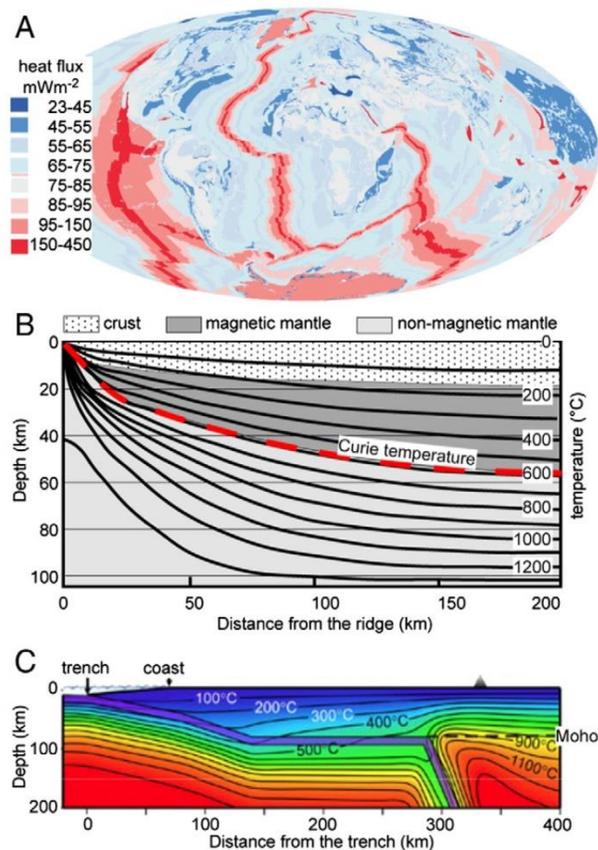


Figure 18: Contextes tectoniques dans lesquels le manteau supérieur peut être significativement moins chaud que la température de Curie de la magnétite. (A) Cratons Protérozoïques-Archéens (>350°C) ; (B) Bassins Océaniques anciens (>250°C) ; (C) Zones de Subduction (>300°C). D'après Ferré et al. (2014).

1.2 Les sources géologiques des grandes anomalies magnétiques

L'hypothèse a également été avancée que des alliages métalliques naturels répartis dans le manteau pourraient le rendre magnétique. Le fait que la serpentinite puisse comporter des inclusions de magnétite très magnétique (Carmichael, 1982), semble encore apporter du crédit à cette hypothèse. Néanmoins, ce magnétisme est extrêmement dépendant de la température : Les inclusions ne sont magnétiques qu'à faible température, car une fois dépassé 480°C (température de stabilité de l'antigorite), la magnétite n'est plus présente et les éventuels alliages métalliques naturels deviennent instables. Il est important de noter que la serpentinisation du manteau est causée par une hydratation des roches (par exemple en zone de subduction, ou à la base de la croûte océanique), ce qui semble plus difficilement envisageable dans des régions de cratons épais.

Dans les xénolites pyroxéniques retrouvés au sein des basaltes dans le craton Nord-Chinois (Li, et al., 2014), on retrouve de la magnétite, de la pyrrhotite, et du spinelle riche en fer comme minéraux magnétiques principaux. Ces échantillons sont pour la plupart peu magnétiques, avec une susceptibilité massique moyenne de $39.59 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ et une aimantation rémanente isotherme à saturation de l'ordre de $12.05 \times 10^{-3} \text{ A} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$. De plus, la magnétite retrouvée dans ces xénolithes est présente sous forme de microcristaux dans les interstices entre les silicates, ce qui est caractéristique d'une formation en environnement supergène. La magnétite se serait donc formée lors de la remontée des xénolithes, suggérant une absence dudit minéral, et donc une aimantation très faible en conditions naturelles dans le manteau (Li, et al., 2014). Les auteurs limitent ainsi la profondeur d'aimantation à 32km dans la région de Hannuoba.

Plusieurs auteurs ont également remarqué une apparente incohérence entre les fortes intensités d'aimantation nécessaires pour expliquer les mesures d'anomalies magnétiques, et la plupart des données disponibles sur les roches de la croûte (McEnroe, et al., 2004). En effet, dans la plupart des modèles réalisés pour rendre compte des sources géologiques des anomalies crustales (spécialement les anomalies de grande longueur d'onde), seule l'aimantation induite est prise en compte. Ceci est justifié, dans les études en question, par le faible pourcentage de magnétite dans les roches étudiées, ou par la proximité de la température de Curie pour la magnétite et la titanomagnétite. Ces hypothèses ont amenées la conclusion selon laquelle une aimantation induite de l'ordre de 2 à 6 A/m dans les roches était nécessaire pour expliquer la genèse des anomalies magnétiques observées.

Cependant, ces estimations se trouvent être bien supérieures à la plupart des valeurs d'aimantation induite effectivement observées, ce qui pose un paradoxe aux géophysiciens. Certaines études ont par ailleurs fait remarquer que les forages et l'observation des roches en surface ne permettaient pas toujours de déterminer une origine géologique probable des anomalies à l'échelle locale (Alexandrov, 1973). Il est donc tentant de formuler l'hypothèse de sources très magnétiques, profondes, différant parfois des roches majoritaires formant la croûte superficielle observable.

Ces résultats viennent partiellement appuyer la thèse consistant à faire du Moho le plancher magnétique de la lithosphère (Wasilewski, et al., 1979). Il est néanmoins possible d'imaginer des roches mantelliques magnétiques, mais uniquement dans des conditions de faible température, c'est-à-dire soit à faible profondeur, dans des régions de croûte océanique fine par exemple, ou dans les des zones cratoniques où le gradient thermique est plus faible. L'incertitude quant à la position exacte des différentes isothermes ainsi que la composition de la croûte inférieure suggère donc une possibilité de sources magnétiques crustales profondes, négligées jusque-là dans les modèles.

1.2.3 Conclusion

Les hypothèses sur la profondeur limite d'aimantation de la lithosphère sont, encore aujourd'hui, nombreuses et peu précises. Cela est dû au fait que, malgré un consensus général sur la nature du porteur magnétique principal (à échelle globale tout du moins) qui serait la magnétite, notre connaissance du comportement magnétique des roches aux conditions physiques rencontrées dans la lithosphère profonde reste très mal contrainte. Ces incertitudes sont exacerbées par la nature prédictive des assertions dans ce domaine, sans qu'il ne soit jamais possible de vérifier directement les conclusions formulées.

1.3 Problématiques

Les points abordés dans les parties précédentes soulèvent deux interrogations auxquelles on tentera de répondre : Existe-t-il un type ou une famille de roches susceptibles d'être à l'origine de la plupart des grandes anomalies magnétiques terrestres, et le cas échéant permettraient-elles de proposer un modèle réaliste de source, notamment dans le cas de l'anomalie ouest africaine ? Ensuite, quels sont les modèles existants qui tentent d'expliquer l'origine de cette

anomalie, quels sont leurs points de désaccord, leurs faiblesses, et les paramètres les plus mal contraints ?

1.3.1 Les BIFs : de bons candidats comme sources des anomalies magnétiques terrestres

1.3.1.1 *Présentation des BIFs*

Les BIFs (pour Banded Iron Formations) ou formations de fer rubanées représentent la majorité des formations ferrugineuses sur Terre. C'est une famille de roches sédimentaires précambriennes plus ou moins métamorphisées, caractérisées par une forte teneur en fer et en quartz. Elles peuvent être définies comme « des sédiments chimiques, typiquement finement lités ou laminés, dont la principale caractéristique chimique est une composition anormalement riche en fer, présentant habituellement (mais pas toujours) des lits de quartz. » (Klein, 2005). On reprendra également la convention de cet article consistant à qualifier de BIF toutes les formations ferrugineuses répondant à cette définition, même lorsqu'aucun litage clair n'est présent. Malgré cela, l'une des caractéristiques pétrographiques des BIFs est la présence de microbandes ou mésobandes (respectivement entre 0.3 et 1.7 mm, et entre 1.7 mm et quelques cm) alternativement riches en fer et en quartz. Les BIFs sont parfois appelées quartzites ferrugineuses ou itabirites. Les moins métamorphisées comportent majoritairement du quartz, de la magnétite et de l'hématite. La magnétite présente dans les formations de fer métamorphisées est en général presque totalement dépourvue de titane (Frost & Shive, 1986). On observe également quelques minéraux accessoires : carbonates, greenalite, stilpnomélane, riebeckite et pyrite. A noter cependant l'existence de BIFs non laminés, mais présentant des structures oolithiques et granulaires. Ce type de faciès est peu fréquent, et spécifique à certaines formations protérozoïques, il est rare voire absent dans les formations archéennes.

La plupart des roches qualifiées de BIF sont âgées d'au moins 2 milliards d'années, jusqu'à 3.8 Ga pour les plus anciennes, avec un pic d'abondance autour de 2.5 Ga. Il existe néanmoins des occurrences de BIFs plus récentes, datées de 0.5 à 1 Ga (Figure 19). Elles sont présentes dans le monde entier au niveau des cratons et des ceintures de roches métamorphiques qui entourent ces derniers. Le mécanisme de leur formation fait encore débat et deux théories s'affrontent concernant les

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

modalités de leur dépôt. Ces dernières dépendent principalement des conditions environnementales de l'époque.

Dans le premier cas l'hypothèse est celle de sédiments déposés en milieu marin (Klein, 2005). L'apport massif d'oxygène lié au développement de la photosynthèse cyanobactérienne par les premiers organismes vivants vers 3.5 Ga aurait oxydé le fer jusque-là dissout dans l'eau de mer. Insoluble sous sa forme oxydée, ce fer aurait alors précipité massivement et sédimenté au fond des océans, formant les gisements que l'on connaît aujourd'hui. L'alternance de lits riches en fer et en quartz est ainsi interprétée comme une succession de couches annuelles de sédimentation (ou varves). La régularité générale du litage indiquerait un dépôt en conditions profondes, à savoir au moins 200 m, zone à partir de laquelle l'influence des tempêtes disparaît, permettant ainsi un dépôt régulier sans perturbations.

La deuxième théorie postule un enrichissement en fer de sédiments profonds par des processus hydrothermaux (Krapez, et al., 2003). De nombreux BIFs sont en effet particulièrement riches en terres rares absentes de la surface terrestre (samarium néodyme, cérium et europium notamment) ce qui signifierait une importante activité géothermique, ces éléments provenant du lessivage des roches de la croûte océanique par l'hydrothermalisme. Ces mêmes fluides hydrothermaux auraient apporté le fer, ainsi que d'autres éléments réducteurs, à la surface, provoquant un enrichissement post-dépôt des sédiments.

Malgré cette controverse encore vivace, on retiendra que les BIFs sont des roches sédimentaires métamorphisées, datées d'au moins 1.8 Ga, et possédant une proportion de fer sans commune mesure avec la plupart des autres roches sous forme de magnétite et d'hématite.

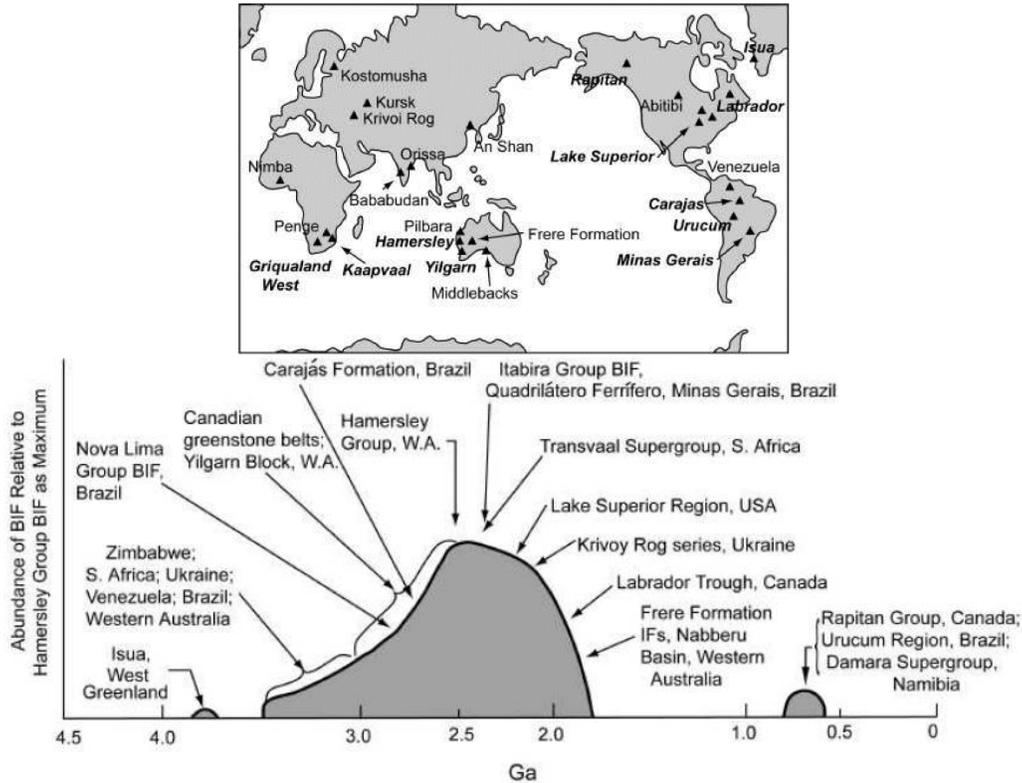


Figure 19: (haut) Localisation de certains des ensembles de BIFs les plus importants dans le monde, et (bas) schéma de l'abondance des BIFs au cours du précambrien, relativement à un maximum fixé par rapport à l'ensemble de Hamersley, en Australie. Modifié d'après Klein (2005).

1.3.1.2 Corrélation spatiale entre les BIFs et les anomalies magnétiques

Au vu de leur composition, les BIFs semblent déjà posséder des caractéristiques minéralogiques compatibles avec un magnétisme intense, et donc susceptible de perturber le champ terrestre si elles sont présentes en abondance dans la croûte. Toutefois il ne suffit pas qu'une roche soit une bonne source potentielle, les propriétés magnétiques observées sur le terrain ainsi que l'importance et la localisation des affleurements observés doivent s'y conjuguer pour confirmer la plausibilité de l'hypothèse. Or les gisements de BIFs, de par leur position au sein des zones cratoniques, sont extrêmement bien corrélés dans l'espace avec les principales anomalies magnétiques terrestres. Ce sont des structures étendues, très enrichies en oxydes de fer magnétiques, et à ce titre sont souvent les seules roches surfaciques locales possédant la susceptibilité et la rémanence magnétique nécessaire pour expliquer les anomalies.

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

L'anomalie magnétique de Bangui en Centrafrique est la plus vaste anomalie lithosphérique à faible latitude (700-800 km de longueur d'onde dans les axes NS et EW), et possède une intensité de 1000 nT au niveau du sol. Or, dans cette région, Ouabego et al. (2013) ont mis en évidence le fait que des Itabirites (BIFs) de république centrafricaine possèdent la plus grande susceptibilité magnétique et la plus grande rémanence parmi une cinquantaine d'échantillons de roches prélevés sur une zone de 15 000 km² (Table 2). Ceci en fait des candidats privilégiés comme source de l'anomalie de Bangui.

Les anomalies de la région de Kursk, à la frontière entre l'Ukraine et la Russie, s'étendent quant à elles sur environ 850 km le long de la direction NW-SE, sur une largeur de 200 km pour des amplitudes atteignant localement l'ordre de 10 000 nT. Ces dernières ont également été associées aux formations de BIFs précambriennes russes qui s'étirent de manière discontinue sur près de 3000 km (Alexandrov, 1973). Dans la seule région de l'anomalie de Kursk, on estime le volume total de fer à près de 10¹⁹ tonnes, et ce calcul ne prend en compte que l'épaisseur de base de la formation, soit 300-500. Etant donné que les couches sont plissées par endroit, l'épaisseur réelle de BIF peut atteindre 1500 à 2500 m, impliquant un volume total potentiel de près de 5*10¹⁹ tonnes de fer, principalement sous forme de magnétite et d'hématite. Une telle concentration de matériel magnétique explique que la plupart des auteurs attribuent la cause de l'anomalie de Kursk à ce type de roches (Alexandrov, 1973 ; Ravat, et al., 1993). Les gisements de BIFs, de par leur âge, sont en effet le plus souvent très déformés par la tectonique, métamorphisés, rarement continus, et donc en majeure partie enfouis. Ceci a conduit généralement à sous-estimer leur volume global, expliquant que dans certains cas leur influence magnétique a pu être négligée par les modélisateurs.

L'anomalie de Kiruna, dans la partie septentrionale de la Finlande, est elle aussi interprétée comme étant due à l'influence magnétique de formations ferrugineuses. Bien qu'il ne s'agisse pas de BIFs stricto sensu, leur enrichissement extrême en fer (57 à 71%), les rapproche de ces dernières. Ceci supporte l'hypothèse que les grandes anomalies magnétiques lithosphériques pourraient être dues à des formations ferrugineuses extrêmement enrichies. A cela vient s'ajouter l'existence de modèles expliquant l'anomalie de Kiruna à partir d'une source de taille relativement réduite mais fortement magnétique (Ravat et al., 1993), ce qui peut correspondre aux caractéristiques classiques des gisements de BIFs.

La présence de Bifs a également été interprétée comme étant à l'origine des grandes anomalies de la région de Hamersley Basin, aussi bien que d'anomalies plus réduites, comme celle de Peculiar Knob, toutes deux en Australie Méridionale (Guo et al., 2011 ; Schmidt et al., 2007).

Table 2: Propriétés magnétiques d'échantillons de roches provenant de la région de Bangui en Afrique centrale. D'après Ouabego et al., (2013).

Lithology	ID	χ ($10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	NRM ($\text{A m}^2 \text{ kg}^{-1}$)	Mt (A/m)	Q	NRM/SIRM (%)	Laboratory modelled Mt (A/m)	Sampling site
Itabirite	8603	798	23856.2	76.4	1117.8	43.6	88.1	Bogoin
	243	629	237.5	0.8	14.1	5.1	7.5	Bogoin
Migmatite	8576	12201	2041.1	6.4	6.3	7.6	2.3	Mabo
	8575	8496	66.0	0.8	0.3	0.7	1.1	Mabo
Orthogneiss	240	85	833.8	2.3	365.5	53.1	2.1	Mabo
	234	229	342.8	0.9	55.9	36.1	1.5	Sibut
	235	5165	102.7	0.7	0.7	3.4	0.5	Sibut
	216	23	0.9	0.0	1.4	-	-	Galabadjia
Granodiorite	8632	7587	382.9	1.6	1.9	1.6	1.8	La Mbi
Metaperidotite	8840	5223	76.7	0.6	0.5	0.8	0.9	La Mbi
	8838	1235	105.6	0.4	3.2	-	-	La Mbi
	8836	164	3.0	0.0	0.7	-	-	Sibut
Quartzite	203	1902	82.7	0.4	1.6	-	-	Boali
	8564	5	1.4	0.0	11.0	-	-	Bossembélé
	213	7	0.8	0.0	3.8	-	-	Mbalki
	452	20	0.4	0.0	0.7	-	-	Ouango
Granulite	230	304	38.8	0.1	4.8	-	-	Sibut
Metabasalt	8602	292	0.2	0.0	0.0	-	-	Bogoin
Micaschist	249	171	2.2	0.0	0.5	-	-	Boali
Metasilexite	217	52	1.3	0.0	0.9	-	-	Kamaro
Cipolin	8631	-1	0.4	0.0	-11.9	-	-	Fatima
	8610	-1	0.4	0.0	-13.0	-	-	Ndjimba

Enfin, dans la région de la dorsale Reguibat en Mauritanie, La présence de BIFs est corrélée à l'existence de l'anomalie magnétique ouest-africaine. Il existe en outre un gradient croissant NE-SW de la présence de ces formations au sein de la dorsale, gradient qui est lui-même corrélé localement à l'intensité de l'anomalie, fournissant un nouvel indice allant dans le sens de notre hypothèse.

1.3.2 Les grandes anomalies africaines : limites des modèles existants

L'orogénèse Panafricaine, qui s'est déroulée entre 950 et 550 Ma, a majoritairement sculpté la géologie du continent, en formant cinq grandes régions cratoniques aux dénominations géographiques : Nord-Ouest, Centre-Nord, Nord-Est, Centrale, et Sud. Ces grands ensembles sont formés de boucliers affleurant et de plates-formes recouvertes par de vastes bassins sédimentaires.

Les grandes Anomalies magnétiques africaines, notamment celle de Bangui et d'Afrique de l'Ouest, sont parmi les plus vastes et les plus intenses anomalies lithosphériques à la surface du globe. En dépit de ce fait, les études récentes portant sur les sources magnétiques potentielles dans ces régions sont rares. Hastings

(1982), a été le premier à mettre en évidence la forte corrélation existante entre les anomalies d'Afrique de l'ouest et la disposition des cratons et des bassins dans cette région. Malgré cela, il existe une variété de modèles tentant d'expliquer l'origine de cette anomalie, et de préciser les paramètres de sa ou ses sources, et de grandes incertitudes demeurent en l'absence de contraintes fortes concernant ces dernières. Les propriétés magnétiques, l'extension, la profondeur, et même la nature de ces sources sont encore largement sujettes à débat.

1.3.2.1 Modélisation des anomalies

La modélisation des sources des anomalies magnétiques consiste à retrouver les différents paramètres de la source – soit sa position, sa géométrie, ses caractéristiques magnétiques et physiques, ainsi que la nature de son ou ses composants – à partir des observations et des mesures effectuées sur le terrain. L'objectif final est que l'anomalie magnétique calculée à partir du modèle corresponde le plus exactement possible à l'anomalie réelle observée. Ce type d'interrogation est ce qu'on appelle un problème inverse, consistant à tenter de reconstruire la cause à partir de ses conséquences observées. Par définition, ce type de problème ne possède pas de solution unique, par conséquent l'analyse et la comparaison des modèles obtenus restent des étapes fondamentales. Le problème peut être posé sous la forme mathématique suivante :

$$d = g(p) \quad (9)$$

Avec :

- d le vecteur représentant les données mesurées
- p le vecteur contenant les différents paramètres du modèle
- g un opérateur matriciel

Pour atteindre cet objectif, deux types de méthodes existent :

La méthode dite du « forward modeling », ou modélisation directe, consiste à modifier par étapes les paramètres de la source en cherchant à faire coïncider l'anomalie simulée et les mesures par un processus d'essai-erreur. Cette méthode nécessite la conception préalable d'une représentation théorique de la ou des sources, basée sur l'analyse géophysique et géologique des données, pour fournir un point de départ à la démarche. Ce modèle théorique initial est ensuite altéré progressivement jusqu'à ce que les valeurs magnétiques simulées et réelles

coïncident de façon suffisante. Bien entendu, la qualité de cette corrélation étant laissée à l'appréciation du modélisateur, elle peut varier selon les cas.

A noter que cette méthode n'est praticable que dans les cas où l'on a besoin de faire varier un nombre limité de paramètres, sans quoi les possibilités de modifications deviennent rapidement trop nombreuses et ingérables par l'opérateur.

Cette méthode présente l'avantage d'intégrer l'analyse du contexte géologique dans le processus même de création du modèle, puisque le réalisme géologique préside à la réalisation de la version initiale, et est théoriquement revalidé à chaque itération du processus si celui-ci est contrôlé « manuellement ».

La méthode de modélisation inverse (à ne pas confondre avec le problème inverse), au contraire, part des données observées et tente d'en inférer les caractéristiques du modèle. L'équation précédente est alors notée :

$$d = g(p) + n \quad (10)$$

Avec n l'erreur inhérente aux données (bruit, erreur instrumentale...).

Dans le cas d'un opérateur g linéaire non inversible, la résolution du problème est relativement simple et passe par l'application de la méthode des moindres carrés. Cette dernière sélectionne les paramètres du modèle tels que le produit matriciel $(d-g(p))^T(d-g(p))$ tende vers un minimum.

Si g est non-linéaire, deux sous types de méthode peuvent s'appliquer. La première est une méthode dite stochastique, où chaque valeur possible de p se voit attribuer une probabilité $P(p_i)$. Ainsi, la probabilité $P(p_i)$ dépend directement de l'écart entre donnée observée et donnée simulée. Cela se traduit par une tendance de $P(p_i)$ vers 0 ($d-g(p)$) augmente, et une tendance de $P(p_i)$ vers 1 quand ($d-g(p)$) diminue. Lorsqu'un grand nombre de configurations sont à tester, on utilise la méthode de Monte-Carlo (Mosegaard & Tarantola, 2002) associée aux Chaines de Markov permettant une sélection aléatoire des valeurs de paramètres à traiter. Cette méthode aide la valeur ($d-g(p)$) à converger plus rapidement vers un minimum.

La deuxième possibilité est d'utiliser le développement de Taylor au premier ordre de l'équation $d=g(p)$. Cette approche nécessite un nombre de données supérieur au nombre de paramètres, et une estimation approximative de la valeur de ces derniers qui deviennent ainsi des distributions gaussiennes de probabilités centrées

sur cette valeur. On calcule ensuite le critère de convergence issu de la méthode des moindres carrés, et on applique un processus itératif où ce critère est recalculé, en modifiant à chaque fois les paramètres afin de le minimiser. L'avantage de cette méthode est d'allier une démarche analytique naturaliste en début de processus (pour définir des valeurs de paramètres initiales) à une itération probabiliste pour affiner la cohérence du modèle et des données, ce qui permet d'obtenir un modèle à la fois cohérent d'un point de vue géologique, et aussi proche des données que possible.

Contrainte des modèles

De par le manque d'informations directes concernant les conditions auxquelles sont soumises les roches profondes, ainsi que l'incertitude sur la structure de la croûte inférieure au niveau de cratons, toute tentative de modélisation des sources magnétiques crustales se heurte fatalement à un problème majeur : le manque de contraintes fiables en parallèle des données magnétiques. Pour tenter de sortir de cette impasse, les modélisateurs utilisent plusieurs indicateurs pour sélectionner les modèles probables.

Une connaissance de la géologie de surface est bien évidemment inestimable, elle permettra dans certains cas d'extrapoler la pétrographie ainsi que la structure possible du sous-sol. Le plus souvent, ces données sont accessibles via les cartes et coupes géologiques, ainsi que dans certains cas, les données de puits ou de forage, quand il n'est pas possible ou utile de réaliser une étude de terrain dédiée à cet objectif. Afin de connaître les caractéristiques magnétiques optimales des corps modélisés, il est utile de disposer d'un apport expérimental en magnétisme des roches. Celui-ci peut également expliciter de quelle façon la variation des paramètres physiques avec la profondeur peut affecter les roches (e.g. Gilder et al., 2004 ; Schult, 1970). Des données géophysiques mesurées, autres que magnétiques, peuvent également être utilisées comme contraintes indirectes. Les mesures gravimétriques, donnant notamment accès aux anomalies de Bouguer, permettent de mieux définir les contrastes de densité entre les roches, et aident à préciser l'extension latérale des corps (Blakely & Simpson, 1986). La gravimétrie est souvent disponible en parallèle des données magnétiques, car les méthodes et les modalités de mesures sont relativement similaires. Les données de réflexion sismique, lorsqu'elles sont disponibles, permettent un aperçu inégalé de la structure crustale

en profondeur, aidant là encore à préciser les limites et la forme des corps géologiques.

Dans la région qui nous préoccupe, c'est-à-dire la région d'Afrique de l'Ouest où s'observe l'anomalie magnétique éponyme, la majorité du volume de données géologiques est relativement ancienne. La forte présence des industries minière dans la région est à l'origine de données plus récentes, mais peu accessibles car souvent issues d'intérêts privés. On dispose néanmoins de données gravimétriques issues de campagnes locales, ou de mesures satellitaires.

Modèle de Toft et Haggerty

Il s'agit d'un modèle mixte (Toft & Haggerty, 1986), pour lequel sont utilisées les données magnétiques de la mission Magsat mesurées à une altitude de 400 km. Les auteurs proposent une interprétation en deux parties des sources de l'anomalie magnétique ouest-africaine, situées au sein des dorsales de Man et de Reguibat. Dans une première partie, la dorsale de Man est représentée par un modèle direct, c'est-à-dire issu de l'interprétation géologique plutôt que de l'inversion des données. Ce modèle est basé sur des données géologiques recueillies au Liberia le long du méridien 9°W, il ne peut donc être extrapolé que sur 200 km de part et d'autre du dit méridien.

Le modèle (Figure 20) est constitué d'une couche de surface épaisse de 40 km, avec une teneur volumique globale en magnétite de 20%. Elle comporte des formations enrichies en fer avec un contraste de susceptibilité de +1.0 SI par unité de volume. Entre ces formations, des bandes de 20 km d'épaisseur et 35 km de largeur, orientées N-E, présentent elles un contraste de susceptibilité de +0.044 SI équivalent à 0.75% de magnétite en volume. Sont également représentées des granulites ferrugineuses riches en clinopyroxènes, grenat et plagioclases, au niveau de la croûte inférieure sous la forme d'une couche de 10 km entre 30 et 40 km de profondeur. L'hypothèse de leur présence est soutenue par la présence de xénolites granulitiques dans des diatrèmes de kimberlites au libéria. On attribue à ces granulites une NRM moyenne de 1.1 A/m, orientée selon la direction du champ terrestre principal. Enfin, le modèle représente un important volume de silicates paramagnétiques dans le manteau supérieur, avec un contraste de susceptibilité de $2.8 \cdot 10^{-4}$, approximé à partir des valeurs des pyroxènes et olivines à 25°C, les auteurs

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique

reconnaissant que cette valeur serait bien moindre à la température caractéristique de cette profondeur dans le manteau.

Le modèle lithosphérique de la dorsale Reguibat est quant à lui réalisé par inversion des données magnétiques de la mission Magsat, un choix justifié par le manque de données de terrain en provenance de cette région pouvant aider à contraindre le modèle. La dorsale est donc représentée sous la forme d'un unique bloc lithosphérique d'épaisseur 150 km. L'extension de ce bloc (400 km) correspond à l'affleurement du craton le long du méridien 9°W, l'extrapolation de ce modèle n'étant encore une fois valable que sur 200 km de part et d'autre du méridien (Figure 20).

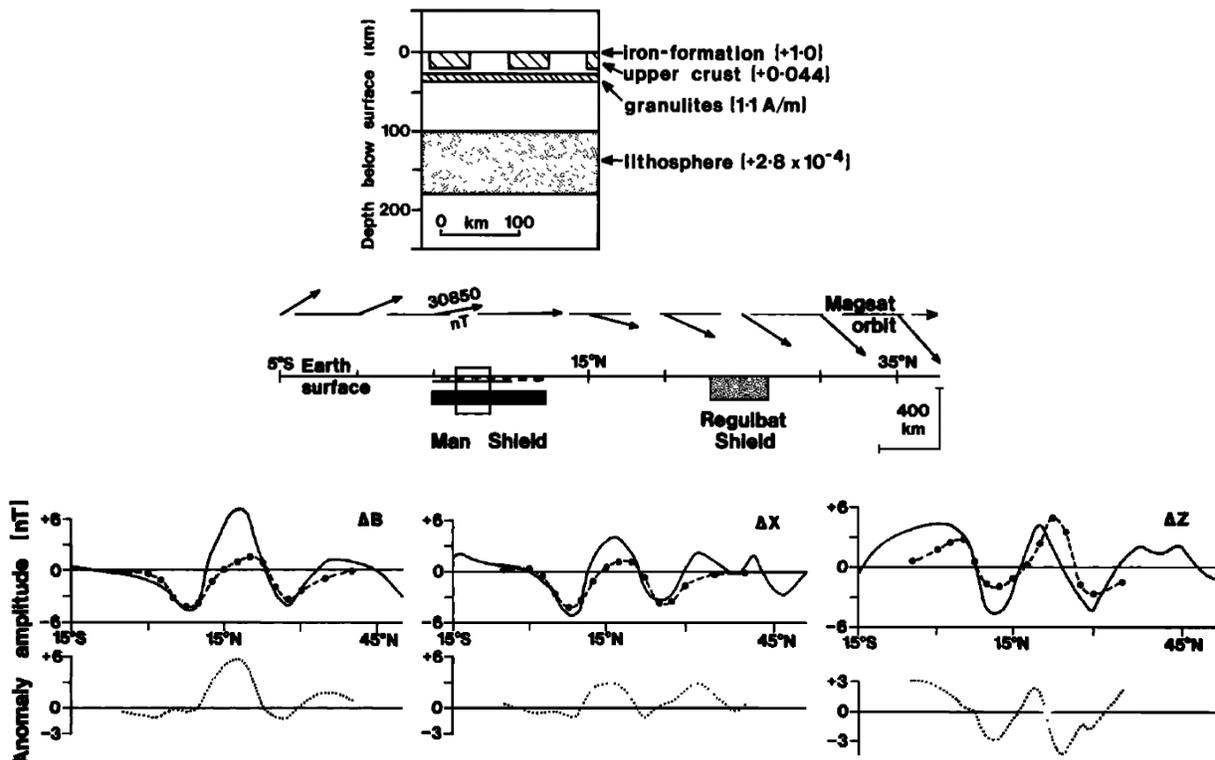


Figure 20: Détails du modèle de Toft & Haggerty (1986) de source magnétique pour l'anomalie d'Afrique occidentale. Profils S-N le long du méridien 9°W (Haut gauche) représentant les sources de la dorsale de man et leurs propriétés magnétiques (Susceptibilité en SI par unité de volume et rémanence en A/m), (haut droite) et du champ magnétique terrestre (inclinaisons) au-dessus de l'Afrique de l'ouest ainsi que des corps représentant les dorsales de man et reguibat. (Bas) Profils d'amplitude des anomalies dans les trois composantes spatiales ΔB , ΔX et ΔZ . Les lignes continues représentent les données observées, les lignes pointillées avec points noirs représentent les anomalies calculées par le modèle, et les lignes fines pointillées représentent la différence entre les deux.

L'anomalie ainsi simulée est représentée par ses trois composantes spatiales ΔB , ΔX et ΔZ (Figure 20). On constate des différences significatives d'amplitudes des maximums positifs avec les données, même si dans la majorité des cas les positions des pics sont bien corrélées.

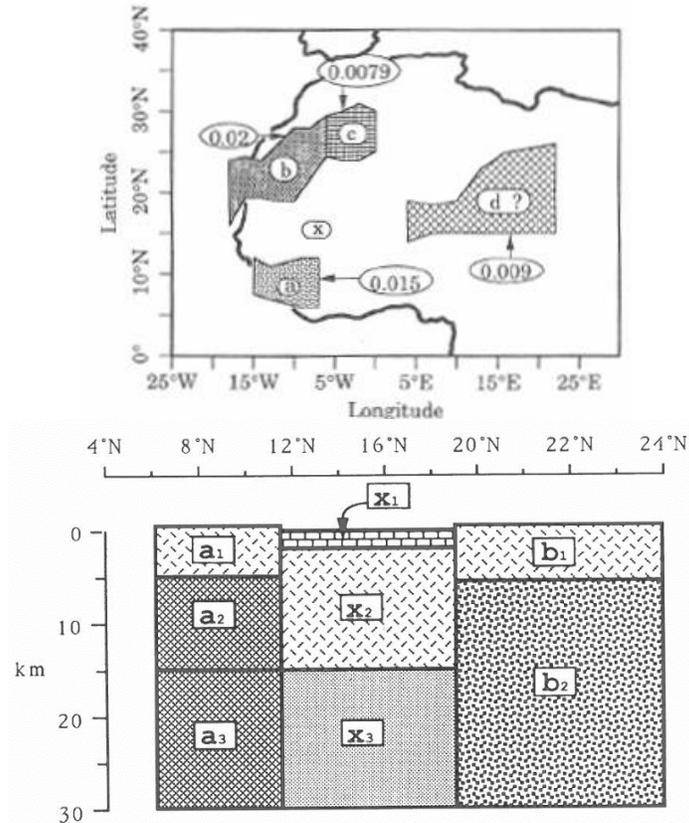
Modèle de Ravat

Ravat a proposé en 1989 un ensemble de modèles représentant les sources des anomalies magnétiques africaines. On présentera ici uniquement celui concernant l'anomalie d'Afrique de l'ouest. Ce modèle est basé sur celui de Toft et Haggerty, présenté précédemment, et postule une croûte magnétique de 40 km d'épaisseur à partir de la surface. Globalement, Ravat propose des susceptibilités magnétiques importantes dans les parties d'âges archéen et protérozoïque inférieur des dorsales de Man et Reguibat (Figure 21).

Au niveau de la dorsale de Man, le modèle présente 3 couches superposées : une couche supérieure peu magnétique de 5 km d'épaisseur, une partie de croûte intermédiaire de 10 km intrudée par des formations très magnétiques, et des granulites en dessous de 115 km de profondeur. Le bassin de Taoudeni est représenté par une épaisseur superficielle de sédiments non-magnétiques recouvrant une croûte felsique peu magnétique et une croûte mafique magnétique en dessous de 15 km. Enfin, la dorsale Reguibat est modélisée à l'ouest par une couche de 5 km de roches granitiques et métamorphiques recouvrant des roches issues de la croûte inférieure et fortement magnétiques. La partie est de la dorsale est composée des mêmes formations, nonobstant le fait que l'épaisseur de roches magnétiques débute à 15 km.

Contrairement à Toft et Haggerty, le modèle de Ravat ne prend pas en compte l'influence des gisements ferrugineux d'Afrique de l'Ouest, et néglige l'impact de la rémanence.

Partie 1 : Le Champ magnétique d'origine lithosphérique



Dorsale de Man:

- a1 = 0.0063 (roches surfaciques peu susceptibles, à l'exception des formations ferrugineuses et autres sources de faible longueur d'onde)
- a2 = 0.0440 (croûte inférieure remontée et/ou partie de la croûte supérieure intrudée par du matériel très magnétique)
- a3 = 0.0440 (granulites mafiques de la croûte inférieure)

Bassin de Taoudeni/du Mali:

- x1 = 0.0000 (roches sédimentaires)
- x2 = 0.0063 (croûte supérieure felsique)
- x3 = 0.0380 (croûte inférieure mafique)

Dorsale Reguibat occidentale:

- b1 = 0.0063 (roches granitiques et métamorphiques proches de la surface)
- b2 = 0.0580 (croûte inférieure remontée formée de roches très magnétiques)

Dorsale Reguibat orientale et bassin de tindouf oriental: (absent du profil)
 Croûte inférieure à forte susceptibilité (0.058) de 15 à 30 km

Figure 21: Représentation schématique du modèle de sources magnétiques de Ravat (1989) pour l'anomalie oust-africaine. (Gauche) carte indiquant la position des polygones-sources épais de 40 km. Les nombres dans les bulles représentent les contrastes de susceptibilité en SI. (Droite) proposition de section Sud-Nord le long du méridien 10°W.

1.3.2.2 Quelles propriétés magnétiques pour les sources des anomalies terrestres ?

La plupart des modèles actuels pour expliquer les grandes anomalies magnétiques terrestres partent du principe que l'aimantation de la source est parallèle au champ terrestre ambiant. Ce parti pris est lié à l'hypothèse de départ considérant que seule l'aimantation induite de la source est significative. Toutefois, plusieurs arguments viennent proposer une alternative à cette hypothèse.

Tout d'abord, il est possible de réaliser des modèles prenant en compte la rémanence pour proposer une interprétation des sources géologiques de telles anomalies (Toft & Haggerty, 1986), ce qui implique que l'hypothèse « sans rémanence » n'est pas la seule proposition susceptible d'expliquer la réalité des observations. Certains modèles, notamment comme celui de Whaler et Langel (1996), ne nécessitent pas d'hypothèse a priori sur la nature induite ou rémanente de l'aimantation des sources lithosphériques. Dans le cas de Whaler et Langel, le modèle représente l'aimantation lithosphérique comme limitée à une profondeur maximale de 40 km, et permet d'obtenir des cartes d'intensité des trois composantes orthogonales du champ lithosphérique, dont l'une est parallèle et de même direction que le champ terrestre principal. Or, les auteurs constatent que, si la composante parallèle au champ principal est bien corrélées aux résultats de modèles basés sur l'induction pure, les deux autres composantes sont loin d'être négligeables et peuvent même dépasser la première. Ce résultat ne prouve pas l'existence d'une composante rémanente, mais implique que le modèle ainsi créé ne repose pas uniquement sur l'aimantation induite.

Il arrive de plus que les roches observées à l'aplomb de certaines anomalies magnétiques lithosphériques possèdent des valeurs d'aimantation rémanentes non négligeables relativement à leur susceptibilité magnétique. Dans le cadre des anomalies magnétiques africaines, et notamment celle de Bangui, Ouabego et al (2013) ont remarqué une prépondérance des roches magnétiques possédant un rapport de Koenigsberger supérieur ou égal à 1. Ce résultat implique que pour l'immense majorité des échantillons fortement magnétiques prélevés, l'aimantation rémanente est au moins aussi intense que la valeur induite (Table 2).

Dans le cas de sources à grande profondeur, Frost et Shive (1986) affirment que la rémanence pourrait être présente sous forme d'une aimantation visqueuse, non plus d'une ATR, et exister à des profondeurs supérieures à l'aimantation induite.

Ces différents résultats renforcent donc l'hypothèse que, si la composante induite représente une grande part du magnétisme lithosphérique, l'aimantation rémanente ne peut pas être négligée de façon générale, et pourrait dominer localement.

1.3.3 Conclusion

Dans l'ensemble, l'un des problèmes majeurs rencontrés lorsqu'on s'intéresse aux tentatives de modélisation des sources géologiques des anomalies magnétiques est la nécessité de synergie entre les démarches géologique, géophysique et la modélisation. Ce cloisonnement intellectuel et disciplinaire est parfois à l'origine d'un manque de réalisme et de contraintes géologique dans les modèles, ainsi que d'une vision parfois étriquée des études de terrain et expérimentales. Pour prétendre expliquer les phénomènes naturels, un modèle doit s'inscrire dans une perspective naturaliste, et donc faire montre d'un certain réalisme. Ce réalisme ne peut être atteint que par les contraintes que lui apportent la connaissance géologique de sa zone d'étude et le savoir théorique concernant les propriétés physiques de ses constituants.

Dans le cas précis de l'anomalie ouest africaine, cela signifie caractériser le magnétisme des formations de BIFs locales. Il est également nécessaire de préciser l'impact que peuvent avoir sur ces dernières les conditions physiques dans la lithosphère profonde.

Ce n'est que de cette façon, à la confluence entre contexte général et caractéristiques fondamentales, que la modélisation peut remplir son rôle de façon optimale : proposer une représentation conceptuelle de la nature, expliquant au mieux les phénomènes observés.

**Partie 2 : Les BIFs
mauritaniens -
Caractérisation
magnétique**

2.1 Choix de la Mauritanie comme zone d'étude

Le choix de la Mauritanie comme zone d'étude, et plus particulièrement de la région d'affleurement du craton ouest africain connue sous le nom de dorsale Réguibat, s'est imposé pour plusieurs raisons. L'intérêt scientifique en premier lieu : Une vaste et intense anomalie magnétique d'origine lithosphérique s'étend au-dessus de la Mauritanie et du Sahara occidental. Les sources crustales de cette anomalie sont encore très mal définies, et les modèles pour l'expliquer sont rares et relativement peu contraints par la géologie (Ravat, 1989 ; Toft & Haggerty, 1986). Une meilleure connaissance des roches de cette région est donc souhaitable pour mieux comprendre et contraindre la nature, la géométrie, et la localisation des sources magnétiques de l'anomalie ouest africaine.

De plus, ce projet a bénéficié de l'apport décisif de George Bronner, ancien géologue dans le domaine minier et ancien maître de conférences à l'Université d'Aix-Marseille, qui suite à son travail extensif sur la géologie de la dorsale Réguibat disposait d'une grande quantité d'échantillons frais de roches ferrugineuses, gracieusement mis à notre disposition. La Dorsale Réguibat comporte en effet d'importants gisements de fer, principalement sous la forme de quartzites ferrugineuses ou BIFs. En tant que roches cratoniques parmi les plus magnétiques, les BIFs ont été identifiées dans d'autres régions de fortes anomalies magnétiques comme de bonnes candidates pour la source des dites anomalies. L'apport de nombreux échantillons de roches de cette famille a donc permis de réaliser un travail de caractérisation magnétique des formations ferrugineuses de Mauritanie dans le but de confirmer ou d'infirmer leur caractère de source d'anomalie magnétique crustale majeure dans la région.

2.2 Contexte géologique

2.2.1 Le Craton Ouest Africain

Le craton ouest africain est une grande portion de croûte précambrienne de 4 500 000 km², s'étendant d'ouest en est entre les côtes de Mauritanie et la frontière orientale du Mali, et du nord au sud depuis la partie méridionale du Maroc jusqu'aux rives de la Côte d'Ivoire. Environ la moitié de cette superficie est

recouverte de sédiments plus jeunes, majoritairement représentés par le bassin de Taoudeni. Respectivement au nord et au sud de ce bassin, la dorsale Réguibat et la dorsale de Man (également appelée dorsale de Leo), sont les deux portions affleurantes majeures du craton entre lesquelles s'ouvrent également les fenêtres de Kayes et de Kenieba, de plus faible étendue (Figure 22). Le craton lui-même est encadré à l'ouest par la zone de plissement hercynien des Mauritanides, et à l'est par la zone mobile centre-africaine.

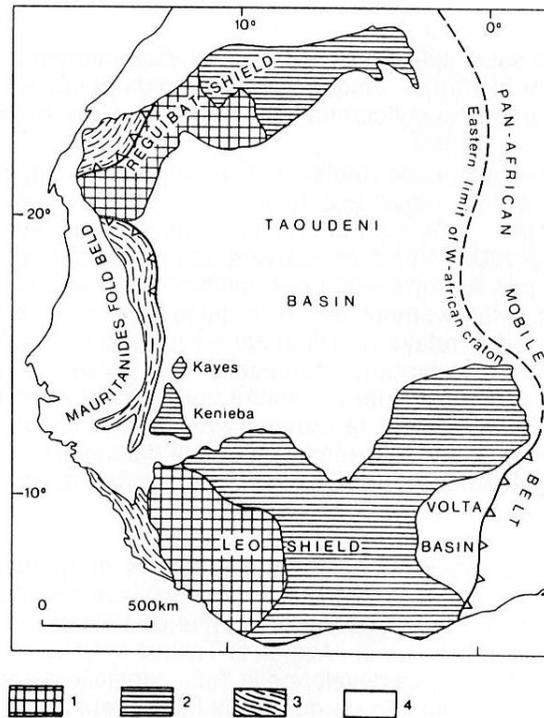


Figure 22: Schéma géologique simplifié du craton ouest-africain. (1) Domaine Archéen; (2) Domaine Eburnéen; (3) Zone mobile centre-africaine; (4) Couverture sédimentaire. D'après Bronner (1990)

2.2.2 La Dorsale Reguibat

La Dorsale Reguibat est la partie affleurante la plus septentrionale du bouclier cratonique ouest africain. Parfois définie dans la littérature comme la « zone d'affleurement du précambrien granité », elle s'étend sur 1500 km de long dans la direction SW-NE, et sur 250 à 400 km de large, à cheval entre la Mauritanie, le Sahara Occidental, le Maroc et l'Algérie. Géographiquement, elle se présente sous la forme d'un désert plat, jalonné par de nombreux inselbergs affleurants, aussi appelés « guelb » par les locaux.

Partie 2 : Les BIFs mauritaniens - Caractérisation magnétique

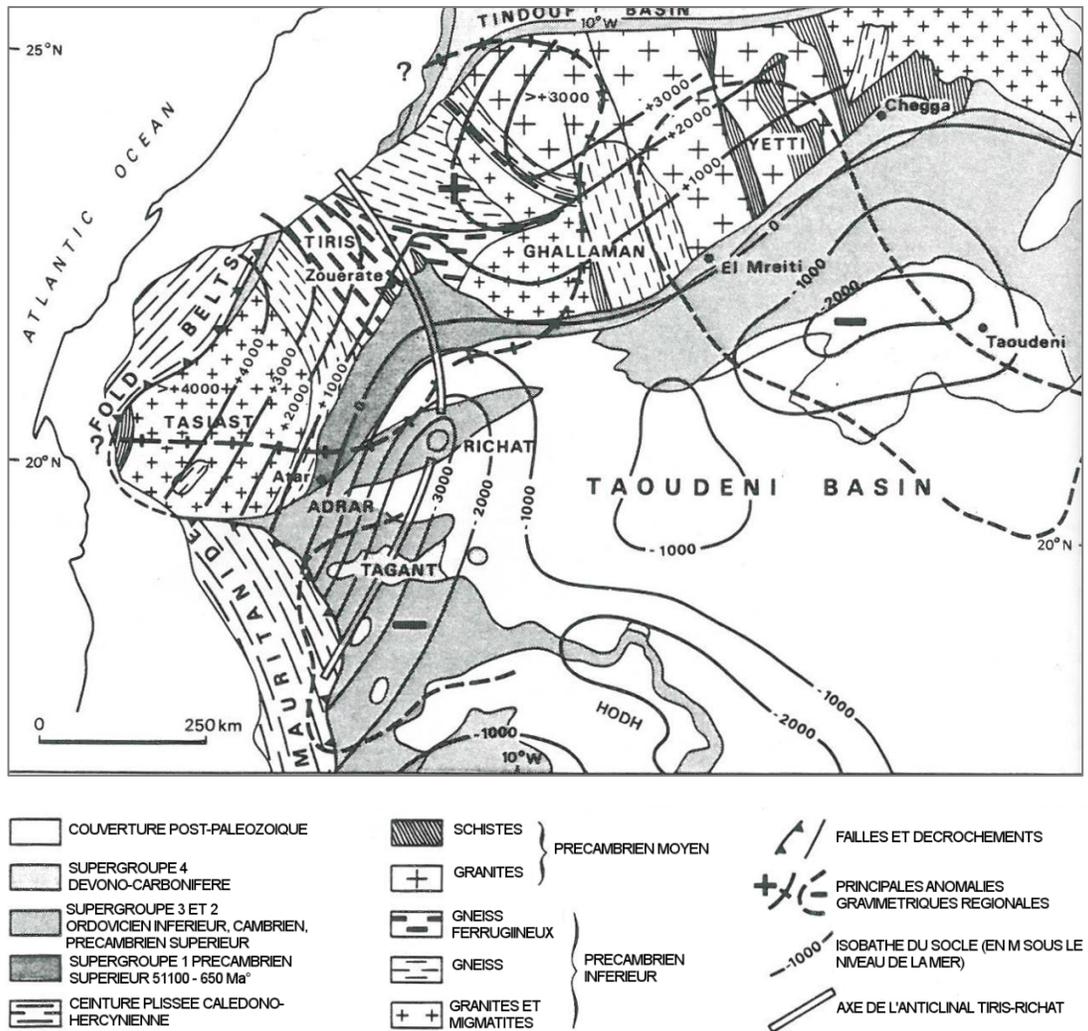


Figure 23: Carte géologique simplifiée de la dorsale Réguibat et de sons socle. Modifié d'après Bronner (1990).

2.2.2.1 Grands ensembles géologiques

Géologiquement, la dorsale est constituée de 2 ensembles formant trois parties distinctes (Figure 23):

- La zone éburnéenne, dans la moitié nord est de la dorsale, dont les roches constitutives ne dépassent pas 2 Ga. Elle est entrecoupée de nombreuses failles. Concernant la pétrographie, on observe une forte proportion de

granites intrusifs à l'ouest, tandis que l'est est plutôt dominé par les formations volcaniques. Cette zone abrite les parties centrale et orientale de la dorsale :

- La partie centrale est composée des groupes d'El Ouassat, du Zemmour blanc, de Ghallaman et de Rhallamane
 - La partie orientale se compose des groupes de Yetti, Iguidi, Eglab et du Karet oriental
- La zone archéenne est composée de roches majoritairement plus âgées que 2.5 Ga (Montero, et al., 2014). On y recense peu de failles récentes. Les principales différences avec la zone éburnéenne sont la présence d'un métamorphisme de haute intensité aux alentours de 3Ga, une grande quantité de migmatites, et la présence d'importants gisements de BIFs. L'objet géologique principal de cet ensemble est un noyau migmatitique de 300 km de large entouré de ceintures de gneiss, elles-mêmes entrecoupées de roches volcaniques. On observe également au sein de ces ceintures la présence de formations riches en aluminium et en fer. Les principales zones d'affleurement de ces ceintures sont les groupes d'Amsaga et de Tiris. La zone archéenne forme la partie occidentale de la dorsale :
- La zone occidentale comprend les groupes du Tasiast, Tijirit, Amsaga, Tiris, et Rio de Oro (Figure 24).

Partie 2 : Les BIFs mauritaniens - Caractérisation magnétique

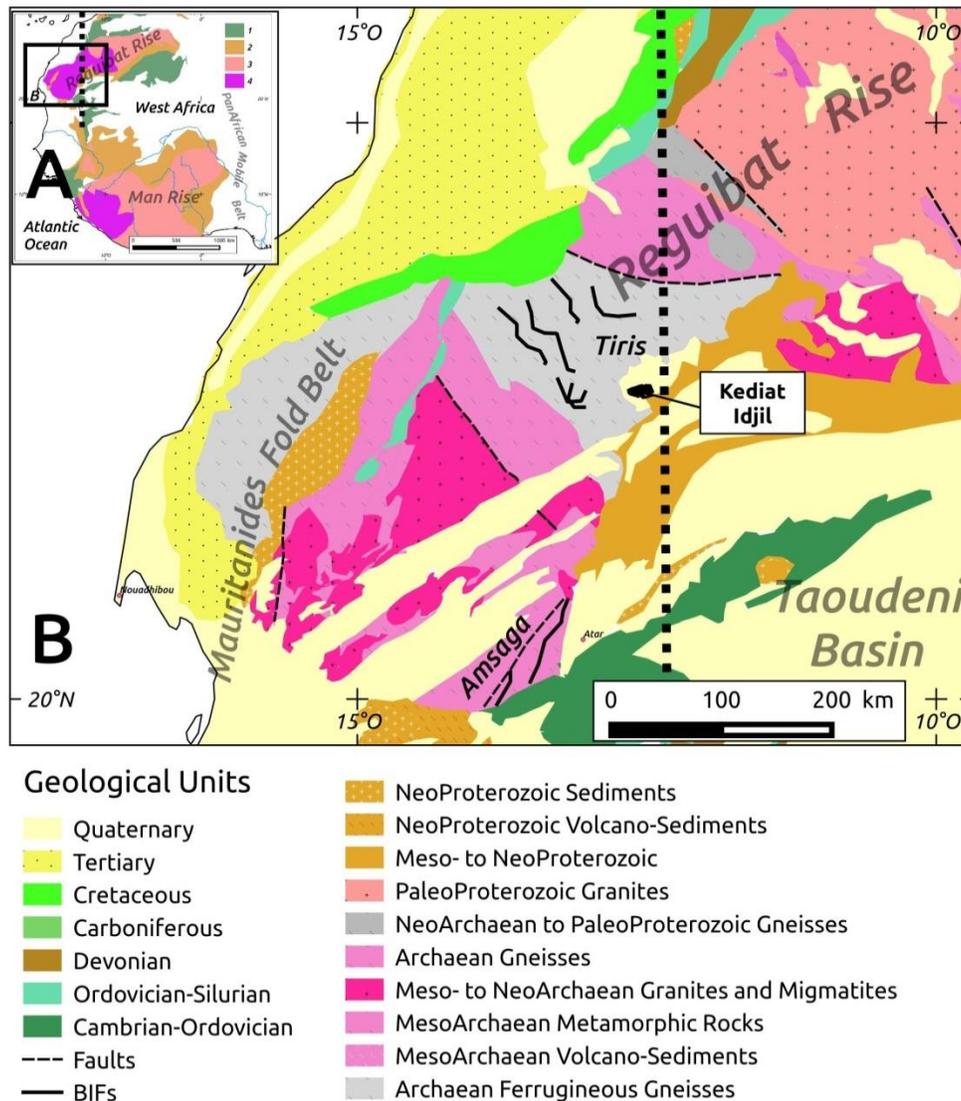


Figure 24: Carte de la zone archéenne de la dorsale Réguibat. D'après Bronner (1990).

Les formations ferrugineuses sont caractéristiques de la zone archéenne. Très largement présentes dans l'ouest, leurs occurrences diminuent au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'est, pour être totalement absentes de la zone orientale. Ce gradient est corrélé à l'intensité de l'anomalie magnétique, plus forte dans sa partie occidentale. Trois types de faciès riches en fer ont été définis (Bronner, 1990) :

- Le type **Lebzenia** est présent dans le Tasiast. On y observe un litage méso- à microbande, avec une alternance entre des lits de quartz et d'oxydes de fer, et des mélanges silicates-carbonates à la composition plus variable.
- Le type du **Tiris**, lui-même subdivisé en deux faciès :
 - Le faciès A, granulaire et isotrope, présente des grains de 0.1 à 10 mm.
 - Le faciès B, anisotrope, présente une foliation parallèlement à un litage millimétrique à centimétrique, alternant lits quartziques et lits riches en magnétite. Le litage doit sa formation à un intense métamorphisme granulitique (haute pression, haute température) qui a opéré la différenciation de la silice.
- Le type d'**Ijil**, localisé entre le groupe de Tiris et la bordure du bassin de Taoudeni, est une série allochtone particulière composée de roches moins métamorphisées que le socle alentour. D'âge incertain mais plus jeune que 1.8 Ga, c'est là que se trouve le gisement de minerai de Kediat Ijil, actuellement exploité. Ce type à la granulométrie fine présente deux litages distincts : millimétrique (< 5 mm) et centimétrique (de quelques mm à 2 cm). Ce dernier est causé par la diagénèse et le métamorphisme du sédiment initial, lui-même finement lité. Ledit métamorphisme se situe dans la zone de transition entre le faciès schiste vert et le faciès amphibolite, soit de moyenne à haute pression, et de température proche de 600°C. On peut observer la présence caractéristique de jaspe rouge. Ce faciès est extrêmement pauvre en éléments majeurs hormis le silicium et le fer (Bronner & Chauvel, 1979).

2.2.2.2 *Elements structuraux*

Sur la majeure partie de la dorsale, le type de structure prédominant est un plissement à l'échelle kilométrique, formant des anticlinaux aux plans axiaux verticaux, et des synclinaux étroits et très faillés.

Bessoles (1977) distingue cinq phases tectoniques affectant majoritairement deux régions de la dorsale :

L'Amsaga est affecté par deux phases successives. En premier lieu, une phase de plissement ayant formé des plis isoclinaux extrêmement serrés, avec une orientation nord-sud et un pendage en direction de l'Est. Ces structures sont

présentes dans le nord de la zone. Le plissement devient plus souple et moins pentu dans la région du Rag el Abiod. Il est interprété comme anté et sans doute symmétamorphique, mais précédant les granites se trouvant dans la région, car ces derniers recourent les plis à certains endroits. Les traces de la deuxième phase sont visibles sous la forme de zones allongées, de plusieurs dizaines de kilomètres de long, tranchant au milieu des autres roches de l'Amsaga. Ces bandes sont interprétées comme des surfaces de friction entre des blocs cohérents, mobilisés par la tectonique. A l'intérieur, les roches sont schistosées, microplissées et ont subi une rétro-morphose dans des conditions métamorphiques de degré moyen (Potrel, et al., 1998).

La région du Tiris a quant à elle subi trois étapes tectoniques ayant parfois affecté les régions avoisinantes. D'abord un plissement isoclinal, contemporain d'un épisode métamorphique, formant des structures à l'échelle très variable (plissement de longueur d'onde millimétrique à kilométrique) et aux axes très pentus. Un deuxième épisode de plissement vient ensuite remanier le premier. Egalement isoclinal, et de longueur d'onde aussi hétérogène que le précédent, il se présente toutefois avec une direction variable qui vient déformer les plis de la phase précédente. Ceci a pour conséquence une déformation et un épaissement des BIFs piégés dans les charnières de plis, formant des structures qui, par le jeu de l'érosion différentielle, deviendront les guebbs contrastant avec l'horizontalité du désert environnant. Cette phase a défini l'orientation générale des séries affectées, pivotant progressivement depuis une direction NW-SE dans le nord, puis progressivement NE-SW dans l'Amsaga, pour devenir N-S dans le Tasiast.

Deux régions présentent cependant une structure particulière, due à une troisième phase tectonique :

- Le Tiris possède un plissement long, de longueur d'onde de 2 à 3 km, formant par endroits des dômes de forme ellipsoïdale, dont les dimensions sont comprises entre 8x8 et 12x30 km. Ces dômes, formés de matériaux relativement peu denses (2.63 g/cm^3) sont séparés par d'étroits synclinaux « plongeants » remplis de roches ultramafiques plus denses ($3.1 \text{ à } 3.3 \text{ g/cm}^3$). Les BIFs, très abondants dans cette zone, montrent une grande ductilité. Les déformations observées dans les gneiss, suggèrent des conditions de haute pression et haute température, nécessaires pour atteindre une ductilité si

forte. La formation de ces structures est attribuée à un mécanisme de type convectif, est datée entre 2,65 et 2,95 Ga (Bronner, 1990 ; Schofield, et al., 2012)

- Dans le Tasiast on observe également des dômes (de 8x8 à 18x36 km). Le contraste de densité est là encore de l'ordre de 0.4-0.6 g/cm³ entre les dômes et les ceintures de roches vertes comblant les synclinaux.

On va s'intéresser plus particulièrement dans la suite à la région de Zouerate située à cheval entre les parties centrales et occidentales de la dorsale Reguibat. Dans cette région se trouvent les BIFs d'Ijil et de Tiris, présents dans la « province ferrifère du Tiris », qui sont les deux principaux ensembles de roches ferrugineuses de la dorsale.

Daté de l'archéen, le groupe du Tiris est constitué principalement d'un faciès d'amphibolites associé à des roches métamorphiques. Ces dernières sont de deux types : tout d'abord des leptynites, issues du métamorphisme de roches clastiques archéennes (probablement des grès), et des métaquartzites ferrugineuses. Ce sont ces dernières qui composent les formations ferrugineuses du Tiris, du fait de leur abondance de magnétite à gros grains, avec entre 35 et 42 % de fer.

Le groupe d'Ijil affleure au niveau de la montagne de Kediat Ijil (Figure 25), point culminant de Mauritanie et relief principal et isolé au milieu du désert environnant. On l'observe aussi partiellement dans la chaîne de M'Haoudat. Les affleurements d'Ijil reposent en discordance sur le socle local archéen. Par rapport à ce dernier, ils sont moins métamorphisés, plus jeunes (environ 1.7 Ga, considéré comme âge minimum), et sont moins remaniés par la tectonique.



Figure 25: La montagne de Kediati Ijil, un exemple de Guelb ferrugineux dominant la région de la dorsale Reguibat. (Crédits Photo : Tore Kjeilen/Looklex)

2.2.3 La Dorsale de Man

On s'attachera ici à présenter brièvement la partie méridionale affleurante du craton ouest africain, principalement dans un souci de comparaison avec la dorsale Reguibat. La subdivision en grands ensembles est la même : La partie archéenne occupe l'ouest de la dorsale (Sierra Leone, Liberia, Côte d'Ivoire), tandis que l'est est constitué de roches éburnéennes (Côte d'Ivoire, Burkina Faso, Ghana, Niger). La frontière entre les deux zones est délimitée par d'importantes failles, néanmoins la distinction entre les deux parties est moins aisée que dans le cas de la dorsale Reguibat.

On y distingue deux types de formations principales. Tout d'abord, des formations de gneiss granitiques et de migmatites à hornblende, formant le socle local. En deuxième lieu, des ceintures de sédiments métamorphisés et de roches vertes, provenant d'anciennes parties superficielles de croûte, et contenant notamment des BIFs. Cette dernière formation se présente sous la forme de rubans plus ou moins allongés, dont l'épaisseur varie entre quelques centaines de mètres et plusieurs kilomètres. A l'instar de ce qu'on observe dans la dorsale Reguibat, à mesure que l'on progresse vers le sud-est, l'épaisseur des ceintures de roches vertes diminue, et la proportion de roches ferrugineuses augmente, en corrélation avec l'intensité de l'anomalie magnétique. Ces roches sont d'ailleurs semblables aux BIFs de Mauritanie

2.3 Eléments théoriques de magnétisme des roches

avec une alternance de lits de quartz et d'oxyde de fer, principalement de la magnétite ou de l'hématite, avec une proportion de fer variant de 35% à plus de 65%. Un tel enrichissement est rendu possible par métasomatose lors du métamorphisme ou de la diagénèse. Les BIFs sont présents en alternance avec les roches vertes et des roches mafiques.

L'étude d'un contexte géologique permet de se familiariser avec les principaux faciès géologiques présents, ainsi qu'avec les grandes dynamiques géologiques qui ont présidées à leur mise en place. Dans le cas présent, elle nous a permis de mettre en évidence une vaste répartition de roches ferrifères autour de la région de la Kediat Ijil. Pour cette étude, j'ai eu la chance de disposer d'un panel d'échantillons prélevés sur toute cette zone, et les paragraphes suivants vont donc s'attacher à préciser en détails leurs caractéristiques magnétiques et minéralogiques.

2.3 Eléments théoriques de magnétisme des roches

A l'échelle microscopique, les minéraux ferromagnétiques sont organisés sous forme de grains de différentes tailles, plus ou moins rapprochés au sein d'une matrice diamagnétique ou paramagnétique.

Dans un minéral ferromagnétique, les moments magnétiques atomiques portés par les ions de la structure cristalline sont organisés de façon parallèle ou antiparallèle. Cette somme aboutit à un moment total net non nul (par opposition au cas du paramagnétisme où le couplage est insuffisant pour permettre une parallélisation). Théoriquement, cette organisation devrait se retrouver sur l'ensemble du grain. Cependant, dans les faits, les grains sont souvent séparés en domaines magnétiques comportant chacun un moment net spécifique, on parle alors de grains multidomaines (MD). Ce phénomène est dû à l'énergie magnétostatique du champ généré par le grain à l'extérieur de ses limites. Or pour que le grain soit stable, cette énergie doit être minimisée, ce qui se produit dans le cas de plusieurs domaines juxtaposés avec des moments antiparallèles (Figure 26). Cette configuration va donc être favorisée, car plus stable, aboutissant à la subdivision du grain en domaines dits de Weiss (Westphal, et al., 1986).

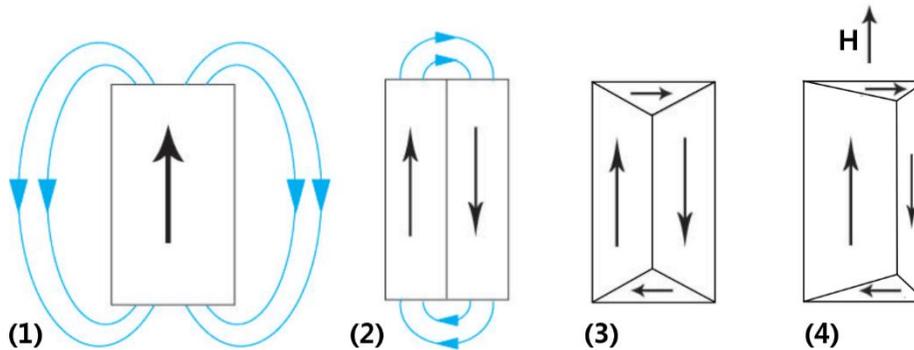


Figure 26: Schéma de grain magnétique et de ses domaines. (1) Grain monodomaine ou single-domain (SD). Le champ généré par le grain s'étend largement à l'extérieur de ce dernier, d'où une haute énergie magnétostatique. (2) Grain à deux domaines. Le champ externe – donc l'énergie magnétostatique – est limité par l'interaction entre les domaines antiparallèles. (3) Grain à quatre domaines. (4) Grain à quatre domaines sous l'influence d'un champ externe H : le domaine au moment parallèle à H s'étend au détriment des autres.

Les domaines magnétiques sont séparés par les parois de Bloch. Ces plans de séparation sont constitués d'une couche épaisse d'une centaine d'atomes. Au sein de cette paroi, les moments atomiques pivotent progressivement, créant un continuum entre les orientations des deux domaines adjacents. Il est à noter que si la subdivision en plusieurs domaines magnétiques fait baisser l'énergie magnétostatique due au champ généré par le grain, en contrepartie elle fait augmenter celle liée aux parois. Ceci explique qu'il existe une taille limite de domaines magnétiques. Conséquemment, il est également impossible de subdiviser un grain en dessous d'une certaine taille, ceci justifiant que les grains les plus petits ne forment qu'un seul domaine. On parle alors de grain monodomaine (SD pour *single-domain*)

Il existe une relation globale entre la taille des grains magnétiques et leur subdivision : les grains les plus gros sont le plus souvent multidomaines, tandis que les plus petits sont presque toujours monodomaines. Dans le cas de la magnétite, la transition se produit pour des tailles de grains avoisinant le μm .

La taille des grains est notamment influencée par le métamorphisme de la roche porteuse : un métamorphisme de haut degré, caractérisant le faciès amphibolitique par exemple, a tendance à augmenter la taille des grains qui s'orientent donc vers une structure multidomaine.

2.4 Présentation des échantillons

On va s'attacher ici à présenter les échantillons sur lesquels ont été réalisées les mesures présentées ci-après. On détaillera leur provenance, leur nature, ainsi que leur préparation.

2.4.1 Localisation et nature

L'ensemble des échantillons utilisés a été collecté en Mauritanie dans les années 1980 à 1990 par Georges Bronner, alors géologue pour les industries d'exploitation minière de la région. Les échantillons sont issus de forages d'exploration dans les régions du Tiris et de l'Amsaga, soit dans un rayon de 50 km autour de la mine de la Kediat Ijil.

La profondeur des roches échantillonnées est très diverse, et va de quelques dizaines de mètres à environ 400 mètres. Cette distance minimale d'au moins 10 m n'est pas toujours suffisante pour s'assurer de la fraîcheur des fragments, particulièrement en cas d'altération latéritique dans le passé. Cette assertion ne semble toutefois pas se vérifier : en effet, la plupart des échantillons ne présentent pas d'altération typique des roches de surface, qu'il s'agisse d'altération chimique, ou de perturbations magnétiques comme les impacts de foudre, susceptibles de biaiser les mesures.

Utiliser des échantillons divers, provenant d'une vaste zone et d'un large éventail de profondeurs permet de disposer d'un avantage supplémentaire : on dispose de roches dont la nature et la structure vont des formations de fer rubanées aux caractéristiques sédimentaires parfaitement conservées, à des échantillons ayant subi un métamorphisme de haut degré. Les données magnétiques issues d'un tel panel permettent alors de statuer sur le comportement des roches et des minéraux en profondeur, où les différents processus géologiques et orogéniques ont pu les mener.

Nos échantillons de BIFs mauritaniens se présentent sous la forme de 96 fragments de carottes découpées en quatre dans le sens de la longueur. Chaque échantillon a été foré afin d'en extraire une à quatre mini-carottes (ou « plugs ») de 10 mm de diamètre. Ces plugs ont ensuite été découpés à la scie à roche afin de mesurer 8.8 mm de longueur, pour un volume final de 691 mm³. Cette découpe nous permet également d'obtenir des plugs frais issus du cœur de nos échantillons. Les carottes

initiales n'étant pas orientées, nous disposons uniquement de l'orientation de nos plugs selon l'axe vertical de leur carotte. On a donc attribué une orientation arbitraire à l'axe haut-bas de nos échantillons. Les carottes initiales étant numérotées, les plugs portent la dénomination « BIFMAUR XXX Z », XXX étant le numéro de la carotte, et Z une lettre entre A et D correspondant à la position du plug le long du fragment initial. On obtient ainsi un total de 229 plugs sur lesquels ont été réalisées des mesures.

2.4.2 Observations pétrographiques préliminaires

Une première analyse de type pétrographique a été réalisée sur les échantillons. Il s'agit d'une caractérisation et d'une classification grossière, ayant pour unique but de regrouper les échantillons en grands groupes pétrographiques correspondant à différents types de structures. L'objectif de ce classement est de déceler d'éventuelles tendances dans les propriétés magnétiques et de les corrélérer à l'aspect, à la structure, et à la composition des roches, en vue d'une généralisation des observations et des mesures effectuées par la suite.

Chaque carotte a été observée en macroscopie avant la découpe des plugs. Quatre critères ont été relevés en vue de la classification (

Figure 27) :

- La présence plus ou moins abondante de fer, évaluée par la teinte d'ensemble de la roche et la couleur de ses minéraux visibles. En effet, les BIFs étant majoritairement constitués de quartz et d'oxydes de fer (magnétite et hématite), plus leur teinte est sombre, plus la richesse en minéraux ferrugineux est importante.
- La présence d'un litage et sa qualité, plus ou moins bien définie.
- La présence d'une ségrégation quartz/minéraux magnétiques sous forme de structure granulaire millimétrique plutôt que d'un litage.
- La déformation et l'altération de la structure (ou du litage le cas échéant).

L'observation de ces quatre critères a abouti à la classification des échantillons en 8 grands groupes :

- **Q (Quartzites)** : roches caractérisées par une absence de litage, de structures granulaires et de déformation, et une couleur claire, signant une importante proportion de quartz et peu de minéraux ferrugineux. (31 échantillons)

- **HIF (Homogeneous Iron Formation)** : roches caractérisées par une absence de litage et une couleur sombre homogène, signant une possible richesse en fer. (8 échantillons)
- **OIF (Oriented Iron Formation)** : roches caractérisées par la présence de fer, et une orientation préférentielle des minéraux. (5 échantillons)
- **CIF (Coarse Iron Formation)** : roches caractérisées par la présence de fer et de structures ferrugineuses granulaires, sans litage. (5 échantillons)
- **CBIF (Coarsely Banded Iron Formation)** : Roches caractérisées par la présence de fer avec quelques structures granulaires et un début de litage. (6 échantillons)
- **BIF (Banded Iron Formation *sensu stricto*)** : Roches caractérisées par la présence de fer et un litage bien défini. (18 échantillons)
- **DBIF (Deformed Banded Iron Formations)** : roches caractérisées par la présence de fer, un litage bien défini, et une déformation importante (plissement à l'échelle de l'échantillon). (6 échantillons)
- **DCBIF (Deformed Coarsely Banded Iron Formation)** : Roches caractérisées par la présence de fer, un début de litage et une déformation importante (plissement à l'échelle de l'échantillon). (4 échantillons)

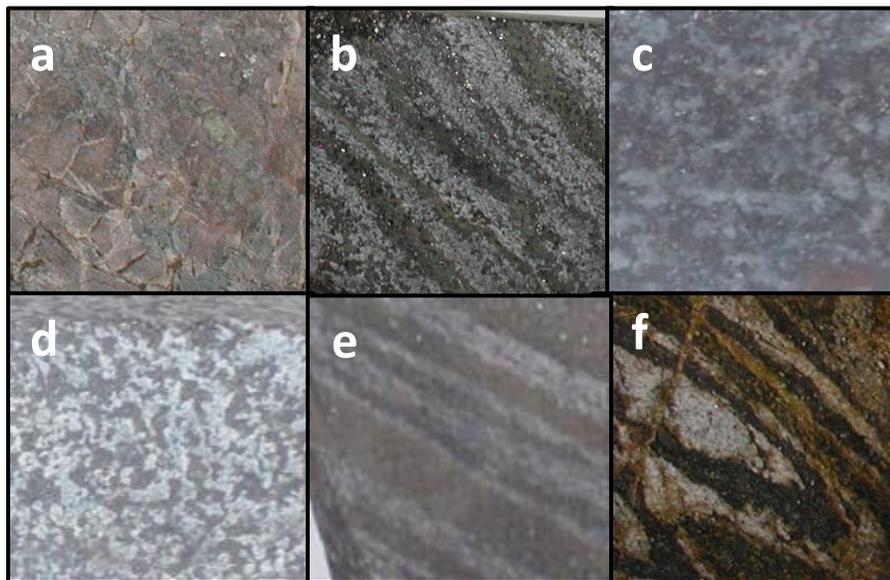


Figure 27: Exemples de faciès illustrant les différents critères d'observation utilisés. (a-b) Faciès aux compositions respectivement pauvre et riche en fer. (c-d-e) Exemples de structure respectivement homogène, granulaire, et litée. (f) Structure fortement altérée et déformée.

Observations en microscopie

Afin de préciser la caractérisation des BIFs mauritaniens dans leur ensemble, une série de lames minces et de section polies ont été réalisées à partir d'une sélection de 8 échantillons. Ces derniers ont été choisis pour leur représentativité des différents faciès.

L'observation des lames minces en lumière transmise a permis une quantification des proportions de minéraux translucides (silicates) et opaques (oxydes), par la méthode du comptage de points. Le comptage a été effectué sur 2 à 3 lignes par lame mince, avec une moyenne de 718 points et un minimum de 544 points par échantillon. Les points sont espacés de 100 µm.

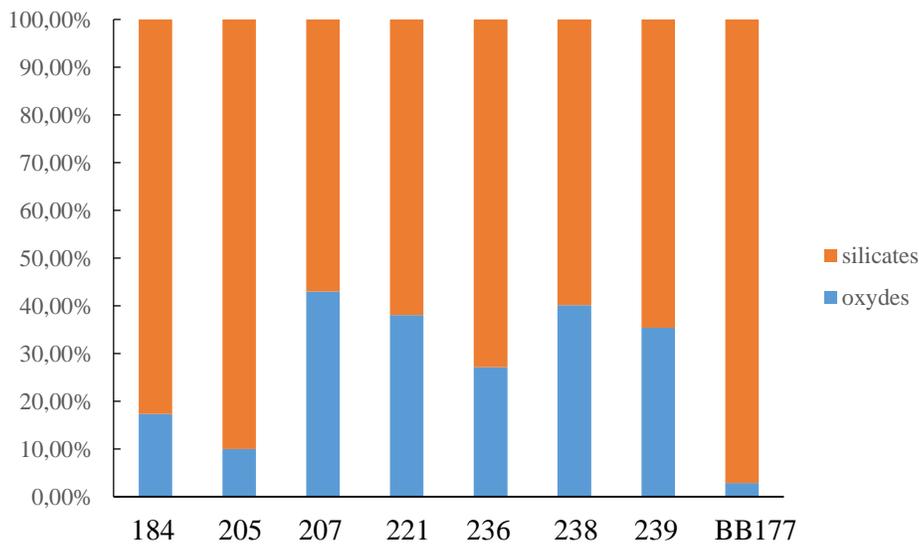


Figure 28: Pourcentages volumiques de minéraux de type silicates et oxydes au sein des 8 lames sélectionnées pour l'observation en microscopie.

Le pourcentage volumique d'oxydes présent dans les BIFs observés varie de 2.8% à 43%, pour une moyenne de 26.7% (Figure 28). On constate que seul l'échantillon correspondant au faciès de quartzite (Q) possède un pourcentage d'oxyde inférieur à 10%. Ce résultat permet d'affirmer que le critère de la couleur, utilisé pour définir ce faciès, est utilisable comme premier indicateur de la teneur en fer d'un échantillon – et par conséquent de sa teneur en minéraux magnétiques. Il peut notamment permettre de discriminer entre une présence significative (plus de 10%) ou accessoire (1 à 2%) d'oxydes magnétiques.

L'observation des sections polies en microscopie de réflexion n'a en immense majorité permis d'observer que de la magnétite parmi les oxydes présents dans les 8 lames observées (Figure 29). On observe également la présence de structures biphasées dans la partie superficielle de certains grains, probablement liée à de l'altération. Enfin, on remarque la présence de structures en forme de fentes alignées le long des plans cristallographiques de certaines magnétites, similaires en aspect à des exsolutions de spinelle décrites par McEnroe et al. dans des magnétites du Rogaland (McEnroe et al., 2000).

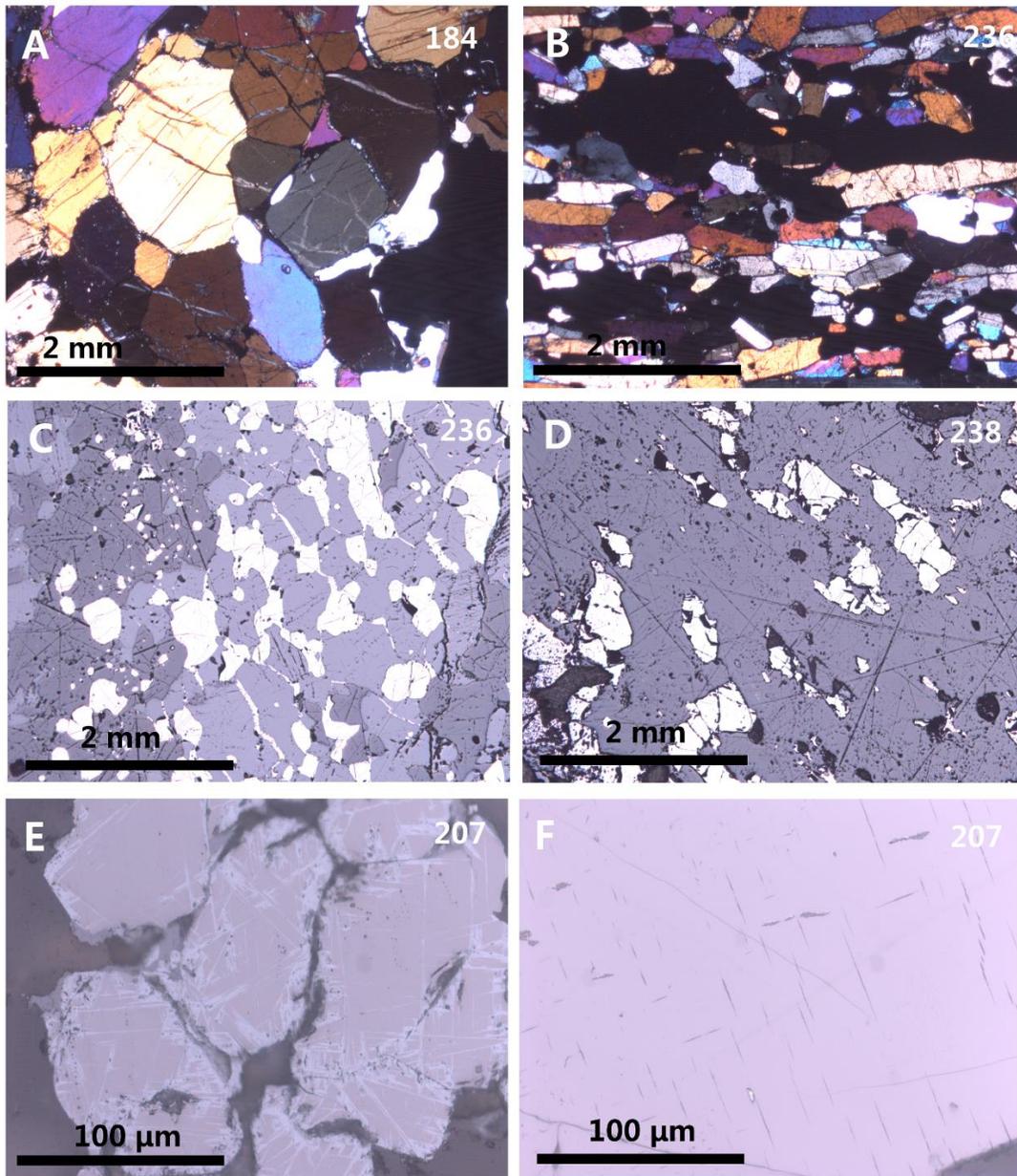


Figure 29: Exemples de photos prises en microscopie optique en lumière transmise Polarisée et Analysée (A-B) et réfléchie (C-F) sur les échantillons de BIFs sélectionnés. (A) Exemple de structure isotrope à gros cristaux. (B) Exemple de structure litée et orientée à cristaux plus fins. (C-D) Exemples de cristaux de magnétite de taille millimétrique (blanc). (E) Mise en évidence de structures biphasées attribuées à l'altération des grains de magnétite. (F) Mise en évidence d'exsolutions au sein des grains de certains grains de magnétite. En haut à droite de chaque image figure le numéro de l'échantillon observé.

2.5 Mesures magnétiques : Variables, objectifs, et protocoles

Le protocole de mesure mis en place sur les échantillons inclut la mesure de différents paramètres magnétiques. Tout d'abord la mesure de la susceptibilité magnétique et de son anisotropie, permettant de calculer l'aimantation induite de la roche. La mesure de l'aimantation rémanente naturelle, ensuite, permet de compléter la quantification de l'aimantation totale de la roche à l'état naturel.

Suite à cela, un ensemble de mesures, destinées à préciser la minéralogie magnétique des échantillons, ont été effectuées. Ces différentes expériences étant relativement lourdes en terme de méthodologie, le choix fut fait de les réaliser uniquement sur quelques échantillons, choisis parmi les 8 groupes pétrographiques, et pour leur représentativité de l'ensemble des valeurs observées de Q. Ce sous-ensemble comprend notamment les 8 échantillons observés au microscope. Des mesures d'Aimantation Rémanente Anhystérétique, de cycles d'hystérésis, et de désaimantation thermique ont donc été réalisées sur cette sélection, afin de préciser la nature du ou des porteurs magnétiques, la taille des grains et leur subdivision en domaines.

On s'attachera tout d'abord à préciser quelques détails sur la nature des variables mesurées, ainsi que sur leur signification et sur les modalités de mesure (Figure 30).

Partie 2 : Les BIFs mauritaniens - Caractérisation magnétique

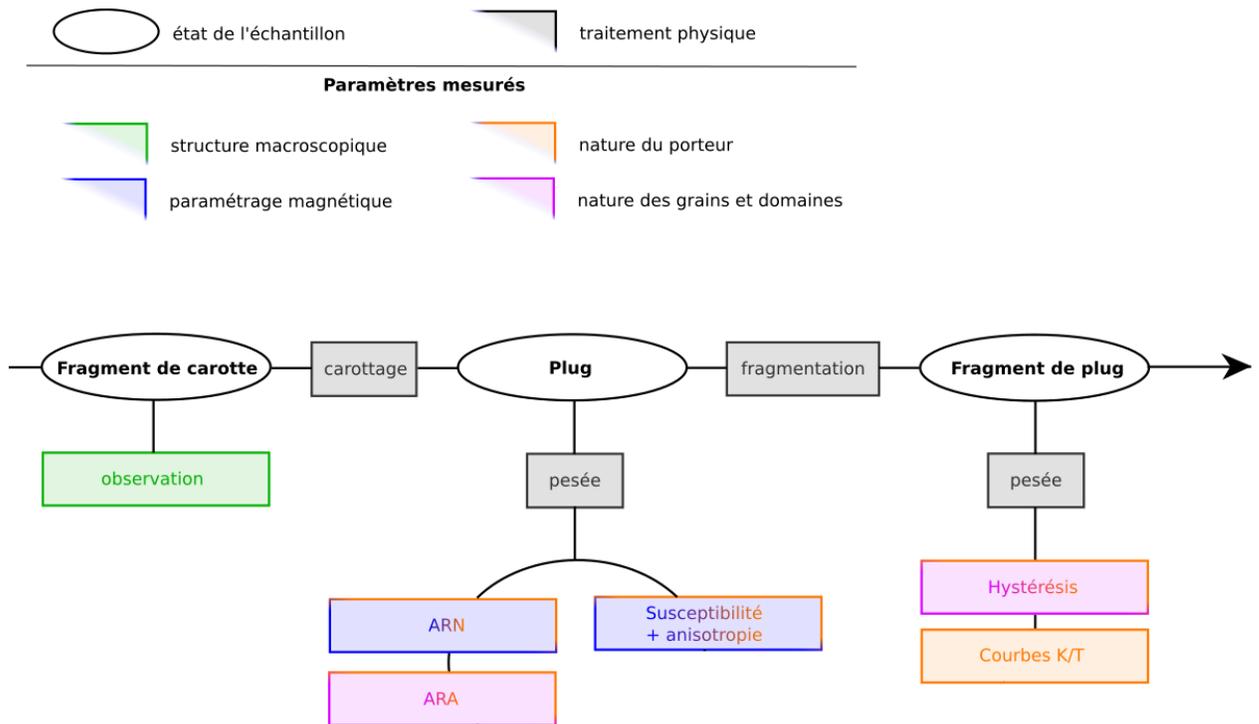


Figure 30: Schéma du processus de traitement et de mesure des échantillons, mettant en évidence les principales informations tirées de chaque variable.

2.5.1 Susceptibilité

La susceptibilité magnétique (k) est le rapport de l'aimantation M au champ ambiant H . On la définit généralement en champ faible. En effet, pour un ferromagnétique, quand H augmente, k augmente rapidement avant que l'aimantation de l'échantillon atteigne un plateau et que la susceptibilité réversible (pente de $M(H)$) ne tombe à zéro. Par ailleurs, le champ ambiant à saturation (H_{sat}) peut énormément varier entre les différents minéraux magnétiques, ce qui peut permettre de les discriminer (Telford, et al., 1990).

La magnétite est la principale source des fortes susceptibilités magnétiques dans les roches terrestres. De ce fait, il existe d'importantes variations d'un type de roche à l'autre. Toutefois des tendances globales se dégagent : les roches sédimentaires possèdent en moyenne les susceptibilités les plus faibles, tandis que les plus fortes se retrouvent dans les roches magmatiques basiques (cf. Partie 1 Figure 15).

2.5 Mesures magnétiques : Variables, objectifs, et protocoles

La susceptibilité peut dans la plupart des cas posséder une anisotropie, c'est-à-dire ne pas avoir la même valeur selon l'axe considéré au sein d'un même échantillon. Le plus souvent, les roches possèdent un taux d'anisotropie (rapport entre les susceptibilités maximales et minimales de quelques %). L'origine de cette anisotropie est souvent liée à l'orientation préférentielle des minéraux para et ferromagnétiques, qui peut être acquise de plusieurs manières, ou à une anisotropie magnétocristalline. Ce peut être lors de la formation de la roche, dans le cas des roches sédimentaires, auquel cas l'axe de susceptibilité minimal sera perpendiculaire au litage, par le fait que les particules se sont déposées horizontalement sur le fond. Parfois, l'orientation préférentielle est acquise post-formation, via déformation de la roche, qu'elle soit liée à une contrainte ou un métamorphisme. Dans ce cas, la direction de susceptibilité minimale est souvent perpendiculaire au plan de schistosité. La mesure de l'anisotropie permet donc de reconstituer les plans et directions structurales éventuellement mal visibles sur l'échantillon. A noter que le taux d'anisotropie et le taux de déformation ne sont quantitativement pas toujours corrélés, et que leur relation est mal connue et varie beaucoup en fonction de la roche considérée (Rochette et al., 1992b).

Objectif de la mesure

D'un point de vue interprétatif, il est habituellement utile de comparer l'intensité de la susceptibilité d'un échantillon (dans un champ de l'ordre du champ terrestre) avec celle de son ARN, afin de déterminer son rapport de Koenigsberger, après calcul de l'aimantation induite. Pour des NRM majoritairement thermorémanentes dans des roches à grains magnétiques fins, le rapport est en général très supérieur à 1. Il peut toutefois être très inférieur à 1 dans le cas où le magnétisme serait perturbé par des altérations, ce qui permet de détecter d'éventuels échantillons anormaux, ou provenant de sites particuliers (Westphal et al., 1986).

La mesure de la susceptibilité peut également permettre la détection de variations mineralogiques se produisant au cours de la désaimantation thermique, telle la transformation de la magnétite en maghémite par exemple.

Méthodologie

Le dispositif élémentaire de mesure de la susceptibilité dans une direction donnée est une bobine générant un champ ambiant alternatif d'intensité connue. L'échantillon étudié est inséré dans la bobine, et sous l'influence du champ ambiant,

va développer une aimantation induite proportionnelle à sa susceptibilité. Cette aimantation va générer par induction électromagnétique une modification de l'inductance qui peut être mesuré en sortie, permettant alors de calculer l'aimantation induite de l'échantillon à la fréquence d'alimentation. Ce protocole peut être itéré dans plusieurs directions afin d'avoir accès à l'anisotropie de susceptibilité de l'échantillon.

La susceptibilité magnétique globale de tous nos plugs a été mesurée grâce à un Susceptibilimètre Kappabridge MFK1. Des mesures de susceptibilité ont été réalisées sur les 3 axes orthogonaux de chaque plug pour estimer leur anisotropie.

2.5.2 Aimantation Rémanente Naturelle

L'aimantation rémanente subsiste dans un échantillon lorsque le champ ambiant est annulé. L'Aimantation rémanente naturelle est la rémanence observée chez les échantillons mesurés sans perturbation artificielle. La rémanence des roches serait plutôt portée par des grains fins monodomaines (Dunlop & Stirling, 1977 ; Westphal et al., 1986).

Objectif de la mesure

Il existe plusieurs types d'aimantation rémanente naturelle, différenciées selon leur mécanisme d'enregistrement (cf Partie 1). Il ne sera pas nécessaire dans cette partie de faire la distinction entre ces nombreux cas, car seules des informations de nature quantitative nous intéressent.

Méthodologie

L'Aimantation Rémanente Naturelle de tous nos plugs a été mesurée via le magnétomètre cryogénique « superconducting rock magnetometer », qui utilise la technologie SQUID (Superconducting Quantum Interference Device), du laboratoire de magnétisme du CEREGE (Figure 31). Il s'agit de l'appareil le plus sensible disponible actuellement pour la détection et la mesure des champs magnétiques. Il permet en outre des mesures extrêmement rapides, dans un délai de quelques secondes. Le dispositif de détection magnétique se présente sous la forme d'une bobine conjuguée aux détecteurs SQUIDs, sur lesquels repose le principe du magnétomètre cryogénique.

2.5 Mesures magnétiques : Variables, objectifs, et protocoles



Figure 31: Le magnétomètre cryogénique SQUIDs utilisé au laboratoire de magnétisme du CEREGE. Les échantillons sont placés sur la rampe visible à gauche, qui est ensuite insérée dans l'appareil de mesure.

Un détecteur SQUIDs est un anneau équipé de deux jonctions Josephson. Ces dernières sont constituées de deux couches de matériau supraconducteur, séparées par une fine couche de matériau isolant. L'« effet Josephson » (que l'on ne décrira pas en détail ici) stipule qu'un tel dispositif est peut être traversé par un courant, mais que l'intensité en diminue fortement dès lors qu'il se trouve en présence d'un champ magnétique. Grâce à cet effet, l'anneau qui compose le SQUIDs est extrêmement sensible à tout champ magnétique passant à l'intérieur, et qui y génère un courant électrique de voltage corrélé à la force du champ. Il suffit donc de mesurer ce voltage en sortie pour y avoir accès (Richter, et al., 2007). Le refroidissement cryogénique du dispositif jusqu'à 4 K, nécessaire pour que les détecteurs SQUIDs atteignent un état supraconducteur, se fait grâce à de l'hélium liquide. L'ensemble est entouré de mumétal afin de l'isoler de tout champ extérieur. Les mesures sont également réalisées à l'intérieur d'une chambre amagnétique.

Les avantages que procurent la rapidité de mesure (une insertion de l'échantillon suffit) et la nature en anneau du dispositif de détection permettent des mesures rapides, ainsi que la mesure d'un profil semi-continu de NRM sur des carottes ou des échantillons allongés. Il est également possible de répéter les mesures afin d'obtenir une meilleure définition dans le cas d'échantillons faiblement magnétiques.

La précision instrumentale a néanmoins un coût, et du fait de l'aimantation rémanente parfois très intense de nos échantillons, nous avons utilisé un

magnétomètre à rotation continue Molspin pour mesurer l'ARN de certains plugs lorsque le moment magnétique excédait la capacité de mesure du SQUIDs.

Le principe de cet appareil consiste à mettre l'échantillon en rotation rapide, selon un axe défini, dans une bobine de mesure. La rotation du moment magnétique de l'échantillon génère un courant alternatif dans la bobine. L'intensité du dit courant est ensuite comparée à un signal de référence. Ce processus est répété selon les trois axes de l'échantillon afin d'obtenir le moment magnétique total.

2.5.3 Aimantation Rémanente Anhystérétique

L'ARA (pour Aimantation Rémanente Anhystérétique) est obtenue quand un échantillon est soumis à un champ désaimantant alternatif, superposé à un champ direct continu plus faible, dit champ d'aimantation. Quand le champ alternatif est progressivement réduit jusqu'à zéro, l'échantillon acquiert une aimantation rémanente anhystérétique parallèle au champ d'aimantation. L'intensité de l'ARA finale est maximale lorsque les champs alternatif et aimantant sont parallèles (Collinson, 1983).

Ce phénomène est la plupart du temps étudié en tant que source de biais lors d'expériences mettant en jeu des champs alternatifs.

Objectif de la mesure

La mesure de l'ARA est habituellement utilisée en paléomagnétisme pour estimer la paléointensité de divers types de roches. Ici, son intérêt est de nous permettre de caractériser le/les porteurs magnétiques, ainsi que la taille des grains et la nature des domaines magnétiques.

Méthodologie

L'ARA a été appliquée et mesurée grâce au même magnétomètre cryogénique SQUIDs utilisé pour mesurer l'ARN de nos échantillons. Chaque échantillon a été placé dans un champ de désaimantation alternatif décroissant à partir de 100 mT, et un champ d'aimantation stable à 50 μ T. La rémanence a été mesurée après annulation des deux champs. Ensuite l'échantillon est partiellement désaimanté par un champ alternatif à 30 mT, et la rémanence subsistante à l'issue de cette étape est une fois encore mesurée.

2.5.4 Cycles d'Hystérésis

Le phénomène d'hystérésis est lié aux domaines magnétiques (voir 2.3 ci-dessus) et à leur réaction à un champ ambiant.

Dans le cas de grains strictement monodomaines, le phénomène principal est la rotation du moment du domaine pour correspondre à l'orientation du champ extérieur. La principale contrainte s'opposant à cette rotation est (pour les minéraux très magnétiques comme la magnétite) l'anisotropie de forme du grain, qui a tendance à figer le moment en alignement sur la direction de longueur maximale du grain.

Dans le cas de grains multidomaines, le phénomène est plus complexe. Les domaines possédant un moment avec une direction proche du champ ambiant seront favorisés et vont grandir au dépend des autres (cf Figure 26) : les parois de Bloch vont se déplacer par rotation réversible des spins (Figure 32). Ce déplacement est limité par l'augmentation d'énergie magnétostatique qu'il génère. A ce modèle théorique somme toute relativement simple, vient s'ajouter le fait que dans un cristal réel et non idéal, des défauts, bulles, impuretés ou inclusions diverses viennent bloquer la progression des parois. Pour que la paroi dépasse l'obstacle, elle nécessite plus d'énergie, ce qui ne peut avoir lieu que si la puissance du champ ambiant augmente en conséquence. Si suite à cette augmentation, le champ revient à sa valeur précédente, la paroi, elle, ne revient pas exactement à sa position initiale. Une partie de l'énergie fournie au grain a été « stockée » sous forme d'un déplacement net de ses parois de Bloch (Figure 33). On a donc affaire à un phénomène non-réversible, et c'est ce phénomène qui porte le nom d'hystérésis, et qui fournit également une explication et une base théorique au phénomène de rémanence, ainsi qu'à la coercivité du matériau.

A noter que l'hystérésis est un phénomène symétrique, par conséquent l'application d'un champ négatif aura les mêmes conséquences que celle d'un champ positif, mais sous la forme d'une résultante négative (Figure 34).

Partie 2 : Les BIFs mauritaniens - Caractérisation magnétique

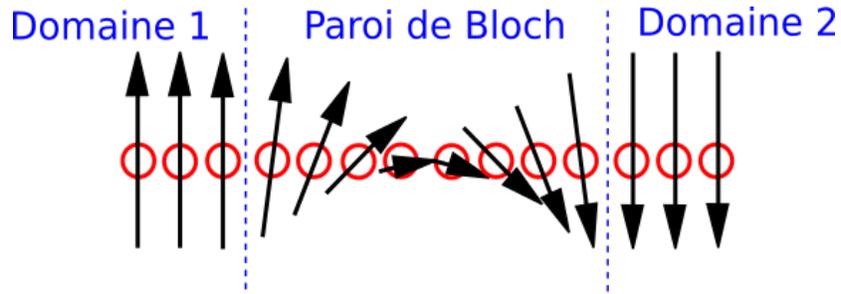


Figure 32: Schéma illustrant la structure d'une paroi de Bloch. Le moment élémentaire des atomes (spin) pivote au sein de la paroi, assurant la continuité entre les deux domaines adjacents aux moments opposés.

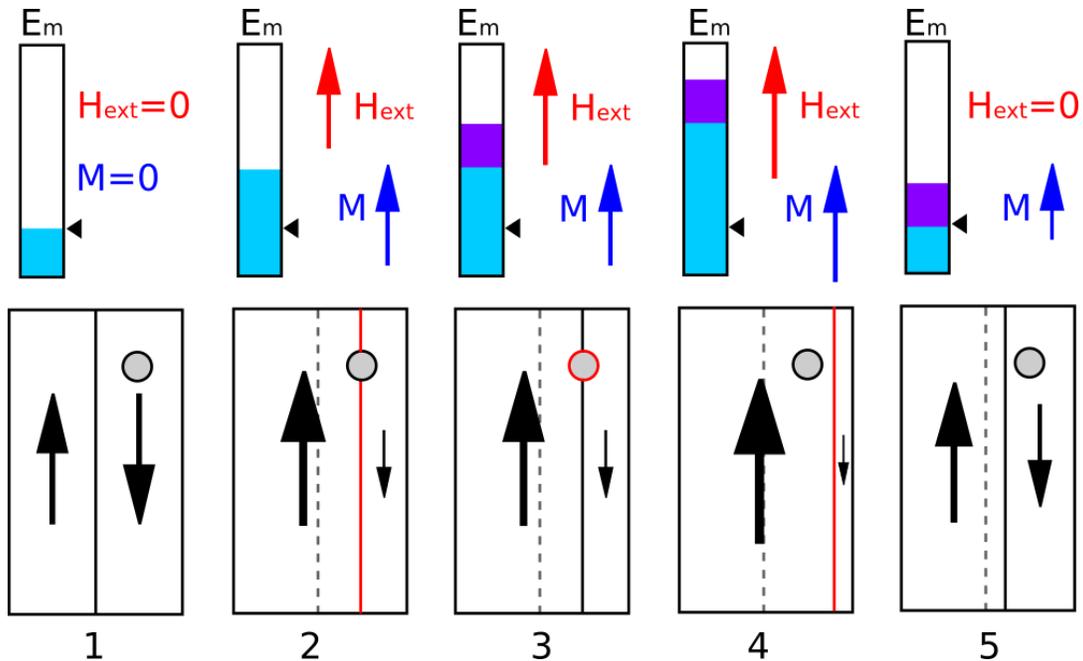


Figure 33: Schéma illustrant le phénomène d'hystérésis ayant lieu lors du déplacement de la paroi de Bloch d'un grain multidomaine, causé par l'accroissement du champ ambiant. Avec E_m , l'énergie magnétostatique du grain ; E_m , l'énergie magnétostatique du grain ; M , le moment magnétique net du grain ; H_{ext} , le champ ambiant. (1) Le champ ambiant est nul, le moment du grain également. L'énergie magnétostatique du grain est faible, et uniquement due à la présence de la paroi. (2) Le champ ambiant procure l'énergie nécessaire au déplacement de la paroi jusqu'à ce qu'elle soit en contact avec une bulle dans la matrice cristalline. (3) L'augmentation du champ ambiant n'est pas suffisante pour vaincre l'effet de blocage de la bulle, l'énergie magnétostatique augmente donc, sans pour autant faire bouger la paroi. (4) L'augmentation du champ ambiant est à présent suffisante pour débloquer la membrane. (5) Après disparition du champ ambiant, la membrane ne retourne pas à son état initial car une partie de l'énergie a été stockée sous forme de rémanence.

2.5 Mesures magnétiques : Variables, objectifs, et protocoles

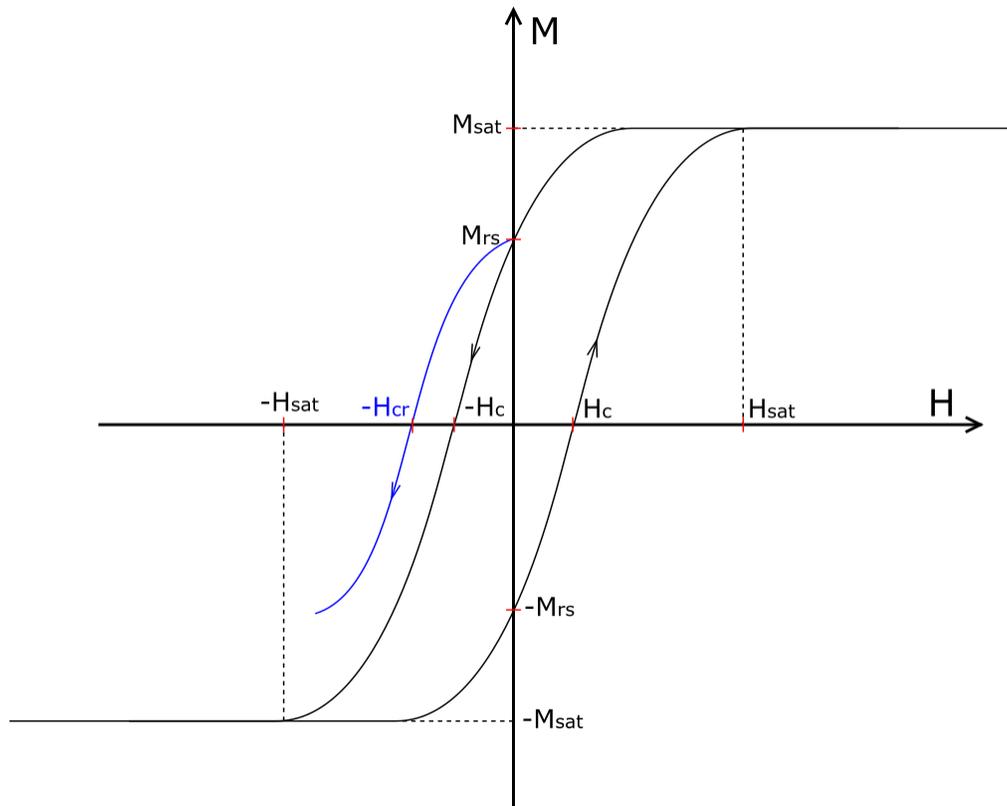


Figure 34: Courbe du cycle d'hystérésis (noir) et courbe « back field » (bleu) d'un grain multidomaine. H = Champ appliqué ; M = aimantation de l'échantillon ; H_{sat} = Champ à saturation (pour $H > H_{sat}$, $k=0$) ; H_c = champ coercitif ou coercivité ; M_{sat} = aimantation à saturation ; M_{rs} = aimantation rémanente à saturation. ; H_{cr} = Champ coercitif rémanent.

Objectif de la mesure

La réalisation d'une courbe M (aimantation de l'échantillon) en fonction de H (champ ambiant appliqué) fournit un ensemble de paramètres caractéristiques de l'échantillon :

- H_{sat} : Champ à saturation. Il s'agit du champ ambiant au-delà duquel l'aimantation M atteint un plateau.
- M_{sat} : Aimantation à saturation. Il s'agit de l'aimantation de l'échantillon pour des valeurs de H supérieures à H_{sat} .
- M_{rs} : Aimantation rémanente à saturation. Il s'agit de l'aimantation conservée par l'échantillon après une exposition à H_{sat} suivie d'une annulation du champ ambiant.
- H_c : champ coercitif ou coercivité. Il s'agit du champ ambiant nécessaire pour faire passer l'aimantation de l'échantillon de $-M_{sat}$ à 0. Elle peut être

assimilée à une mesure de la résistance du matériau à l'aimantation (ou à la désaimantation).

On peut également avoir accès à un certain nombre d'autres paramètres en réalisant une courbe de M_r (aimantation rémanente de l'échantillon) en fonction de H , notamment :

- H_{cr} : champ coercitif rémanent. Il s'agit du champ ambiant nécessaire pour faire passer l'aimantation rémanente de l'échantillon de $-M_{rs}$ à 0.

Day Plot

Ces valeurs fournissent de précieuses informations sur la nature des domaines magnétiques, néanmoins il peut paraître difficile de comparer entre eux autant de paramètres dans le cas d'un grand nombre d'échantillons. Pour ce faire on place habituellement tous les échantillons sur un « Day-Plot », un graphique représentant le rapport M_{rs}/M_s en fonction de H_{cr}/H_c . Ceci permet de distinguer pour chaque échantillon la prépondérance des structures multidomaine, monodomaine, ou de l'état intermédiaire : Pseudo-monodomaine (PSD pour Pseudo-single-domain), tout en autorisant une analyse des tendances générales du panel échantillonné.

Le diagramme est globalement divisé en 3 zones dont les bornes sont susceptibles de varier selon la nature des grains :

On utilise habituellement les valeurs $M_{rs}/M_s=0.5$ et $H_{cr}/H_c=1.5$ pour les limites de la zone Monodomaine de toutes les titanomagnétites, peu importe leur composition (Day et al., 1977). De la même façon, on utilise $M_{rs}/M_s=0.05$ et $H_{cr}/H_c=4$ pour les limites de la zone Multidomaine de toutes les titanomagnétites.

Méthodologie

Les courbes d'hystérésis ont été réalisées sur une sélection d'échantillons, grâce à un magnétomètre à échantillon vibrant Micromag 3900 (Figure 35). Le principe de mesure de cet appareil consiste à faire osciller l'échantillon selon un axe et une fréquence définis entre deux paires de bobines dans un champ continu induit par un électroaimant (varié entre 1 et -1 T). Le déplacement périodique du moment magnétique va ainsi induire une tension dans les bobines de détection, tension dont la mesure en sortie fournit la valeur du moment de l'échantillon.

2.5 Mesures magnétiques : Variables, objectifs, et protocoles

Les plugs sélectionnés pour cette expérience ont été subdivisés pour obtenir des fragments d'en moyenne 28 mg, afin de ne pas saturer l'appareil. Le fait que la forme de ces fragments ne soit pas contrôlée induit un biais éventuel via une anisotropie. Pour tenter de réduire cet effet, les valeurs des paramètres d'hystérésis donnés dans la suite sont des moyennes réalisées selon 3 axes orthogonaux de l'échantillon.



Figure 35: Photo du magnétomètre à échantillon vibrant Micromag 3900 utilisé au CEREGE pour les mesures d'hystérésis de nos échantillons.

2.5.5 Courbes K-T

On sait que la susceptibilité k d'un matériau magnétique dépend fortement de sa température, et que passé une certaine valeur de T (Température de Curie ou T_c), tout ferromagnétisme disparaît. Or, cette valeur de T_c se trouve être caractéristique de chaque minéral magnétique. Il est donc possible de déterminer la nature du porteur magnétique d'un échantillon en mesurant sa susceptibilité magnétique pour un large éventail de valeurs de température. Ceci permet de mettre en évidence une

diminution brutale de la susceptibilité, allant jusqu'à une disparition totale, autour d'une certaine valeur de T correspondant à la température de Curie du minéral magnétique composant l'échantillon. (cf. Partie 1)

Objectif de la mesure

Dans le cas où un seul porteur magnétique participe à la susceptibilité de la roche, la Tcurie de cette dernière coïncide avec celle du minéral en question.

A noter que si n minéraux magnétiques composent l'échantillon, on obtiendra une courbe comportant n chutes partielles de K, chacune autour de la température de curie du minéral correspondant. La proportion de susceptibilité totale perdue à chaque palier est corrélée à la proportion du minéral en question dans la roche.

A noter qu'il est également possible de dériver de ces courbes la composition ou le taux de substitution des minéraux ferromagnétiques composant la roche. On observe en effet une corrélation globale entre Tcurie et la composition chimique (Nagata, 1961).

L'analyse des courbes k-T permet donc d'obtenir la composition magnétique d'une roche. Néanmoins, d'éventuels minéraux magnétiques non susceptibles ne seront évidemment pas détectables par ce biais.

Méthodologie

Les courbes k-T ont été réalisées sur une sélection d'échantillons. Pour chacun d'entre eux, la mesure s'est faite au sein du même susceptibilimètre présenté au paragraphe 1.5.1.2. Les échantillons ont été soumis à une chauffe progressive de 20 à 620°C, suivie d'un retour à la température ambiante. Leur susceptibilité magnétique a été mesurée tous les 5°C.

2.5.6 Test de Lowrie

Les minéraux magnétiques possèdent tous une coercivité caractéristique qui détermine à partir de quelle intensité un champ à température ambiante est capable de les aimanter. A partir de cette propriété fondamentale, Lowrie & Fuller (1971) ont mis au point un protocole permettant de mettre en évidence les coercivités correspondant aux différentes composantes de l'aimantation globale d'un matériau. Ce protocole a ensuite été amélioré par Lowrie (1990), et c'est cette seconde version que nous avons utilisé.

Il s'agit d'appliquer successivement des Aimantations Rémanentes Isothermes (ARI) à l'aide de champs d'intensité décroissante, le long des 3 axes orthogonaux de l'échantillon. Ainsi, chaque ARI uniaxiale remobilise uniquement les minéraux dont la coercivité est inférieure ou égale au champ concerné. On obtient donc sur chaque axe l'aimantation rémanente due uniquement aux minéraux contenus dans un intervalle précis de coercivités. On réalise ensuite une désaimantation thermique par paliers de l'échantillon, et l'intensité de la rémanence est mesurée sur les 3 axes après chaque palier. On obtient de cette façon 3 courbes de désaimantation (une par axe), correspondant chacune à une valeur de coercivité maximum.

Objectif de la mesure

Ce protocole permet de quantifier l'impact respectif de différentes espèces minérales sur l'aimantation totale d'un échantillon, et par conséquent de préciser sa minéralogie magnétique. Le choix des intensités d'ARI permet par ailleurs de varier à loisir la précision du test.

Méthodologie

Huit échantillons, représentatifs des différents types pétrographiques de nos roches, ont été sélectionnés pour cette série de tests.

Une ARI a été appliquée successivement le long des 3 axes orthogonaux Z, X et Y de chaque échantillon, à l'aide de champs d'intensité respective 3 T, 0.3 T, et 0.1 T. Les échantillons ont ensuite été chauffés par paliers, depuis 20°C jusqu'à 610°C. Avant chaque palier, l'aimantation rémanente des échantillons a été mesurée le long de chaque axe.

2.6 Résultats et interprétation

Les résultats issus des mesures de magnétisme des roches sont résumés dans la Table 3. Celle-ci révèle à quel point le magnétisme des roches échantillonnées est intense, même comparé aux formations typiques du socle cristallin que sont les granites, gneiss, granulites et amphibolites, bien que celles-ci soient déjà porteuses d'une aimantation significative (cf. Partie I, Figure 15 ; Hemant, 2003 ; Clark, 1997). Elles possèdent en effet de valeurs de susceptibilités typiques comprises entre 10^{-3} et 1 SI, soit au minimum ordre de grandeur en dessous de celles mesurées sur nos BIFs.

2.6.1 Minéralogie magnétique

Les courbes K-T montrent des températures de Curie quasi identiques pour tous les échantillons, centrées sur 585°C, ce qui est parfaitement en accord avec le cas d'un spectre magnétique induit dominé par de la magnétite pure non substituée en titane (Figure 36). Les valeurs de M_s (toutes supérieures à celles de l'hématite - 0,5 Am²/kg - sauf pour l'échantillon de quartzite) et de susceptibilité (>1 SI) confirment qu'on a bien affaire à de la magnétite, qui seule peut expliquer des valeurs aussi fortes. Les plus fortes valeurs de M_s (44 Am²/kg) correspondent à une teneur en magnétite de 48%.

Les paramètres issus des cycles d'hystérésis vont là encore dans le sens de cette hypothèse. En effet, on observe sur la Figure 37 que l'intégralité des points possède un rapport M_{rs}/M_s inférieur à la limite PSD/MD pour la magnétite. Ceci indique que la totalité de nos échantillons possèdent une structure de magnétite multidomaine, et donc très probablement des grains de grande taille.

Table 3: Tableau résumant les valeurs clé mesurées sur les 19 échantillons sélectionnés pour les mesures de minéralogie magnétique. Km = Susceptibilité moyenne; Tc = Température de Curie; ARN = Aimantation Rémanente Naturelle; Q = rapport de Koenigsberger; ARA = Intensité d'aimantation rémanente après aimantation sous champ AF à 100 mT avec un champ de polarisation de $5 \cdot 10^{-2}$ mT; %ARA = Pourcentage de l'intensité d'aimantation rémanente conservé après désaimantation AF à 30 mT; Ms = aimantation à saturation; Mrs = aimantation rémanente à saturation; Hcr = Champ coercitif rémanent; Hc = Champ coercitif; densité = Masse volumique; IRM = Mrs en unité de colume (d'après les mesures d'hystérésis) ; Pj = degré d'anisotropie de susceptibilité.

ID	Masse plug (g)	Km (SI)	Tc (°C)	ARN (A/m)	Q	ARA (A/m)	%ARA	Ms (Am ² /kg)	Mrs/Ms	Hcr (mT)	Hc (mT)	ARN/ARA	densité (kg/m ³)	IRM (A/m)	Pj
165 B	2,260	1,04	584	12,3	0,4	14,7	21,3	8,85	0,036	29,2	4,1	0,83	4440	1402	1,8
176 A	2,256	0,82	581	44,7	1,9	43,6	2,8	40,43	0,021	5,6	1,5	1,02	4433	3800	1,4
179 A	2,199	2,41	582	71,4	1,0	30,3	2,3	13,36	0,045	2,7	0,9	2,36	4320	2621	1,9
184 A	2,259	1,93	578	259,8	4,7	38,5	1,3	33,11	0,021	6,5	1,8	6,75	4438	3055,7	2,0
193 A	1,964	1,64	577	24,0	0,5	4,4	3,5	7,09	0,027	8,5	1,4	5,41	3858	732,9	1,5
205 A	1,492	0,45	579	356,4	27,6	10,6	38,4	11,81	0,016	17,3	2,8	33,77	2932	563,2	2,7
207 A	2,224	0,21	579	1095	181,4	28,1	24,8	43,99	0,022	16,5	2,3	38,99	4369	4240,3	1,4
211 A	2,480	2,54	584	447,8	6,1	37,7	3,9	22,80	0,022	3,1	0,8	11,87	4873	2422,7	2,1
213 A	2,344	2,53	587	138,8	1,9	33,6	1,3	32,48	0,013	3,3	0,8	4,13	4606	1937,4	1,8
216 A	2,291	2,48	584	141,2	2,0	39,3	1,6	43,59	0,013	5,2	1,3	3,59	4502	2522,4	1,6
221 A	2,216	1,52	581	512,1	11,7	16,6	4,1	29,10	0,019	8,5	2,0	30,85	4353	2387,9	1,6
222 A	2,243	0,91	580	456,3	17,4	15,9	3,7	22,34	0,022	9,5	2,6	28,64	4406	2193,0	1,7
225_1 B	2,028	1,73	586	89,5	1,8	27,7	1,2	26,85	0,029	4,2	0,9	3,23	3985	3054,7	1,7
236 A	2,326	1,37	586	1537	38,9	33,2	14,0	5,86	0,014	9,4	1,9	46,31	4570	364,0	1,9
238 A	2,217	2,33	587	977,1	14,5	39,3	1,5	19,32	0,018	5,2	0,9	24,86	4355	1533,7	1,3
239 A	2,385	2,76	585	142,8	1,8	34,8	1,1					4,11	4686		1,3
245 A	1,773	0,26	579	12,7	1,7	5,3	3,1	7,54	0,020	12,4	2,3	2,38	3484	529,3	1,3
246 A	1,767	0,09	582	15,1	5,6	1,3	4,9	10,68	0,021	12,1	2,6	11,28	3471	782,2	1,4
BB177 A	1,667	0,03	582	24,5	30,3	1,6	68,8	0,65	0,026	9,4	3,3	15,74	3275	54,4	1,9

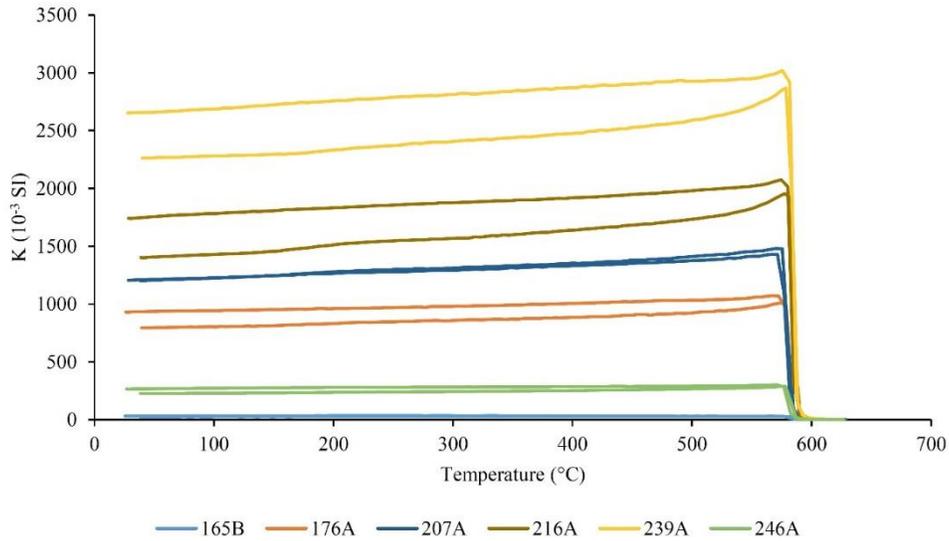


Figure 36: Exemples de courbes K-T obtenues sur les échantillons de BIFs. Les courbes présentées ici ont été sélectionnées pour représenter la totalité de l'éventail des susceptibilités observées.

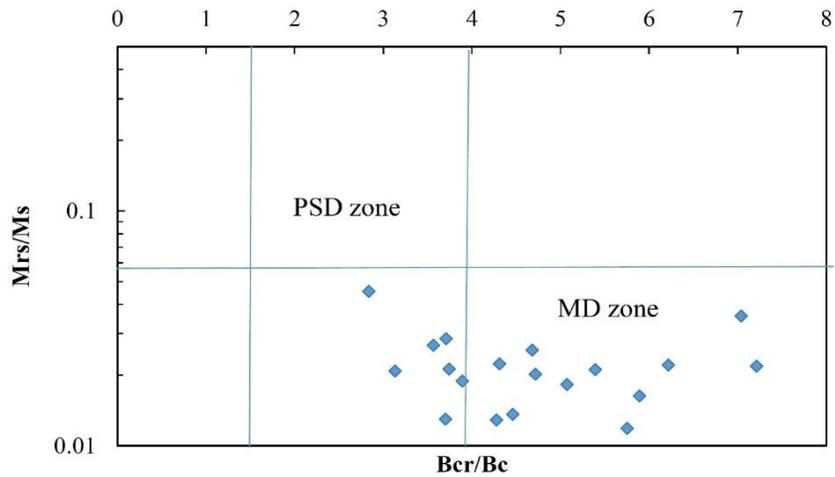


Figure 37: Graphique dit "Day Plot", montrant le rapport de la rémanence à saturation sur l'aimantation à saturation, en fonction de la coercivité rémanente sur la coercivité. Chaque point correspond à un des fragments de carottes sélectionné pour l'étude de la minéralogie magnétique. PSD = Pseudo Monodomaine (Pseudo Single Domain) ; MD = Multidomaine.

Une contribution significative de l'hématite à la rémanence pourrait être recherchée, même si à l'évidence sa contribution à la susceptibilité et au Ms est négligeable. En effet l'hématite en gros grains présente un rapport Mrs/Ms de

l'ordre de 0.8 (Özdemir & Dunlop, 2014) et une faible coercivité ($B_{cr} \approx B_c$ de l'ordre de 10 mT). Son M_s est de 0,5 Am²/kg. Dans un échantillon constitué à 10% d'hématite et 10% de magnétite multidomaine on aurait un M_s de 9,25 Am²/kg et un M_{rs} de 0,04 (contribution de l'hématite) plus 0,09 (contribution de la magnétite pour $M_{rs}/M_s=0,01$). Un tel cas peut passer inaperçu dans les données de magnétisme des roches.

Les tests de Lowrie donnent des résultats uniformes pour 6 des 8 échantillons mesurés (Figure 38). Parmi les 3 intensités de champ utilisées pour l'acquisition d'ARI, seule la plus faible (0.1 T) a significativement aimanté les échantillons, avec une température de déblocage de 580°C, confirmant par là même l'hypothèse de la magnétite comme porteur magnétique principal. Dans le cas de l'échantillon BB177, l'ARI non négligeable acquise sous 3T indique la présence d'un porteur à forte coercivité, néanmoins la température de déblocage élimine la possibilité d'une présence d'hématite. Le résultat pointe au contraire vers une magnétite inhabituellement coercitive. L'échantillon 207 quand à lui montre une stabilisation de l'aimantation au-dessus de 580°C, ce qui pourrait indiquer la présence additionnelle d'hématite peu coercitive. Le fait que cet échantillon possède également le rapport de Koenigsberger le plus élevé (Table 3) semble soutenir cette hypothèse.

Partie 2 : Les BIFs mauritaniens - Caractérisation magnétique

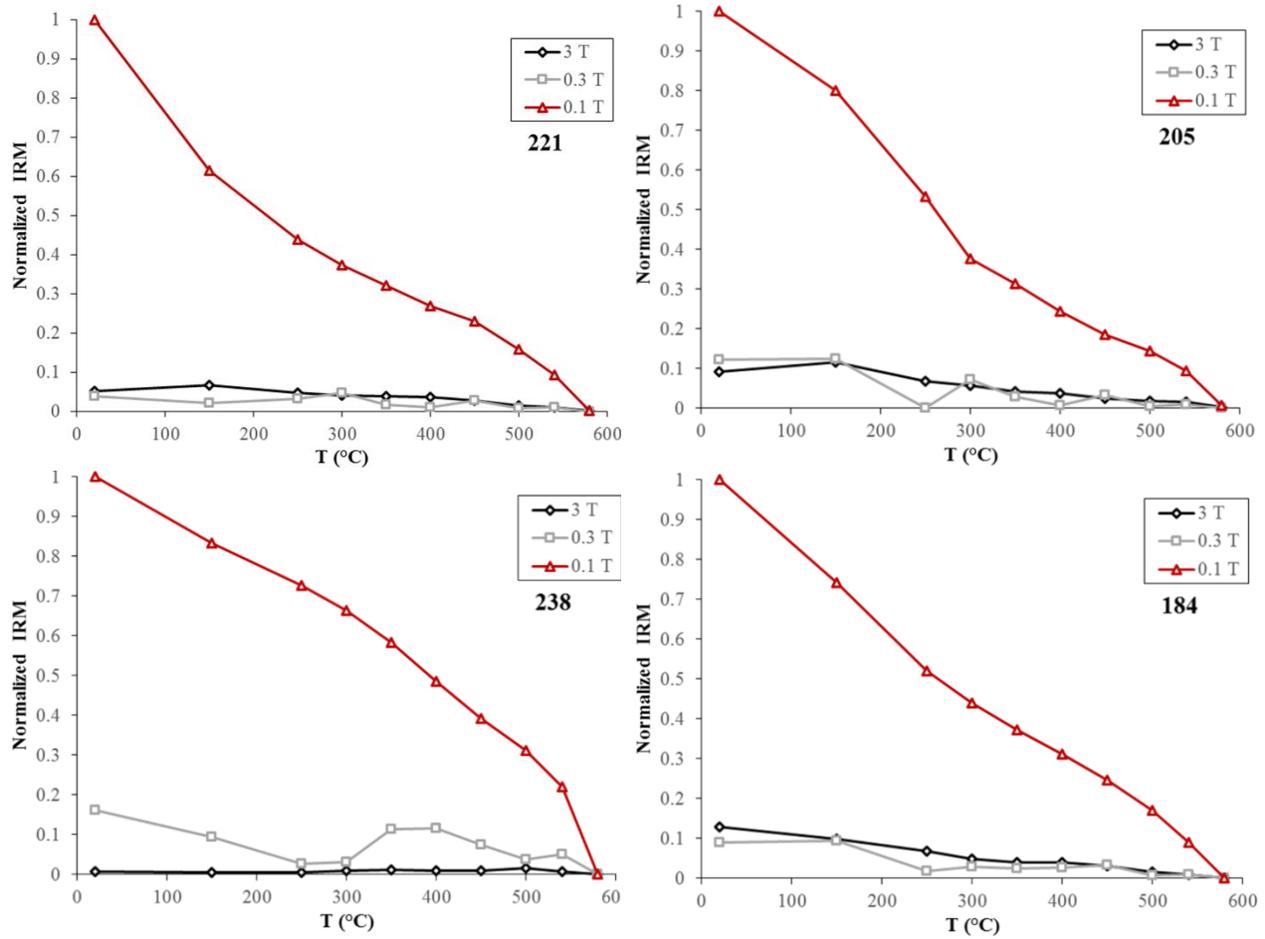
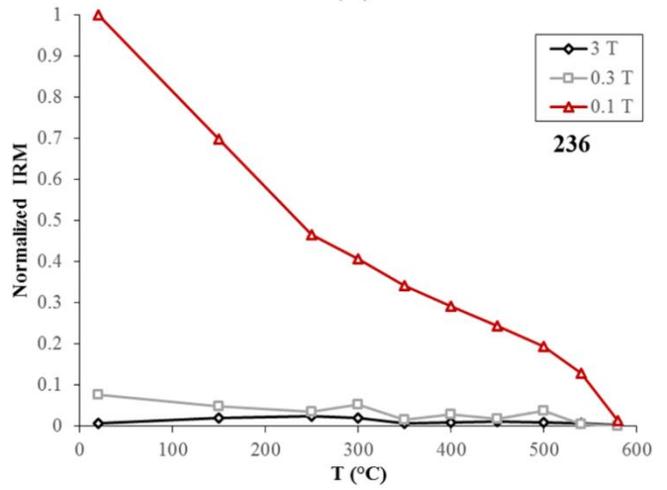
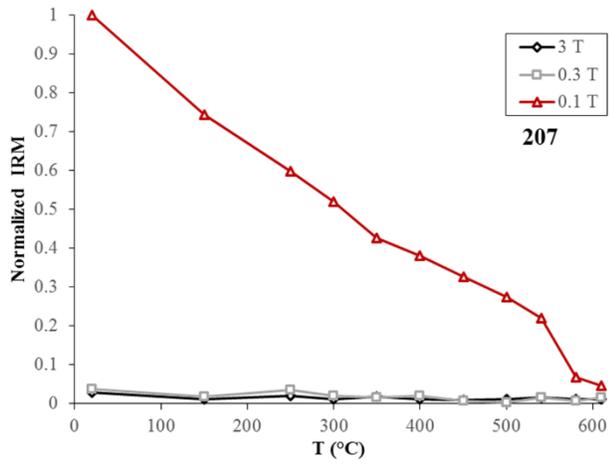
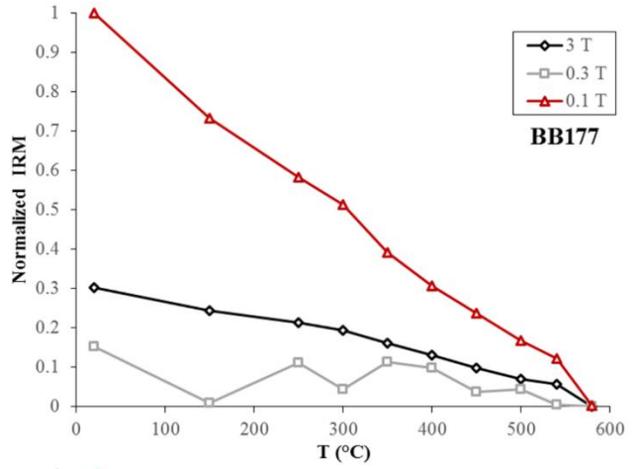
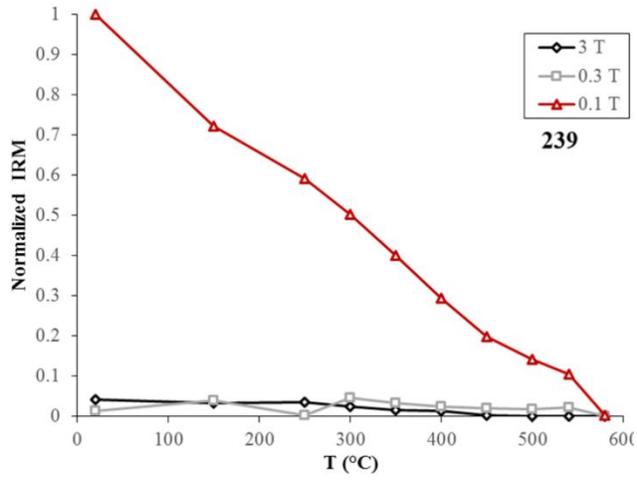


Figure 38: Courbes de désaimantation thermique de l'ARI de 8 échantillons représentatifs des différents faciès de BIFs. Pour chaque graphique : la courbe noire représente l'aimantation selon l'axe Z, la courbe grise représente l'aimantation selon l'axe X, et la courbe rouge représente l'aimantation selon l'axe Y. (fin en page suivante)

2.6 Résultats et interprétation



2.6.2 Valeur et origine de l'ARN

Si l'on observe les résultats des mesures de susceptibilité et d'ARN à la lumière de la classification pétrographique préliminaire, on observe en premier lieu une grande disparité dans la dispersion des valeurs de chaque groupe par rapport à leurs moyennes (Figure 39). En ce qui concerne la susceptibilité, les groupes Quartzites, HIF, OIF, CIF et DCBIF possèdent des valeurs d'écart-type inférieures à 0.5 SI, les autres étant systématiquement supérieures à 0.8. On peut également observer deux groupes distincts : les types Q et HIF possèdent des susceptibilités moyennes beaucoup plus faibles (entre 0 et 0.5 SI) que les autres groupes (de 1.5 à 3 SI), pour lesquels on n'observe pas de différence significative, à cause de la taille importante des barres d'erreurs.

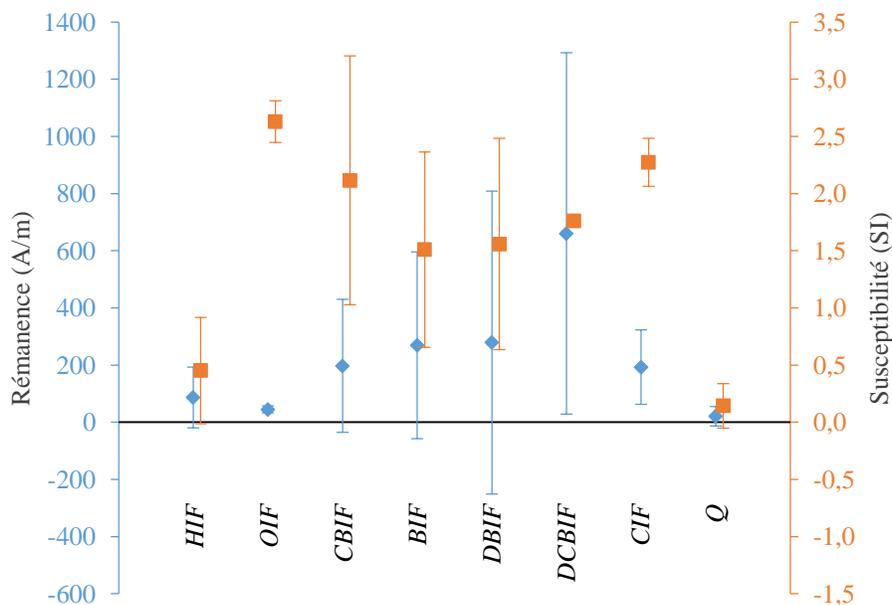


Figure 39: Graphique résumant les valeurs moyennes de susceptibilité et d'ARN pour les 8 groupes pétrographiques proposés. Les barres d'erreurs représentent l'écart-type.

Si l'on s'intéresse aux valeurs de rémanence, le constat est relativement similaire : les groupes Q, HIF, OIF et CIF possèdent des valeurs d'écart-type inférieures à 200 A/m, les autres étant comprises entre 230 et 630 A/m. Il n'est cependant pas possible de déterminer une différence significative entre les différents groupes.

On ne peut cependant s'empêcher de remarquer que dans la quasi-totalité des cas, le regroupement des valeurs de susceptibilité et de rémanence semblent corrélés. Le groupe DCBIF est le seul présentant un excellent centrage des valeurs de susceptibilité, en même temps qu'une extrême dispersion des valeurs de rémanence.

Ces observations mettent en évidence la présence de différences significatives entre les susceptibilités de certains groupes pétrographiques. On peut interpréter cela par le fait que la susceptibilité dépend principalement de la nature de la roche et de sa composition minéralogique. De façon similaire aucun regroupement dans les valeurs de rémanence n'est observé ce qui peut s'expliquer par le fait que cette dernière, même si elle dépend aussi de la minéralogie, est impactée de façon très importante par l'histoire de la roche.

Ceci met en évidence l'une des limites de l'étude des roches magnétiques, quand on en vient à modéliser la croûte en deçà des profondeurs directement observables : s'il est possible d'extrapoler la nature des roches en profondeur, leur composition, et donc leur aimantation induite, il est beaucoup plus ardu de réaliser la même opération pour l'aimantation rémanente, car l'histoire des roches et les événements géologiques qui les affectent n'obéissent pas toujours à des structures ou à une logique apparente depuis la surface.

La Figure 40 présente les mêmes résultats que la Figure 39 sous une forme plus orthodoxe, faisant figurer des valeurs de référence du rapport de Koenigsberger (Q). On y remarque le fait que Q est très rarement inférieur à 1 et, même dans ce cas, reste proche de cette valeur. De plus, 76% des échantillons possèdent un rapport de Koenigsberger supérieur à 1, et dans 26% des cas supérieur à 10. La susceptibilité magnétique maximum est de 3.4 SI, et la médiane est de 0.75. En relation avec ces valeurs, l'aimantation à saturation va jusqu'à 44 Am²/kg, avec une médiane située à 4.35 Am²/kg. Nous sommes donc face à des roches possédant une très forte susceptibilité magnétique, et dans de nombreux cas, une aimantation rémanente comparable, voire supérieure (en moyenne 146 A/m). Ces résultats tendent à nous aiguiller vers l'hypothèse de roches contenant de grandes quantités d'hématite et de magnétite, ces minéraux étant respectivement les porteurs privilégiés de la rémanence et de la susceptibilité au sein de la croûte terrestre. En effet la magnétite multidomaine seule ne peut pas générer des valeurs de Q supérieures à 1.

La Figure 40 montre que certains groupes pétrographiques possèdent des valeurs caractéristiques de Q, tandis que d'autres sont extrêmement diffus. Ainsi, les types CIF, CBIF et OIF sont très localisés sur le graphique, avec des rapports de Koenigsberger compris entre 1 et 10 pour les deux premiers, mais systématiquement inférieures à 1 pour le type OIF. Les autres groupes possèdent des valeurs de Q très dispersées. Ceci semble indiquer que si une extrême richesse en hématite et magnétite ressort chez la majeure partie des échantillons testés (à l'exception des Quartzites), les roches de type OIF semblent être les seules à avoir un profil typique dominé par l'aimantation induite, et donc par la magnétite. Les autres groupes semblent eux avoir un profil mixte ou dominé par la rémanence.

Néanmoins, et ce malgré les fortes valeurs de Q relevées, la saturation de la rémanence bien en dessous de 0.3T, indiquée par les valeurs de Hcr (Table 3), et l'observation en microscopie, viennent contredire l'hypothèse de la présence d'hématite. Il semble donc que dans le cas présent, et bien que généralement associée à la présence d'hématite, une forte rémanence soit portée par de la magnétite, ici très abondante.

Les valeurs d'hystérésis ont été mesurées sur des fragments des plugs utilisés pour les mesures de susceptibilité, NRM et ARM, donc on ne peut éliminer la possibilité d'incohérences entre les paramètres d'un même échantillon. En effet, l'hétérogénéité de la roche au niveau millimétrique fait qu'en dessous d'une certaine taille d'échantillon, il est impossible de garantir à coup sûr la représentativité d'un fragment (ex : l'échantillon 236A où la NRM dépasse l'IRM).

La susceptibilité moyenne est corrélée aux valeurs d'ARA, avec un R^2 de 0.79, tandis qu'aucune corrélation n'apparaît entre l'ARN et l'ARA ou k_m (R^2 inférieur à 0.1).

Le rapport ARN/ARA est en moyenne de 14.5, pour une valeur maximale de 46. Cette valeur est élevée pour une aimantation strictement thermo-rémanente, ce qui pourrait indiquer une contamination de l'ARN par une IRM partielle acquise par exposition lors du stockage des échantillons. On constate en effet que certaines valeurs de Hcr sont assez faibles : une valeur de Hcr de 3mT signifie qu'un champ de 1mT peut avoir un impact non négligeable sur l'aimantation rémanente de l'échantillon.

2.6 Résultats et interprétation

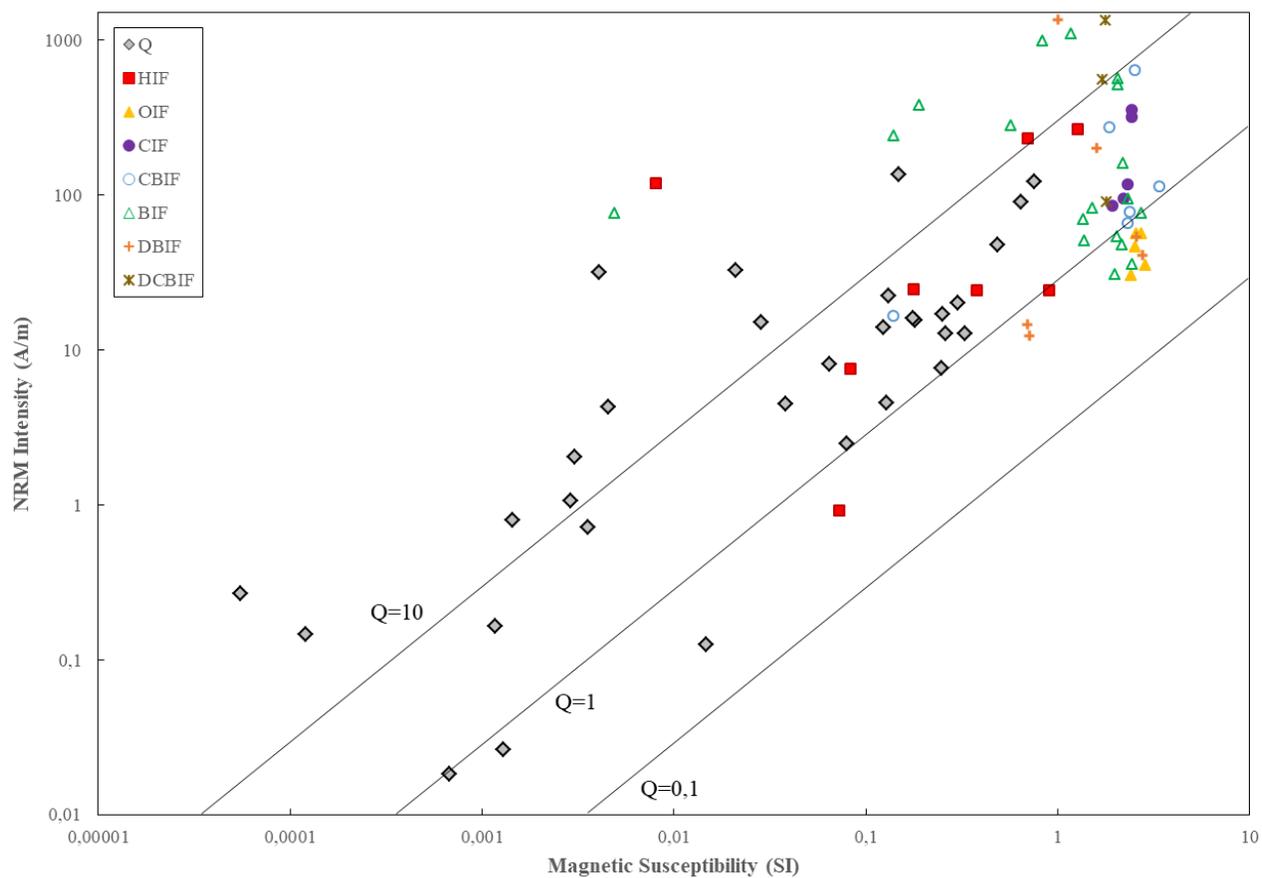


Figure 40: Graphique de l'ARN en fonction de la susceptibilité, représentant les valeurs des différents échantillons de BIFs mauritaniens. Chaque symbole correspond à une carotte, et les différents groupes pétrographiques sont représentés. Les lignes noires représentent différentes valeurs de rapport de Koenigsberger (Q) calculé pour la valeur mauritanienne du champ magnétique terrestre en 2014 (36.34 μ T; Thébault et al., 2015).

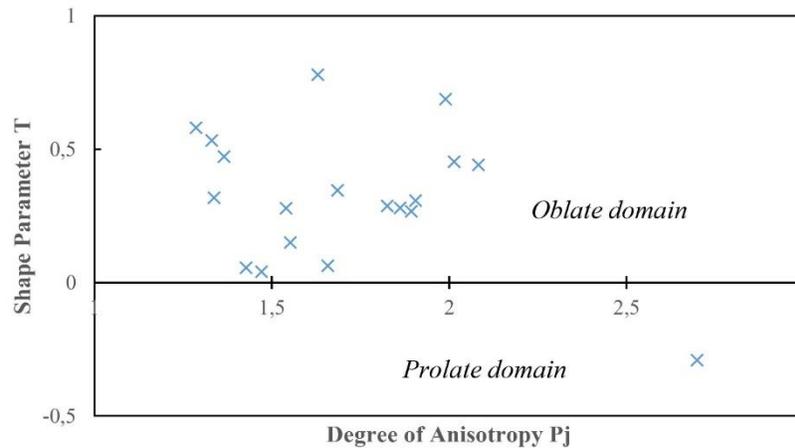


Figure 41: Graphique dit "Jelinek Plot", explicitant la relation entre le paramètre de forme T et le degré d'anisotropie Pj. Chaque point correspond à un des fragments de carottes sélectionné pour l'étude de la minéralogie magnétique. Le paramètre de forme reflète l'aspect général de l'ellipsoïde de susceptibilité, tandis que le degré d'anisotropie traduit approximativement la différence entre ses axes minimal et maximal.

2.6.3 Les caractéristiques magnétiques des roches : une contrainte pour la modélisation

Les mesures d'anisotropie révèlent un ellipsoïde aplati (Figure 41), globalement parallèle au litage subhorizontal présent dans nos échantillons (Figure 42). Ceci est cohérent avec le fait que l'anisotropie des BIFs soit causée principalement par le dépôt sédimentaire qui est à l'origine de la roche, ou par des déformations syn-métamorphiques : en effet, la plupart des minéraux magnétiques tendent à développer une anisotropie liée à l'orientation du litage sédimentaire et à la direction de compaction principale (Dunlop et al., 1997). Une des conséquences de ce résultat est que le champ induit est potentiellement biaisé (jusqu'à une valeur maximum de 27° ; cf. Annexes Tableau A 1) par rapport à l'orientation du champ ambiant, du fait de l'anisotropie de susceptibilité à l'échelle de l'échantillon. De plus, à cause de la forte susceptibilité des roches étudiées (>1 SI), une anisotropie de forme devrait apparaître à l'échelle du corps entier présent dans la croûte terrestre faiblement magnétique, ce qui mènerait à une déviation encore plus importante dans la direction d'allongement principale (voir la discussion sur l'aimantation de la serpentinite, Rochette, 1994). Ceci implique que l'hypothèse, souvent implicitement admise, d'une simple aimantation induite parallèle au champ ambiant n'est potentiellement pas optimale pour de telles roches.

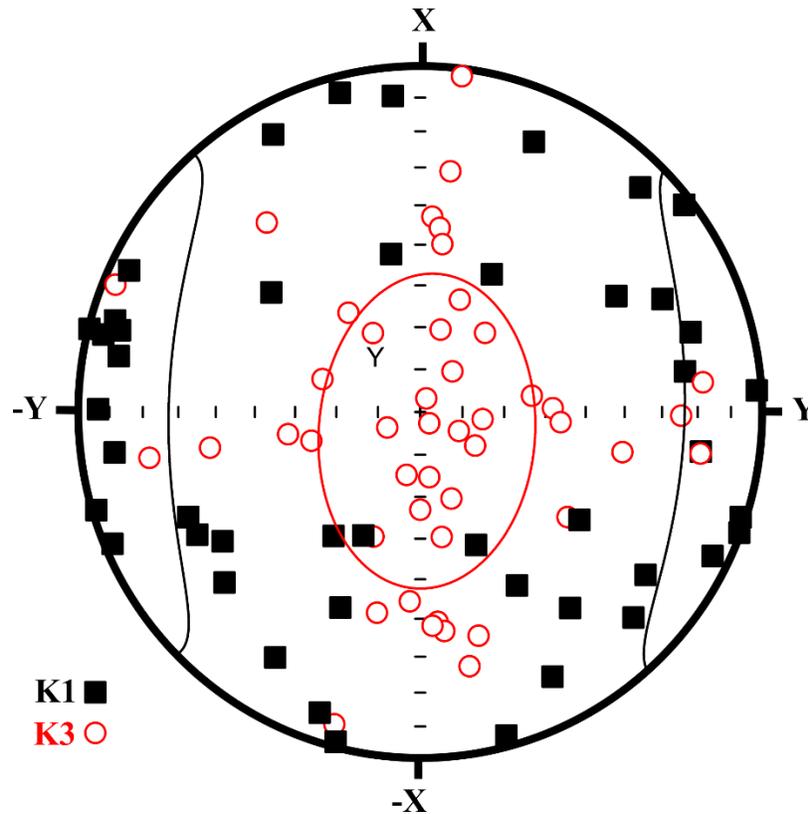


Figure 42: Projections stéréographiques des directions de susceptibilité maximum (K1) et minimum (K3). Chaque point correspond à un des fragments de carotte sélectionnés pour l'étude de la minéralogie magnétique. Les contours représentés correspondent aux angles de confiance.

L'âge précambrien des formations de BIF implique qu'elles aient été impactées par un grand nombre d'évènements géologiques et tectoniques susceptibles de les avoir déformées et enfouies à de très grande profondeur au sein de ce qui est aujourd'hui le socle (Dentith et al., 2014). De même, à en juger par le faciès métamorphique de nos échantillons, décrits par Bronner (1990) comme un faciès de haute pression et haute température de type granulitique, il paraît raisonnable d'extrapoler la présence de BIFs au sein des couches profondes de la croûte supérieure, moyenne, voire inférieure. On sait que le faciès granulitique correspond environ à un enfouissement à une profondeur de 50 km, par conséquent il est légitime d'imaginer la présence des BIFs jusqu'à cette profondeur maximum.

Les quelques coupes géologiques issues de campagnes de terrain et de données d'exploration minière (Bronner, 1990) montrent un plissement important des couches ferrugineuses dans la région de la dorsale Reguibat. Le contexte est

approximativement le même en Afrique Centrale, où les BIFs sont considérés comme la source potentielle de l'anomalie magnétique de Bangui (Ouabego et al., 2013) : les formations ne reposent pas de façon tabulaire, mais sont profondément plissées et remaniées dans la croûte.

L'impact potentiel du métamorphisme de haute intensité sur les propriétés magnétiques des roches est suffisamment vaste pour empêcher toute prédiction de ses effets précis sur nos échantillons. Les effets de la déformation physique vont de la rotation du vecteur de l'ARN, à une perturbation de son intensité globale, tandis que les changements minéralogiques à haute pression et haute température (tels la chloritisation de la magnétite dans les roches magmatiques) sont susceptibles d'altérer profondément la minéralogie magnétique intrinsèque de la roche (parfois jusqu'à l'éradiquer totalement). Il est néanmoins important de signaler que même dans le cas d'un métamorphisme intense, des minéraux magnétiques peuvent subsister inchangés (Dunlop et al., 1997).

Certaines roches sédimentaires montrent une forte sensibilité au métamorphisme (Rochette, 1987), mais il s'agit principalement d'altération de la magnétite et de création de pyrrhotite, ce qui à terme conserve la susceptibilité magnétique globale. Aucun de nos échantillons ne montrant de signe significatif de telles modifications, et puisque les sources magnétiques présentes dans la croûte peuvent subsister même à d'importantes profondeurs (Ferré, et al., 2013 ; Demory, et al., 2013 ; Li, et al., 2015 ; Launay, et al., 2017), l'impact du métamorphisme sur les paramètres magnétiques de nos sources en profondeur reste flou. Pour éclaircir ce point, il serait intéressant d'avoir accès à un panel de BIFs issus de forages profonds en différents endroits du globe (voir Klein, (2005) pour une synthèse), afin de réaliser une étude extensive portant sur leurs propriétés magnétiques. .

L'Effet Hopkinson

L'effet Hopkinson est un phénomène observé lors de la désaimantation thermique d'un échantillon.

Lors d'une augmentation de température sous un champ ambiant faible (Nagata, 1961), on observe une augmentation de l'aimantation induite (donc de la susceptibilité) au voisinage du point de Curie (Hopkinson, 1889). Ce phénomène, observé initialement pour le fer, est présent également chez certains minéraux ferromagnétiques. Il est notamment valable pour un assemblage de grains

monodomaines, et a pu être observé dans un grand nombre de roches ainsi que chez les minéraux associés. (Nagata, 1961 ; Radhakrishnamurty & Likhite, 1970 ; Dunlop, 1974)

La variété des températures de blocage des particules magnétiques dans une roche est la cause de l'épaisseur du pic de Hopkinson : les pics « élémentaires » correspondant aux différentes espèces magnétiques se superposant en un pic global plus étalé. Dans le cas de gros grains multidomaines la température de blocage est proche du point de Curie, causant un pic plus étroit (Dunlop, 1974). Pour les roches et minéraux naturels, le pic est généralement formé d'une augmentation de la susceptibilité par un facteur compris entre 1.5 et 3 (Collinson, 1983).

Le phénomène est relativement bien documenté sur les basaltes, notamment par (Radhakrishnamurty & Likhite, 1970) et Dunlop (1974) émet l'hypothèse qu'il soit à l'origine des anomalies magnétiques qui semblent impliquer une susceptibilité supérieure à ce qui est mesuré en surface. En effet, La température augmentant avec la profondeur, il semble donc légitime d'imaginer des valeurs de K plus élevées dans la croûte profonde, au voisinage de l'isotherme de Curie.

Cet effet est largement ignoré dans les différentes modélisations du magnétisme de la croûte terrestre (Purucker & Clark, 2011).

Dans le cas de nos échantillons, on observe des pics de Hopkinson atteignant jusqu'à 140% de la valeur de susceptibilité à température ambiante (Figure 36). L'augmentation de susceptibilité a lieu tout au long de la chauffe, et est relativement progressive jusqu'à 550°C. On observe en revanche jusqu'à 11% d'augmentation entre 550°C et la température de Curie de l'échantillon, soit la fourchette approximative au sein de laquelle se situe le pic *sensus stricto*.

A la lumière de ces résultats, il paraît plus surprenant encore qu'un tel phénomène n'ait jamais été pris en compte dans les tentatives de compréhension et de modélisation de la croûte terrestre. En effet, ce que suggèrent les valeurs ci-dessus, c'est qu'au voisinage de l'isotherme de Curie, la susceptibilité des roches pourrait être beaucoup plus forte que ce qui est actuellement considéré comme probable au vu des observations de terrain. Pour une profondeur entre 57 et 60 km (correspondant approximativement à l'isotherme de Curie dans les zones de cratons) ou entre 18 et 20 km (pour une croûte plus mince, Negi, et al., 1987), la

susceptibilité des roches est donc potentiellement sous-estimée de près de 40%, tandis qu'une erreur moindre mais néanmoins loin d'être négligeable affecte sans doute les modèles pour des profondeurs plus faibles.

2.6.4 Importances relatives de la rémanence et de l'induction

L'un des résultats principaux de ces mesures est l'écrasante proportion de rapports de Koenigsberger dont la valeur est supérieure à 1. Ceci implique que l'aimantation rémanente des roches échantillonnées est au moins égale – et la plupart du temps très supérieure – à leur aimantation induite sous une valeur de champ telle que rencontrées en Mauritanie. Quelle que soit la cause minéralogique de ces valeurs, elles signifient une chose : on ne peut pas ignorer la composante rémanente si l'on souhaite modéliser une source magnétique avec les paramètres mesurés sur ces roches ferrugineuses.

Malgré cela, les différentes tentatives déjà effectuées pour proposer un modèle de source des anomalies magnétiques se sont souvent concentrées sur la composante induite de la croûte, sans prendre en compte une quelconque rémanence. Dans le cas précis de l'anomalie ouest africaine, seul le modèle de Toft et Haggerty (1986), propose explicitement une source dotée d'une aimantation rémanente. Le modèle le plus récent proposé par Whaler et Langel (1996) ne pose quant à lui pas d'hypothèse concernant la nature de l'aimantation, tandis que celui de Ravat (1989) néglige tout phénomène de rémanence.

Dans tous les cas, et ce même pour les modèles de sources d'autres anomalies magnétiques majeures, les valeurs de rémanence prises en compte sont toujours relativement faibles, surtout comparées à celles mesurées sur les BIFs (ARN postulée entre 0.6 et 3.2 A/m pour les anomalies de Kursk et d'Afrique de l'ouest (Ravat et al., 1993 ; Toft et al., 1986) contre une valeur moyenne de 146.5 A/m sur les échantillons mauritaniens).

2.6.5 Comparaison avec d'autres échantillons de BIFs

De la comparaison entre les résultats présentés ci-dessus et les propriétés magnétiques d'autres formations ferrugineuses dans le monde (Table 4), il ressort que la principale caractéristique des échantillons de BIFs mauritaniens est une aimantation globale d'une intensité sans équivalent. On observe des valeurs de susceptibilité 2 à 5 fois supérieures à celles d'autres BIFs ou quartzites

2.6 Résultats et interprétation

ferrugineuses, tandis que la rémanence est de 4 à 6 fois supérieure en moyenne à celle de roches équivalentes.

Dans l'ensemble, on est donc frappé par l'intense magnétisme de ces roches, et de telles propriétés permettent sans aucun doute de justifier l'hypothèse selon laquelle ces BIFs pourraient être une des principales sources de l'anomalie magnétique ouest-africaine. Néanmoins, si ces roches possèdent bien une aimantation de loin supérieure à leurs équivalents en provenance d'autres zones d'anomalies magnétiques, cela signifierait que cette hypothèse nécessite, pour être généralisée, d'imaginer des dépôts de taille bien supérieure à ce qui est postulé en Mauritanie.

Table 4: Tableau synthétisant les propriétés magnétiques de différentes formations de fer à l'échelle mondiale.

Roche/Porteur magnétique	Localisation	ARN (A/m)			Susceptibilité (10^{-3} SI)			Source
		min	max	moy	min	max	moy	
Formations à Hématite et Ilménite	Rogaland (Norvège), anomalie de Bjerkreim-Sokndal	-	74	30,6	-	-	80	(McEnroe et al., 2004)
Quartzite à magnétite	Anshan (Chine)	8	512	33	100	3220	224	(Fan et al., 2014)
Quartzite Ferrugineuse	Anshan (Chine)	2	867	22,7	0	2670	270	(Fan et al., 2014)
BIFs	Hamersley Basin (Australie)	2.10^{-3}	32	-	3,6	540	-	(Guo et al., 2011)
BIFs (Itabirite)	Région de Bangui (Rep. Centrafricaine)	0.8	76.4	-	2	2,6	-	(Ouabego et al., 2013)
Taconite	District de Mesabi (Minnesota)	-	-	-	276	804	594	(Bath 1962)
Formations de fer (Hématite/magnétite)	Peculiar Knob (Australie)	0.256	227	79,2	3,5	702	222	(Schmidt et al., 2007)
BIFs	Région de la Kediat Ijil (Mauritanie)	$1,8.10^{-2}$	1350	156	5,5	3400	1040	Présente étude

2.7 Conclusion

On aura pu voir ici les différentes caractéristiques magnétiques des roches ferrifères de la dorsale Reguibat, desquelles ressort une aimantation extrêmement intense, qu'il s'agisse de la rémanence ou de l'aimantation induite. Ces roches possèdent donc une signature magnétique particulière, même au regard des BIFs en provenance d'autres régions cratoniques, suggérant qu'elles puissent effectivement avoir un impact fort sur le paysage magnétique de la région.

Un éclairage a été apporté sur leur minéralogie magnétique. De forts rapports de Koenigsberger semblent indiquer une prédominance marquée de l'aimantation rémanente, signe habituel d'une abondance d'hématite. Néanmoins, cette hypothèse est démentie par tous les autres paramètres, indiquant une domination de la magnétite quasi-pure à gros grains multidomaine. Malgré cette question qui reste en suspens, l'importance notable de l'ARN pose la question de son statut dans les modèles existants. Souvent ignorée ou sous-estimée, la rémanence apparaît ici comme un paramètre potentiellement déterminant des sources magnétiques crustales.

La mise en évidence des températures de Curie de nos échantillons, si elle apporte un éclairage précieux sur leur minéralogie magnétique, pose une autre question. En effet, si on connaît relativement bien l'effet de la température sur le magnétisme des roches et minéraux, il en va tout autrement de la pression. Les roches présentes dans la croûte terrestre sont potentiellement soumises à des pressions de l'ordre du GPa, or l'impact de telles conditions sur leur magnétisme n'est que peu connu. On s'intéressera donc dans la partie suivante à l'impact de la pression sur le magnétisme de certains minéraux, afin de mieux contraindre les modèles mettant en jeu la croûte profonde.

Partie 3 : L'impact de la pression sur le magnétisme des minéraux

Introduction :

On a mis en évidence, dans la partie précédente, l'extrême richesse en magnétite des échantillons de roches ferrifères provenant d'Afrique de l'Ouest, ainsi que l'intensité de leurs caractéristiques magnétiques. Cependant, il s'agit là d'informations récoltées sur des échantillons dans des conditions atmosphériques. De telles roches, même rigoureusement identiques aux échantillons susmentionnés, ne sauraient présenter les mêmes propriétés une fois placés dans des conditions physiques radicalement différentes. Or, si l'effet de la température sur les propriétés magnétiques des minéraux est relativement bien connu, il en va autrement de la pression. Ses effets sur le magnétisme sont mal connus, encore peu étudiés, et susceptible d'impacter d'éventuelles sources magnétiques en profondeur dans la lithosphère. On s'attachera donc ici à mettre en évidence et à quantifier l'influence d'une pression hydrostatique sur la magnétite, principal minéral magnétique des roches ferrifères mauritaniennes.

(Les résultats présentés ici le sont sous la forme d'un article publié dans *Geophysical Research Letters* en 2017. Ont été ajoutées quelques figures supplémentaires, accessibles en pages suivantes.)

Résumé :

Les sources géologiques des anomalies magnétiques à grande échelle sont encore mal connues aujourd'hui. Il est nécessaire, pour améliorer notre connaissance de ces objets, de comprendre le comportement magnétique des roches et des minéraux lorsqu'ils sont soumis aux conditions de pression et de température caractéristiques de la croûte profonde. L'impact de la pression lithosphérique, en particulier, est mal connu, et la plupart du temps négligé dans les modèles numériques représentant les sources géologiques des anomalies magnétiques. On présente ici des résultats d'acquisition d'aimantation thermo-rémanente (TRM, pour Thermal Remanent Magnetization), et de désaimantation thermique pas à pas, sur des échantillons de titanomagnétite synthétique sous forme de poudre dispersée. Ces expérimentations se font à l'intérieur d'une cellule de pression hydrostatique amagnétique (Figure 43), jusqu'à 1 GPa. La TRM est mesurée après chaque cycle thermique (Figure 44), grâce à un magnétomètre cryogénique. On constate une augmentation de la température de Curie (initialement comprise entre 50 et 70°C) en fonction de la pression, principalement entre 0.3 et 0.6 GPa, de l'ordre de 20

K/GPa. L'intensité de la TRM augmente également avec la pression, jusqu'à atteindre 200% de sa valeur initiale à 675 MPa. Il est cependant à noter que les variations de pression à l'intérieur de la cellule, causées par l'augmentation de la température, tendent à compliquer l'interprétation.

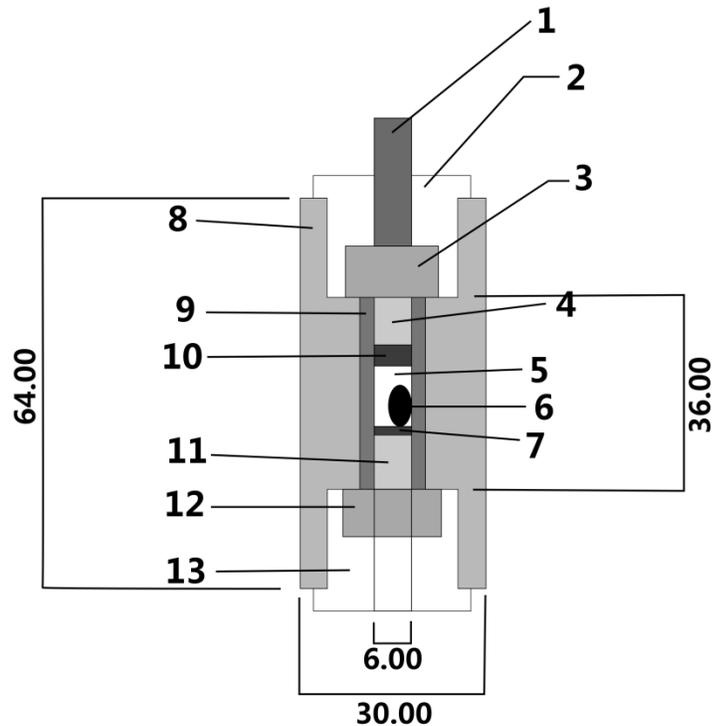


Figure 43: Schéma en coupe longitudinale de la cellule de pression utilisée pour contenir les échantillons. Toutes les longueurs sont indiquées en millimètres. (1) Piston ; (2) Vis de serrage supérieure ; (3 et 12) Supports des pistons ; (4 et 11) Pistons intérieurs ; (5) Médium de transmission de la pression ; (6) Échantillon ; (7 et 10) extrémités de la capsule en teflon ; (8) Partie externe en alliage de titane ; (9) partie interne en « alliage russe » ; (13) Vis de serrage inférieure.

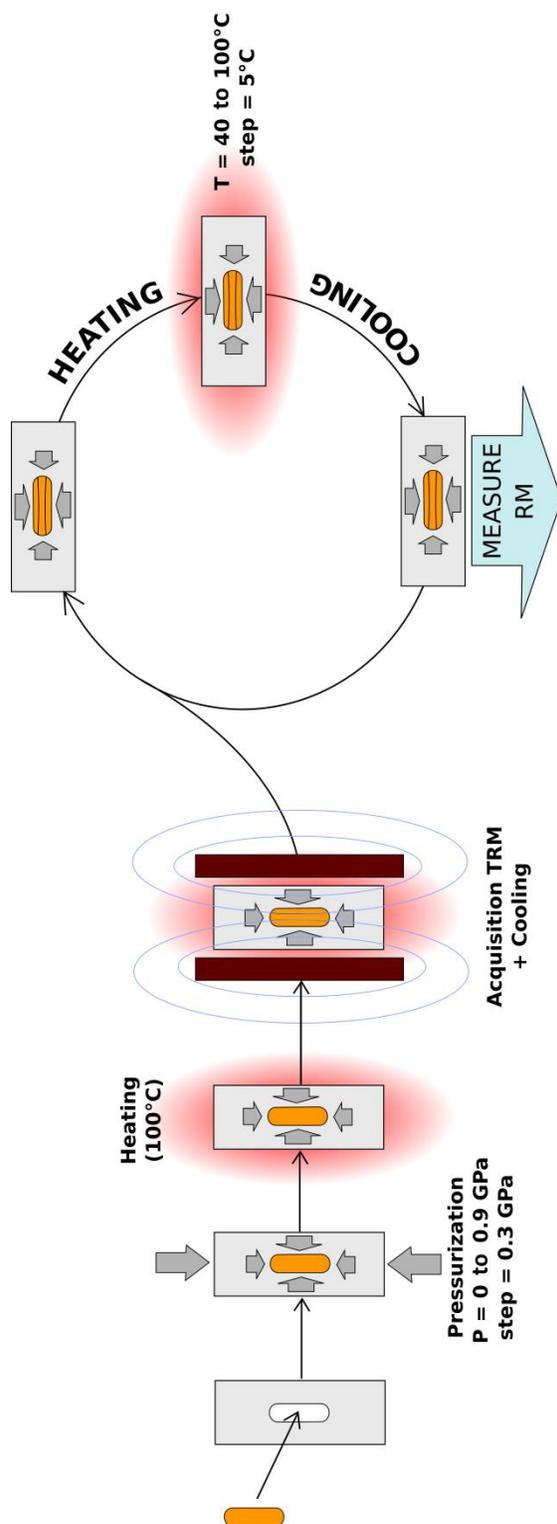


Figure 44: Schéma synthétisant les différentes étapes du protocole utilisé lors des expériences à haute pression.

Thermoremanence acquisition and demagnetization for titanomagnetite under lithospheric pressures.

Nicolas Launay¹, Pierre Rochette¹, Yoann Quesnel¹, François Demory¹, Natalia S. Bezaeva^{2,3} and Dominique Lattard⁴

¹Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, UM34, Aix-en-Provence, France

²Institute of Physics and Technology, Ural Federal University, Ekaterinburg, Russia

³Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia

⁴Institute of Earth Sciences, Heidelberg University, Heidelberg, Germany

Key Points:

- Titanomagnetite unblocking temperature increases with pressure at a rate of 10-20 K/GPa.
- Thermoremanent magnetization acquired under pressure higher than 400-600 MPa is twice as strong as TRM acquired at atmospheric pressure.
- Results suggest that the magnetized part of the lithosphere is thicker than currently considered, and that 50 to 60% of its magnetization may be underestimated.

Abstract :

The geological sources of large-scale lithospheric magnetic field anomalies are poorly constrained. Understanding the magnetic behavior of rocks and minerals under the pressures and temperatures encountered at large crustal depths is particularly important in that task. The impact of lithospheric pressure is not well known and most of the time neglected in numerical models of the geological sources of magnetic anomalies. We present thermal remanent magnetization (TRM) acquisition, and stepwise thermal demagnetization on synthetic titanomagnetite dispersed powder, within an amagnetic cell under hydrostatic pressure up to 1 GPa. TRM is measured after thermal cycling within a cryogenic magnetometer. Pressure-dependent increase in the Curie temperature (initially in the 50-70°C range) is observed, mostly between 0.3 and 0.6 GPa, on the order of 20 K/GPa. TRM intensity also increases with pressure up to 200% at 675 MPa, although the pressure variation with temperature inside the cell complicates the interpretation.

1 Introduction

The Earth's lithosphere magnetization is governed by the different magnetic properties of its constituent rocks and by the pressure and temperature (P, T) conditions. The geological sources of large-scale lithospheric magnetic field anomalies are poorly constrained, even if satellite and airborne measurements of Earth magnetic field show that they should lie partly or mostly in the deep crust [Langel and Hinze, 1998; Vervelidou et al., 2015]. Data from the current ESA Swarm satellite mission help to better characterize small-scale features of the lithospheric magnetic field [Thébault et al., 2016], but we are still missing good models concerning the deepest (and somehow long-wavelength) possible magnetization. Indeed, the characterization of these sources from magnetic field data needs forward and inverse numerical modeling, which cannot provide unique solutions. A recent example concerns the expected magnetization of the upper mantle in some geodynamic context [Ferré et al., 2014; Friedman et al., 2014] which should be taken into account in the source numerical models constrained by satellite data. Therefore, understanding the magnetization of rocks at large crustal depths becomes fundamental for constraining the nature and characteristics of magnetic sources in the models.

While the effect of high temperatures on the magnetic properties of minerals has been well known for half a century [Dunlop et al., 1997], the impact of pressure is still unclear [Samara and Giardini, 1969], in particular regarding thermoremanence (TRM) acquisition.

Pressure-induced changes in the properties of magnetic minerals at room temperature (RT: 293 K or 20°C) have been rather extensively studied. Anvil-type apparatuses with solid confinement of the samples are commonly used in such studies, allowing pressure up to several GPa [Gilder et al., 2008]. Unfortunately, such an apparatus generates significant deviatoric stresses which do not reproduce the condition of natural hydrostatic pressure in the deep lithosphere. Furthermore, deviatoric plastic strain affects irreversibly the magnetic properties of the sample. To avoid this issue, hydrostatic pressure transmitted in a pressure cell via a liquid medium may be used [Demory, et al., 2013]. Such solution, used here, limits the maximum pressure available to 2 GPa (~70 km depth) which is relevant for lithospheric magnetization models.

Concerning remanence the demagnetizing effect of hydrostatic pressure, even though lesser than the one generated by deviatoric stress, has been emphasized for terrestrial and extraterrestrial minerals and rocks [Pearce et al., 1981; Bezaeva et al., 2007]. Isothermal remanence (IRM) acquisition under pressure has shown that both IRM intensity and coercivity can significantly increase under pressure, [Gilder, et al., 2004; Gilder, et al., 2008; Demory, et al., 2013]. Magnetic measurements under variable temperature in the GPa pressure range are rare. Schult [1970] determined the Curie point of titanomagnetite at pressures up to 6 GPa, revealing an increase between 10 and 18 K/GPa depending on titanium content (see also Samara and Giardini, [1969] for pure magnetite). Recently, by cycling our pressure cell from 240 to 293 K, we have shown that the hematite Morin transition temperature increases linearly with pressure up to 1.6 GPa at a rate of 25 K/GPa [Bezaeva, et al., 2015].

Though some of these results were primarily gathered in order to understand the effect of meteor impacts on the magnetism of shocked rocks, they can also be applied to the magnetization of deep crustal rocks. The purpose of the present contribution is to provide a study focused on thermal magnetization and demagnetization of magnetic minerals under deep lithospheric pressures.

2 Samples and Methods

TRM acquisition and demagnetization under pressure were measured on synthetic titanomagnetites with Curie point values close to RT, because our pressure cell works best at temperatures slightly above RT.

Two samples, described in detail by [Engelmann et al., 2010], were selected: F57 x 3 and 6F72 x 4.4, hereafter named LS57 and LS72. They were synthesized at atmospheric pressure by heating mixtures of iron and titanium oxides at 1100°C for 93 h (LS57) and 1300°C for 20 h (LS72) under controlled oxygen fugacity conditions (with CO/CO₂ gas mixtures). Products are polycrystalline mixtures of titanomagnetite and ilmenite (modal proportions available in supplementary material), with titanomagnetite grain size in the 50-100 μm range, i.e. large multidomain. Indeed hysteresis measurements up to 1 Tesla (measured using a Micromag VSM) reveal a Mrs/Ms ratio of 0.02 (0.06 for LS57) with remanent coercivity (Bcr) of 2 mT. To increase remanence intensity and stability we finely powdered the samples in an agate mortar and dispersed the powder into epoxy resin. Hysteresis measurements

show pseudo-single domain characteristics of the processed samples (suppl. Table S1). Published Curie point values were obtained using magnetic susceptibility versus temperature measurements [Engelmann, *et al.*, 2010]. The titanium substitution ratio ($x=0.73$ for LS72 and $x=0.74$ for LS57) have been determined from electron microprobe analyses of 10 single grains of titanomagnetite in each sample. As the samples were saturated in a 1 T field during VSM measurement, triaxial alternating field demagnetization at 120 mT was applied using the 2G Enterprises DC SQUID Magnetometer prior to the pressure experiment.

Our experimental setup consists of an amagnetic high-pressure cell of piston-cylinder type capable of transmitting hydrostatic pressure to the sample. Our pressure cell is similar to the cell described in [Sadykov, *et al.*, 2008] but is entirely made of "russian alloy" (NiCrAl) and has an inner diameter of 8 mm allowing maximum calibrated pressure of 2GPa. The cell is designated specifically to enter into the bore of the 2G inline system used for our remanence measurements. Inside the cell itself, the sample is contained in a teflon capsule filled with inert polyethylsiloxane (PES-1) liquid. The actual pressure at room temperature is about 10% less than the pressure estimated from the known external load [Sadykov, *et al.*, 2008].

For each sample, the following protocol was applied: the sample was placed in the cell under a pressure P , then given a uniaxial thermoremanent magnetization along the Z axis. For this, the couple cell-sample was heated at 100°C and placed inside a coil for cooling, under a 751 μ T uniaxial field, until it reached RT (20°C). Then a series of thermal demagnetization steps was applied, from 20 to 80°C by steps of 5°C, and from 80 to 110°C by steps of 10°C. After each step, the sample was cooled in a magnetically shielded room at RT and the remanent magnetization (RM) was measured using the 2G Enterprises DC SQUID Magnetometer. This protocol was iterated for atmospheric pressure, as well as for 300, 600 and 900 MPa.

The Z axis magnetization is corrected for the residual magnetization measured after reheating in zero field to the maximum temperature. By this way both the sample magnetization carried by impurities of higher Curie point (including the residual IRM produced by the hysteresis measurement), and the cell magnetization independent of temperature, are removed.

The magnetization of the cell itself was tested prior to the experiment by applying the same protocol to it, and its maximum was found to equal 2% of the weakest initial magnetization. This value was then subtracted from all our data.

Table 1: Various values used to correct raw data from the impact of pressure demagnetization. P_i = initial pressure applied; T_c = Curie temperature estimated from our samples' unblocking temperatures; P_r = effective pressure at T_c ; $\Delta P = P_r - P_i$; ΔTRM = TRM variation caused by pressure change ΔP . The two options discussed in the text for TRM correction are reported with the lower correction in brackets.

Sample	P_i (MPa)	T_c (°C)	P_r (MPa)	ΔP (MPa)	ΔTRM (% initial TRM)	measured TRM (μAm^2)	corrected TRM (μAm^2)
LS72	0.1	100	0.1	0	0.0	10.00	10.00
	337	100	581	244	-47.3 [-23.7]	4.29	8.15 [5.62]
	675	105	1084	409	-57.5 [-28.8]	8.40	19.7 [11.8]
	1012	110	1445	433	-58.3 [-29.2]	6.05	14.5 [8.54]
LS57	0.1	55	0.1	0	0.0	1.01	1.01
	337	60	465	128	-31.5 [-15.8]	1.10	1.61 [1.31]
	675	60	875	200	-40.6 [-20.3]	1.10	1.86 [1.39]
	1012	75	1281	269	-46.2 [-23.1]	0.745	1.39 [0.969]

3 Correction of the pressure demagnetizing effect

During the heating steps, thermal dilatation of cell components increased the pressure experienced by the sample, and an associated pressure demagnetization was produced [Bezaeva, et al., 2010]. This effect had to be estimated and our results corrected for its influence. The initial TRM acquisition also occurs at a higher pressure than the nominal RT one. The pressure change inside the cell was first calculated as a function of applied temperature, following the model of Bezaeva, et al. [2015], using the thermal expansion parameters of the cell and of the PES-1 liquid:

$$\Delta P = -\frac{\Delta T}{\beta} \left[\alpha^* \left(1 + \frac{V_S}{V_L} \right) - \alpha \right]$$

where ΔT is the variation of temperature (in K); α and α^* are volume thermal expansion coefficients (in 1/K) of PES-1 and Russian alloy, respectively; β is the coefficient of volume compressibility of PES-1; V_S is the sample volume, and V_L is the PES-1 volume. $\alpha \sim 8.5 \cdot 10^{-4}$ 1/K. α^* for Russian alloy is $33.47 \cdot 10^{-6}$ 1/K (T=333K), $34.28 \cdot 10^{-6}$ 1/K (348K), $35.65 \cdot 10^{-6}$ 1/K (373K), $35.92 \cdot 10^{-6}$ 1/K (378K) and $36.20 \cdot 10^{-6}$ 1/K (T=383). These calculated values from *Bezaeva, et al. [2015]* are in accordance with our experimental data on linear thermal expansion coefficient of Russian alloy for 333K 348K and 373K. β values were taken from [*Kagramanyan, 1984*] for suitable P,T conditions (see Table 1). $V_S \sim V_L/9$. Note that this overpressure linked to heating does not apply to the 0 GPa experiment as the piston was not locked allowing dilatation without pressure increase. To estimate the pressure demagnetization of our samples, a series of pressure steps were performed at RT: after acquisition of TRM at atmospheric pressure with the same protocol as described previously, each sample was successively put under constant discrete pressures in the range 0 to 1.4 GPa with steps of 0.2 GPa. Again, after each step, remanent magnetization was measured, using the same setup as before. We were then able to quantify the demagnetizing effect of different pressure values. Finally, we used these results and added them to our data, to access the remanent magnetization corrected from pressure-induced demagnetization (Table 1). This correction is based on the assumption that pressure decrease or increase produce equal demagnetization, as suggested by *Gilder et al [2006]*. More precisely, this means that pressurizing TRM acquired at 0 MPa from 0 to 200 MPa at RT has the same effect as depressurizing TRM acquired at 1000 MPa from 1000 MPa to 800 MPa at variable temperature from Curie point to RT. This is qualitatively suggested by Fig.2 of *Gilder et al. [2006]* at RT for SD magnetite. However, the analysis of their data table indicates for the 3d compression (from 0.16 GPa) a 16% demagnetization after a first 0.69 GPa increment, while the two decompressions from 2.1 GPa generate a 10 (8) % for a .63 (.65) GPa first decrement. We did not consider the first compression data as the sample obviously suffered irreversible changes in the initial steps. These limited data may suggest that the decompression does not produce equal demagnetization than compression, but only half of it, at RT. On the other hand the fact that in our case decompression occurs just below Curie point, i.e. with a remanent coercivity lower than at RT, should enhance the efficiency of demagnetization as said efficiency increases for decreasing coercivity [*Bezaeva et al., 2010*]. Therefore we propose two possible corrections: one with the equal effect of decompression and compression,

and one with half as much effect. The range of temperatures at which our study took place was limited to values inferior to 110°C in order to avoid too high pressure increase which the cell could not withstand.

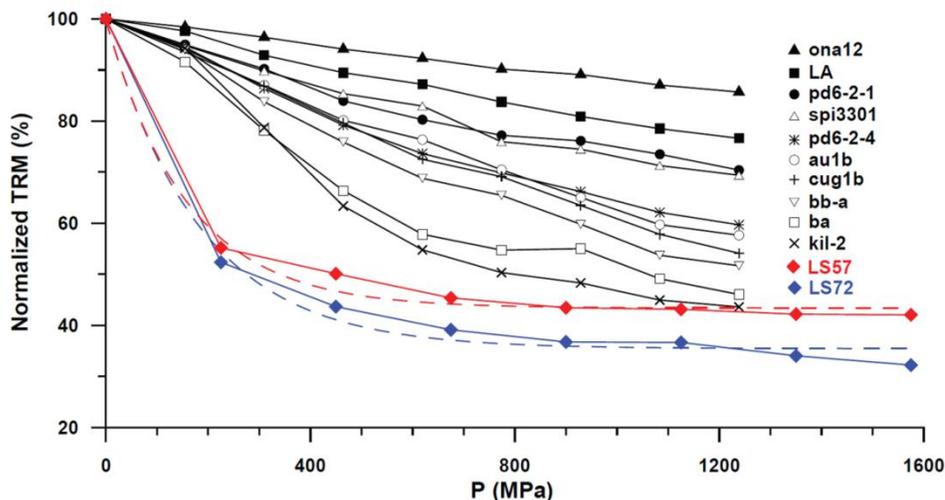


Figure 1: Normalized TRM as a function of applied pressure (P) at room temperature. It is important to note that our data are presented together with the data by Bezaeva, et al. [2010] obtained for SIRM pressure demagnetization experiments on titanomagnetites. For our data, the solid lines join the measured values, while the dotted lines represent the best-fit trend curves. The trend curves equations are, for LS57 and LS72 respectively: $y=56.4*\exp(-0.0063*x)+43.4$ and $y=64.25*\exp(-0.0054*x)+35.43$

4 Results

The pressure demagnetization experiments show a TRM decrease to about 55% of the initial magnetization at P=200MPa, for both samples (Figure 1). For P between 400 and 1600 MPa, the curves reach a plateau with TRM values between 50 and 40% for LS57, and between 45 and 30% for LS72.

Results of thermal demagnetization for the samples under various pressures are shown in Figure 2. The LS57 sample appears to produce a less stable signal, likely due to its lower Curie point and to lower magnetization caused by the smaller titanomagnetite content in the sample.

At ambient pressure the unblocking temperature spectra of the TRM acquired at 100°C can usually be used to estimate a Curie temperature, at the sharpest drop of

remanence. For LS57 the corresponding temperature is between 45 and 55 °C, while for LS72 we observe a continuous drop between 55 and 100°C. This is significantly higher than the T_c estimated from susceptibility measurements. Such discrepancy is typical of titanomagnetite according to our experience on basalts. Figure 2 shows that the Curie temperature increases with pressure as shown by a progressive shift of the unblocking temperature. In the case of LS72, it is clear that the unblocking temperature is close to 100°C. The shift can be roughly estimated to 10-20 K/GPa, in the range previously reported: 10 K/GPa for $x= 0.75$ [Schult, 1970]. This is lower than the reported values for pure magnetite 18 to 23 K/GPa [Samara and Giardini, 1969; Schult, 1970].

For the LS72 sample, this increase is correlated with a steepening of the slope of the demagnetization curves: between 337, 675, and 1012 MPa the starting point of the main magnetization decrease shifts from 55-60°C to respectively 90°C and 100°C (Figure 2), and the demagnetization slope from $1.35 \cdot 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{C}^{-1}$ to $4 \cdot 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{C}^{-1}$. For both samples we observe variations of TRM intensity at RT as a function of applied pressure (Figure 3). Uncorrected values increases up to 675 MPa for LS57 and in between 337 and 675 MPa for LS72. These increases are more pronounced after correction with a pressure-related increase of acquired TRM of 50-100% (depending on sample and correction option). For both samples, we also observe a decrease of TRM above 675 GPa.

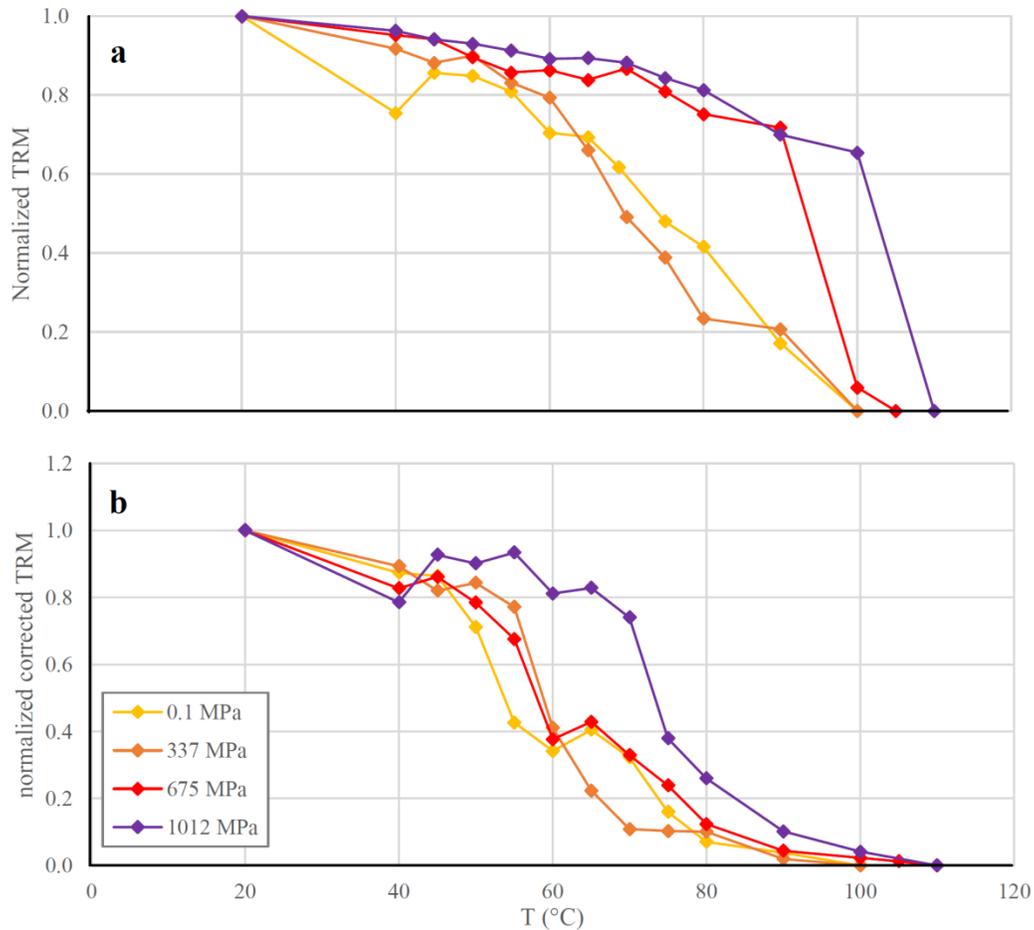


Figure 2: Normalized corrected Z intensity of TRM for both samples as a function of demagnetization temperature, for different pressures. (a)LS72 values. (b) LS57 values. Indicated pressure values correspond to P_i (see Table 1).

5 Discussion

The TRM decrease at 1GPa for LS72 could be partially explained by the fact that, due to the limitations of our cell, the TRM of our samples is acquired at a maximum temperature of 110°C. It is possible that the Curie temperature, increasing with pressure, exceeded 110°C at 1 GPa, thus preventing our sample from recording the full TRM spectra compared to lower pressure experiments. Similar experiments at higher temperatures would be needed to validate this hypothesis. Nevertheless, since LS57 Curie temperature is lower than 100°C, the same phenomenon cannot

Partie 3 : L'impact de la pression sur le magnétisme des minéraux

explain the 1 GPa RT magnetization decrease for this sample. This suggests that several combined processes may lead to the RT remanent magnetization variations under pressure. The angle of atomic bonds within the crystal structure should not be impacted by hydrostatic pressure [Gilder, et al., 2004], but the change in the demagnetizing slope could indicate that the sample evolved toward a more single domain-like state. However, these results need to be reproduced with other types of samples in order to calibrate the influence of the nature of the sample on the experiment.

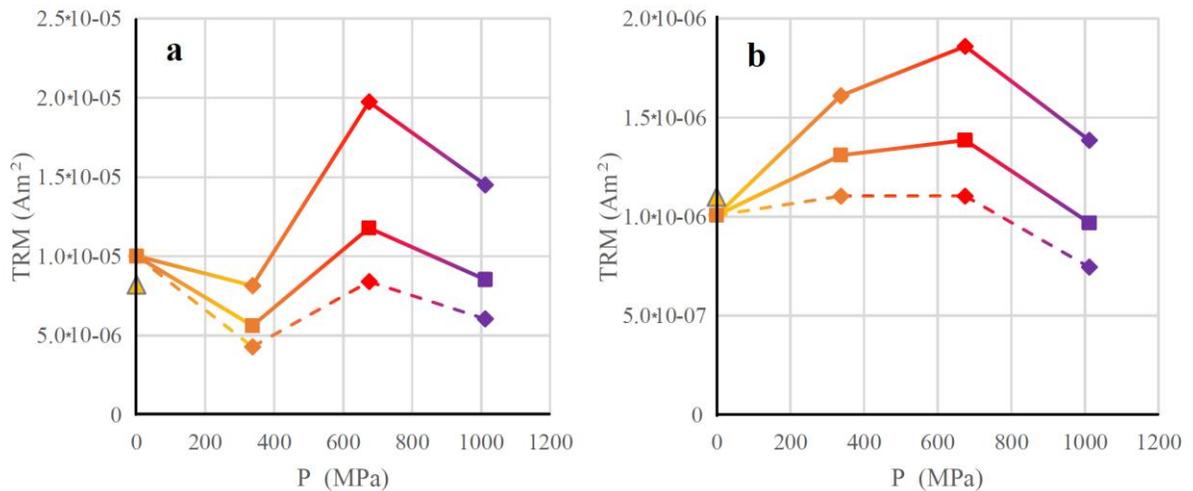


Figure 3: Z axis TRM at room temperature (RT) as a function of applied pressure for LS72 (a) and LS57 (b). Dotted lines join the measured values, and solid lines join the corrected values in the two hypothesis discussed in the text (squares = lower correction, diamonds = higher correction). The outlined triangles represent TRM acquired under atmospheric pressure after decompression from 1 GPa.

Nevertheless, the Curie isotherm depth is usually calculated using reasonable estimations of the (potentially stable) thermal gradient of the crust/lithosphere and/or by processing the magnetic field anomaly data [Mayhew, 1982; Blakely, et al., 1986; Bouligand, et al., 2009], considering magnetite as the main carrier of the crustal/lithospheric magnetism [Langel, et al., 1998]. The 10°C shift in T_c revealed by our pressure experiments would then imply a shift of the Curie depth up to a value of 6%, depending on the thermal gradient.

For instance, the Curie isotherm can be as shallow as <1 km in some volcanic areas, as well as more than 60 km deep in the lithosphere under cratonic regions [Negi, et

al., 1987]. This implies the same variability for the importance of the modification that should be applied: in the regions with high thermal gradient, where the isotherm is shallow, the shift would only be of less than 100m. On the contrary, in lowest thermal gradient areas, the difference could reach 3 to 4 kilometers. Furthermore, since TRM acquired under pressure may be stronger than TRM acquired at atmospheric pressure, then a large part of the lithosphere magnetism could be underestimated. Our work shows a significant increase starting between 337 and 675 MPa (depending on the main magnetic mineral), this implies that rocks located below a depth limit oscillating between 13 and 20 km could have a magnetization two times higher than what is currently admitted.

This change could have an important impact on magnetic crustal models using deep sources, especially since most of the biggest magnetic anomalies on Earth are located inside cratons [*Ravat, et al., 1991; Langel, et al., 1998; Ouabego, et al., 2013*], where the corrected Curie depth has a chance to be the most different from the current one, and where the potentially overmagnetized part of lithosphere is the thickest. Stronger magnetization at large depths could also mean smaller sources in some models.

One has to keep in mind that without remanence, the magnetic layer necessary to explain the large magnetic field anomalies reaches too large depths [*Vervelidou, et al., 2015*]. *Usui, et al. [2015]* have also shown that lamellae exsolution may produce strong remanence at middle to lower crust depths, at least for granulite rocks exposed in cratonic regions. *McEnroe et al. [2004]* conducted pressure experiments on such granulite rocks and showed that hematite-ilmenite exsolutions are also good candidates to carry this magnetism. Not only the current P-T conditions and magnetic mineralogy influence the magnetism of crustal layers, but also their metamorphic degree [*Wang et al., 2015*], including low-T alterations. Nevertheless, many recent studies have shown that the magnetic layer may reach the mantle itself [*Ferré et al., 2013; Li et al., 2015*], which correlates with our results. Finally, such experimental studies have implications for other remanently-magnetized planetary lithospheres, like on Mars and the Moon, since most source models suggested large depths as the origin of the largest magnetic field anomalies [*Quesnel et al., 2007; Langlais et al., 2004; Takahashi et al., 2014*].

6 Conclusion

The hydrostatic pressure experiments conducted with a liquid confining media pressure cell up to 1012 MPa show that TRM acquisition and demagnetization of titanomagnetite is susceptible to pressure change. At higher pressures, the Curie temperature increases up to a measured maximum of +10°C at 1012MPa for both minerals compared to atmospheric pressure. The hydrostatic pressure applied allows us to free ourselves from the deviatoric strain, and make this experiment as close as possible to in situ deep crustal conditions. These results support the idea that pressure has to be taken into account when dealing with the crust magnetization, and especially when working with Curie isotherms. A correction of the currently admitted Curie depth might have to be considered, mostly for low thermal gradient cratonic regions, where it could be 3 to 4 km deeper than previously thought. In addition to that, we showed that the TRM acquired under pressure can be twice as strong as the one acquired under atmospheric conditions. Assuming that our results on Ti rich titanomagnetite can be extrapolated to nearly pure magnetite, these results suggest a new perspective about the sources of Earth magnetic anomalies.

Acknowledgments

Supporting data are included as three figures and one table in the supporting information; any additional data may be obtained by email to N.L. Work is supported by Act 211 Government of the Russian Federation, agreement No. 02.A03.21.0006 and is performed according to the Russian Government Program of Competitive Growth of Kazan Federal University. J. Gattacceca is thanked for his help on the pressure cell.

References

Bezaeva, N. S., P. Rochette, J. Gattacceca, R. A. Sadykov, and V. I. Trukhin (2007), Pressure demagnetization of the Martian crust: Ground truth from SNC Meteorites, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L23202, doi:10.1029/2007GL031501

- Bezaeva, N. S., P. Rochette, J. Gattacceca, R. A. Sadykov, and V. I. Trukhin (2010), Demagnetization of terrestrial and extraterrestrial rocks under hydrostatic pressure up to 1.2GPa, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 179, 7-20, doi:10.1016/j.pepi.2010.01.004
- Bezaeva, N. S., F. Demory, P. Rochette, R. A. Sadykov, J. Gattacceca, T. Gabriel, and Y. Quesnel (2015), The effect of hydrostatic pressure up to 1,61 GPa on the morin transition of hematite bearing rocks : implications for planetary crustal magnetization, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2015GL066306
- Blakely, R. J., and R. W. Simpson (1986), Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, 51, 1494-1498, doi:10.1190/1.1442197
- Bouligand, C., J. M. Glen, and R. J. Blakely (2009), Mapping Curie Temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization, *J. Geophys. Res.*, 114, B11104, doi:10.1029/2009JB006494
- Demory, F., P. Rochette, J. Gattacceca, T. Gabriel, and N. S. Bezaeva (2013), Remanent magnetization and coercivity of rocks under hydrostatic pressure up to 1.4GPa, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 3858-3862, doi:10.1002/grl.50763
- Dunlop, D. J., and O. Özdemir (1997), *Rock Magnetism : fundamentals and frontiers*, doi:10.1017/CBO9780511612794
- Engelmann, R., A. Kontny, and D. Lattard (2010), Low temperature magnetism of synthetic Fe-Ti oxide assemblages, *J. Geophys. Res.*, 115, B12107, doi:10.1029/2010JB000865
- Ferré, E. C., S. A. Friedman, F. Martin-Hernandez, J. M. Feinberg, J. A. Conder, and D. A. Ionov (2013), The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub-Moho magnetic sources, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1-6, doi:10.1029/2012GL054100
- Ferré, E., S. Friedman, F. Martin-Hernandez, J. Feinberg, J. Till, D. Ionov, and J. Conder (2014), Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic, *Tectonophysics*, 624-625, 3-14, doi:10.1016/j.tecto.2014.01.004
- Friedman, S., J. Feinberg, E. Ferré, F. Demory, F. Martin-Hernandez, J. Conder, and P. Rochette (2014), Craton vs. rift uppermost mantle contributions to magnetic anomalies in the United States interior, *Tectonophysics*, 624-625, 15-23, doi:10.1016/j.tecto.2014.04.023

Partie 3 : L'impact de la pression sur le magnétisme des minéraux

Gilder, S., M. Le Goff, J. Peyronneau, and J. C. Chervin (2004), Magnetic properties of single and multi-domain magnetite under pressure from 0 to 6 GPa, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L10612, doi:10.1029/2004GL019844

Gilder, S. A., M. Le Goff, and J. C. Chervin (2006), Static stress demagnetization of single and multidomain magnetite with implications for meteorite impacts, *High Pressure Res.*, 26(4), 539-547, doi:10.1080/08957950601092085

Gilder, S., and M. Le Goff (2008), Systematic pressure enhancement of titanomagnetite magnetization, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10302, doi:10.1029/2008GL033325

Kagramanyan, L. (1984), Elastic and thermodynamic properties of a series of silicone fluids at pressures of up to 600 MPa from acoustic measurements, Yerevan: Yerevan Polytech. Inst.

Langel, R. A., and W. J. Hinze (1998), The magnetic field of the Earth's lithosphere, doi:10.1007/s11214-010-9667-6

Langlais, B., M. Purucker, and M. Manda (2004), Crustal magnetic field of Mars, *J. Geophys. Res.*, 109, E02008, doi:10.1029/2003JE002048

Lattard, D., R. Engelmann, and A. Kontny (2006), Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *J. Geophys. Res.*, 111, B12S28, doi:10.1029/2006JB004591

Li, Z., J. Zheng, Q. Liu, W. Griffin, and X. Hu (2015), Magnetically stratified continental lower crust preserved in the North China Craton, *Tectonophysics*, 643, 73-79, doi:10.1016/j.tecto.2014.12.012

Mayhew, M. (1982), Application of Sattelite magnetic anomaly data to curie isotherm mapping, *J. Geophys. Res.*, 87, 4846-4854, doi:10.1029/JB087iB06p04846

McEnroe, S., F. Langenhorst, P. Robinson, G. Bromiley, and C. S. Shaw (2004), What is magnetic in the lower crust ?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 226, 175-192, doi:10.1016/j.epsl.2004.07.020

Negi, J. G., P. K. Agrawal, and O. P. Pandey (1987), Large variation of Curie depth and lithospheric thickness beneath the indian subcontinent and a case for

magnetothermometry, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 88, 763-775, doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb01655.x

Ouabego, M., Y. Quesnel, P. Rochette, F. Demory, E. Fozing, T. Njanko, J. C. Hippolyte, P. Affaton (2013), Rock magnetic investigation of possible sources of the Bangui magnetic anomaly, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 224, 11-20, doi:10.1016/j.pepi.2013.09.003

Pearce, G. W., and J. A. Karson (1981), On pressure demagnetization, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 725-728, doi:10.1029/GL008i007p00725

Petrovski, E. D., and A. Kapicka (2006), On determination of the curie point from thermomagnetic curves, *J. Geophys. Res.*, 111(B12), B12S27, doi:10.1029/2006JB004507

Pozzi, J. (1975), Magnetic properties of oceanic basalts - Effect of pressure and consequences for the interpretation of anomalies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 337-344, doi:10.1016/0012-821X(75)90009-6

Quesnel, Y., B. Langlais, and C. Sotin (2007), Local inversion of magnetic anomalies: implication for Mars' crustal evolution, *Planet. Space Sci.*, 55, 258-269, doi:10.1016/j.pss.2006.02.004

Ravat, D. N., W. J. Hinze, and R. von Frese (1991), Analysis of MAGSAT magnetic contrasts across Africa and South America, *Tectonophysics*, 212, 59-76, doi:10.1016/0040-1951(92)90140-2

Sadykov, R. A., N. S. Bezaeva, A. I. Kharkovskiy, P. Rochette, J. Gattacceca, and V. I. Trukhin (2008), Nonmagnetic high pressure cell for magnetic remanence measurements up to 1.5GPa in a superconducting quantum interference device magnetometer, *Rev. Sci. Instrum.*, 79, 115102, doi:10.1063/1.2999578

Samara, G., and A. Giardini (1969), Effect of Pressure on the Neel Temperature of Magnetite, *Phys. Rev.*, 186, 577-580, doi:doi.org/10.1103/PhysRev.186.577

Schult, A. (1970), Effect of pressure on the Curie temperature of titanomagnetites (1-x)Fe₃O₄xFe₂TiO₄, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 81-86, doi:10.1016/0012-821X(70)90067-1

Partie 3 : L'impact de la pression sur le magnétisme des minéraux

Takahashi, F., H. Tsunakawa, H. Shimizu, H. Shibuya, and M. Matsushima (2014), Reorientation of the early lunar pole, *Nature Geoscience*, 7, 409-412, doi:10.1038/NGEO2150

Thébault, E., P. Vigneron, B. Langlais, and G. Hulot (2016), A Swarmlithospheric magnetic field model to SH degree 80, *Earth, Planets and Space*, 68:126, doi:10.1186/s40623-016-0510-5

Usui, Y., T. Shibuya, Y. Sawaki, and T. Komiya (2015), Rock magnetism of tiny exsolved magnetite in plagioclase from a paleoarchean granitoid in the pilbara craton, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 112-125, doi:10.1002/2014GC005508

Vervelidou, F., and E. Thébault (2015), Global maps of the magnetic thickness and magnetization of the Earth's lithosphere, *Earth, Planets and Space*, 67:173, doi:10.1186/s40623-015-0329-5

Wang, H., Q. Liu, W. Zhao, Z. Li, and J. Zheng (2015), Magnetic properties of Archean gneisses from the Northeastern North China Craton : the relationship between magnetism and metamorphic grade in the deep continental crust, *Geophys. J. Internat.*, 201, 475-484, doi:10.1093/gji/ggv036

Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine

4.1 Introduction : contexte et objectifs

Comme mis en évidence dans les chapitres précédents, les régions comportant des anomalies magnétiques de grande ampleur ont comme point commun la présence fréquente de gisements de roches ferrugineuses sous forme de BIFs (Takahashi et al., 2014 ; Ravat et al., 1993 ; Schmidt et al., 2007). On a également vu que les BIFs provenant de Mauritanie, plus spécifiquement dans la région à la verticale de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine (AMOA), possédaient une susceptibilité magnétique intense, et en particulier une rémanence de l'ordre de la dizaine d'Am²/kg. Ces caractéristiques suggèrent une ou plusieurs sources extrêmement magnétiques, et dont l'aimantation comporterait une forte composante rémanente. Par ailleurs, de tels paramètres magnétiques ont déjà été observés dans des contextes similaires à d'autres endroits du globe (Ouabego et al., 2013 ; Fan et al., 2014).

Dans la plupart des modèles préexistants contraints par des données géophysiques, dont certains prenant en compte l'influence de BIFs, seule l'aimantation induite est considérée (Ravat, 1989). Des études récentes ont néanmoins montré que la rémanence pouvait effectivement jouer un rôle dans la génération d'anomalies magnétiques (Li et al., 2015 ; Schmidt et al., 2007).

Une majorité des modèles disponibles ont également comme point commun de présenter des sources magnétiques de taille importante, enfouies profondément dans la croûte, et possédant une aimantation relativement faible. Toutefois, il a été établi en partie 3 du présent manuscrit que la pression régnant à de telles profondeurs était susceptible d'exacerber l'aimantation rémanente de certains oxydes de fer, jusqu'à hauteur de 200%. De plus, les mesures effectuées sur des affleurements de surface dans plusieurs régions comportant des anomalies magnétiques font état de roches ferrugineuses extrêmement magnétiques (Ouabego et al., 2013 ; Fan et al., 2014). On fait donc ici l'hypothèse de sources géologiques - dont la profondeur et la position restent à définir - à l'aimantation intense, et donc probablement de taille plus faible que ce qui a jusqu'alors été postulé en se basant sur des valeurs standard d'aimantation induite.

Dans le but de tester cette hypothèse, j'ai réalisé un modèle de la lithosphère continentale dans la région d'Afrique de l'ouest correspondant au sud la dorsale Reguibat, à la verticale de l'anomalie magnétique ouest africaine. Ce modèle est

contraint par des mesures géophysiques de magnétométrie et de gravimétrie, et par les données expérimentales réalisées aux chapitres précédents.

Le but principal de cette modélisation est de trouver les caractéristiques magnétiques et géométriques de la source géologique à l'origine de l'anomalie magnétique ouest-africaine. Ceci permettrait de mieux comprendre la position, l'ampleur et le rôle joué par les formations riches en fer au sein des cratons terrestres. Le défi de ce travail est également de réaliser une interprétation géologique des sources d'une anomalie magnétique d'échelle continentale, en utilisant le moins possible de données d'exploration, ou de données autres que satellitaires et issues d'expériences fondamentales de magnétisme des roches. Une telle approche s'inscrit en effet dans la modélisation des anomalies magnétiques planétaires au sens large, et est susceptible d'être élargie à un contexte extraterrestre (Quesnel, 2006 ; Thébault, et al., 2010)

La proposition d'un modèle cohérent avec les observations actuelles permettrait de soutenir l'hypothèse initiale des BIFs comme source principale des grandes anomalies magnétiques terrestre. Par la même occasion, cela validerait les possibilités d'extrapolation des paramètres magnétiques mesurés sur nos échantillons vers d'autres contextes, où la présence de formations similaires est avérée.

Outre la confirmation d'hypothèses préalables, ce travail doit également permettre de préciser des paramètres nouveaux. On s'intéressera notamment au nombre de sources minimum nécessaire pour expliquer les observations géophysiques, ainsi qu'à leur taille et à leur position. S'agissant de la position, on distinguera la localisation latérale des sources (ou coordonnées) et leur positionnement vertical (ou profondeur). En effet, la non-unicité des modèles de sources d'anomalies de champ magnétique consiste surtout en un combat entre profondeur et aimantation. (cf. Partie 1 paragraphe 3.2.1.)

4.2 Contraintes des modèles

4.2.1 Mesures d'anomalies géophysiques

Le choix a été fait d'utiliser conjointement des mesures gravimétriques et magnétiques pour contraindre la construction de notre modèle. La gravimétrie permet en effet de suppléer à certains inconvénients de la méthode magnétique, quand il s'agit de modéliser des sources ponctuelles.

Basée sur la mesure d'un champ unipolaire (par opposition au champ magnétique, dipolaire), la mesure des anomalies de Bouguer autorise moins de complexité dans l'interprétation, en étant, par exemple, moins sensible à la profondeur des sources (Hinze, et al., 2013). La gravimétrie est utile pour discriminer les grands types de roches présents dans le milieu, via l'estimation du paramètre densité et de la profondeur. De plus, la mesure des anomalies magnétiques en surface échouera à détecter tout objet géologique non aimanté, et ne pourra donc pas être utilisé pour contraindre sa forme ou sa position. Il est donc primordial d'utiliser cette contrainte « annexe » pour optimiser la représentation totale des grandes structures de la croûte continentale, même potentiellement amagnétiques.

4.2.2 Caractéristiques des roches sources potentielles

Du fait des expérimentations menées préalablement à ce travail, on dispose d'un ensemble de contraintes issues des échantillons de BIFs. Comme mis en exergue dans la partie précédente, ces derniers possèdent en effet une susceptibilité magnétique médiane de 1.52 SI, pour une valeur maximum de 2.8 SI. De la même façon, l'aimantation rémanente médiane est de 20.7 Am²/kg, pour un maximum de 44 Am²/kg.

Les différentes mesures magnétiques réalisées sur les BIFs, ainsi que les observations des échantillons en macroscopie et en microscopie, ont également permis de déterminer la prédominance de la magnétite comme minéral porteur du magnétisme.

L'âge précambrien des roches de type BIFs implique qu'elles ont été impactées par de nombreux événements tectoniques et géologiques, susceptibles de les avoir déformé et enfoui à une profondeur importante dans le socle actuel (Dentith & Mudge, 2014). De plus, le faciès métamorphique des échantillons, de type granulitique (Bronner, 1990), indique un passage par des conditions de haute

pression et de haute température. Partant de ce fait, il semble raisonnable de conclure à la possibilité d'ensembles constitués de BIFs présents au sein de la croûte (supérieure, moyenne, voire inférieure). Sachant que le faciès granulitique correspond à un éventail de profondeurs allant jusqu'à 50 km, il est possible d'imaginer la présence de BIFs jusqu'à cette limite, même si ces roches se sont formées en surface.

4.2.3 Limitations du modèle et difficultés attendues

La nature du travail de modélisation fait qu'elle s'accompagne invariablement d'un certain écart par rapport à la réalité que le modèle s'emploie à retranscrire. Il est en effet impossible, que ce soit pour l'humain ou la machine, de prendre en compte les innombrables contraintes qui impactent les objets naturels. Cela peut être dû au fait que les paramètres à prendre en compte soient trop nombreux, trop complexes, ou plus simplement parce qu'ils ne sont pas tous accessibles.

Dans notre cas, les principales limitations de la méthode utilisée et difficultés à attendre, sont un manque de précision quant à la profondeur des sources magnétiques, et une méconnaissance de la structure profonde du craton.

De plus, le manque de contraintes concernant la géologie du craton ouest africain en profondeur est indéniable. Du fait des multiples processus qui ont présidé à sa mise en place, que ce soit en termes de déformation physique (tectonique, voir Bronner, 1990) ou de modification chimiques et minéralogiques (métamorphisme), il apparaît illusoire de vouloir inférer avec précision – passé quelques kilomètres de profondeur - la structure interne de ce craton d'après la géologie de surface. C'est la raison pour laquelle nous tentons d'exploiter au maximum les données géophysiques.

4.3 Choix de la Méthode de modélisation

Concernant la méthode fondamentale de construction du modèle, nous avons vite écarté la possibilité d'utiliser une méthode inverse.

Cette approche consiste en effet à calculer les différents paramètres de la ou des sources (position, géométrie, taille...) à partir des anomalies mesurées, en utilisant les équations fondamentales du magnétisme et de la gravimétrie (Mosegaard & Tarantola, 1995 ; Mosegaard & Tarantola, 2002). Elle présente l'avantage d'être

majoritairement automatisée, et fournit un résultat mathématiquement aussi proche que possible des observations. Toutefois, à cause de la non-unicité des solutions possibles dans un contexte naturel – tout spécialement dans un contexte d'anomalies de grande longueur d'onde - l'approche inverse doit être contrainte par un ensemble de données géologiques et géophysiques précises (sismiques, forages) en plus des mesures magnétiques (Purucker, et al., 1998), ce qui n'est pas le cas ici.

La méthode directe est plus en adéquation avec nos objectifs. En effet, elle consiste à construire un modèle initial théorique de l'objet que l'on cherche à représenter, puis à altérer sa géométrie ou ses paramètres étape par étape, afin de faire coïncider progressivement les prédictions issues de ce modèle altéré avec les mesures disponibles. Cette approche autorise une plus grande liberté de l'opérateur, ce qui permet une interprétation naturaliste plus poussée, donc une plus grande cohérence géologique. En contrepartie, un tel modèle prédit en général les données de départ avec une moins grande exactitude mathématique, et peut paraître plus subjective de par l'influence du modélisateur.

Le logiciel Geosoft Oasis Montaj (Geosoft Incorporated, 2017) utilisé pour la construction de notre modèle propose une solution intermédiaire aux deux méthodes précédemment citées. La première étape consiste en la réalisation d'un modèle direct de la zone étudiée : l'opérateur utilise toutes les contraintes à sa disposition pour ajouter manuellement des objets géologiques au modèle, afin de le faire correspondre du mieux possible aux données. Une fois la proposition de modèle préliminaire achevée, il est possible de réaliser un processus d'inversion sur un ou plusieurs paramètres, dans le but d'optimiser ce dernier. Cette méthode présente l'avantage d'allier la cohérence géologique issue d'une interprétation humaine avec l'optimisation de la méthode inverse, qui permet un ajustement mathématique plus fin du modèle aux données.

4.4 Construction des modèles

Notre modèle numérique 2D a été construit en partant d'une structure crustale simple. En l'absence de données précises concernant la structure, la composition et la géométrie géologiques en profondeur sous l'anomalie ouest africaine, l'hypothèse est faite d'une croûte d'épaisseur 40 km, composée de 7 lithologies fondamentales, surmontant les roches mantelliques :

- Couverture sédimentaire
- Croûte Continentale supérieure
- Croûte Continentale moyenne
- Croûte Continentale inférieure

Egalement, pour l'extrémité de certains profils :

- Croûte Océanique supérieure
- Croûte Océanique moyenne
- Croûte Océanique inférieure

Les épaisseurs de ces différentes couches sont initialement contraintes par des données issues de mesures sismiques à grande échelle (Bassin et al., 2000). Les caractéristiques géophysiques de ces différents ensembles sont déterminées d'après les valeurs standard de densité et de susceptibilité issues de la littérature (Telford et al., 1990 ; Dentith & Mudge, 2014). Pour le modèle initial, on utilise uniquement des valeurs d'aimantation induite, suivant en cela les nombreux exemples de modélisation considérant la rémanence des roches continentales comme globalement anecdotique (Hemant & Maus, 2005 ; Ravat et al., 1993)

4.4.1 Données utilisées :

La construction des modèles 2D de base s'appuie sur un ensemble de données géophysiques, permettant notamment de contraindre la structure et la géologie de la croûte profonde.

Le logiciel Oasis Montaj de Geosoft, utilisé pour ce travail, dispose d'un outil intégré de recherche et de sélection de données que nous avons mis à profit pour obtenir notre base de départ.

Les données brutes gravimétriques et aéromagnétiques étant inaccessibles, nous avons utilisé des extraits de grilles interpolées ou provenant de modèles développés en harmoniques sphériques. On considèrera à chaque fois la région comprise entre les méridiens 20° ouest et 5° Est, et les parallèles 7° nord et 31° nord.

4.4.1.1 Contraintes d'anomalies de champ magnétique

Il s'agit de la principale contrainte pour la construction des sources magnétiques. En revanche elles n'ont que peu d'impact sur la structure du modèle de base.

Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine

Le logiciel Oasis montaj permet d'accéder à la grille WDMAM, récente compilation globale de données magnétiques aériennes et satellitaires, et qui représente l'intensité des anomalies de champ magnétique d'origine crustale.

WDMAM

La carte World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM, Figure 45, voir Lesur et al. (2016)), a été publiée pour la première fois en 2007 par la Commission for Geologic Map of the World (CGMW). Son but est de résumer en une seule base de données les connaissances publiquement accessibles concernant la cartographie de l'aimantation lithosphérique. S'agissant d'une compilation, les valeurs qu'elle contient proviennent de différentes sources, et ont été obtenues à l'aide de méthodes diverses, notamment des données aéromagnétiques, satellitaires, et issues de campagnes maritimes.

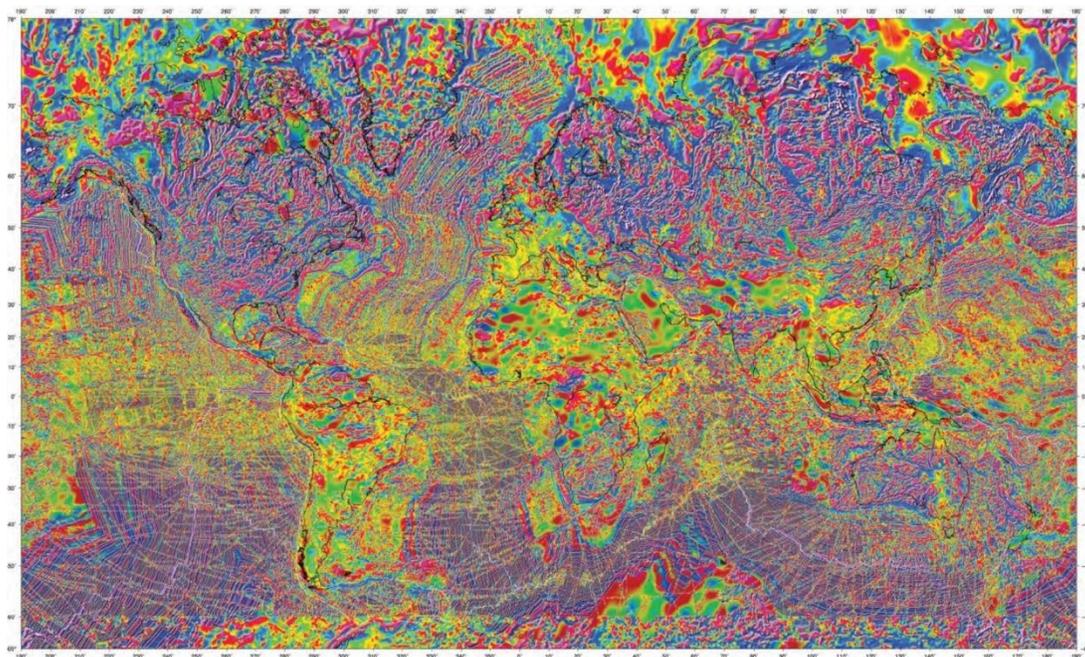


Figure 45: World Digital Magnetic Anomaly Map (Korhonen, et al., 2007)

Le modèle global utilisé pour construire la grille WDMAM prend en compte les harmoniques sphériques de degré supérieur à 15. Les valeurs de degré inférieur sont attribuées au champ du noyau terrestre. Pour les variations de grande longueur d'onde, soit les harmoniques dont le degré est compris entre 15 et 100, la grille utilise des valeurs issues d'un modèle géomagnétique lithosphérique dérivé de

données satellitaires CHAMP (Maus, et al., 2007a). Pour les variations de plus faible longueur d'onde (degré >100), le modèle utilise des données issues de campagnes aéromagnétiques, lorsqu'elles existent, et maritimes pour les régions océaniques. Les zones n'ayant bénéficié d'aucune des deux sont remplies par les prédictions du modèle satellitaire, et ne comprennent donc que les variations de grande longueur d'onde. Les données de cette carte sont réparties le long de points espacés chacun de 3 minutes d'arc.

Les valeurs présentées dans cette compilation ont été prolongée vers le bas (dans le cas des données satellitaires) ou vers le haut (pour les données marines et aéromagnétiques) jusqu'à une altitude de référence de 5 km au-dessus du niveau marin. Il est à noter que cette grille continue à l'heure actuelle d'être mise à jour et améliorée. Ainsi, dans sa 2^e version, parue en 2016, l'altitude de référence des données est passée à 0 km (Lesur et al., 2016).

Le choix de cette carte se justifie par le fait qu'il s'agit d'une compilation récente, recouvrant donc l'intégralité de notre zone d'étude, et offrant par endroit une meilleure précision que les seules informations satellitaires du fait de l'utilisation de mesures à faible altitude.

Bien que le modèle WDMAM utilisé ne prenne pas en compte les récentes données Swarm, la comparaison entre le modèle issu de Swarm et celui issu des données de CHAMP (qui sont les données satellitaires utilisées pour la carte WDMAM) ne met pas au jour de disparité supérieure à + ou – 20 nT dans notre région d'étude (Figure 46 ; Thébault et al., 2016). La mission Swarm est constituée de 3 satellites – 2 aux orbites parallèles, et le 3^e à l'orbite perpendiculaire aux deux autres. Cette configuration permet une mesure des gradients magnétiques, qui en retour permettent une amélioration du ratio signal/bruit, et une réduction des perturbations liées aux champs externes. Les dernières mesures réalisées par Swarm sont effectuées à faible altitude, ce qui permet une meilleure captation du signal lithosphérique (Thébault, et al., 2016). Le fait que les données utilisées soient en accord avec ces mesures récentes est donc un gage de qualité non négligeable.

Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine

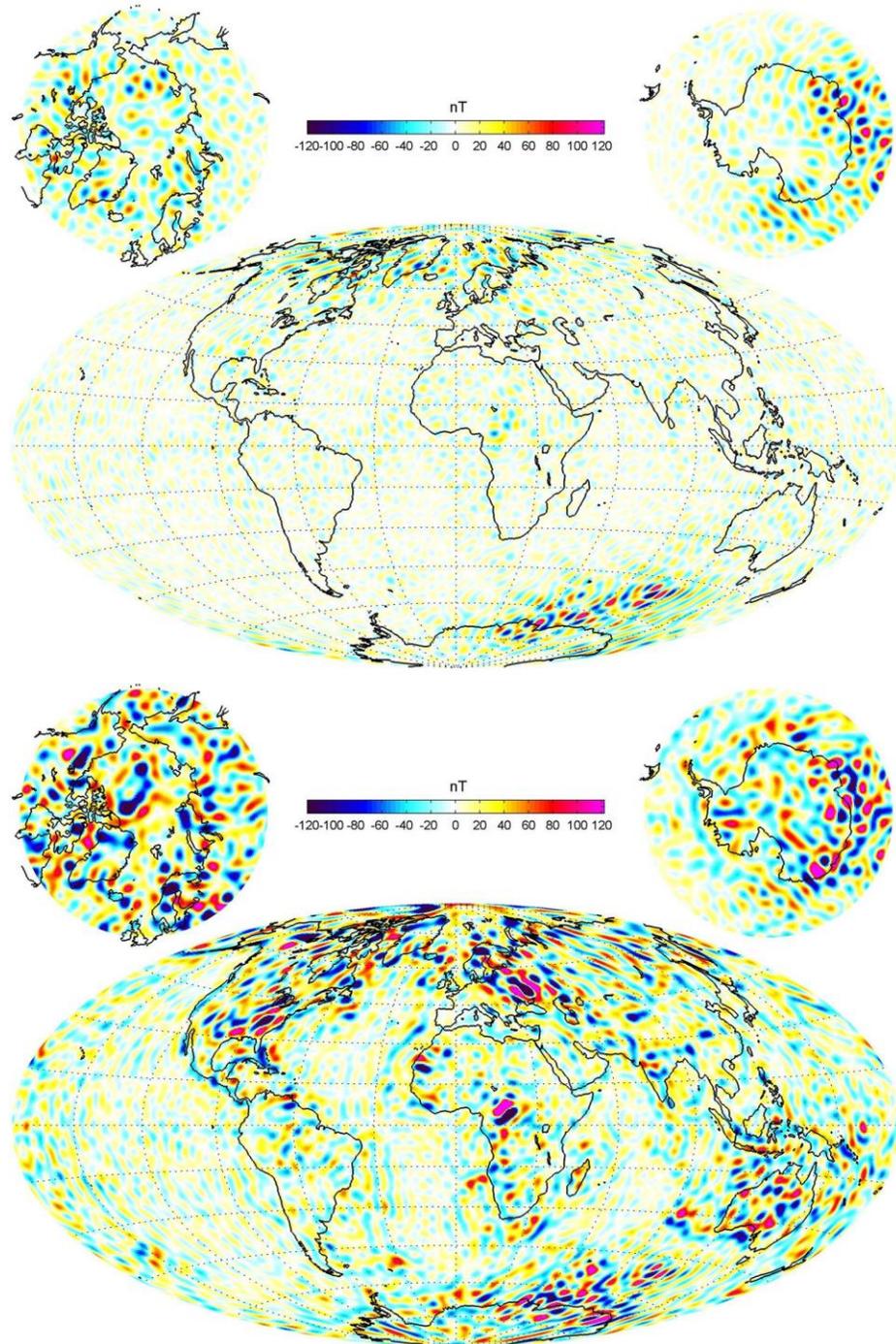


Figure 46: (haut) Carte des différences entre les composantes radiales des modèles issus de Swarm et de CHAMP, pour les degrés harmoniques 16 à 80. (bas) Modèle de la composante radiale issu de Swarm. La projection utilisée est celle de Mollweide. (Thébault et al., 2016)

4.4.1.2 Contraintes gravimétriques

Les contraintes d'anomalies gravimétriques utilisé pour la modélisation sont issues des mesures de la mission GRACE, compilées dans un modèle éponyme (également nommé GGM03 ; Tapley et al., 2007).

Il s'agit d'un modèle d'anomalie de Bouguer, plus facile à interpréter comme variations de densités crustales.

4.4.1.3 Contraintes sismologiques

Pour déterminer la structure générale de la croûte continentale dans la zone étudiée, en l'absence d'informations géologiques directes concernant la structure du craton, le choix a été fait de construire un modèle de croûte basé sur des mesures sismologiques. Les valeurs utilisées proviennent du modèle CRUST2.0 (Bassin et al., 2000). Les données sélectionnées se présentent sous la forme de 5 cartes, chacune contenant des valeurs réparties sur une grille de points de 2x2° d'intervalle. Ces grilles représentent l'épaisseur en km des différentes couches géologiques de la croûte, soit respectivement :

- Les sédiments meubles → couche 1
- Les sédiments indurés → couche 2
- La croûte supérieure → couche 3
- La croûte moyenne → couche 4
- La croûte inférieure → couche 5

Dans le but de définir la profondeur des différents horizons marquant la limite des couches constitutives de notre modèle, les valeurs d'épaisseur des dites couches ont été transformées en valeurs de profondeur de leur limite inférieure.

Il est à noter que les sédiments meubles et indurés ont été regroupés au sein d'une même couche intitulée « couverture sédimentaire ».

D'autres modèles crustaux issus des données sismologiques ont été publiés (Pasyanos & Nyblade, 2007 ; Reguzzoni & Sampietro, 2015), mais ils rejoignent les vitesses et épaisseurs proposées dans le modèle CRUST2.0. Chaque grille discrète a ensuite été extrapolée par krigeage afin d'obtenir une carte continue de profondeur de la surface concernée, couvrant la zone d'étude.

4.4.1.4 Données topographiques

La topographie du modèle se base sur des données issues de la compilation SRTM30 Plus v7 (Becker et al., 2009). Cette dernière regroupe des mesures dérivées de grille SRTM30 de l'USGS pour les zones continentales, et de la grille « Global Seafloor topography » de Smith & Sandwell (1997) pour les zones océaniques. Les données continentales proviennent de mesures Radar de la mission satellitaire GTOPO 30 de la NASA, tandis que les données océaniques proviennent des mesures gravimétriques des missions Geosat et ERS 1, ainsi que de sondages acoustiques (Smith & Sandwell, 1997).

Cet ensemble de données se présente sous la forme d'une grille de valeurs d'intervalle 1x1 km, dont chaque point est identifié par ses coordonnées dans le système géodésique mondial. La grille initiale portant des valeurs d'altitude positives en km, le traitement a simplement consisté à inverser les valeurs d'altitudes, afin de faire coïncider leur orientation avec l'axe vertical géologique, orienté positivement vers le centre de la terre. De même que les autres grilles de données, elle a ensuite été extrapolée par krigeage afin d'obtenir une carte continue couvrant la zone d'étude.

4.4.2 Construction des modèles 2D

Dix profils parallèles ont été définis, chacun espacé de 100 km, afin d'offrir une couverture homogène de l'anomalie, et limiter ainsi les risques d'aliasing (cf. Partie 1). Néanmoins, après la construction de profils préliminaires, un tel modèle s'est avéré beaucoup trop coûteux et long à construire. On a donc sélectionné 5 profils pour la construction du modèle final.

Les modèles 2D de la zone d'étude sont constitués d'un ensemble de 5 profils géologiques parallèles et de longueurs égales, orientés Nord-Sud, et traversant l'anomalie magnétique ouest-africaine de part en part (Figure 47). Chaque profil est long de 1660 km. Les profils ont été définis sur la carte d'anomalie magnétiques WDMAM, afin d'offrir une couverture complète de l'anomalie Ouest africaine. Le nombre de profils considéré a été choisi dans le souci d'offrir un rapport optimal entre rapidité de construction et précision de la modélisation. Les profils sont espacés de 200 km.

4.4 Construction des modèles

La construction des modèles s'est faite via le module GM-SYS d'Oasis Montaj (Geosoft Incorporated, 2017). Chaque modèle est défini sur une profondeur de 100 km.

La première étape de modélisation a été la construction d'une stratigraphie « de base », représentant les différentes couches de la croûte. La position verticale et les épaisseur de ces couches de base sont définies uniquement par la topographie et les grilles de profondeur issues des données sismiques.

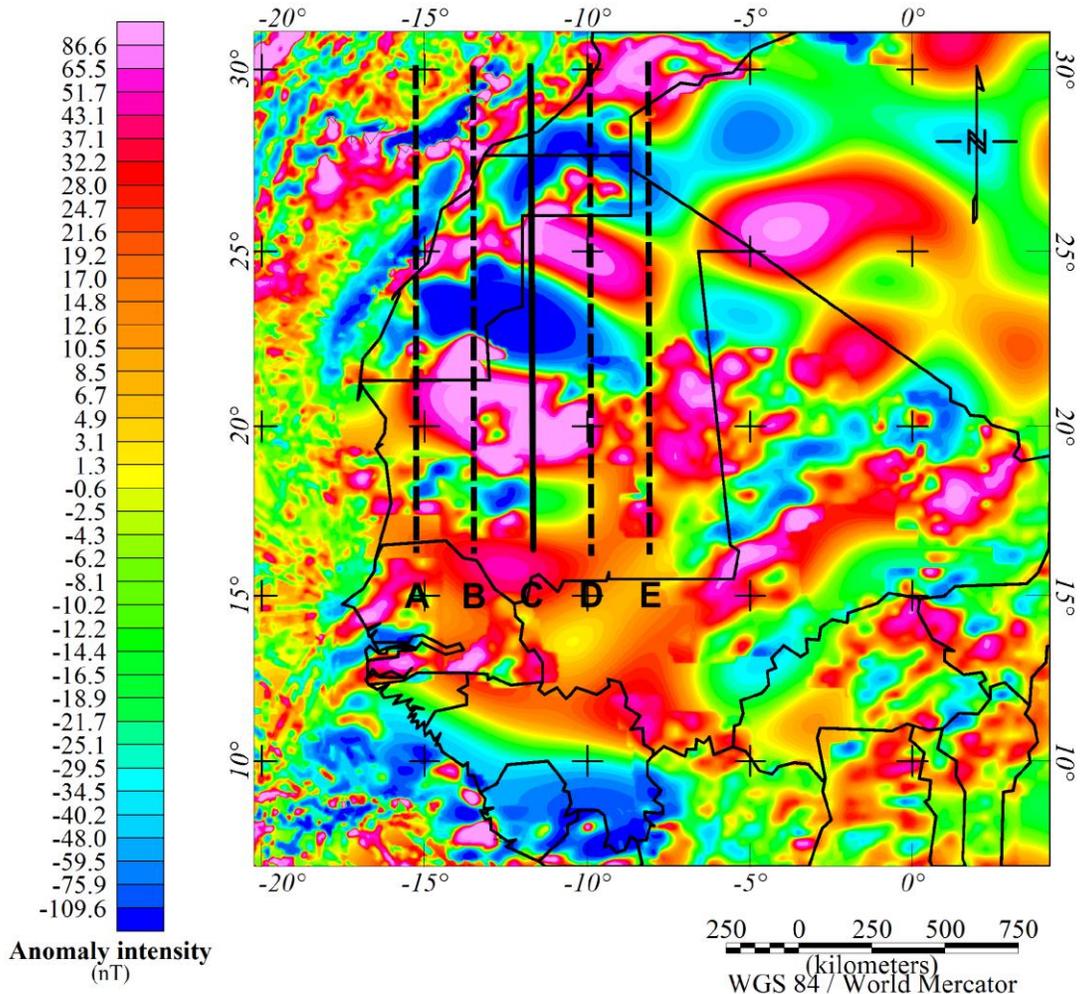


Figure 47: l'anomalie magnétique Ouest Africaine sur la carte du modèle WDMAM à 5 km d'altitude. Les segments correspondent aux profils sélectionnés pour la modélisation 2D. Le segment continu correspond au profil détaillé dans cette partie.

Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine

Pour chaque profil, on a défini les polygones correspondant à l'intersection du plan de la coupe avec les surfaces virtuelles des grilles de valeurs correspondant à la topographie et aux différentes bases de couches. On obtient ainsi sur chaque profil un ensemble de blocs correspondants aux principaux objets géologiques formant la croûte.

On a ensuite attribué à ces blocs des propriétés de densité et d'aimantation issues de valeurs standards (Telford et al., 1990 ; Dentith & Mudge, 2014). Pour ce modèle de base, seule l'aimantation induite - et par conséquent la susceptibilité magnétique - des roches a été prise en compte. (Table 1). Une faible aimantation ($k = 0.058$ SI) a ainsi été ajoutée à certaines zones de la croûte moyenne et inférieure, en accord avec les hypothèses de Ravat (1989) concernant la source principale de son modèle dans cette région.

A ce stade de la construction, une première inversion étape par étape a été appliquée afin d'ajuster la géométrie du modèle aux anomalies de Bouguer du modèle GRACE. La densité générale de certains blocs a également été altérée pour réduire l'erreur (RMS) au maximum, tout en conservant une cohérence géologique (Table 5).

Une deuxième étape d'inversion a ensuite été effectuée pour calculer la géométrie des zones magnétiques diffuses de la croûte moyenne et inférieure. Cet ajustement a permis de réduire l'écart aux données magnétiques mesurées, pondéré une fois encore par la nécessité de conserver une géométrie d'ensemble cohérente.

Ces trois étapes de construction effectuées, des incohérences subsistent à différents endroits du modèle, notamment aux positions des variations d'anomalie magnétique les plus intenses, où l'écart par rapport aux mesures demeure important. Aux endroits incriminés - ainsi qu'aux positions correspondant aux affleurements de roches ferrifères - on a donc ajouté des sections supplémentaires avec les propriétés magnétiques et physiques des BIFs. Ces propriétés correspondent aux valeurs moyennes des mesures effectuées sur les échantillons mauritaniens, soit une susceptibilité de 0.9 SI et une intensité d'aimantation naturelle rémanente de 156 A/m.

Concernant la direction de l'aimantation rémanente, l'absence d'orientation de nos échantillons empêche tout calcul d'un vecteur somme susceptible de rendre compte

de la direction d'aimantation générale. Le choix a donc été fait de modéliser l'aimantation rémanente avec une orientation similaire au champ induit, c'est-à-dire au champ magnétique actuel. La valeur de référence du champ choisi est celle de 2014, soit $H = 36.34 \mu\text{T}$, $I = 26.3^\circ$ et $D = -4.4^\circ$. Il est possible que ces valeurs ne rendent pas correctement compte de l'orientation du champ rémanent de roches aussi anciennes que les BIFs mauritaniennes, néanmoins, dans l'impossibilité d'obtenir des valeurs fiables, cette approximation permet au moins d'étudier l'impact de l'intensité de la rémanence sur notre modèle.

On a ensuite testé différentes combinaisons de géométries et de propriétés magnétiques pour les sources fortement magnétiques. Les résultats de cette étape sont présentés dans la partie suivante.

Enfin, une dernière étape a consisté à extrapoler la géométrie des couches de BIFs en 3D. Ce travail a été effectué via le module GM-SYS 3D d'Oasis Montaj. La représentation de chaque section de BIFs issu des profils géologiques a été digitalisée, puis exporté sous forme de polygone vers un espace géoréférencé représentant la zone d'étude. L'outil « wireframing » d'Oasis Montaj a ensuite permis de relier les sections les plus proches afin de construire des surfaces fermées correspondant aux couches de BIFs prédites par le modèle 2D le plus fiable. On a attribué les caractéristiques géophysiques des BIFs aux objets ainsi créés. Il a enfin été possible de calculer une modélisation directe de l'anomalie magnétique générée par les couches 3D de BIFs ainsi élaborées.

Table 5: tableau récapitulatif des paramètres géophysiques associés aux différents ensembles composant le modèle 2D.

Type de Roche	Densité (kg/m^3)	Susceptibilité magnétique (SI)	Aimantation Rémanente Naturelle (A/m)
Couverture sédimentaire	2600	-	-
Croûte Continentale supérieure	2670	-	-
Croûte Continentale moyenne	2850	0 / 0.058	-
Croûte Continentale inférieure	3000	0 / 0.058	-
Croûte Océanique supérieure	3000	-	-
Croûte Océanique moyenne	3150	-	-

Croûte Océanique inférieure	3300	-	-
Manteau	3300	-	-
BIFs	3900	0.9	156

4.4.3 Résultats et interprétation

4.4.3.1 Résultats des modèles 2D

Les figures présentées ci-après représentent les différentes versions d'un même profil. Néanmoins, les 5 profils ont été pris en compte dans la modélisation, et possèdent tous des caractéristiques communes. L'analyse effectuée sur celui-ci est donc généralisable au reste de notre panel (cf. Annexes). Les éventuelles exceptions sont précisées dans les paragraphes concernés.

Densité

Tous les modèles prédisent les valeurs d'anomalies de Bouguer avec une valeur RMS relativement faible, entre 10.2 et 11.1 mGal. Malgré leur forte densité, la présence ou l'absence des couches de BIFs n'a qu'un impact négligeable sur l'ajustement de l'anomalie gravimétrique, de l'ordre de +0.03 mGal en RMS.

Rémanence

La Figure 48 montre 2 modèles possibles pour le même profil : le premier considère seulement l'aimantation induite, tandis que le second, similaire par tous les autres aspects, prend en compte la rémanence. Les seuls blocs concernés par l'ajout de ce paramètre sont les BIFs, présentés ici à une profondeur variant entre 0 et 11 km dans la croûte supérieure. Cette modification amène à elle seule une réduction de l'erreur de 37.4 nT, soit plus de 50% de l'erreur initiale. On constate ici concrètement que la prise en compte d'une aimantation rémanent contribue à améliorer de façon significative la qualité du modèle.

Position des sources

On a également étudié l'effet du positionnement vertical et de l'épaisseur des formations de BIFs à forte ARN sur l'ajustement du modèle. Sur la Figure 49, on voit que, toujours dans le cas de blocs d'épaisseur inférieure à 1 km, une variation de profondeur de 15 km a pour conséquence une légère diminution de la valeur RMS, jusqu'à 4.9 nT. A noter que le profil D fait exception, puisque l'augmentation de la

profondeur est corrélée avec une augmentation de la valeur NRM de 0.48 nT (cf. Annexe A). Ce modèle semble néanmoins suggérer la présence de sources magnétiques profondes, en plus de la présence avérée d'affleurements tels que la zone de la Kediat Ijil en surface.

Epaisseur (géométrie) des sources

Comme prévu, en testant l'accroissement de l'épaisseur des sources magnétiques, il est nécessaire de diminuer leur aimantation pour conserver une RMS équivalente : la multiplication par un facteur 4 de l'épaisseur maximale de chacune des deux sources présentes sur le profil aboutit – dans notre cas - à une réduction massive d'aimantation équivalente à 90% de leur rémanence (soit 141 A/m, Figure 50). Une telle modification s'écarte massivement des résultats de nos mesures sur les échantillons de BIFs mauritaniens, par conséquent, il paraît logique de privilégier l'hypothèse de sources 'épaisseurs inférieures au kilomètre mais d'intensité supérieure à 100 A/m.

Source profonde

Un autre objectif de la modélisation était de tester la nécessité de sources vastes et diffuses, la plupart du temps profondes, telles que décrites notamment dans les travaux de Ravat (1989). Afin de tester ce postulat, qui semble commun dans la littérature (Toft & Haggerty, 1986) on a réalisé la comparaison entre deux modèles.

L'un comprend une source crustale magnétique profonde, de 20 à 25 km d'épaisseur sur environ 1000 km d'extension latérale, ainsi que des sources locales composées de BIFs (Figure 49). L'autre ne comprend que les BIFs (Figure 51). Il faut noter que cette grande source magnétique se trouve positionnée dans la croûte moyenne et inférieure, entre 11 et 40 km de profondeur, mais nous n'expliquons pas réellement sa composition ni quel est le porteur magnétique. Le but de cette comparaison était de voir si la seule présence des BIFs suffisait à expliquer l'AMOA.

Le résultat montre une amélioration de l'ordre de 1 nT de la valeur RMS, moyennant un ajustement des blocs de. Cela semble suggérer qu'une aimantation « diffuse » et globale de la croûte sous l'AMOA n'est pas nécessaire alors que seules des couches de roches ferrugineuses enfouies dans la croûte supérieure et moyenne peuvent simplement expliquer l'AMOA (Figure 51 et Figure 52).

Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine

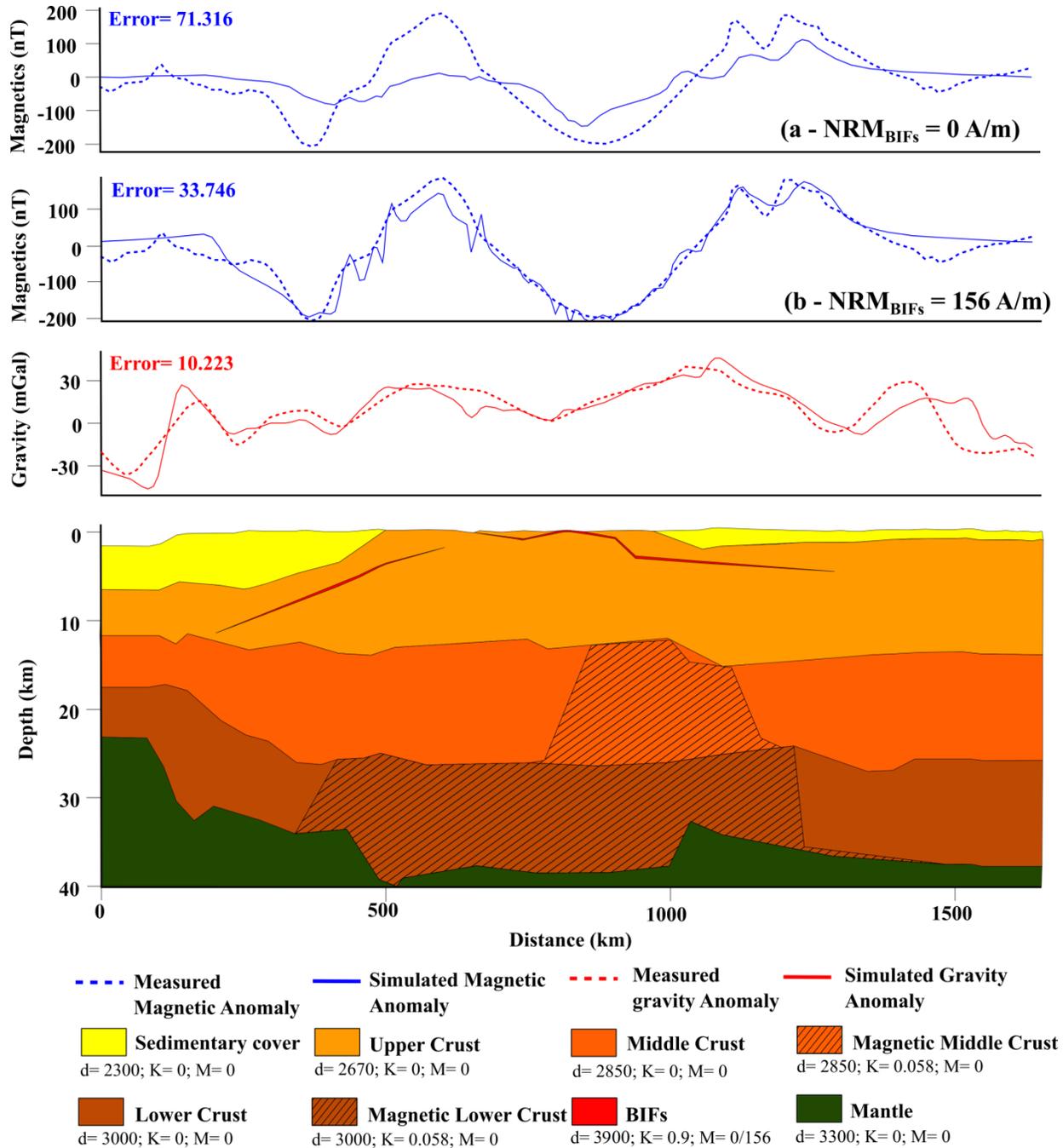


Figure 48: Deux résultats possible de la simulation d'un modèle crustal le long du profil C sous l'AMOA, considérant seulement l'aimantation induite (a : $M = 0 \text{ A/m}$) et considérant la rémanence (b : $M = 156 \text{ A/m}$). d, densité (kg/m^3) ; K, susceptibilité magnétique (SI) ; M, intensité de la rémanence (A/m). L'inclinaison et la déclinaison de la rémanence sont ($I = 26.33^\circ$, $D = -4.37^\circ$) et sont identiques dans tous les modèles suivants. L'erreur présentée sur les profils d'anomalie magnétique et gravimétrique correspond à la valeur de RMS. L'origine du profil est orientée vers le nord

4.4 Construction des modèles

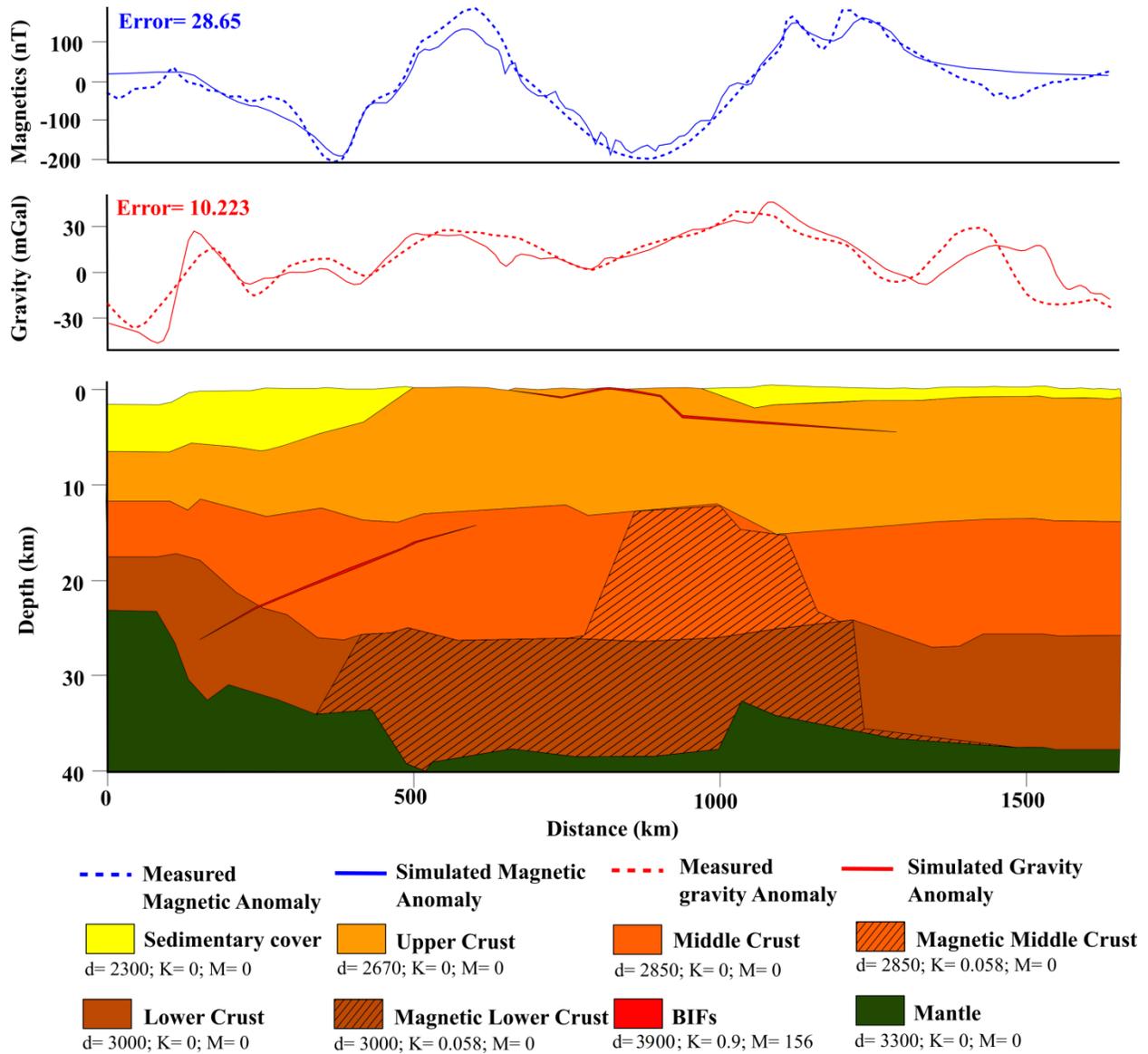


Figure 49: Modèle de la structure crustale le long du profil C sous l'AMOA, considérant la rémanence, et considérant l'hypothèse de BIFs profondes. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine

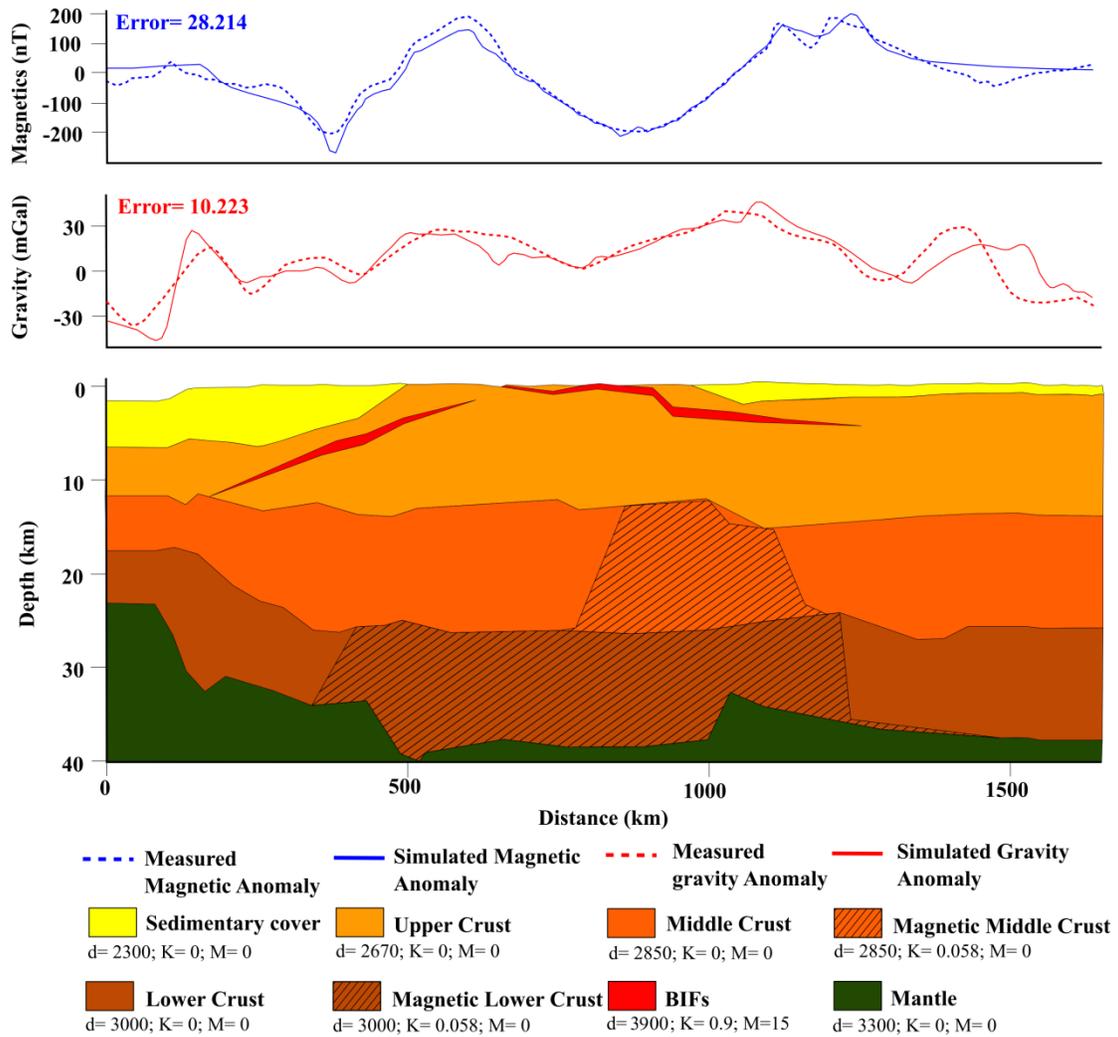


Figure 50: Modèle de la structure crustale le long du profil C sous l'AMOA, considérant la rémanence, et considérant l'hypothèse de formations de BIFs épaisses dans la croûte supérieure. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 3.

4.4 Construction des modèles

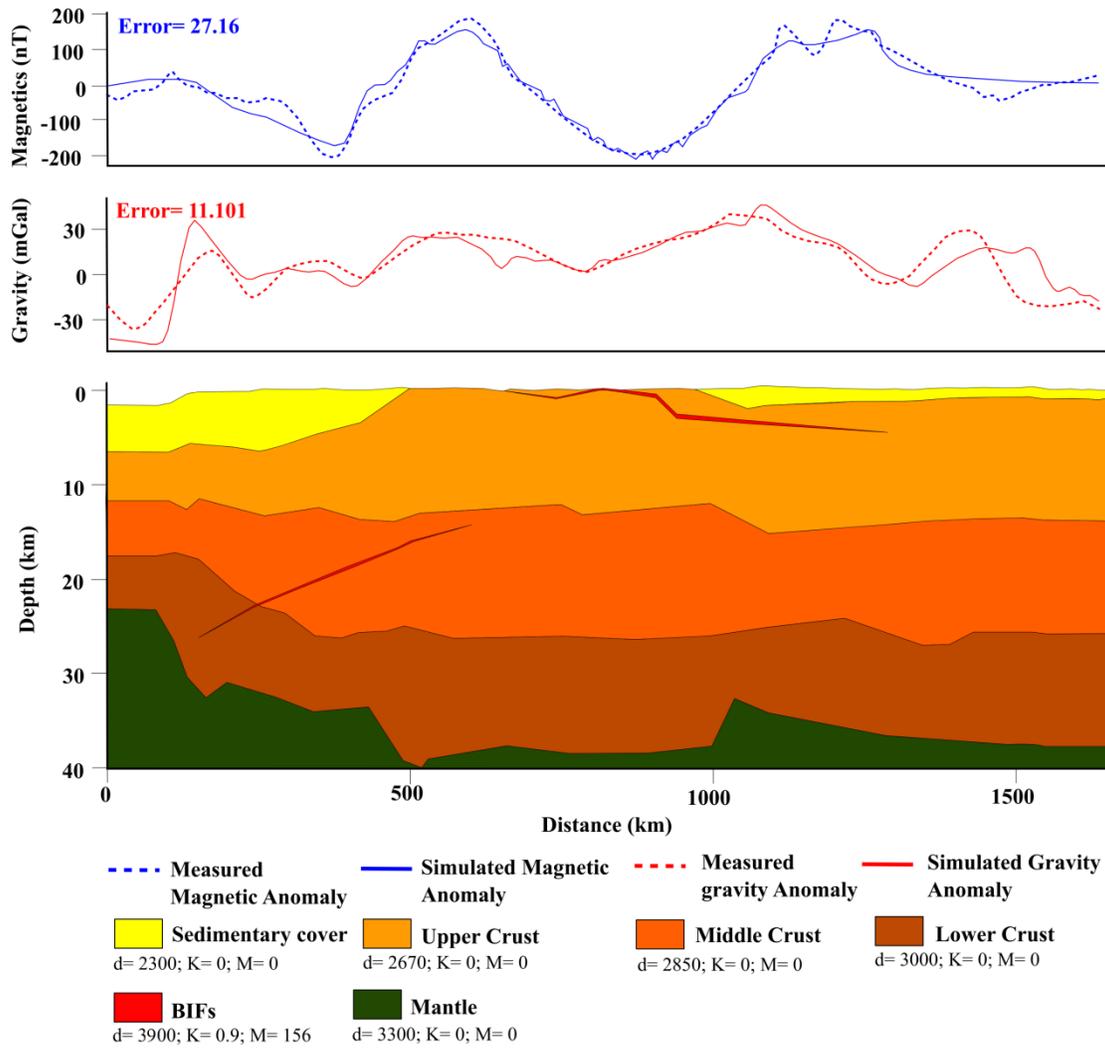


Figure 51: Modèle de la structure crustale le long du profil C sous l'AMOA, considérant la rémanence, et considérant l'hypothèse de BIFs profondes dans une croûte non magnétique. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

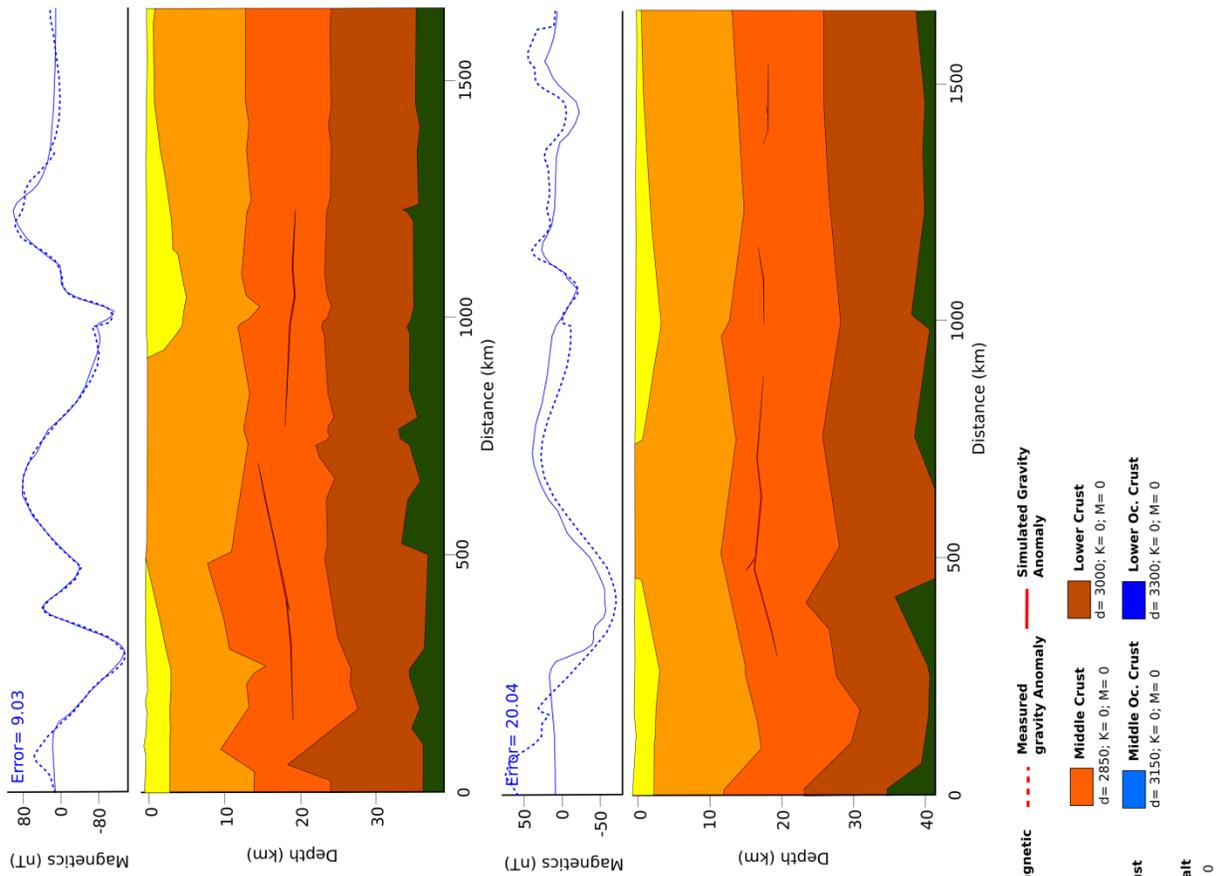


Figure 52: Modèle de la structure crustale le long des profils A, B, D, et E sous l'AMOA considérant la rémanence, et considérant l'hypothèse de BIFs profondes dans une croûte non magnétique. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

4.4.3.2 Résultats de l'extrapolation 3D

L'extrapolation en 3 dimensions des sections de sources magnétiques tirées des profils 2D a abouti à la construction de 4 corps distincts auxquels ont été associées les caractéristiques magnétiques des BIFs (Table 6, Figure 53 et Figure 54).

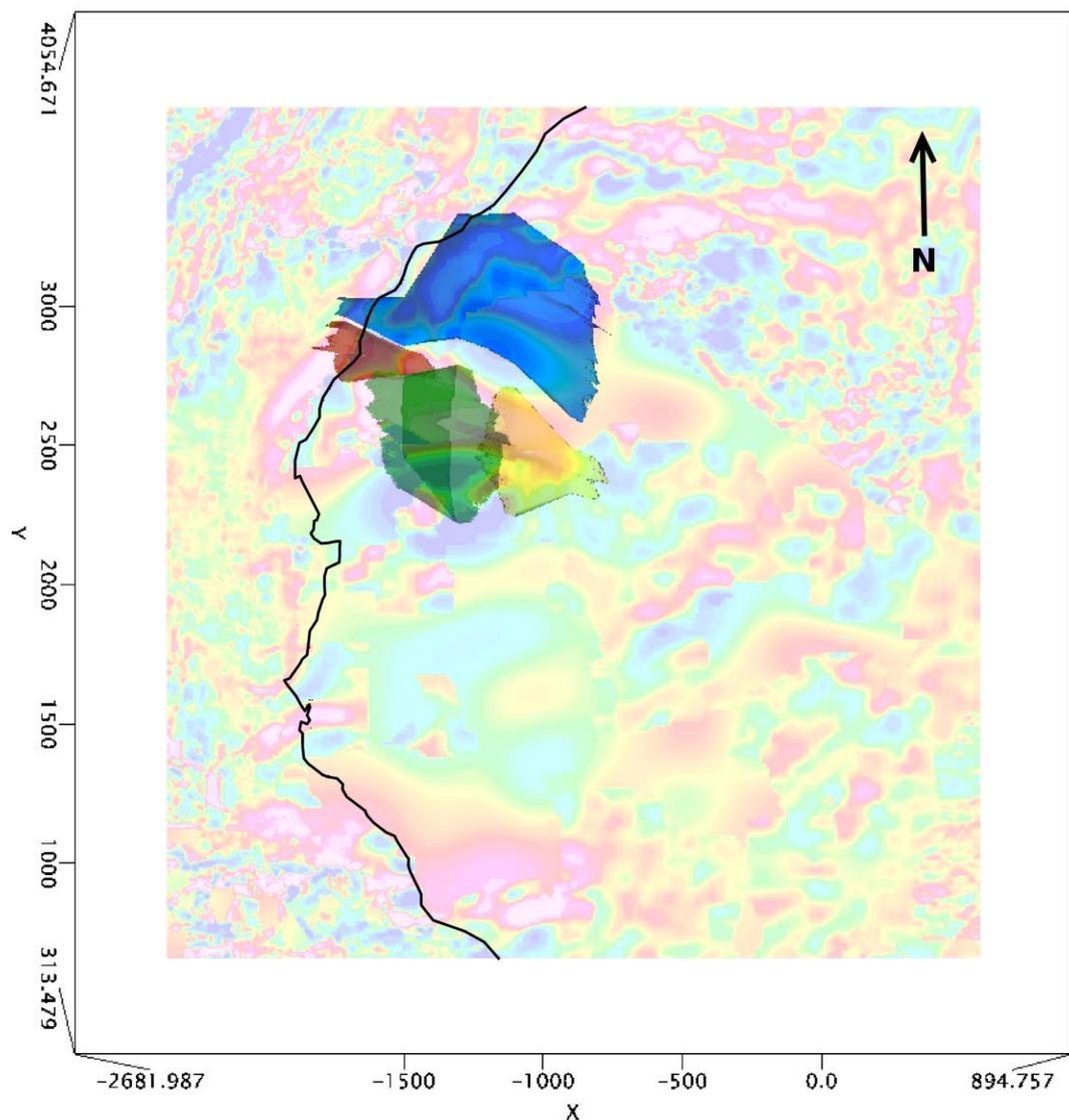


Figure 53: Représentation en vue verticale orthographique des couches de BIFs résultant de l'extrapolation 3D. La carte d'anomalies magnétique WDMAM est représentée en transparence. La ligne noire représente la côte ouest-africaine. Les axes X et Y sont en kilomètres.

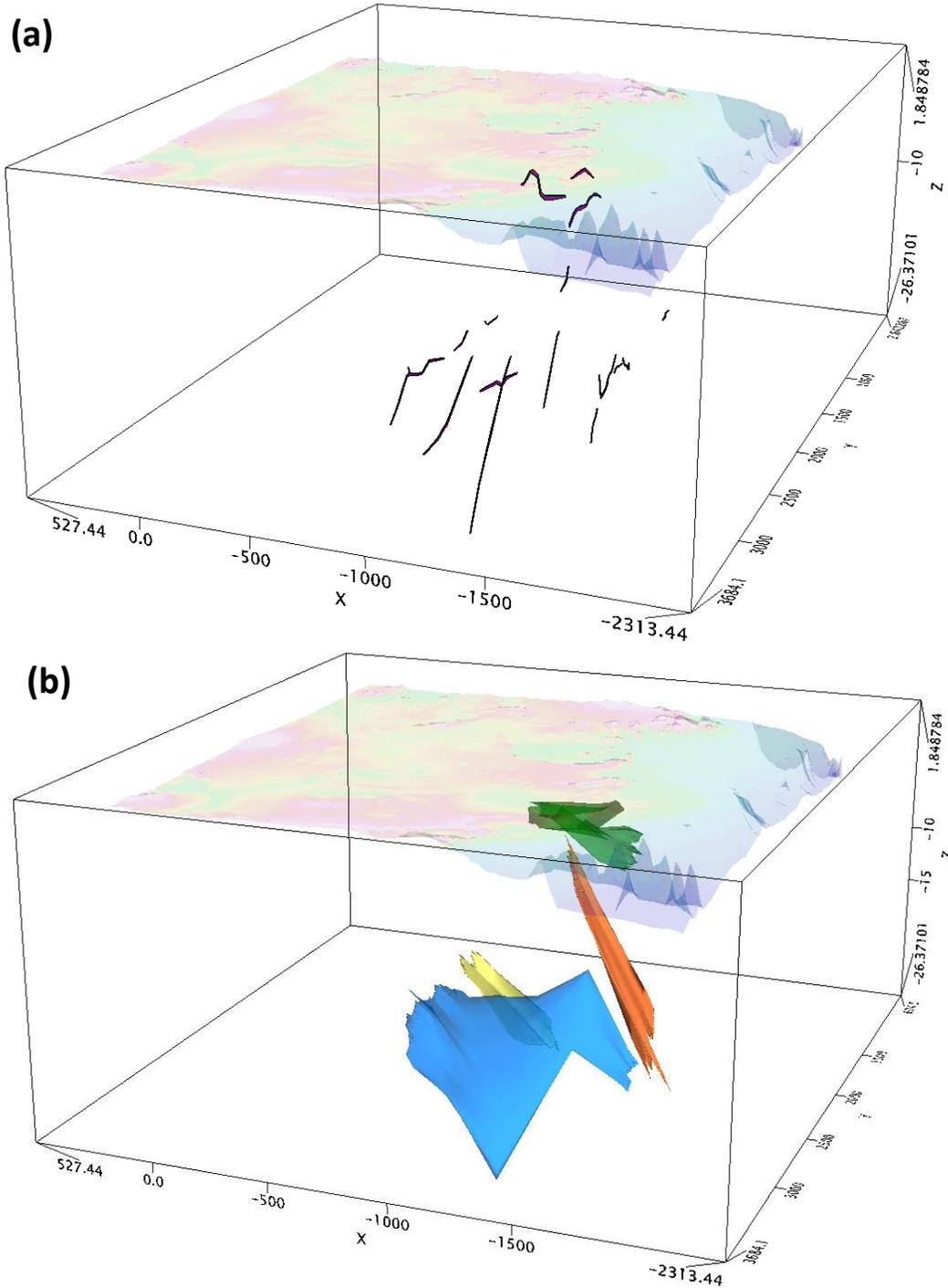


Figure 54: Aperçu du modèle 3D, affichant la surface topographique de la zone d'étude. (a) Le modèle affiche les polygones représentant les sections de BIFs apparaissant sur les profils 2D. (b) Le modèle affiche les blocs 3D extrapolés à partir des sections, représentant les couches de BIFs.

On notera que 3 des 15 sections de BIFs présentes dans la modèle 2D n'ont pas fait l'objet d'une extrapolation. Ces sections étaient toutes de taille réduite (<120 km de long pour 150 m d'épaisseur) et situées sur les profils A et E (Figure 52).

Table 6: Tableau récapitulatif des caractéristiques géométriques des 4 couches de BIFs extrapolées par modélisation 3D. Les extensions latérales sont visibles sur la Figure 53

Bloc	Couleur	Volume total (km ³)	Localisation	
			Z _{min} (km)	Z _{max} (km)
1		73 000	-26	-11
2		59 200	-4	0
3		17 100	-22	-15
4		6 200	-21	-2

Le résultat de la simulation directe de l'anomalie magnétique générée par ces 4 corps est représenté sur la Figure 55. Au premier abord, on constate l'apparition d'une anomalie beaucoup plus complexe que les 4 « lobes » positifs et négatifs de l'AMOA. Toutefois, il reste possible de mettre en évidence un certain nombre de points communs avec la carte WDMAM.

Les anomalies simulées dans la moitié nord (latitude supérieure à 23°N) présentent globalement la même orientation Est-Ouest que les anomalies mesurées. On constate aussi la présence d'une structure en « lobe » positif d'une longueur de l'ordre de 750 km, étiré selon un axe Est-Ouest et centrée sur le parallèle 25°N et le méridien -12°E, sur les deux cartes (noté B+). Cette structure est juxtaposée à un 2^e lobe, correspondant à une région d'anomalie à dominante négative, de longueur et de direction équivalente, aligné sur (23°N ; -12°E). Elle est là aussi présente sur la carte d'anomalies mesurées (notée C-).

Directement au Nord de ce lobe central positif, on observe la présence de trois zones formant une succession négatif-positif-négatif (du Sud vers le Nord), de largeurs respectives 60-100-200 km. Là encore, on retrouve cette alternance, avec une précision de l'ordre de 30 km, sur la carte WDMAM (notées respectivement B-, A+, A-).

Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine

Enfin, on distingue une zone de maximum local centrée sur 21°N, -12°E, mesurant environ 300 km de diamètre (notée C+).

La reconstitution de l'anomalie calculée à 5 km d'altitude s'avère néanmoins globalement trop chaotique pour rendre compte efficacement des anomalies observées. On constate notamment des variations N-S très abruptes de longueur d'onde 100km. Ces artefacts sont selon toute vraisemblance dus à l'aspect encore trop géométrique et angulaire des sources reconstituées. L'espacement de 200 km entre chaque profil, notamment, empêche la prise en compte des variations de géométrie à plus fine échelle, et impose des variations brutales de l'orientation des surfaces.

Enfin, l'hétérogénéité de la grille WDMAM fait apparaître artificiellement de fortes variations locales de la valeur d'anomalie, ce qui provoque certainement des artefacts non-désirés dans le modèle qui en est déduit.

Afin de tenter de gommer les variations chaotiques de faible longueur d'onde, et dans le but de tester la validité du modèle à plus grande échelle, l'anomalie générée a été recalculée, cette fois à une altitude 350 km. L'anomalie magnétique ainsi obtenue a ensuite été comparée à la carte issue du modèle MF6 à la même altitude. Ce modèle du champ magnétique lithosphérique présente l'avantage d'être réalisé à partir de données satellitaires uniquement, et permet donc de s'abstraire des hétérogénéités du modèle WDMAM. Les résultats de ce nouveau calcul sont présentés Figure 56.

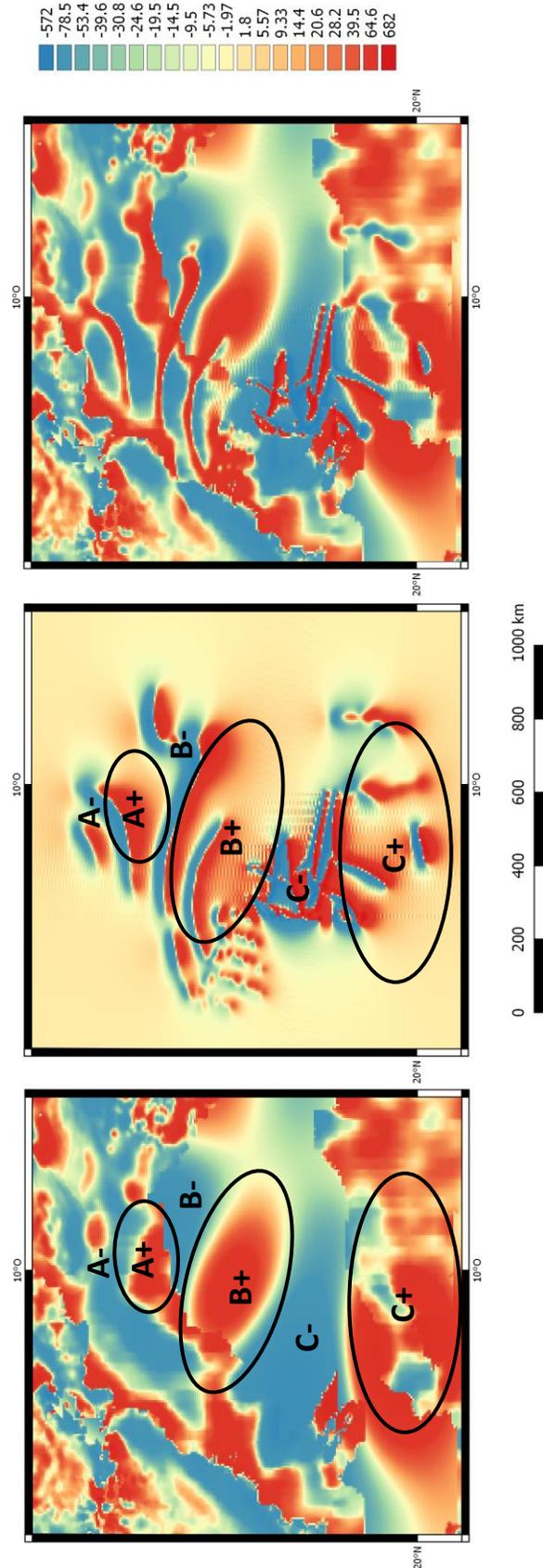


Figure 55 : Comparaison entre l'anomalie magnétique observée (gauche) et simulée par le modèle 3D (centre). L'erreur entre les deux cartes est représentée à gauche. Les cartes correspondent à l'anomalie calculée à 5km d'altitude. Les valeurs sont données en nT.

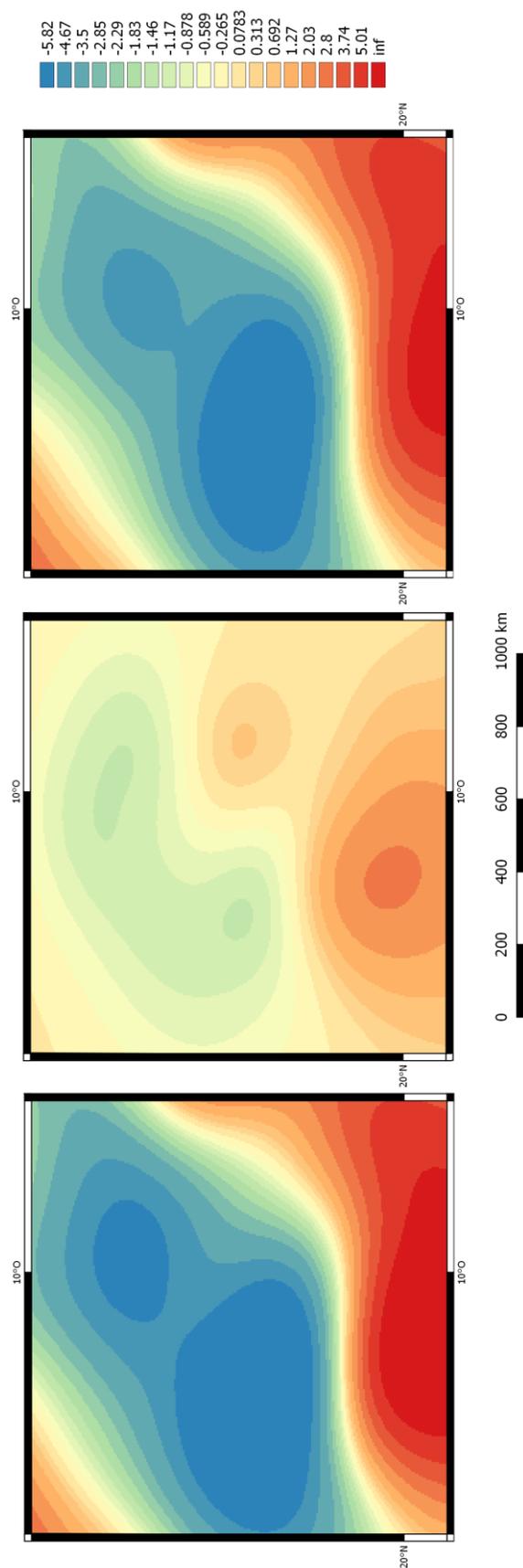


Figure 56: Comparaison entre l'anomalie magnétique observée (gauche) et simulée par le modèle 3D (centre). L'erreur entre les deux cartes est représentée à gauche. Les cartes correspondent à l'anomalie calculée à 350km d'altitude. Les valeurs sont données en nT.

A cette nouvelle altitude, on observe une bien meilleure correspondance entre les structures observées et simulées. On observe sur les deux cartes la présence d'un lobe négatif, formé de deux minima locaux centrés sur (-10°E ; 27°N) et (-13°E ; 24°N). On constate également la reproduction du lobe positif au sud, dont le maximum est centré sur (-12,5°E ; 19°N). Néanmoins, malgré une bonne qualité de reproduction qualitative, l'anomalie modélisée présente une intensité égale à seulement 15% (pour la partie négative) à 30% (pour la partie positive) de l'anomalie observée.

A ce stade, il a été décidé de tester la robustesse des modèles 2D (réalisés sous contrainte de données à 5km d'altitude) dans le cas d'un calcul d'anomalie à 350 km d'altitude. Les prédictions du modèle MF6 à cette altitude ont donc été ajoutées à chaque profil présenté en Figure 51 et Figure 52. Ces derniers ont ensuite été altérés afin que l'anomalie générée prédise au mieux les variations observées, selon un protocole identique à celui présenté en 4.4.2.

Il est particulièrement intéressant de constater que suite à cette modification, la position et la géométrie des corps de BIFs restent remarquablement similaires à ce qui avait été modélisé sous contrainte du modèle WDMAM (Figure 57).

Concernant les profils B à E, la position et l'extension latérale des sources restent inchangées, à l'exception de celle située à l'extrême sud du profil E, décalée de 300 km vers le sud. La seule modification notable requise pour prédire les anomalies observées en altitude est un changement d'épaisseur, allant de quelques dizaines de mètres à +300 m.

Le profil présentant le plus de modifications est le profil A. La version réalisée grâce aux données de MF6 présente des sources plus épaisses, jusqu'à 1km contre 300 mètres maximum dans la version précédente. Les sources sont également moins étendues, avec une extension totale de 300 km, contre plus de 500 km précédemment. On constate également la disparition de la source située à l'extrémité Sud du profil.

Malgré ces quelques changements, il est indéniable que la quantité et la disposition des sources calculées dans les premiers modèles 2D permet de prédire de façon satisfaisante l'anomalie magnétique observée à 350 km d'altitude, moyennant des épaisseurs de BIFs de quelques dizaines de mètres à 1 km. De plus, la capacité de ces

Partie 4 : Modélisation de l'Anomalie Magnétique Ouest-Africaine

modèles 2D à prédire les anomalies observées à différentes altitudes sans variation importante de profondeur, de position latérale, ou de taille des sources, est un signe de leur robustesse. Seule l'épaisseur des sources semble contrainte avec moins de précision, malgré le fait qu'elle reste circonscrite à des valeurs inférieures au kilomètre, en accord avec les observations effectuées sur des affleurements de BIFs similaires.

4.4 Construction des modèles

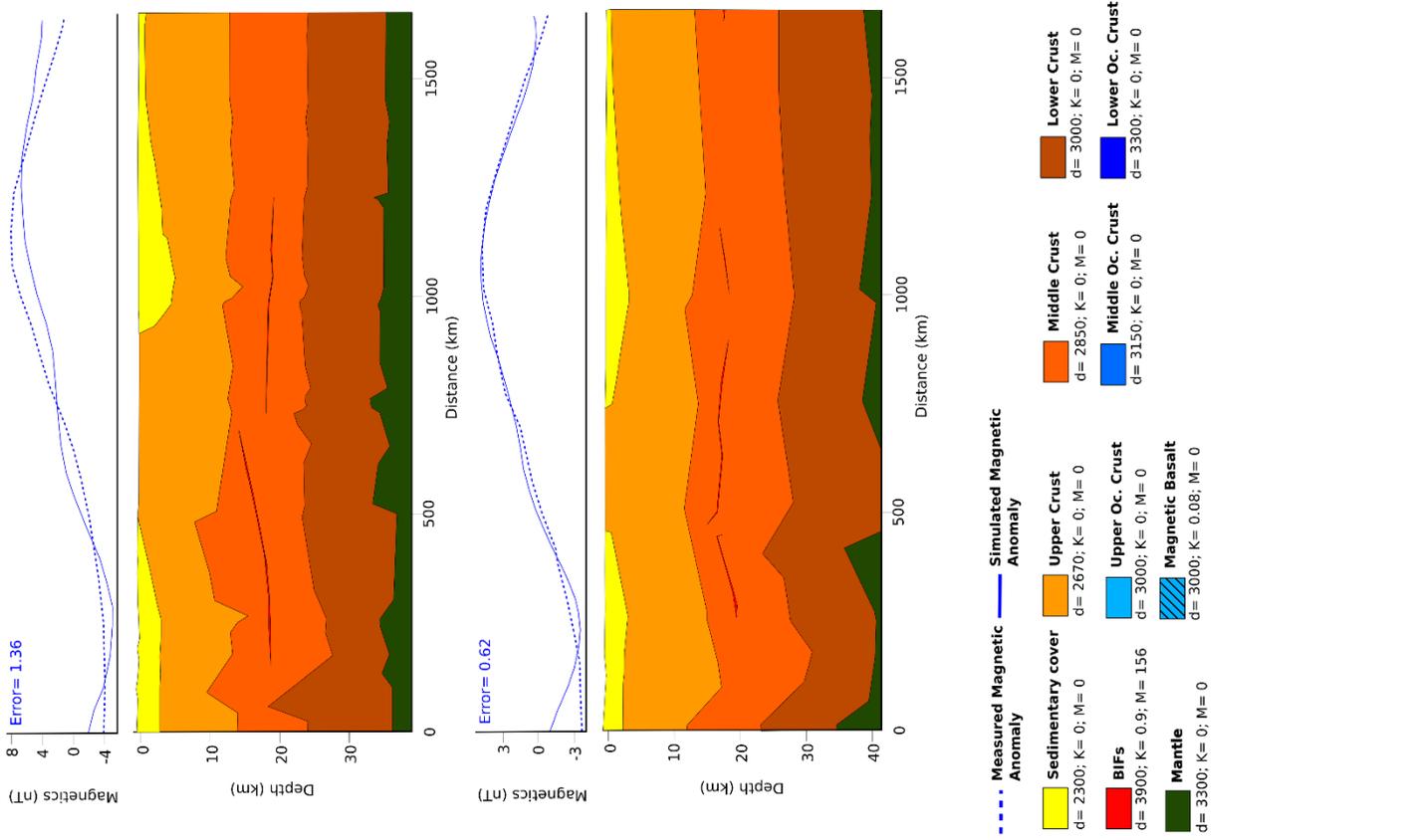


Figure 57: Modèle de la structure crustale le long des profils A, B, C, D, et E sous l'AMOA contraint par les données d'anomalies magnétiques à 350 km d'altitude. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 52 Figure 48.

4.4.4 Discussion

4.4.4.1 *Structure globale*

Concernant la géométrie d'ensemble de la croûte proposée, peu d'ajustements ont été nécessaires par rapport au modèle CRUST2.0 pour obtenir une prédiction raisonnable des anomalies de Bouguer. Le modèle final propose une épaisseur totale de croûte oscillant entre 40 et 45 km dans sa partie centrale. De telles valeurs sont en accord avec les différents résultats présentés dans la littérature. En effet, Pasyanos & Nyblade (2007) postulent une croûte d'épaisseur variant entre 25 et 45 km sur l'ensemble du craton ouest africain, d'après un modèle de tomographie sismique d'ondes S. Tedla et al. (2011) proposent eux des valeurs dérivées d'un modèle de champ gravitaire, comprises entre 40 et 45 km pour la région de la dorsale Reguibat. La convergence des résultats issus de différentes sources et de méthodes hétérogènes semble indiquer une robustesse assez forte de cet aspect de notre modélisation, avec une précision de l'ordre de 5 km.

4.4.4.2 *Nombre de sources*

Au lieu d'une unique source fortement magnétique, ou d'une croûte globalement mais faiblement aimantée (Toft et al., 1992 ; Ravat 1989 ; Toft & Haggerty, 1986 ; Regan & Marsh, 1982), nous proposons ici la présence de plusieurs sources à l'aimantation intense, réparties dans une croûte pas ou faiblement magnétique. Ce résultat est en accord avec les contextes géologiques connus des occurrences de BIFs. Celles-ci se présentent la plupart du temps sous la forme d'affleurement étirés en longueur et discontinus (Bronner, 1990 ; Alexandrov, 1973).

4.4.4.3 *Taille, position et géométrie des sources*

Le modèle de Ravat (1989) proposait déjà l'hypothèse d'un corps de faible épaisseur (3 km) et fortement magnétique ($k=1.0$ SI), pour expliquer l'anomalie magnétique de Bangui, et ce malgré des caractéristiques magnétiques qualifiés d'inhabituellement hautes pour un objet géologique (Hemant & Maus, 2005). Ce type de prédiction, concernant l'intensité d'aimantation des sources probables de certaines anomalies magnétiques terrestres, a poussé certains à imaginer la possibilité d'un impact météoritique. Un ancien impacteur métallique enfoui aurait ainsi pu expliquer une source magnétique aussi intense et localisée (Girdler et al., 1992 ; Ravat, 1989). Une telle hypothèse ne tient pas au regard de notre connaissance des gros impacts : l'impacteur est en fait entièrement volatilisé et la matière se retrouve dans les éjectas de surface, sans possibilité de génération d'un corps magnétique profond.

Par ailleurs, les mesures réalisées sur les BIFs de Mauritanie démontrent que des formations naturelles terrestres sont tout à fait susceptibles de posséder les caractéristiques requises pour produire des anomalies magnétiques de grande amplitude. Ces résultats s'inscrivent dans la lignée de plusieurs études de magnétisme sur des roches ferrugineuses en provenance notamment de Chine et d'Afrique centrale, et qui font état de valeurs d'aimantation comparables (Ouabego et al., 2013 ; Fan et al., 2014).

De plus, les épaisseurs des formations ferrugineuses prédites par notre modèle, soit de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, sont comparables aux épaisseurs de certains affleurements de BIFs de la région d'Anshan en Chine (Fan et al., 2014), du bassin de Hamersley en Australie (Guo et al., 2011) ou du groupe paléoprotérozoïque de Kursk en Russie (Ilyin, 2009), tous également datés de la fin de l'archéen. De même, l'extension latérale maximale des couches de roches modélisées est comprise entre 200 et 1000 km, ce qui les place dans l'éventail de tailles des provinces ferrifères décrites par les auteurs précédents.

Cela montre qu'il est envisageable d'extrapoler les conclusions de ce modèle, en termes de structures, à d'autres provinces ferrifères. On peut cependant noter que dans plusieurs régions cratoniques, notamment dans la région de l'anomalie magnétique de Kursk, les formations de BIFs peuvent atteindre des épaisseurs de plusieurs kilomètres (Alexandrov, 1973 ; Ilyin, 2009). Il est donc nécessaire de considérer la possibilité de formations ferrugineuses au moins partiellement moins magnétiques que les BIFs de la région de la Kediat Ijil.

4.4.4.4 *Caractéristiques magnétiques des sources*

Les différentes valeurs de paramètres magnétiques testées au sein des modèles présentés plus haut montrent l'importance capitale que peut revêtir l'aimantation rémanente dans la génération d'anomalies magnétiques à grande échelle. Notre modèle final propose en effet des sources dont la rémanence est à l'origine de plus de 50% de l'amplitude de l'anomalie ouest africaine.

Les BIFs de Mauritanie présentent une ARN exceptionnellement forte, même pour des roches qualifiées de « minerais de fer » dans la littérature (cf. Partie 1 Paragraphe), ces valeurs ne sont donc sans doute pas transposables en l'état à d'autres contextes d'anomalies sans au moins une étude pétrographique préalable. Néanmoins, ces résultats mettent en exergue le fait que négliger ou sous-estimer la

rémanence de formations à grande échelle peut avoir des conséquences lourdes sur un modèle.

4.4.4.5 *Le magnétisme en profondeur*

Les deux chapitres précédents de ce manuscrit ont permis de mettre en évidence une potentielle dépendance des paramètres magnétiques de nos sources à la profondeur. L'existence d'un effet Hopkinson chez les BIFs provoque une augmentation de l'aimantation induite, pouvant aller jusqu'à 40% de la valeur initiale, au voisinage de l'isotherme de Curie de la magnétite (Launay et al., 2018).

D'autre part, l'aimantation thermo rémanente acquise sous haute pression peut également être deux fois plus intense que celle enregistrée sous des conditions de surface (cf. Partie 2). La méconnaissance du processus d'acquisition de l'ARN des BIFs de Mauritanie nous oblige donc à considérer cette possibilité.

Enfin, la position même de l'isotherme de Curie dans la croûte doit être considérée avec précaution : l'augmentation de la température de Curie de la titanomagnétite et de l'hématite constatée expérimentalement (+10°C à 1012 MPa) suggère une profondeur accrue, particulièrement dans un contexte de craton ancien.

La profondeur réelle de l'isotherme de Curie pour la magnétite peut ainsi être estimée entre 42 et 47 km de profondeur dans notre zone d'étude (Li et al., 2017). Ceci correspondant à la base de l'épaisseur de croûte modélisée, on considèrera donc l'intégralité de la croûte continentale comme potentiellement ferromagnétique. La variation de position de cette isotherme est ici de l'ordre du kilomètre et se produit à une profondeur que le modèle prédit exempte de tout objet magnétique, elle ne représente donc pas une modification importante par rapport aux hypothèses habituelles. Néanmoins, la position de l'isotherme peut varier de 3 à 4 kilomètres dans les régions à plus faible gradient thermique (Negi et al., 1987). A l'inverse, dans les régions de croûte fine, la migration verticale de l'isotherme est plus faible, mais est susceptible d'affecter des objets plus superficiels. Il reste donc à considérer cet effet dans le contexte d'autres anomalies.

Notre modèle ne nécessite pas la présence de sources magnétiques à très grande profondeur (au-delà de 25 km), ce qui peut indiquer une limite quant à considérer l'effet Hopkinson dans ces formations ferrugineuses.

Malgré ces différents points, on constate que le modèle prédit l'existence de sources magnétiques entre 0 et 25 km de profondeur. Or, on sait que l'aimantation rémanente acquise à partir de 13 à 20 km de profondeur est potentiellement deux fois plus intense que dans la croûte supérieure. Si des sources similaires peuvent être imaginées dans des contextes équivalents, il est probable que leur aimantation réelle soit supérieure à ce qui est postulé habituellement. Par conséquent, elles pourraient être de taille très inférieure aux hypothèses actuelles.

L'existence de roches intensément magnétiques dans cette région de la croûte permettrait en outre d'expliquer les incohérences observées entre les caractéristiques magnétiques attendues et les mesures observées sur le terrain en différents endroits du globe. En effet, nombre de mesures magnétiques font état de valeurs d'aimantation trop faibles pour expliquer les anomalies magnétiques associées, avec des différences de plusieurs A/m (McEnroe et al., 2004). Les sources des anomalies de grande longueur d'onde, notamment, seraient donc à rechercher dans la croûte profonde, et les roches incriminées pourraient s'écarter des échantillons majoritaires en surface.

4.4.5 Ouverture

Gardons à l'esprit que, plutôt que d'apporter une réponse définitive à une question, le rôle d'un modèle est de mettre en évidence des impossibilités, de confirmer, ou d'infirmer des pistes de réflexions. Le modèle a vocation à reconstituer la réalité, mais l'étude des phénomènes et des objets naturels comporte trop de paramètres pour pouvoir prétendre les prendre tous en compte.

A ce titre, l'étude qui vient d'être présentée ne fait pas exception, et possède un certain nombre de limites, certaines inhérentes à la méthode employée, d'autres spécifiques à ce cas d'étude et aux données utilisées.

L'un des points qui ressort de l'observation des différents modèles 2D réalisés, est le manque de précision quant à la position verticale des sources magnétiques. Il semble que la seule contrainte de l'intensité des anomalies magnétiques ne soit pas suffisante pour contraindre ce paramètre. La résolution de ce problème nécessiterait une meilleure connaissance de la structure interne du craton ouest-africain, ou un calcul de profondeur de source magnétique basé sur les mesures de

gradients magnétiques, tels que fournis par la mission Swarm par exemple (Friis-Christensen et al., 2006).

Notons également une disparité de nature entre les « données » d'anomalie issues de la carte WDMAM et l'anomalie calculée par GM-SYS. Le logiciel calcule en effet l'intensité d'anomalie magnétique à partir des corps dessinés en 2D, en soustrayant une valeur moyenne définie comme la valeur du champ terrestre ambiant. A contrario, l'anomalie extraite de la WDMAM n'est pas calculée de la même manière : il s'agit de données d'intensité de champ total auxquelles ont été soustraites les valeurs correspondant au champ du noyau et au champ externe (Valeurs calculées par des modèles). Le résidu de cette soustraction a été ensuite mis à niveau avec les grilles aéromagnétiques disponibles pour les régions voisines, et prolongé vers le haut ou vers le bas en fonction de la hauteur de l'acquisition des données (Dyment et al., 2015 ; Lesur et al., 2016). D'un point de vue purement technique, il est donc incorrect de comparer ces deux courbes. Néanmoins, dans la pratique, cette différence de nature est sans conséquence sur les interprétations formulées ici.

Au vu de la faible précision du modèle issu de l'extrapolation 3D pour les composantes de faible longueur d'onde, il apparaîtrait judicieux d'augmenter la densité des profils couvrant l'AMOA. On peut en effet penser que les variations abruptes du champ simulé sont dues à l'aspect anguleux des corps 3D construits à partir des sections 2D. En multipliant ces dernières, il devrait être possible d'augmenter la valeur des angles formés par les différentes arêtes latérales, et ainsi de « lisser » partiellement l'anomalie finale simulée. Il est toutefois important de noter que cette démarche possède un coût en temps beaucoup plus élevé.

Enfin, l'hétérogénéité de la carte d'anomalies magnétique WDMAM, bien qu'assurant une meilleure définition dans les régions couvertes par des campagnes aéromagnétiques, est probablement également à l'origine de certaines inexactitudes du modèle. Les variations brutales d'intensité d'anomalie observées aux transitions entre plusieurs jeux de données sont susceptibles de créer des artefacts se répercutant sur les structures modélisées. On recommandera donc l'utilisation de jeux de données d'origine homogène afin d'éviter cet écueil.

Ce problème semble particulièrement susceptible de se poser dans les régions du globe, comme l'Afrique de l'ouest, où la couverture aéromagnétique – entre autre – est historiquement parcellaire et inégale.

Il serait judicieux de réaliser l'extrapolation en 3D des profils contraints par les données satellitaires, afin de confirmer la validité des caractéristiques géométriques de nos sources. Ce processus étant particulièrement chronophage, il n'a pu être réalisé à temps pour figurer dans le présent manuscrit, et fera l'objet d'un travail ultérieur. Il pourrait également être intéressant de le doubler d'un modèle plus précis à plus petite échelle pour les zones où des données aéromagnétiques sont disponibles (Hemant & Maus, 2005).

Conclusion

Depuis la mise en évidence des anomalies magnétiques de la croûte terrestre, les conjectures quant à la nature, à la géométrie ou à la position de leurs sources géologiques n'ont cessé de fleurir. Des hypothèses et des modèles divers ont coexisté, allant d'un impact météoritique à une aimantation diffuse de la croûte profonde. Or, les principales anomalies magnétiques terrestres semblent être régulièrement corrélées avec des gisements de roches ferrifères (BIFs) dans les zones de cratons. L'objectif de cette thèse était donc de tester l'hypothèse de BIFs profondément enfouis comme source d'une anomalie spécifique. Le choix s'est porté sur l'anomalie Ouest-Africaine, suite à l'obtention d'un grand nombre d'échantillons de BIFs de cette région. Le protocole a dès lors consisté à caractériser le magnétisme de ces roches, et à étudier l'impact de la pression crustale sur leur aimantation, afin de réaliser un modèle numérique de la croûte continentale ouest-africaine.

Ce travail a tout d'abord consisté à mettre en évidence et à détailler les caractéristiques magnétiques des roches ferrifères présentes dans la région occupée par la dorsale Reguibat, la portion affleurante nord du craton Ouest-Africain. L'Aimantation Rémanente Naturelle et la susceptibilité magnétique ont été mesurées, avec des valeurs moyennes de respectivement 156 A/m et 1 SI. Cette signature magnétique extrêmement forte, supérieure aux valeurs mesurées sur des formations similaires dans d'autres régions du globe, suggère que ces roches ont probablement un impact important sur le paysage magnétique de la région.

Qui plus est, les rapports de Koenigsberger mesurés sont supérieurs à 1 dans 76% des cas, ce qui indique une nette prédominance de l'aimantation rémanente par rapport à l'aimantation induite. Cette importance notable de la composante rémanente dans nos échantillons pose la question de son statut dans les modèles existants : cette dernière est en effet souvent ignorée ou sous-estimée au profit de la susceptibilité magnétique. Nos résultats démontrent qu'il est nécessaire de la prendre en compte, a minima en ce qui concerne l'anomalie magnétique ouest-africaine.

Malgré cette prédominance de l'ARN, qui est souvent associée à une abondance d'hématite, la minéralogie magnétique de nos échantillons semble constituée en

Conclusion

quasi-totalité de magnétite extrêmement pure. Celle-ci représente jusqu'à 40% en volume de nos échantillons.

La caractérisation des paramètres magnétiques des BIFs mauritaniennes posait ensuite la question de leur dépendance aux conditions physiques rencontrées dans la croûte. L'impact de la température sur le magnétisme étant relativement bien documenté, l'effet de la pression reste en grande partie à étudier.

Des expériences d'acquisition et de désaimantation d'ATR sur des titanomagnétites ont donc été menées dans une cellule de pression hydrostatique, dans des conditions allant de 0 à 1012 MPa. Les résultats ont confirmé une dépendance de la température de Curie à la pression, avec pour les deux minéraux une augmentation maximale de +10°C à 1012 MPa par rapport à sa valeur à pression atmosphérique. Il a également été montré une forte dépendance de l'Aimantation Thermo Rémanente à la pression sous laquelle elle est acquise. Une ATR acquise à 675MPa peut ainsi être deux fois plus intense qu'en surface.

Ces résultats suggèrent, dans l'hypothèse où ils peuvent être étendus à de la magnétite quasi-pure, une nouvelle perspective dans la façon de penser les sources des anomalies magnétiques terrestres. Ils viennent appuyer l'idée que la pression ne doit pas être ignorée lorsqu'on considère l'aimantation de la croûte, et tout spécialement lorsqu'on s'intéresse au positionnement des isothermes de Curie des différents minéraux magnétiques. La profondeur de Curie actuellement admise pourrait ainsi être de 3 à 4 kilomètres plus profonde que prévu (Friedman et al., 2014), spécifiquement dans les régions de cratons à faible gradient thermique. Si l'intensité d'aimantation des sources profondes est plus forte que prévue, cela signifie également que les sources en question sont probablement de taille plus réduite que ce qui est actuellement postulé.

Il est important de noter que, si l'hydrostaticité de la cellule permet de rendre cette expérience aussi proche que possible des conditions in-situ dans la croûte profonde, il serait nécessaire de réaliser le même protocole mais avec une augmentation conjointe de la pression et de la température, afin de prendre en compte la totalité des paramètres physiques en profondeur. Les contraintes techniques ne permettent malheureusement pas un tel protocole à l'heure actuelle.

Les paramètres récoltés lors des expériences relatées précédemment ont permis de réaliser plusieurs modèles de la croûte continentale à la verticale de l'anomalie magnétique Ouest Africaine. Il en ressort premièrement qu'une aimantation globale de la croûte, ou une source étendue faiblement magnétique, n'est pas nécessaire pour expliquer l'AMOA. Des sources multiples, d'épaisseur réduite (0.1 à 1 km) et fortement magnétiques ($k=0.9$ SI et $ARN = 156$ A/m) permettent de reproduire en 2D les anomalies observées à 5 km et d'altitude. Une simple modification de l'épaisseur des dites sources de -100 à +300 m permet de prédire les anomalies observées cette fois à 350 km d'altitude.

L'extrapolation de ces modèles en 3D s'avère plus complexe : à faible altitude, les anomalies simulées présentent trop de variations pour rendre compte des mesures. En revanche, les structures simulées à l'altitude satellitaire présentent les mêmes caractéristiques qualitatives que les observations, malgré une différence dans l'intensité des anomalies. Cette difficulté est attribuée à deux facteurs : en premier lieu, l'utilisation d'une carte d'anomalies issue de mesures hétérogènes, et qui présente des variations brutales artificielles, impactant la qualité des structures modélisées. De plus, l'espacement de 200 km entre les différents profils 2D rend la simple interpolation des sources hasardeuse. Il serait intéressant d'enrichir le modèle avec des profils supplémentaires, afin d'améliorer la qualité de la prédiction à plus fine échelle.

On note également une faible contrainte concernant la profondeur des sources modélisées, malgré une meilleure qualité du modèle dans le cas de sources profondes.

Perspectives

Au-delà des limites mises en évidence dans la méthode utilisée, les informations récoltées grâce au modèle construit peuvent être intéressantes pour l'analyse d'autres contextes semblables d'anomalies magnétiques terrestres. Parmi les régions d'anomalies notables comportant des gisements de BIFs importants on peut citer les régions de Bangui en Afrique Centrale, Kursk en Russie, l'anomalie magnétique vénézuélienne et les anomalies australiennes.

L'une des principales anomalies magnétiques terrestres, située au-dessus de la région de Bangui en République Centrafricaine, est également corrélée à la présence

Conclusion

de Formation ferrugineuses. Les Itabirites échantillonnées sur place montrent des valeurs d'ARN de l'ordre de 80 A/m, et des rapports de Koenigsberger très supérieurs à 1 (Ouabego et al., 2013).

La région de Kursk en Russie, présente des anomalies magnétiques pouvant atteindre 6000 nT au niveau du sol. Cette région est également connue pour ses immenses gisements de fer s'étalant sur une surface de 120 000 km², et majoritairement formés de quartzites à magnétite, sur des épaisseurs avoisinant quelques centaines de mètres (Alexandrov, 1973 ; Ilyin, 2009).

Les formations de fer de Peculiar Knob, en Australie, possèdent une susceptibilité relativement faible (0.3 SI) par opposition à une aimantation rémanente moyenne de 120 A/m, qui se rapproche fortement des valeurs relevées sur les BIFs mauritaniennes (Schmidt et al., 2007). Ces formations coïncident également avec une anomalie magnétique intense de 30 000nT.

Les résultats de cette étude offrent également des possibilités d'extrapolation à des contextes extra-terrestres. La méthode utilisée peut en effet servir à analyser des sources d'anomalies magnétiques dans des contextes où aucune autre information que les mesures géophysiques n'est disponible. Nous avons utilisé ici les résultats d'expériences fondamentales de magnétisme des roches pour contraindre les propriétés des objets géologiques modélisés, mais des points communs peuvent être définis avec les sources d'anomalies extra-terrestres. Ainsi, des formations de type BIFs ont parfois été proposées comme analogue pour la modélisation des sources des anomalies magnétiques martiennes (Schmidt et al., 2007 ; McEnroe et al., 2004). En effet, la planète rouge possède des anomalies crustales très intenses, notamment dans son hémisphère sud. La région de Terra Sirenum par exemple, possède un moment magnétique total de $1,3 \cdot 10^{17}$ A.m² (Acuna et al., 1999 ; Kletetschka, et al., 2000), équivalente à un volume de 800 000 km³ doté d'une aimantation rémanente comparable à celle des BIFs mauritaniennes.

Les sources magnétiques de l'hémisphère Sud martien sont également interprétées comme profondes (entre 30 et 150 km) et intensément magnétiques, pour des ARN allant jusqu'à 143 A/m (Quesnel, 2006), soit des valeurs proches de celles rencontrées en Afrique de l'Ouest. L'aimantation y est également portée par de la magnétite, renforçant encore la similarité entre les deux situations.

De manière générale, les paramètres calculés des sources magnétiques martiennes semblent rejoindre ceux mesurés sur les échantillons de BIFs terrestres. Ceci ouvre d'intéressantes perspectives quant au portage du modèle proposé ici vers des objets cosmiques différents.

Bibliographie

- Acuna, M. H., Connerney, J. E., Ness, N. F., Lin, R. P., Mitchell, D., Carlson, C. W., . . . Cloutier, P. (1999). Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment. *Science*, 284, pp. 790-793.
- Alexandrov, E. A. (1973). The precambrian Banded Iron-Formations of the soviet union. *Economic Geology*, 68, pp. 1035-1062. doi:10.2113/gsecongeo.68.7.1035
- Bassin, C., Laske, G., & Masters, G. (2000). The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America. *EOS Trans AGU*, 81(F897).
- Bath, G. D. (1962). Magnetic anomalies and magnetizations of the Biwabik. *iron formation, Mesabi area, Minnesote*, 27(5), pp. 627-650.
- Baumjohann, Wolfgang, Blanc, Michel, Fedorov, A.O. & Glassmeier, Karl-Heinz (2010). Current Systems in Planetary Magnetospheres and Ionospheres. *Space Sci Rev.* 152. pp. 99-134. doi:10.1007/s11214-010-9629-z.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W., Braud, J., Binder, B., Depner, J., . . . Weatherhall, P. (2009). Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS. *Marine Geodesy*, 32(4), pp. 355-371.
- Bessoles, B. (1977). *Géologie de l'Afrique: Le Craton ouest-africain*. (E. BRGM, Éd.)
- Bezaeva, N. S., Demory, F., Rochette, P., Sadykov, R. A., Gattacceca, J., Gabriel, T., & Quesnel, Y. (2015). The effect of hydrostatic pressure up to 1,61GPa on the morin transition of hematite bearing rocks : implications for planetary crustal magnetization. *Geophysical Research Letters*, 42. doi:10.1002/2015GL066306
- Bezaeva, N. S., Gattacceca, J., Rochette, P., Sadykov, R. A., & Trukhin, V. I. (2010). Demagnetization of terrestrial and extraterrestrial rocks under hydrostatic pressure up to 1.2GPa. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 179, pp. 7-20. doi:10.1016/j.pepi.2010.01.004
- Bezaeva, N. S., Rochette, P., Gattacceca, J., Sadykov, R. A., & Trukhin, V. I. (2007). Pressure demagnetization of the Martian crust: Ground truth from SNC Meteorites. *Geophysical Research Letters*, 34. doi:10.1029/2007GL031501

- Blakely, R. J. (1988). Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 93(B10), pp. 11817-11832.
- Blakely, R. J., & Simpson, R. W. (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, pp. 1494-1498. doi:10.1190/1.1442197
- Bloxham, J., & Gubbins, D. (1985). The secular variation of Earth's magnetic field. *Nature*, 317, pp. 777-781. doi:10.1038/317777a0
- Bouligand, C., Glen, J. M., & Blakely, R. J. (2009). Mapping Curie Temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research*, 114. doi:10.1029/2009JB006494
- Bronner, G., Chauvel J. J. (1979). Precambrian banded iron-formations of the Ijil Group (Kediat Ijil, Reguibat Shield, Mauritania). *Economic Geology* ; 74 (1). pp.77-94. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.1.77>
- Bronner, G. (1990). La dorsale reguibat occidentale : structure d'un craton archéen, tectonique et métallogénie des quartzites ferrugineux. *PhD Thesis*, 447. Marseille: Université de Droit, d'économie et des sciences d'Aix-Marseille.
- Carmichael, R. S. (1982). *Handbook of Physical Properties of Rocks: Volume 2*. CRC Press.
- Clark, D. A. (1997). Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2), pp. 83-103.
- Collinson, D. W. (1983). *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. Chapman and Hall Ltd. doi:ISBN 0-412-22980-3
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Physics of Earth Planetary Interiors*, 13, pp. 260-267.
- Demory, F., Rochette, P., Gattacceca, J., Gabriel, T., & Bezaeva, N. S. (2013). Remanent magnetization and coercivity of rocks under hydrostatic pressure up to 1.4GPa. *Geophysical Research Letters*, 40, pp. 3858-3862. doi:10.1002/grl.50763

Bibliographie

- Demouchy, S., Jacobsen, S. D., Gaillard, F., & Stern, C. R. (2006). Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine. *Geology*, 34(6), pp. 429-432. doi:10.1130/G22386.1
- Dentith, M., & Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:ISBN 9780521809511
- Dunlop, D. J. (1974). Thermal Enhancement of magnetic susceptibility. *J. Geophys.*, 40, pp. 439-451.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism : fundamentals and frontiers*.
- Dunlop, D., & Stirling, J. (1977). Hard viscous remanent magnetization (VRM) in fine-grained hematite. *Geophysical Research Letters*, 4(4), pp. 163-166.
- Engelmann, R., Kontny, A., & Lattard, D. (2010). Low temperature magnetism of synthetic Fe-Ti oxide assemblages. *Journal of Geophysical Research*, 115. doi:10.1029/2010JB000865
- Fan, Z., Huang, X., Tan, L., Yang, X., Zhang, H., Zhou, D., . . . Cao, B. (2014). A study of iron deposits in the Anshan area, China based on interactive inversion technique of gravity and magnetic anomalies. *Ore Geology Reviews*, 57, pp. 618-627. doi:10.1016/j.oregeorev.2013.09.017
- Ferré, E. C., Friedman, S. A., Martin-Hernandez, F., Feinberg, J. M., Conder, J. A., & Ionov, D. A. (2013). The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub-Moho magnetic sources. *Geophysical Research Letters*, 40, pp. 1-6. doi:10.1029/2012GL054100
- Ferré, E., Friedman, S., Martin-Hernandez, F., Feinberg, J., Till, J., Ionov, D., & Conder, J. (2014). Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, 624-625, pp. 3-14. doi:10.1016/j.tecto.2014.01.004
- Feynman, Richard P., Leighton, Robert B., Sands, Matthew (1971). *The Feynman lectures on Physics, volume 2: mainly electromagnetism and matter*. (Vol. 2). (Pearson, Ed.), ISBN-10:020102117X
- Friedman, S. A., Feinberg, J. M., Ferré, E. C., Demory, F., Martin-Hernandez, F., Conder, J. A., & Rochette, P. (2014). Craton vs. rift uppermost mantle

- contributions to magnetic anomalies in the united states interior. *Tectonophysics*, 624-625, pp. 15-23.
- Friis-Christensen, E., Lühr, H., & Hulot, G. (2006). Swarm: a constellation to study the Earth's magnetic field. *Earth planets and Space*, 58(4), pp. 351-358.
- Frost, B. R., & Shive, P. N. (1986). Magnetic mineralogy of the lower continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91(B6), pp. 6513-6521.
- Geosoft Incorporated. (2017). Oasis Montaj 9.2 [software]. Toronto: Geosoft Incorporated.
- Gilder, S. A., Le Goff, M., & Chervin, J.-C. (2006). Static stress demagnetization of single and multidomain magnetite with implications for meteorite impacts. *High Pressure Research*, 26(4), pp. 539-547. doi:10.1080/08957950601092085
- Gilder, S., & Le Goff, M. (2008). Systematic pressure enhancement of titanomagnetite magnetization. *Geophysical Research Letters*, 35. doi:10.1029/2008GL033325
- Gilder, S., Le Goff, M., Peyronneau, J., & Chervin, J. C. (2004). Magnetic properties of single and multi-domain magnetite under pressure from 0 to 6 GPa. *Geophysical Research Letters*, 31. doi:10.1029/2004GL019844
- Girdler, R. W., Taylor, P. T., & Frawley, J. J. (1992). A possible impact origin for the Bangui magnetic anomaly (Central Africa). *Tectonophysics*, 212, pp. 45-58. doi:10.1016/0040-1951(92)90139-W
- Guo, W. W., Li, Z.-X., & Dentith, M. C. (2011). Magnetic petrophysical results from the Hamersley Basin and their implications for interpretation of magnetic surveys. *Australian Journal of Earth and Sciences*, 58, pp. 317-333. doi:10.1080/08120099.2011.552984
- Haggerty, S. (1979). The aeromagnetic mineralogy of igneous rocks. 16, pp. 1281-1293.
- Haggerty, S. E. (1978). Mineralogical constraints on curie isotherms in deep crustal magnetic anomalies. 5(2).

Bibliographie

- Hall, D. H. (1974). Long Wavelength aeromagnetic anomalies and deep magnetization in Manitoba and Northwestern Ontario, Canada. *Journal of Geophysical research*, 40, pp. 403-430.
- Hastings, D. A. (1982). Preliminary correlations of Magsat Anomalies with tectonic features of Africa. *Geophysical Research Letters*, 9(4), pp. 303-306.
- Hemant, K. (2003). Magnetic Susceptibilities of rocks and minerals. Dans *Modelling and Interpretation of Global Lithospheric Magnetic Anomalies* (pp. 96-98). Berlin.
- Hemant, K., & Maus, S. (2005). Geological modeling of the new CHAMP magnetic anomaly maps using a geographical information system technique. *Journal of Geophysical Research*, 110(B12103), pp. 1-23. doi:10.1029/2005JB003837
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R., & Saad, A. H. (2013). *Gravity and magnetic exploration - principles, practices and applications*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:ISBN 978-0-521-87101-3
- Hopkinson, J. (1889). Magnetic and Other Physica Properties of Iron at a High Temperature. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A* 180, pp. 443-465.
- Ilyin, A. V. (2009). Neoproterozoic Banded Iron Formations. *Lithology and Mineral Ressources*, 44(1), pp. 78-86. doi:10.1134/S0024490209010064
- Jankowski, J., & Sucksdorff, C., (Int. Assoc. Geomag. Aeronomy, Warsaw, 1996). Guide for Magnetic Measurements and Observatory Practice. Jaupart, C., & Mareschal, J. C. (1999). The thermal structure and thickness of continental roots. *Lithos*, 48, pp. 93-114.
- Kagramanyan, L. (1984). *Elastic and thermodynamic properties of a series of silicone fluids at pressures of up to 600 MPa from acoustic measurements*. Yerevan: Yerevan Polytech. Inst.
- Kiss, J., Szarka, L., Pracser, E., & Adam, A. (s.d.). *AUTUMN MEETING OF THE ASSOCIATION OF THE HUNGARIAN GEOPHYSICS abstracts of the presentations*. Consulté le septembre 2017, sur <http://oldwww.mageof.hu>.

- Klein, C. (2005). Some precambrian banded iron formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, *90*, pp. 1473-1499.
- Kletetschka, G., Wasilewski, P., & Taylor, P. T. (2000). Mineralogy of the sources for magnetic anomalies on Mars. *Meteoritics and Planetary Science*, *35*, pp. 895-899.
- Korhonen, J., Derek Fairhead, J., Hamoudi, M., Hemant, K., Lesur, V., Manda, M., . . . Thébaud, E. (2007). Magnetic Anomaly Map of the World. (U. Commission for the geological map of the world, Éd.) Paris, France.
- Krapez, B., Barley, M. E., & Pickard, A. L. (2003). Hydrothermal and resedimented origins of the precursor sediments to banded iron formation: sedimentological evidence from the early palaeoproterozoic Brockman supersequence of western Australia. *Sedimentology*, *50*, pp. 979-1011. doi:10.1046/j.1365-3091.2003.00594.x
- Langel, R. A., & Hinze, W. J. (1998). *The magnetic field of the Earth's lithosphere*. doi:10.1007/s11214-010-9667-6
- Langlais, Benoit, Lesur, Vincent, Purucker, Michael E., Connerney, Jack E. P., & Manda, Mioara (2010). Crustal magnetic fields of telluric planets. *Space Science Reviews*, *152*, pp. 223–249. doi: 10.1007/s11214-009-9557-y
- Langlais, B., Quesnel, Y. (2008). New perspectives on Mars' crustal magnetic field. *Comptes Rendus Geosci.* *340*. doi:10.1016/j.crte.2008.08.006e
- Langlais, B., Purucker, M., & Manda, M. (2004). Crustal magnetic field of Mars. *Journal of Geophysical Research*.
- Launay, N., Quesnel, Y., Rochette, P., & Demory, F. (2018). Iron formations as the source of the West African Magnetic Anomaly. *Frontiers in Earth Science*, *6*(32). doi:10.3389/feart.2018.00032
- Launay, N., Rochette, P., Quesnel, Y., Demory, F., Bezaeva, N. S., & Lattard, D. (2017). Thermoremanence Acquisition and demagnetization for titanomagnetite under lithospheric pressures. *Geophysical Research Letters*, *44*. doi:10.1002/2017GL073279

Bibliographie

- Lesur, V., Hamoudi, M., Choi, Y., Dyment, J., & Thébault, E. (2016). Building the second version of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM). *Earth Planets and Space*. doi:10.1186/s40623-016-0404-6
- Li, C.-F., Lu, Y., & Wang, J. (2017). A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. *Scientific Reports*, 7. doi:10.1038/srep45129
- Li, Z., Zheng, J., Liu, Q., Griffin, W., & Hu, X. (2015). Magnetically stratified continental lower crust preserved in the North China Craton. *Tectonophysics*, 643, pp. 73-79. doi:10.1016/j.tecto.2014.12.012
- Li, Z., Zheng, J., Zeng, Q., Liu, Q., & Griffin, W. L. (2014). Magnetic mineralogy of pyroxenite xenoliths from Hannuoba basalts, North China craton: implications for magnetism in the continental lower crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, pp. 806-821. doi:10.1002/2013JB010599
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), pp. 159-162.
- Lowrie, W., & Fuller, M. (1971). On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremanent magnetization in magnetite. *Journal of Geophysical Research*, 76(26), pp. 6339-6349.
- Mandea, M., & Purucker, M. (2005). Observing, modeling and interpreting magnetic fields of the solid earth. *Surveys in geophysics*, 26, pp. 415-459. doi:10.1007/s10712-005-3857-x
- Martin-Hernandez, Fatima, Ferré, Eric C., Friedman, Sarah A. (2014). Remanent magnetization in fresh xenoliths derived from combined demagnetization experiments: magnetic mineralogy, origin and implications for mantle sources of magnetic anomalies. *Tectonophysics*, 624-625. doi:10.1016/j.tecto.2014.04.006
- Maus, S., Luehr, H., Rother, M., Hemant, K., Balasis, G., Ritter, P., & Stolle, C. (2007a). Fifth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite measurements. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8. doi:10.1029/2006GC001521

- Mayhew, M. (1982). Application of Sattelite magnetic anomaly data to curie isotherm mapping. *Journal of Geophysical Research*, 87, pp. 4846-4854. doi:10.1029/JB087iB06p04846
- McEnroe, S. A., Brown, L. L., & Robinson, P. (2004). Earth analog for Martian magnetic anomalies: remanence properties of hemo-ilmenite norites in the Bjerkreim-Sokndal intrusion, Rogaland, Norway. *Journal of Applied Geophysics*, 56(3), pp. 195-212.
- McEnroe, S. A., Harrison, R. J., Robinson, P., & Golla, U. (2001). Effect of fine-scale microstructures in titanohematite on the acquisition and stability of natural remanent magnetization in granulite facies metamorphic rocks, southwest Sweden: Implications for crustal magnetism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B12), pp. 30523-30546.
- McEnroe, S., Langenhorst, F., Robinson, P., Bromiley, G., & Shaw, C. S. (2004). What is magnetic in the lower crust ? *Earth and Planetary Science Letters*, 226, pp. 175-192. doi:10.1016/j.epsl.2004.07.020
- McEnroe, S., Robinson, P., & Panish, P. T. (2000). Chemical and petrographic characterization of ilmenite and magnetite in oxide-rich cumulates of the Sokndal Region, Rogaland, Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 436, pp. 49-56.
- Montero, P., Haissen, F., El Archi, A., Rjimati, E. & Bea, F. (2014). Timing of Archean crust formation and cratonization in the Awsard-Tichla zone of the NW Reguibat Rise, West African Craton: A SHRIMP, Nd–Sr isotopes, and geochemical reconnaissance study, *Precambrian Research*, 242. pp. 112-137, doi:10.1016/j.precamres.2013.12.013.
- Mosegaard, K., & Tarantola, A. (2002). Probabilistic approach to inverse problems. Dans *International handbook of earthquakes & engineering seismology* (pp. 237-265). Academic Press.
- Mosegaard, K., & Tarantola, A. (1995). Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), pp. 12431-12447. doi:10.1029/94JB-03097
- Nagata, T. (1961). *Rock Magnetism*. Tokyo: Maruzen Company Ltd.
- Negi, J. G., Agrawal, P. K., & Pandey, O. P. (1987). Large variation of Curie depth and lithospheric thickness beneath the indian subcontinent and a case for

Bibliographie

- magnetothermometry. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, *88*, pp. 763-775. doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb01655.x
- Ouabego, M., Quesnel, Y., Rochette, P., Demory, F., Fozing, E., Njanko, T., . . . Affaton, P. (2013). Rock magnetic investigation of possible sources of the Bangui magnetic anomaly. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, *224*, pp. 11-20. doi:10.1016/j.pepi.2013.09.003
- Özdemir, Ö., & Dunlop, D. J. (2014). Hysteresis and Coercivity of hematite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(4), pp. 2582-2594.
- Pasyanos, M. E., & Nyblade, A. A. (2007). A to to bottom lithospheric study of Africa and Arabia. *Tectonophysics*, *444*, pp. 27-44. doi:10.1016/j.tecto.2007.07.008
- Pearce, G. W., & Karson, J. A. (1981). On pressure demagnetization. *Geophysical Research Letters*, *8*, pp. 725-728. doi:10.1029/GL008i007p00725
- Potrel, A. Peucat, J.J. & Fanning C.M. (1998). Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U/Pb and Sm/Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research*, *90*, pp. 107-117. doi:10.1016/S0301-9268(98)00044-8.
- Purucker, M. E., & Clark, D. A. (2011). Mapping and interpretation of the lithospheric magnetic field. Dans *Geomagnetic observations and models* (pp. 311-337). Springer. doi:10.1007/978-90-481-9858-0_13
- Purucker, M. E., Langel, R. A., Rajaram, M., & Raymond, C. (1998). Global magnetization models with a priori information. *Journal of Geophysical Research*, *103*, pp. 2563-2584.
- Quesnel, Y. (2006). Interprétation des données magnétiques martiennes: contraintes sur l'évolution primitive de Mars. Université de Nantes.
- Quesnel, Y., Langlais, B., & Sotin, C. (2007). Local inversion of magnetic anomalies: implication for Mars' crustal evolution. *Planetary and Space Science*, *55*, pp. 258-269. doi:10.1016/j.pss.2006.02.004
- Radhakrishnamurty, C., & Likhite, S. D. (1970). Hopkinson effect, blocking temperature and Curie point in basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, *7*(5), pp. 389-396.

- Ravat, D. N. (1989). Magsat investigations over the greater african region. Purdue University.
- Ravat, D. N., Hinze, W. J., & Taylor, P. T. (1993). European tectonic features observed by Magsat. *Tectonophysics*, 220, pp. 157-173. doi:10.1016/0040-1951(93)90229-D
- Ravat, D. N., Hinze, W. J., & von Frese, R. (1991). Analysis of MAGSAT magnetic contrasts across Africa and South America. *Tectonophysics*, 212, pp. 59-76. doi:10.1016/0040-1951(92)90140-2
- Regan, R. D., & Marsh, B. D. (1982). The Bangui magnetic anomaly: Its geological origin. *Journal of Geophysical Research*, 87(B2), pp. 1107-1120. doi:1048-0227/82/001 B- 1528501.00
- Reguzzoni, M., & Sampietro, D. (2015). GEMMA: an Earyh crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35(A), pp. 31-43. doi:10.1016/j.jag.2014.04.002
- Richter, C., Acton, G., Endris, C., & Radsted, M. (2007). Handbook for shipboard paleomagnetists. *ODP Technical Note 34*. ODP Technical Note 34. doi:10.2973/odp.tn.34.2007
- Rochette, P. (1987). Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the swiss alps: toward the use of "magnetic isogrades". *Earth and Planetary Science Letters*, pp. 446-457. doi:012-821X/87/\$03.50
- Rochette, P. (1994). Comments on "Anisotropic magnetic susceptibility in the continental lower crust and its implications for he shape of magnetic anomalies" by G. Florio et al. *Geophysical Research Letters*, 21(24), pp. 2773-2774. doi:10.1029/94JB00665
- Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C. (1992b). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3), pp. 209-226.
- Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, pp. 267-309.
- Sadykov, R. A., Bezaeva, N. S., Kharkovskiy, A. I., Rochette, P., Gattacceca, J., & Trukhin, V. I. (2008). Nonmagnetic high pressure cell for magnetic

Bibliographie

- remanence measurements up to 1.5GPa in a superconducting quantum interference device magnetometer. *Review of Scientific Instruments*, 79. doi:10.1063/1.2999578
- Samara, G., & Giardini, A. (1969). Effect of Pressure on the Neel Temperature of Magnetite. *The physical Review*, 186, pp. 577-580. doi:doi.org/10.1103/PhysRev.186.577
- Schmidt, P. W., McEnroe, S. A., Clark, D. A., & Robinson, P. (2007). Magnetic properties and potential field modeling of the Peculiar Knob metamorphosed iron formation, South Australia: an analog for the source of the intense Martian magnetic anomalies? *Journal of Geophysical research*, 112(B03102). doi:10.1029/2006JB004495
- Schofield, D.I., Horstwood, M.S.A., Pitfield, P.E.J., Gillespie, M., Darbyshire, F., O'Connor, E.A. & Abdouloye, T.B. (2012). U–Pb dating and Sm–Nd isotopic analysis of granitic rocks from the Tiris Complex: New constraints on key events in the evolution of the Reguibat Shield, Mauritania. *Precambrian Research*, 204–205. pp.1-11. doi:10.1016/j.precamres.2011.12.008.
- Schult, A. (1970). Effect of pressure on the Curie temperature of titanomagnetites (1-x)Fe₃O₄xFe₂TiO₄. *Earth and Planetary Science Letters*, 10, pp. 81-86. doi:10.1016/0012-821X(70)90067-1
- Smith, W. H., & Sandwell, D. T. (1997). Global Sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, pp. 1957-1962.
- Takahashi, F., Tsunakawa, H., Shimizu, H., Shibuya, H., & Matsushima, M. (2014). Reorientation of the early lunar pole. *Nature Geoscience*, 7, pp. 409-412. doi:10.1038/NGEO2150
- Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., & Poole, S. (2007). The GGM03 mean earth gravity model from GRACE. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007*. American Geophysical Union. doi:2007AGUFM.G42A..03T
- Tedla, G. E., van der Meijde, M., Nyblade, A. A., & van de Meer, F. D. (2011). A crustal thickness map of Africa derived from a global gravity field model using Euler deconvolution. *Geophysical Journal International*, 187, pp. 1-9. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05140.x

- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (éd. 2e). Cambridge: Cambridge University Press. doi:ISBN 0521 339383
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., . . . Zvereva, T. (2015). International geomagnetic reference field: the 12th generation. *Earth, planets and space*. doi:DOI 10.1186/s40623-015-0228-9
- Thébault, E., Purucker, M., Whaler, K. A., Langlais, B., & Sabaka, T. J. (2010). The magnetic field of the Earth's lithosphere. *Space Science Review*, 155.
- Thébault, E., Vigneron, P., Langlais, B., & Hulot, G. (2016). A Swarm lithospheric magnetic field model to SH degree 80. *Earth, Planets and Space*, 68(126). doi:10.1186/s40623-016-0510-5
- Thomson, A., Finn, C., Boteler, D. & Hulot, G. (2017). Observatoires Participants (Carte), consulté le 2018 sur <http://www.intermagnet.org>
- Toft, P. B., & Haggerty, S. E. (1986). A remanent and induced magnetization model of magsat vector anomalies over the west african craton. *Geophysical Research Letters*, 13(4), pp. 341-344. doi:10.1029/GL013i004p00341
- Toft, P. B., Taylor, P. T., Arkani-Hamed, J., & Haggerty, S. E. (1992). Interpretation of satellite magnetic anomalies over the west african craton. *Tectonophysics*, 212, pp. 21-32. doi:0040-1951/92/05.00
- Turcotte, D., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Tyler, R. H., Mysak, L. A. & Oberhuber, J. M. (1997), Electromagnetic Fields Generated by a Three Dimensional Global Ocean Circulation. *J. Geophys. Res.* 102, pp. 5531–5552.
- Usui, Y., Shibuya, T., Sawaki, Y., & Komiya, T. (2015). Rock magnetism of tiny exsolved magnetite in plagioclase from a paleoarchean granitoid in the pilbara craton. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, pp. 112-125. doi:10.1002/2014GC005508
- Vervelidou, F., & Thébault, E. (2015). Global maps of the magnetic thickness and magnetization of the Earth's lithosphere. *Earth Planets and Space*(67).
- Voorhies, C. V., Sabaka, T. J., & Purucker, M. (2002). On magnetic spectra of Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research*, 107(E6). doi:10.1029/2001JE001534

Bibliographie

- Wang, H., Liu, Q., Zhao, W., Li, Z., & Zheng, J. (2015). Magnetic properties of Archean gneisses from the Northeastern North China Craton : the relationship between magnetism and metamorphic grade in the deep continental crust. *Geophysical Journal International*, 201, pp. 475-484. doi:10.1093/gji/ggv036
- Wasilewski, P. J., Thomas, H. H., & Mayhew, M. A. (1979). The Moho as a magnetic boundary. National Aeronautics and Space Administration.
- Westphal, M., & Pfaff, H. (1986). *Paléomagnétisme et magnétique des roches*. Paris: DOIN éditeurs.
- Waller, K. A., & Langel, R. A. (1996). Minimal crustal magnetizations from the satellite data. *Physics of the earth and planetary interiors*, 98, pp. 303-319.

Annexes

Annexes A : Magnétisme des BIFs - Tableaux et figures
supplémentaires

Tableau A 1:Tableau récapitulatif des calculs du vecteur d'aimantation induite dans un échantillon anisotrope. Les valeurs de K1, K2 et K3 utilisées correspondent à l'échantillon présentant le degré d'anisotropie le plus élevé (cf. Table 3) soit K1=1.6, K2=0.8 et K3=0.6. Le calcul a été effectué dans le système orthonormé constitué par les trois axes de l'ellipsoïde d'anisotropie de l'échantillon (K1=z, K2=y, K3=x). α =inclinaison du champ ambiant ; β =déclinaison du champ ambiant ; $|H|$ =valeur du champ ambiant ; (H1, H2, H3)=composantes du champ ambiant selon les trois axes ;(J1, J2, J3)=composantes de l'aimantation induite résultante selon les 3 axes ; $|J|$ =valeur d'aimantation induite résultante ; JH=angle formé par le vecteur champ et le vecteur aimantation induite.

α (°)	β (°)	$ H $ (A/m)	H1	H2	H3	J1	J2	J3	$ J $ (A/m)	angle JH (°)
0	0	100	0,00	100,00	0,00	0,00	80,00	0,00	80,00	0,0
10	0	100	17,36	98,48	0,00	27,78	78,78	0,00	83,54	9,4
20	0	100	34,20	93,97	0,00	54,72	75,18	0,00	92,98	16,1
30	0	100	50,00	86,60	0,00	80,00	69,28	0,00	105,83	19,1
40	0	100	64,28	76,60	0,00	102,85	61,28	0,00	119,72	19,2
50	0	100	76,60	64,28	0,00	122,57	51,42	0,00	132,92	17,2
60	0	100	86,60	50,00	0,00	138,56	40,00	0,00	144,22	13,9
70	0	100	93,97	34,20	0,00	150,35	27,36	0,00	152,82	9,7
80	0	100	98,48	17,36	0,00	157,57	13,89	0,00	158,18	5,0
90	0	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0
0	10	100	0,00	98,48	17,36	0,00	78,78	10,42	79,47	2,5
10	10	100	17,36	96,98	17,10	27,78	77,59	10,26	83,05	9,8
20	10	100	34,20	92,54	16,32	54,72	74,03	9,79	92,58	16,4
30	10	100	50,00	85,29	15,04	80,00	68,23	9,02	105,53	19,4
40	10	100	64,28	75,44	13,30	102,85	60,35	7,98	119,51	19,4
50	10	100	76,60	63,30	11,16	122,57	50,64	6,70	132,79	17,4
60	10	100	86,60	49,24	8,68	138,56	39,39	5,21	144,15	14,0
70	10	100	93,97	33,68	5,94	150,35	26,95	3,56	152,79	9,8
80	10	100	98,48	17,10	3,02	157,57	13,68	1,81	158,17	5,0
90	10	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0
0	20	100	0,00	93,97	34,20	0,00	75,18	20,52	77,93	4,7
10	20	100	17,36	92,54	33,68	27,78	74,03	20,21	81,62	10,9
20	20	100	34,20	88,30	32,14	54,72	70,64	19,28	91,42	17,3
30	20	100	50,00	81,38	29,62	80,00	65,10	17,77	104,66	20,2
40	20	100	64,28	71,98	26,20	102,85	57,59	15,72	118,91	20,1
50	20	100	76,60	60,40	21,98	122,57	48,32	13,19	132,41	17,9
60	20	100	86,60	46,98	17,10	138,56	37,59	10,26	143,94	14,4
70	20	100	93,97	32,14	11,70	150,35	25,71	7,02	152,69	10,0
80	20	100	98,48	16,32	5,94	157,57	13,05	3,56	158,15	5,1
90	20	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0

Annexes

0	30	100	0,00	86,60	50,00	0,00	69,28	30,00	75,50	6,6
10	30	100	17,36	85,29	49,24	27,78	68,23	29,54	79,37	12,3
20	30	100	34,20	81,38	46,98	54,72	65,10	28,19	89,60	18,6
30	30	100	50,00	75,00	43,30	80,00	60,00	25,98	103,32	21,3
40	30	100	64,28	66,34	38,30	102,85	53,07	22,98	117,99	21,0
50	30	100	76,60	55,67	32,14	122,57	44,53	19,28	131,82	18,7
60	30	100	86,60	43,30	25,00	138,56	34,64	15,00	143,61	15,0
70	30	100	93,97	29,62	17,10	150,35	23,70	10,26	152,55	10,4
80	30	100	98,48	15,04	8,68	157,57	12,03	5,21	158,11	5,3
90	30	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0
0	40	100	0,00	76,60	64,28	0,00	61,28	38,57	72,41	7,8
10	40	100	17,36	75,44	63,30	27,78	60,35	37,98	76,53	13,6
20	40	100	34,20	71,98	60,40	54,72	57,59	36,24	87,32	20,0
30	40	100	50,00	66,34	55,67	80,00	53,07	33,40	101,65	22,7
40	40	100	64,28	58,68	49,24	102,85	46,95	29,54	116,85	22,2
50	40	100	76,60	49,24	41,32	122,57	39,39	24,79	131,11	19,6
60	40	100	86,60	38,30	32,14	138,56	30,64	19,28	143,22	15,6
70	40	100	93,97	26,20	21,98	150,35	20,96	13,19	152,38	10,8
80	40	100	98,48	13,30	11,16	157,57	10,64	6,70	158,07	5,5
90	40	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0
0	50	100	0,00	64,28	76,60	0,00	51,42	45,96	68,97	8,2
10	50	100	17,36	63,30	75,44	27,78	50,64	45,26	73,39	14,6
20	50	100	34,20	60,40	71,98	54,72	48,32	43,19	84,82	21,4
30	50	100	50,00	55,67	66,34	80,00	44,53	39,80	99,84	24,0
40	50	100	64,28	49,24	58,68	102,85	39,39	35,21	115,62	23,3
50	50	100	76,60	41,32	49,24	122,57	33,05	29,54	130,34	20,5
60	50	100	86,60	32,14	38,30	138,56	25,71	22,98	142,79	16,3
70	50	100	93,97	21,98	26,20	150,35	17,59	15,72	152,19	11,2
80	50	100	98,48	11,16	13,30	157,57	8,93	7,98	158,02	5,7
90	50	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0
0	60	100	0,00	50,00	86,60	0,00	40,00	51,96	65,57	7,6
10	60	100	17,36	49,24	85,29	27,78	39,39	51,17	70,30	15,1
20	60	100	34,20	46,98	81,38	54,72	37,59	48,83	82,41	22,5
30	60	100	50,00	43,30	75,00	80,00	34,64	45,00	98,11	25,2
40	60	100	64,28	38,30	66,34	102,85	30,64	39,80	114,46	24,4
50	60	100	76,60	32,14	55,67	122,57	25,71	33,40	129,61	21,3
60	60	100	86,60	25,00	43,30	138,56	20,00	25,98	142,39	16,9
70	60	100	93,97	17,10	29,62	150,35	13,68	17,77	152,01	11,6
80	60	100	98,48	8,68	15,04	157,57	6,95	9,02	157,98	5,9

90	60	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0
0	70	100	0,00	34,20	93,97	0,00	27,36	56,38	62,67	5,9
10	70	100	17,36	33,68	92,54	27,78	26,95	55,52	67,68	15,3
20	70	100	34,20	32,14	88,30	54,72	25,71	52,98	80,39	23,4
30	70	100	50,00	29,62	81,38	80,00	23,70	48,83	96,67	26,2
40	70	100	64,28	26,20	71,98	102,85	20,96	43,19	113,50	25,2
50	70	100	76,60	21,98	60,40	122,57	17,59	36,24	129,02	22,0
60	70	100	86,60	17,10	46,98	138,56	13,68	28,19	142,06	17,4
70	70	100	93,97	11,70	32,14	150,35	9,36	19,28	151,87	12,0
80	70	100	98,48	5,94	16,32	157,57	4,75	9,79	157,94	6,1
90	70	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0
0	80	100	0,00	17,36	98,48	0,00	13,89	59,09	60,70	3,2
10	80	100	17,36	17,10	96,98	27,78	13,68	58,19	65,92	15,2
20	80	100	34,20	16,32	92,54	54,72	13,05	55,52	79,04	24,0
30	80	100	50,00	15,04	85,29	80,00	12,03	51,17	95,73	26,8
40	80	100	64,28	13,30	75,44	102,85	10,64	45,26	112,87	25,7
50	80	100	76,60	11,16	63,30	122,57	8,93	37,98	128,63	22,4
60	80	100	86,60	8,68	49,24	138,56	6,95	29,54	141,85	17,7
70	80	100	93,97	5,94	33,68	150,35	4,75	20,21	151,78	12,2
80	80	100	98,48	3,02	17,10	157,57	2,41	10,26	157,92	6,2
90	80	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0
0	90	100	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	60,00	60,00	0,0
10	90	100	17,36	0,00	98,48	27,78	0,00	59,09	65,29	15,2
20	90	100	34,20	0,00	93,97	54,72	0,00	56,38	78,57	24,1
30	90	100	50,00	0,00	86,60	80,00	0,00	51,96	95,39	27,0
40	90	100	64,28	0,00	76,60	102,85	0,00	45,96	112,65	25,9
50	90	100	76,60	0,00	64,28	122,57	0,00	38,57	128,49	22,5
60	90	100	86,60	0,00	50,00	138,56	0,00	30,00	141,77	17,8
70	90	100	93,97	0,00	34,20	150,35	0,00	20,52	151,74	12,2
80	90	100	98,48	0,00	17,36	157,57	0,00	10,42	157,91	6,2
90	90	100	100,00	0,00	0,00	160,00	0,00	0,00	160,00	0,0

Annexes B : Modèles 2D des profils A, B, D, E

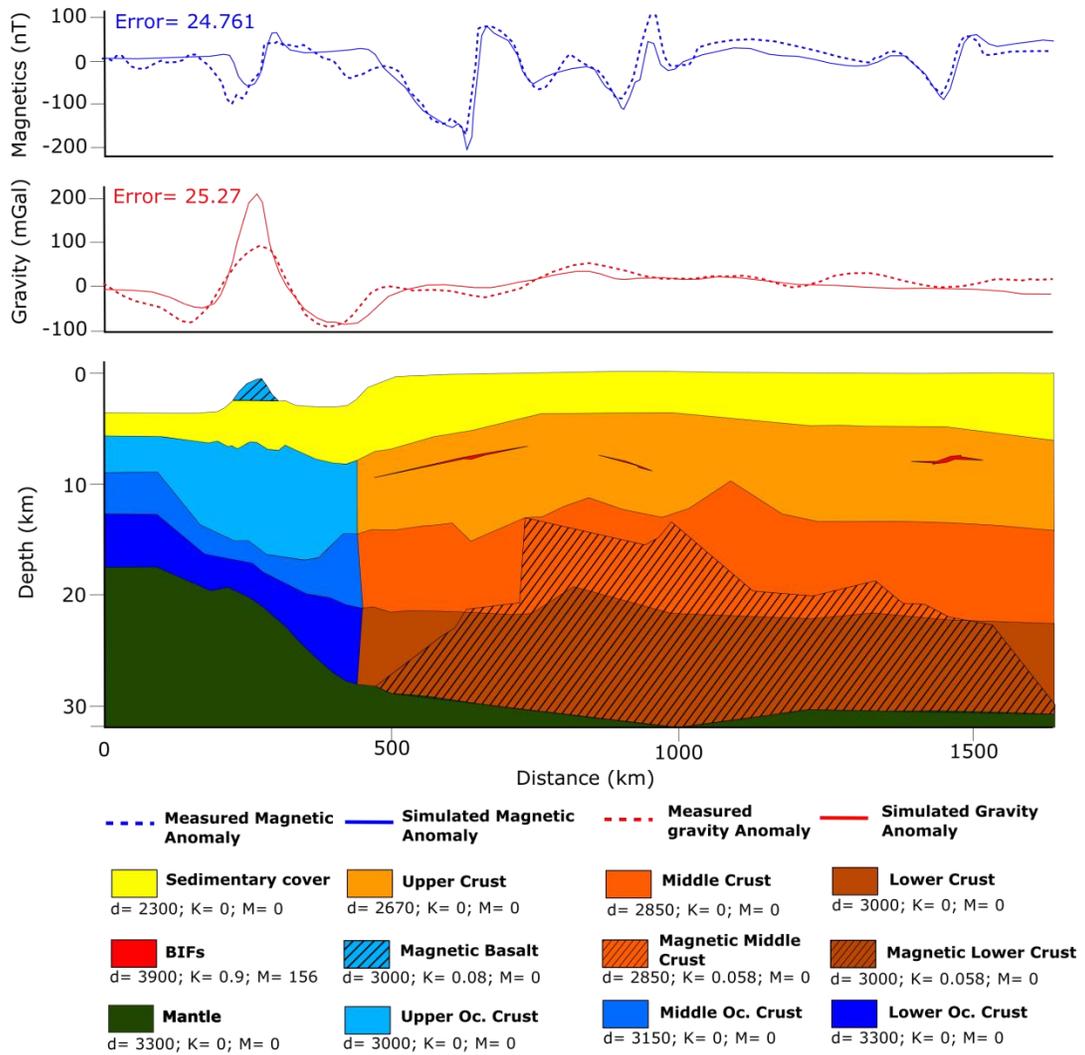


Figure A 1: Modèle de la structure crustale le long du profil A sous l'AMOA, considérant la rémanence, l'hypothèse de BIFs superficielles, et l'hypothèse d'une source profonde diffuse. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

Annexes

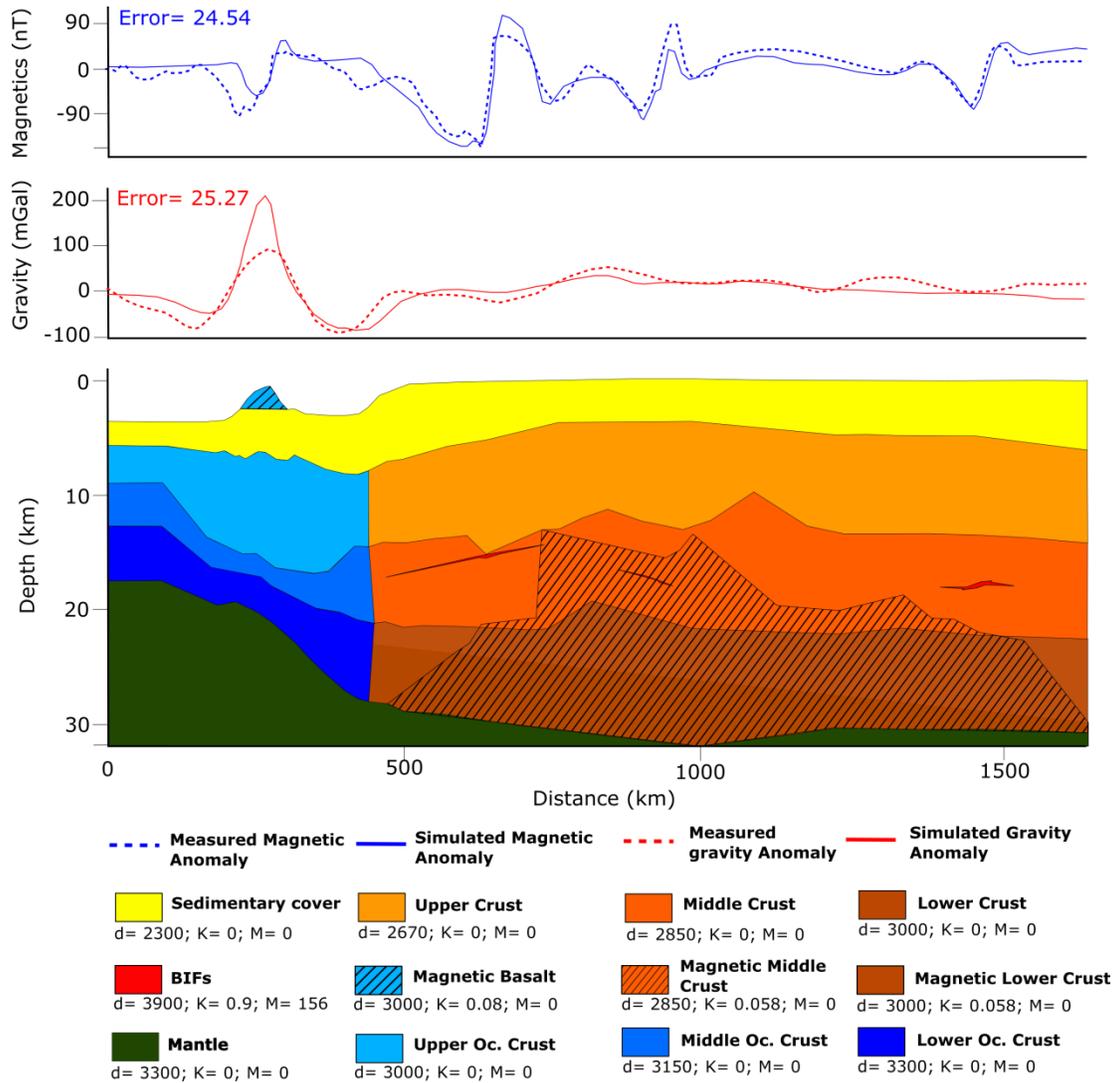


Figure A 2: Modèle de la structure crustale le long du profil A sous l'AMOA, considérant la rémanence, l'hypothèse de BIFs profondes, et l'hypothèse d'une source profonde diffuse. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

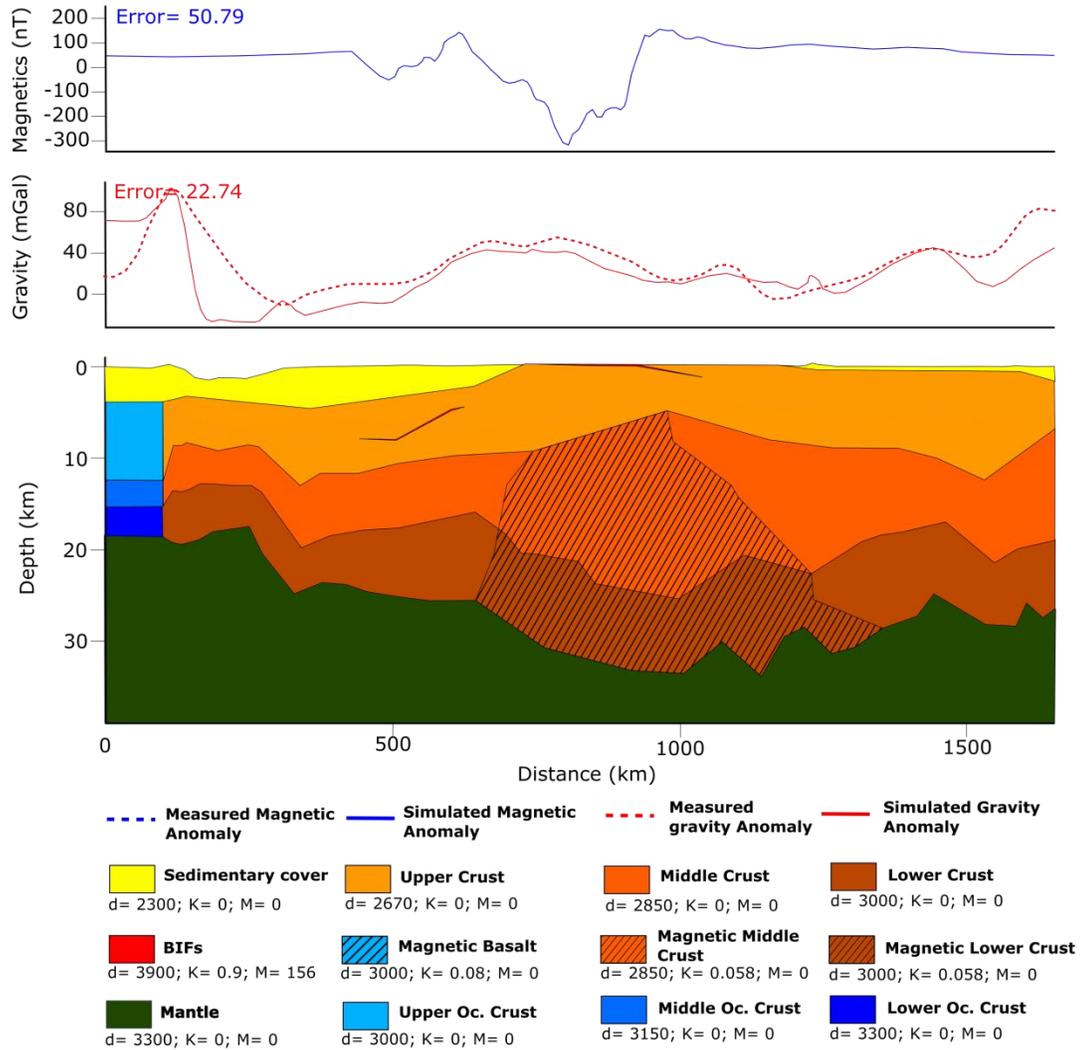


Figure A 3: Modèle de la structure crustale le long du profil B sous l'AMOA, considérant la rémanence, l'hypothèse de BIFs superficielles, et l'hypothèse d'une source profonde diffuse. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

Annexes

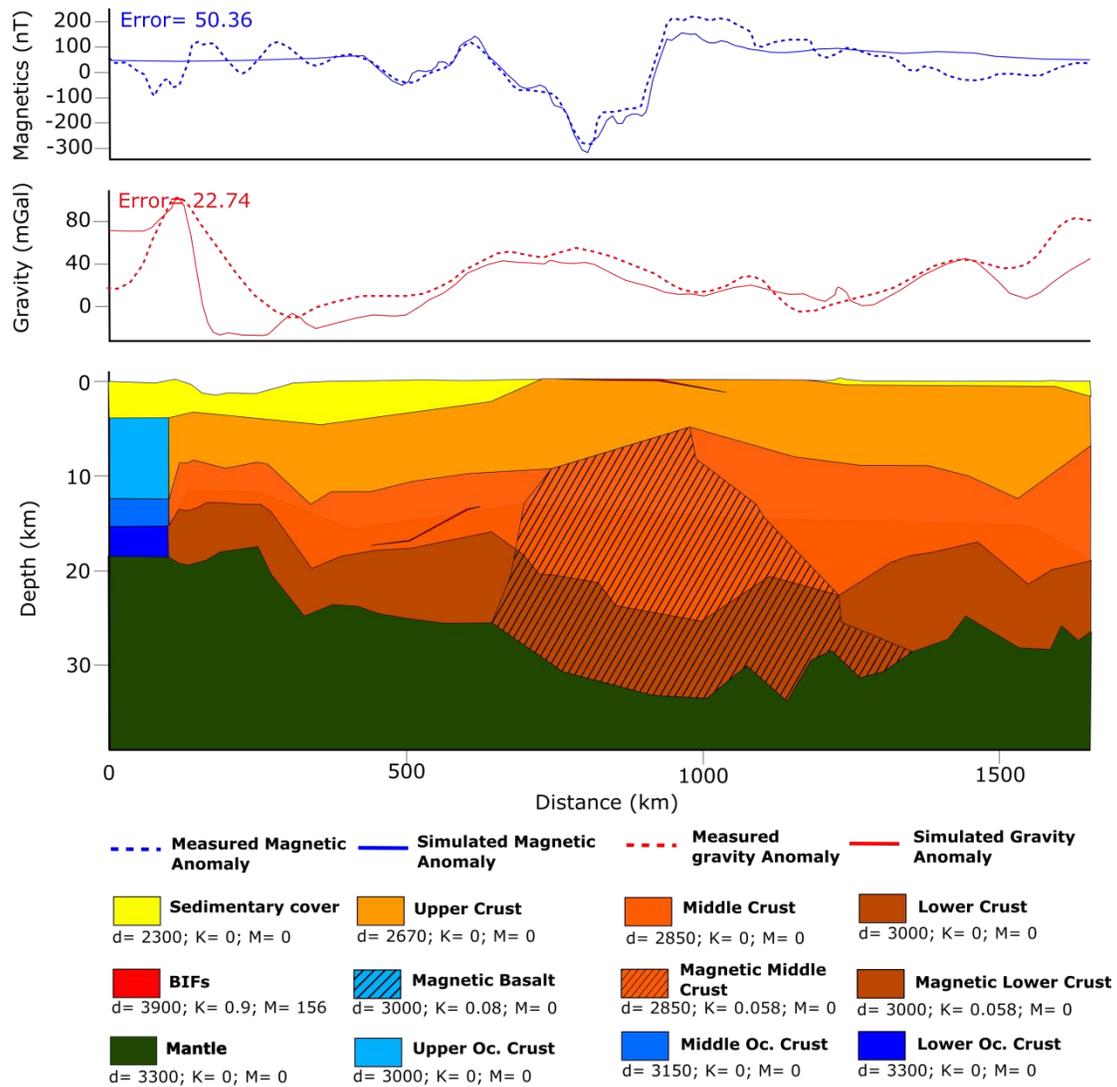


Figure A 4: Modèle de la structure crustale le long du profil B sous l'AMOA, considérant la rémanence, l'hypothèse de BIFs profondes, et l'hypothèse d'une source profonde diffuse. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

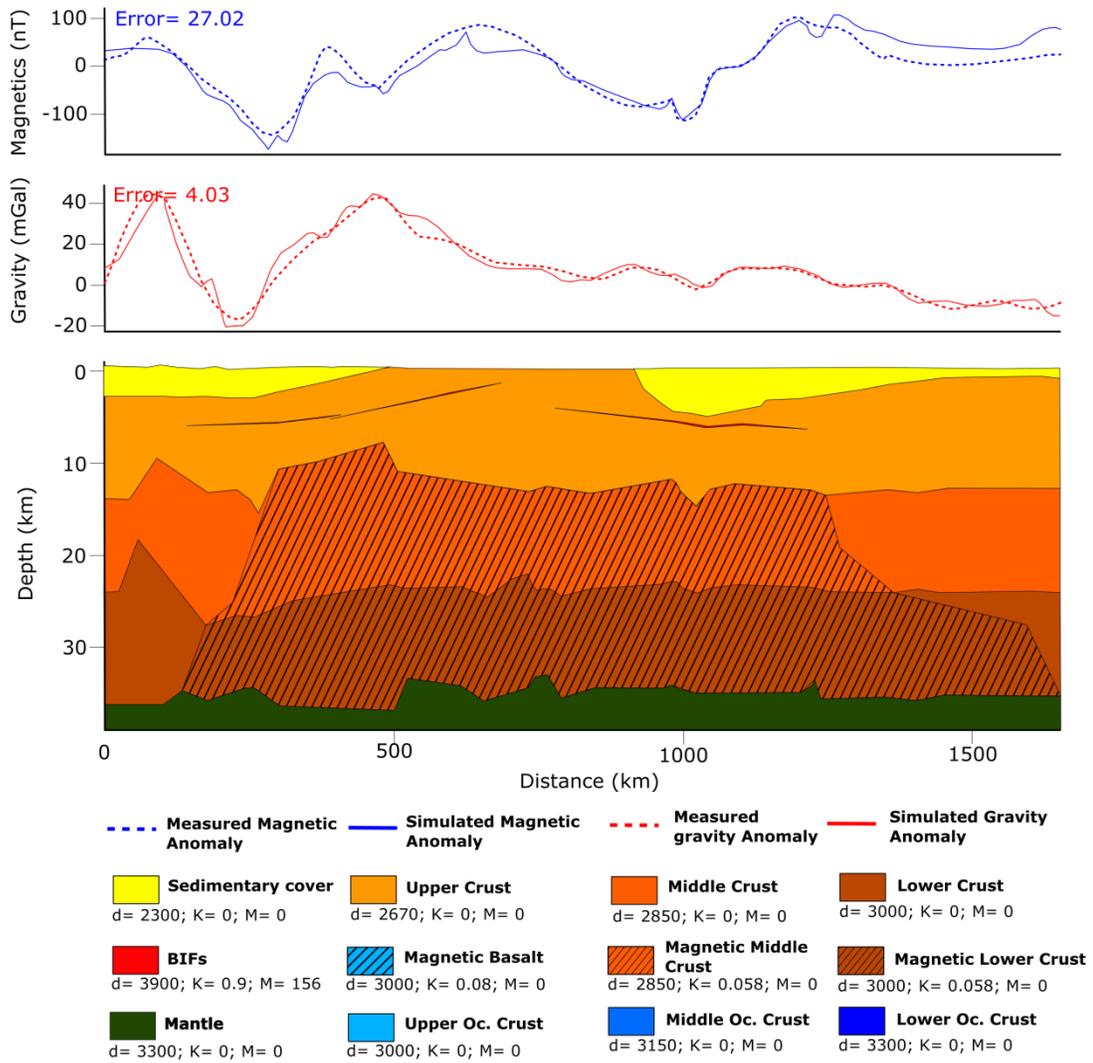


Figure A 5: Modèle de la structure crustale le long du profil D sous l'AMOA, considérant la rémanence, l'hypothèse de BIFs superficielles, et l'hypothèse d'une source profonde diffuse. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

Annexes

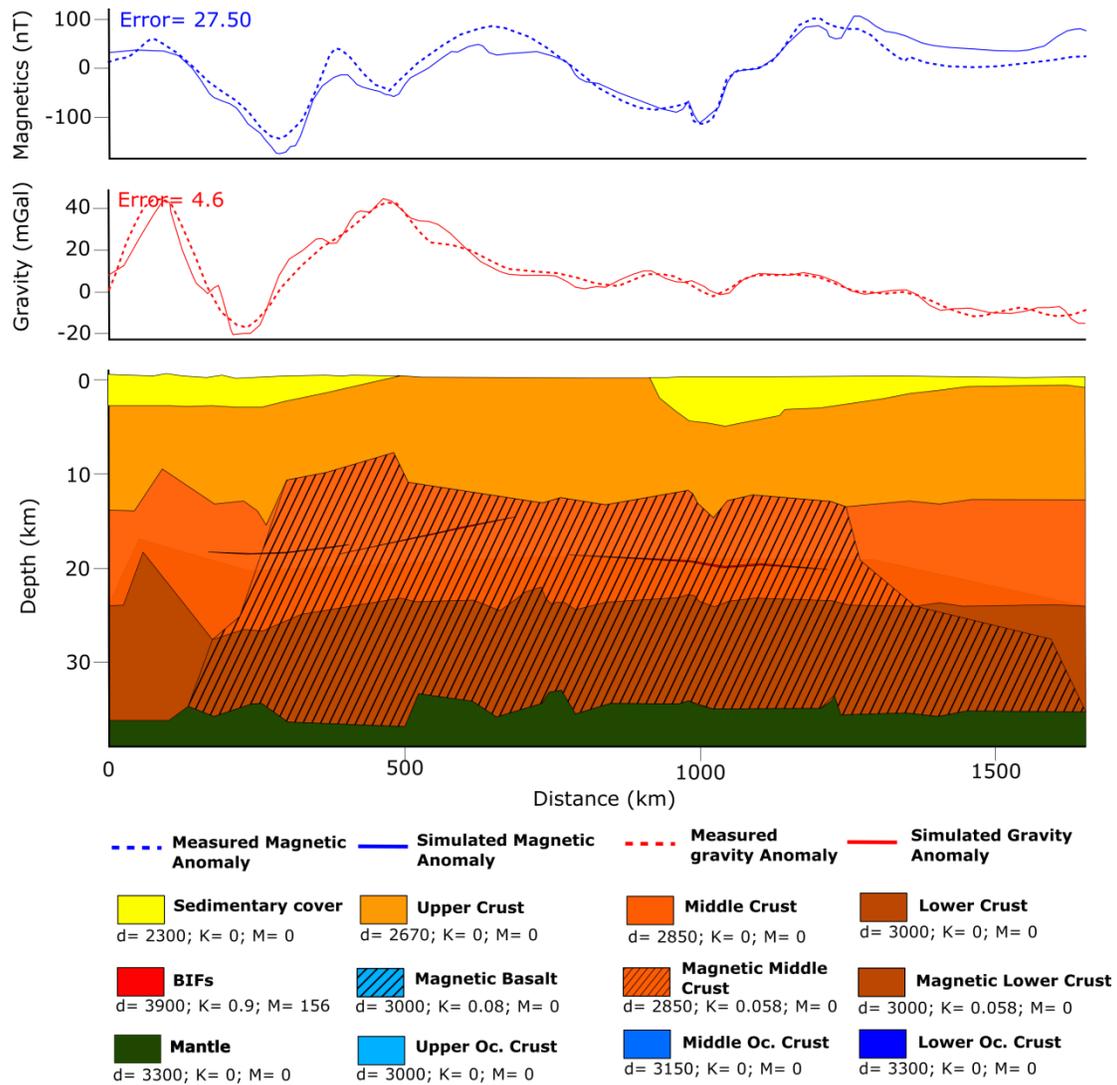


Figure A 6: Modèle de la structure crustale le long du profil D sous l'AMOA, considérant la rémanence, l'hypothèse de BIFs profondes, et l'hypothèse d'une source profonde diffuse. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

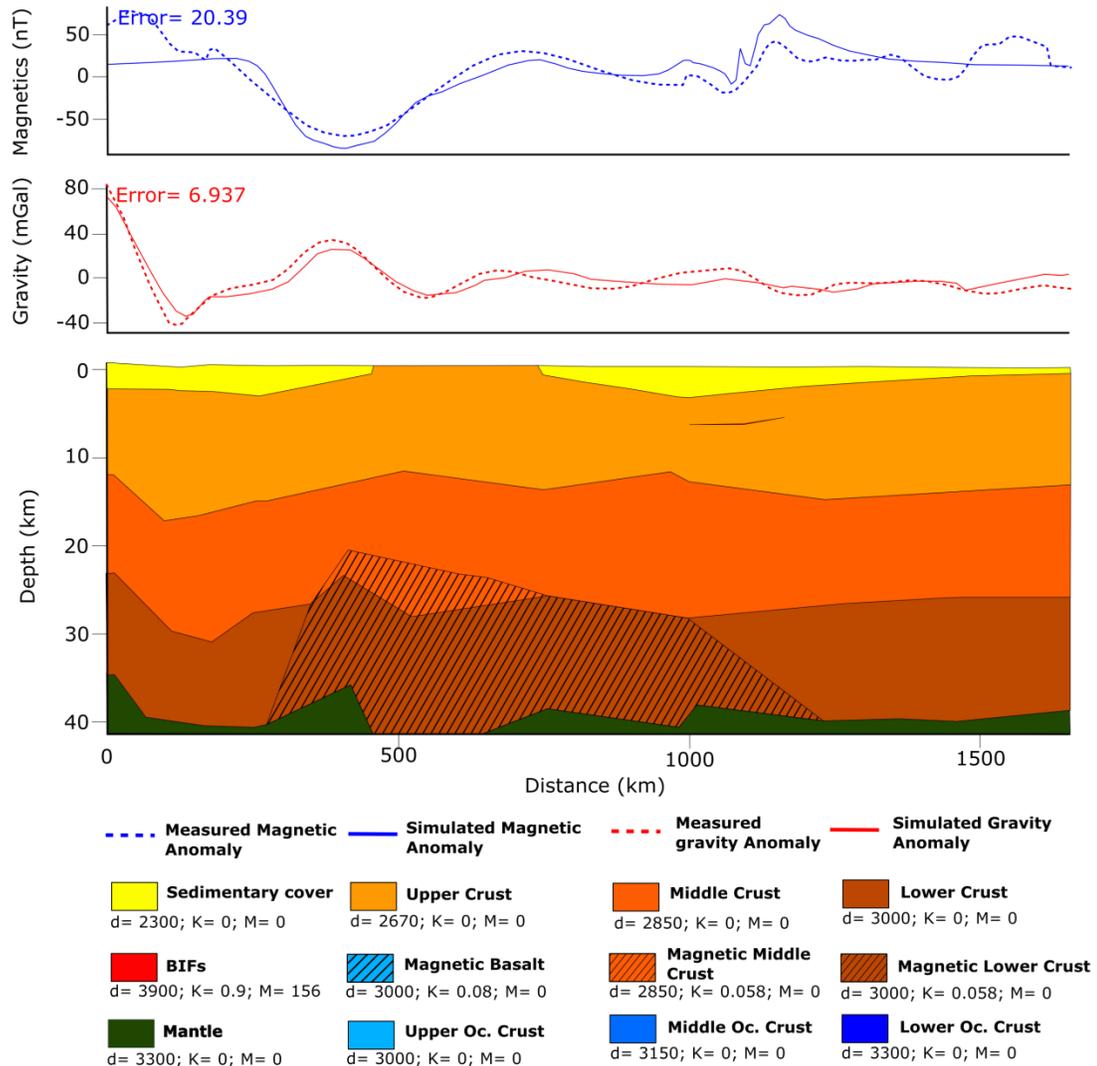


Figure A 7: Modèle de la structure crustale le long du profil E sous l'AMOA, considérant la rémanence, l'hypothèse de BIFs superficielles, et l'hypothèse d'une source profonde diffuse. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

Annexes

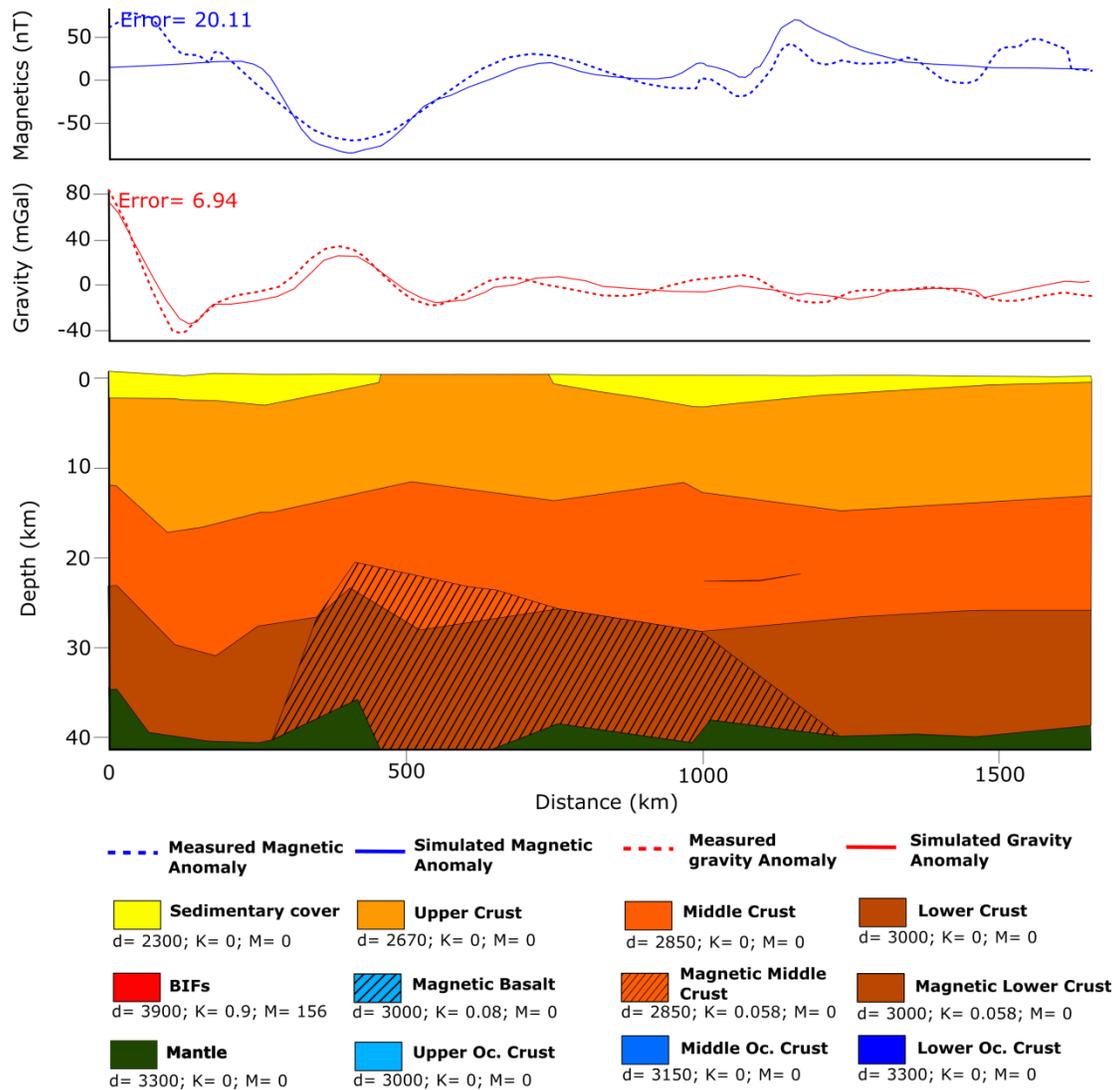


Figure A 8: Modèle de la structure crustale le long du profil E sous l'AMOA, considérant la rémanence, l'hypothèse de BIFs profondes, et l'hypothèse d'une source profonde diffuse. Les autres paramètres sont identiques à ceux de la Figure 48.

Annexes C: Supplementary Material de l'article
« Thermoremanence acquisition and demagnetization for
titanomagnetite under lithospheric pressures. »



Geophysical Research Letters

Supporting Information for

Thermoremanence acquisition and demagnetization for titanomagnetite under lithospheric pressures.

Nicolas Launay¹, Pierre Rochette¹, Yoann Quesnel¹, François Demory¹, Natalia S. Bezaeva^{2, 3} and Dominique Lattard⁴

¹Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, UM34, Aix-en-Provence, France

²Institute of Physics and Technology, Ural Federal University, Ekaterinburg, Russia

³Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia

⁴Institute of Earth Sciences, Heidelberg University, Heidelberg, Germany

Contents of this file

Figures S1 to S3
Table S1

Introduction

The information and additional material available here should provide the reader with the tools to fully understand the processes of our experiments. The curves and tables presented mainly detail composition and magnetic characteristics of the sample we used, as well as processing steps used to correct our raw data from the demagnetizing effect of pressure.

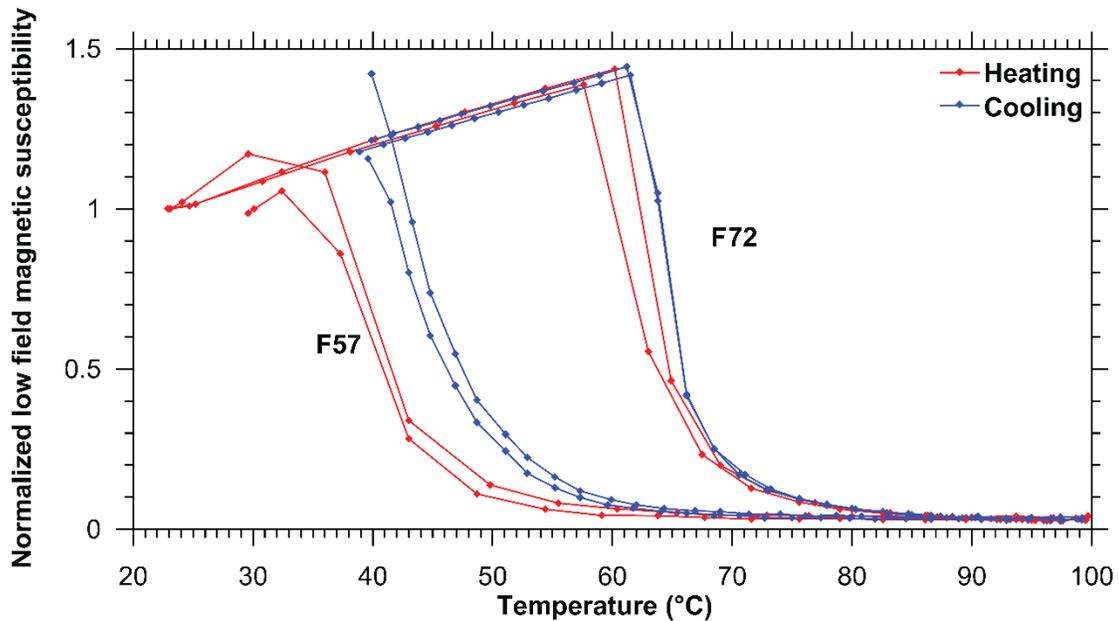


Figure S1. Curie temperature determination. We measured our raw samples using a MFK1 Kappabridge high temperature attachment. A significant hysteresis is observed between heating and cooling, possibly an intrinsic feature of the studied titanomagnetites (see discussion in Lattard et al. [2006]). Two successive runs yield superimposed curves within uncertainties, showing that the sample is stable upon heating. We decided to estimate the Curie temperature as the inflexion point on the curve, averaging the heating and cooling curve determination. The T_c published by Engelmann et al. (2010) were obtained from K/T curves determined between 20 and 700°C at a low field (300 A/m), in flowing Ar atmosphere with a kappa bridge (AGICO KLY-4S). They choose to define T_c at the susceptibility peak of the heating branch (Hopkinson peak; see Petrovsky and Kapicka, [2006]). This explains that our determination are 10-20°C higher than the ones of Engelmann et al. [2010], as listed in Table 1.

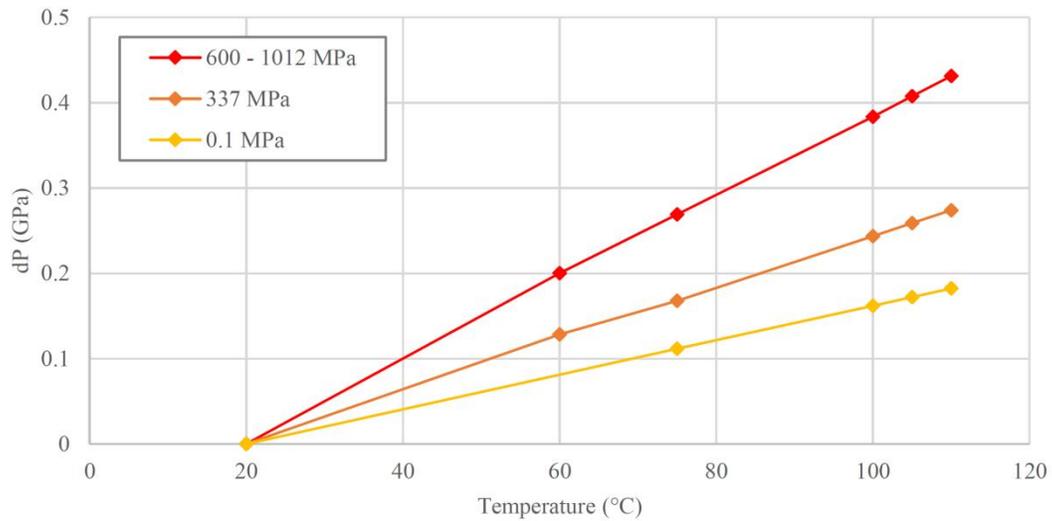


Figure S2. Temperature-induced pressure change inside the cell, plotted against applied temperature. Curves were calculated from the parameters of the cell. Each curve correspond to a specific initial pressure in the cell. The behavior is the same for any initial pressure of 600 MPa or above. This is due to the PES-1 liquid compressibility which becomes pressure-independent beyond this point.

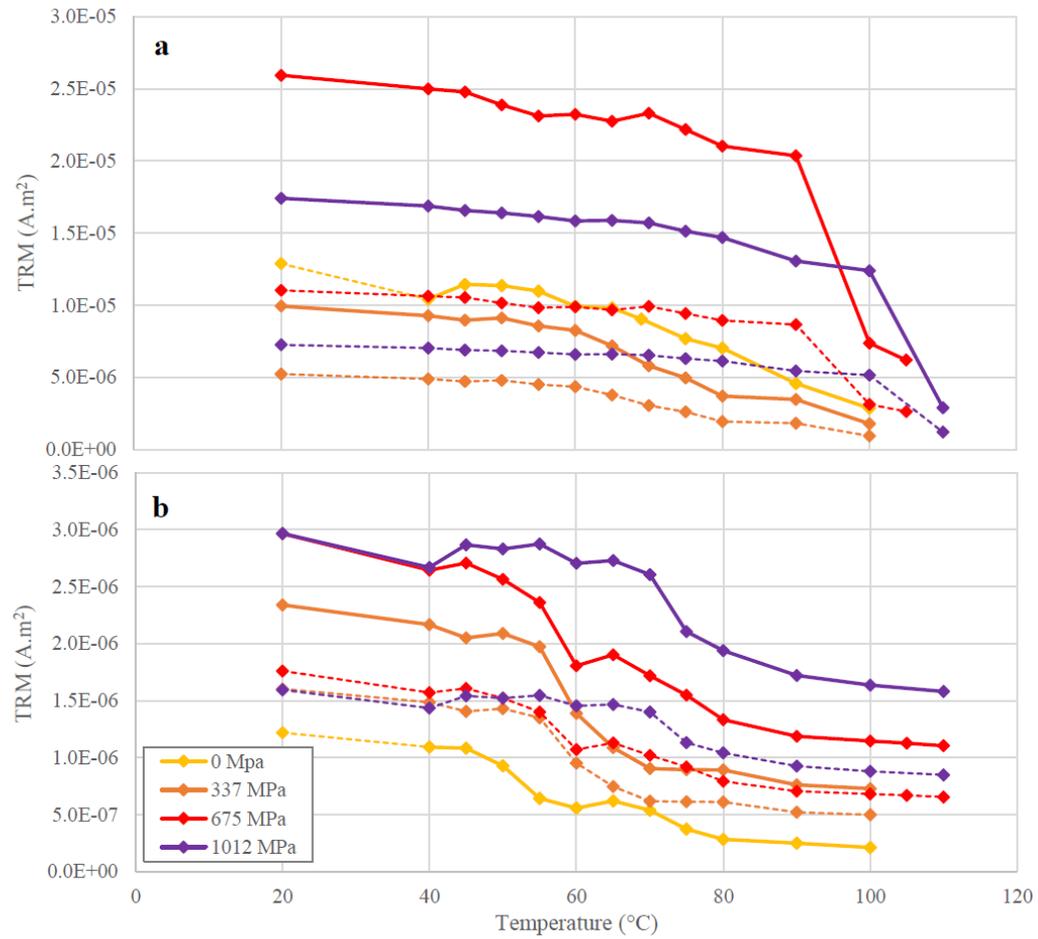


Figure S3. Thermal demagnetization curves before and after highest correction for pressure demagnetization. For each pressure, the dotted line represent the raw data measured, and the thick line represents the corrected data. (a) curves for LS72 and (b) curves for LS57.

Annexes

Sample ID	Modal prop (vol %)		weight (g)	Mrs/Ms	Bc (mT)	Bcr (mT)	Tc (°C) Engelmann et al. (2010)	Tc CEREGE (°C) see Figure S1
	Tmt	Ilm						
F72	86	14	0.1511	0.23	7	22	46	64
F57	17	83	0.149	0.16	4	18	33	44

Table S1. Sample characteristics. Tmt=Titanomagnetite, Ilm=Ilmenite, , Mrs=Saturation remanence magnetization, Ms=Saturation magnetization, Bc=Coercivity, Bcr=Remanence coercivity, Tc=Curie temperature

References for Supplementary material

- Engelmann, R., A. Kontny, and D. Lattard (2010), Low temperature magnetism of synthetic Fe-Ti oxide assemblages, *J. Geophys. Res.*, 115, B12107, doi:10.1029/2010JB000865
- Lattard, D., R. Engelmann, and A. Kontny (2006), Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *J. Geophys. Res.*, 111, B12S28, doi:10.1029/2006JB004591
- Petrovski, E. D., and A. Kapicka (2006), On determination of the curie point from thermomagnetic curves, *J. Geophys. Res.*, 111(B12), B12S27, doi: 10.1029/2006JB004507

Annexes D : Tests de robustesse des modèles 2D -
Graphiques supplémentaires

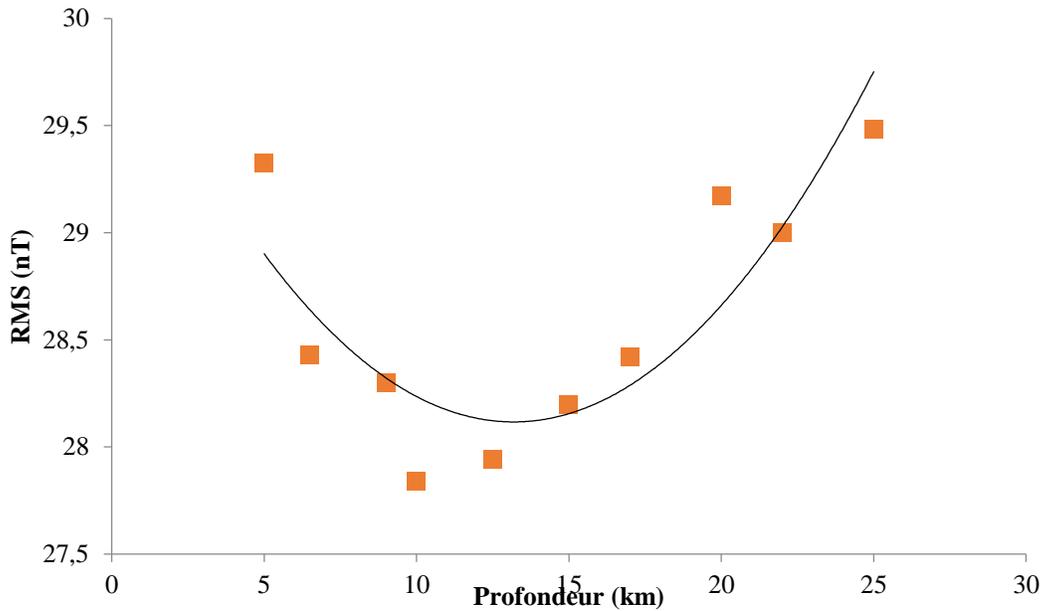


Figure D 1: Graphique de la RMS en fonction de la profondeur de la source magnétique nord du profil C. Les différentes variations de profondeur sont réalisées avec des géométries identiques, et pour des valeurs de susceptibilité et d'ARN de respectivement 0,9 SI et 156 A/m. L'équation de la courbe de tendance est : $y = 0,0117x^2 - 0,3089x + 30,153$; le R^2 est de 0,75.

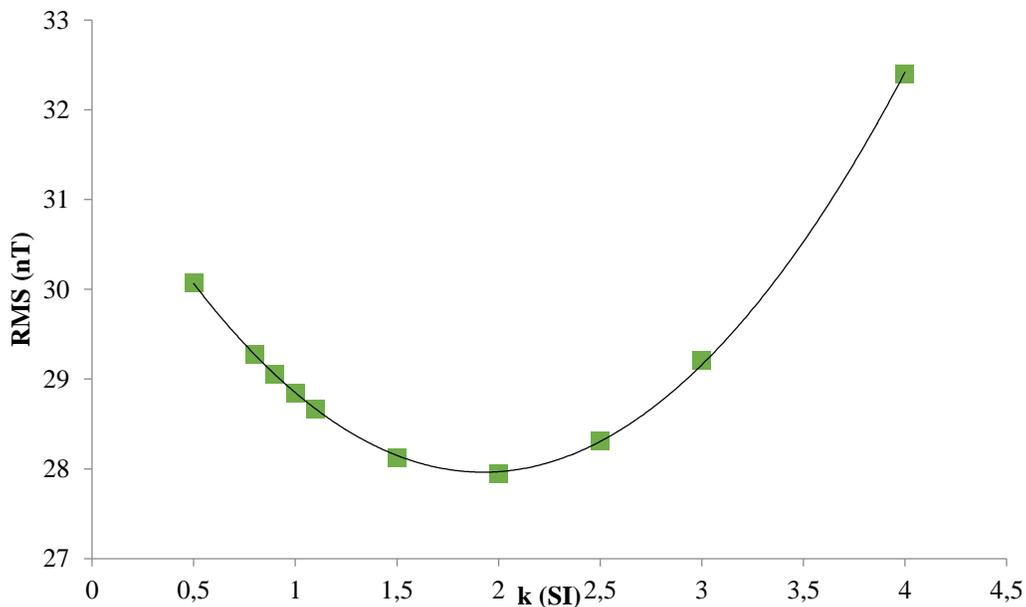


Figure D 2: Graphique de la RMS en fonction de la susceptibilité k de la source magnétique nord du profil C. Les différentes variations de susceptibilité sont réalisées avec des géométries identiques, et pour des valeurs de profondeur et d'ARN de respectivement 15 km et 156 A/m. L'équation de la courbe de tendance est : $y = 1,0347x^2 - 3,9837x + 31,797$; le R^2 est de 0,99.

Annexes

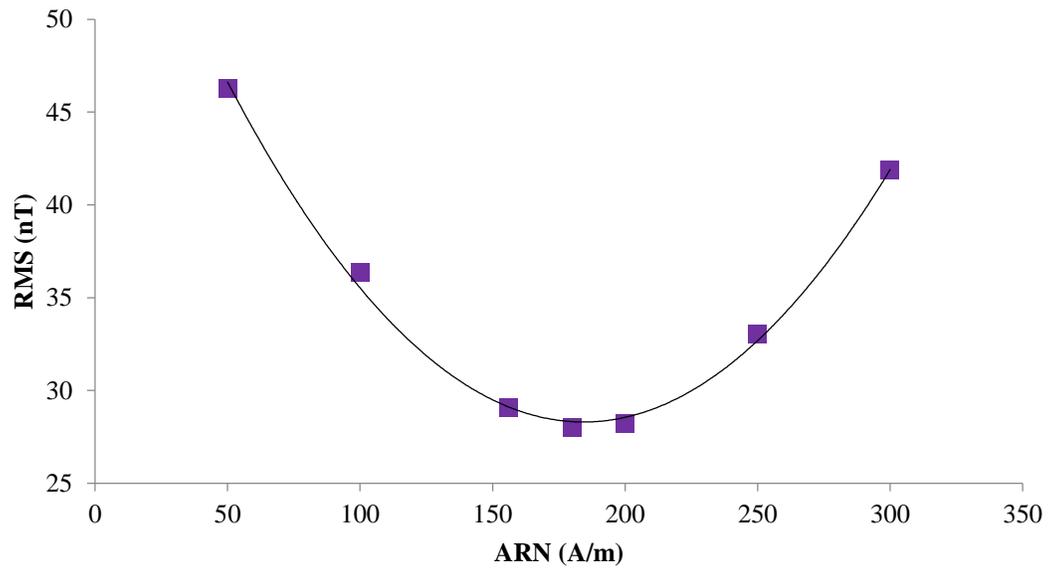


Figure D 3: Graphique de la RMS en fonction de l'ARN de la source magnétique nord du profil C. Les différentes variations d'ARN sont réalisées avec des géométries identiques, et pour des valeurs de susceptibilité et de profondeur de respectivement 0,9 SI et 15 km. L'équation de la courbe de tendance est : $y = 0,001x^2 - 0,3744x + 62,803$; le R^2 est de 0,99.