

LA PALEOINTENSITE DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE AU MIOCENE

C. Poitou

Encadrant : A. Chauvin

Résumé : Quinze coulées de lave de la Chaîne Volcanique Trans-Mexicaine ont été échantillonnées au Sud du Lac Chapala (Lat. 20°, long. 103°). La datation isotopique par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ donne un âge moyen des formations autour de 6,82 Ma. Les études paléomagnétiques montrent peu de variations séculaires sur quatorze d'entre elles (latitude moyenne du Pôle Géomagnétique Virtuel = 84,3° et longitude moyenne du PGV = 154,2°). Seule la plus récente a enregistré une polarité inverse (PGV lat. = -86.2° et PGV long. = 186.5°). Des études de la paléointensité du champ ancien ont été menées sur 36 échantillons et la valeur moyenne du Moment Dipolaire Virtuel associé est de $8,73 \pm 1,66.10^{22} \text{A.m}^2$. Parallèlement, une évaluation de la base de données de paléointensité a été menée. Nous proposons une nouvelle voie de recherche dans ce domaine en se basant sur l'attribution d'un poids à chaque valeur de VDM en fonction de i) la méthode de mesure, ii) la nature de l'échantillon, iii) l'incertitude sur la mesure et iii) le nombre d'échantillons.

Mots clés : Paléointensité, base de données, Miocène, Ceinture Volcanique Trans-Mexicaine

Abstract : Fifteen lava flows have been sampled South of Chapala Lake (Mexico, Trans-Mexican Volcanic Belt ; lat. 20°, long. 103°). The mean age of the volcanic unit obtained by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method is about 6,82 My. Paleomagnetic studies show a weak secular variation for 14 flows (mean latitude of the Virtual Geomagnetic Pole = 84,3° and mean VGP long. = 154,2°). Only the most recent lava flow has recorded a reverse polarity (VGP lat. = -86.2° et VGP long. = 186.5°). Paleointensity studies have been carried out for 36 samples and the mean Virtual Dipole Moment associated is about $8,73 \pm 1,66.10^{22} \text{A.m}^2$. We have both studied the paleointensity database. We propose a new way of analysis based on the attribution of a weight for all VDM value based on i) the paleointensity determination method, ii) the sample nature, iii) the paleointensity uncertainties and iii) the number of sample.

Keywords : Paleointensity, Database, Miocene, Trans-Mexican Volcanic Belt

1. INTRODUCTION

Les mouvements fluides de l'enveloppe externe du noyau et ses interactions avec les limites supérieures et inférieures (manteau profond et graine) sont à l'origine du champ magnétique terrestre. Depuis 4,5 milliards d'années, l'évolution interne de notre planète s'est vraisemblablement traduite par des changements importants dans le comportement longue période du champ géomagnétique. La variation de l'intensité de la composante principale du champ magnétique de notre planète, laquelle est aujourd'hui un dipôle centré dont l'axe est basculé de 11° par rapport à celui de rotation de la Terre (Merrill *et al.*, 1996), doit être caractérisée. L'existence d'une telle composante principale dipolaire, au Précambrien par exemple, reste un sujet à controverse et pourrait être intimement liée à la cristallisation/formation du noyau interne (Macouin *et al.* 2004).

L'aimantation rémanente naturelle des roches (Natural Remanent Magnetization ou NRM dans la suite du texte) nous permet d'obtenir une image du champ ancien jusqu'à 3,5 milliards d'années (Hale, 1987). Une base de données de paléointensités est d'ailleurs disponible sur le site internet : <ftp://saphir.dstu.univ-montp2.fr/paleointdb/>. Elle est la compilation de toutes les données publiées depuis 1938 (Koenigsberger, 1938) et par conséquent présente de fortes disparités en ce qui concerne les méthodes de mesures et/ou la qualité des mesures elle-même (Perrin et Schnepf, 2004 ; Gogitchaichvili *et al.* 2004).

L'objet de cette étude est donc d'élaborer une méthode de traitement de la base de données de paléointensités en prenant en compte ces disparités. Nous avons décidé de concentrer notre travail sur le Miocène (plus précisément entre 5 et 25 Ma) car c'est dans la base de données la première période en partant des temps les plus récents qui est la plus incomplète. Nous l'enrichissons par l'apport de données supplémentaires qui sont le résultat d'expériences menées sur quinze coulées de laves de la ceinture volcanique trans-mexicaine (Trans-Mexican Volcanic Belt ou TMVB dans la suite du texte).

Après avoir décrit la zone d'étude, riche en formations volcaniques d'âge Miocène, nous présenterons les techniques d'échantillonnage et de datation des coulées basaltiques. L'analyse des résultats des expériences de caractérisation magnétique des échantillons nous permettra de sélectionner ceux que nous utiliserons pour la détermination des paléointensités du champ ancien. Ces résultats seront alors intégrés à la base de données en vue d'estimer la paléointensité du champ magnétique terrestre au Miocène.

2. GEOLOGIE, ECHANTILLONNAGE, DATATION

La TMVB traverse le Mexique d'Ouest en Est, de la côte Pacifique aux côtes du Golfe du Mexique (~1000 km). Elle est composée de plus de vingt volcans dont certains font partie des plus hauts sommets du pays (El Popocatepetl, 5452m ; **El Pico de Orizaba, 5747m point culminant du pays**). Fruit de la subduction des plaques Cocos et Riveras sous la plaque Nord-Américaine (Ferrari *et al.*, 1999 ; figure 1), il en résulte que le volcanisme de la région est principalement de type calco-alcalin. Elle sépare un domaine tectonique Nord, sujet au développement divergent de la limite des plaques pacifique et nord américaine, d'un domaine

tectonique sud, caractérisé par la subduction oblique des plaques Cocos et Rivera. L'initiation de la TMVB aurait commencé vers la fin du Miocène (~12 Ma, Ferrari *et al.*, 2000) et concorderait avec l'ouverture du golfe de Basse Californie. Les formations volcaniques de cette époque y sont abondantes. Plusieurs études paléomagnétiques ont déjà été menées dans cette chaîne volcanique (Urrutia-Fucugauchi, Rosas-Elguera, 1994 ; Soler-Arechalde, Urrutia-Fucugauchi, 2000 ; Alva-Valdivia *et al.*, 2000). Toutes s'accordent sur le fait que la TMVB a subi une rotation anti-horaire depuis son initiation. Cette hypothèse est renforcée par les données d'âges isotopiques qui indiquent une rotation globale de 30° dans le sens anti-horaire de l'arc volcanique qui pourrait être lié à un changement dans la structure thermique de la plaque subductée et/ou à un changement de géométrie au niveau des limites de plaques (Ferrari *et al.*, 1999).

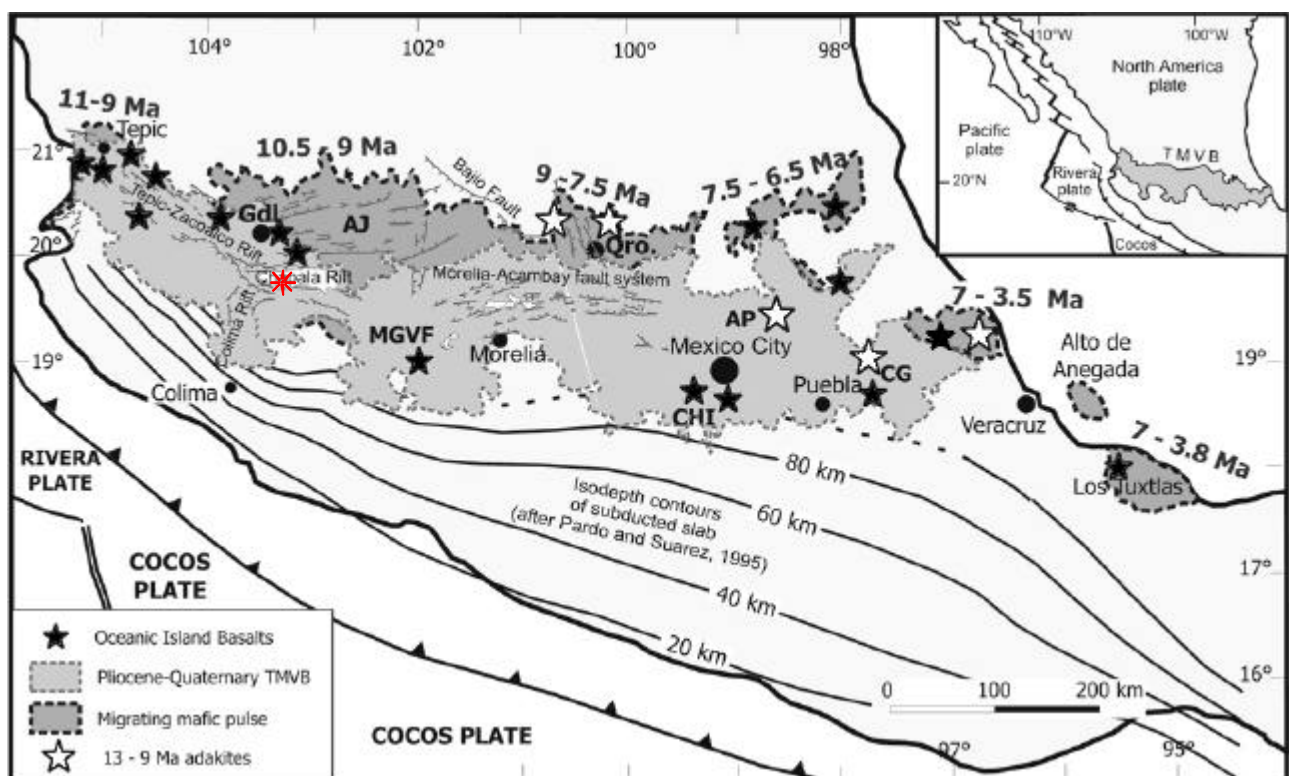


Figure 1: Carte géologique simplifiée de la TMVB (d'après Ferrari 2004). Gdl=Guadalajara, Qro=Queretaro, MGVF=Michoacán-Guanajuato volcanic field, CHI=Sierra Chichinautzin, AP=Apan volcanic field, CG=Cerro Grande volcanic complex, AJ=Altos de Jalisco. * Site d'étude (20° de latitude Nord ; 103° de longitude Ouest).

Quinze coulées volcaniques distinctes, bien identifiées sur le terrain (MZ01 la plus vieille, à MZ15 la plus jeune) ont été échantillonnées au sud du lac Chapala en 2002 par A. Chauvin et son équipe (20° de latitude Nord ; 103° de longitude Ouest, figure 2 étoile rouge). Certaines d'entre elles comportent des niveaux de scories oxydées (MZ03 et MZ05). Une dizaine de carottes de 2,5 cm de diamètre ont été extraites de chaque coulée volcanique en espaçant au maximum chaque forage (MZ0101 à MZ0110 par exemple). Chaque carotte a été orientée en utilisant à chaque fois, lorsque les conditions météorologiques le permettaient, une boussole solaire et une boussole magnétique. Chacune d'entre elles est ensuite débitée en spécimens de 2,2 cm de long (MZ0101A, MZ0101B, etc.... par ordre alphabétique depuis la surface). Ces petits cylindres sont dimensionnés de façon à ce qu'ils soient le plus isotrope possible au niveau de la forme pour les mesures dans un magnétomètre.

Les travaux de datation des roches ont été effectués au laboratoire de géochimie isotopique de Rennes 1 par G. Ruffet et P. Cullerier. Les analyses sont effectuées selon la méthode radiochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par palier de température sur roche totale. Théoriquement et en l'absence d'excès d'argon, tout le ^{40}Ar se trouvant dans un minéral est issu de la décroissance radioactive du ^{40}K après sa cristallisation. En effet, l'argon est un gaz chimiquement inerte qui n'intervient pas dans les composés naturels. L'irradiation du ^{39}K par neutrons rapides dans un réacteur nucléaire nous permet d'obtenir du ^{39}Ar . Le rapport des isotopes de l'argon ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) que l'on mesure est donc fonction du rapport des isotopes du potassium ($^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$). Or ce dernier est constant dans la nature. On peut alors déterminer un âge radiochronologique. Quatre échantillons ont ainsi été traités : MZ01, MZ05, MZ09 et MZ15.

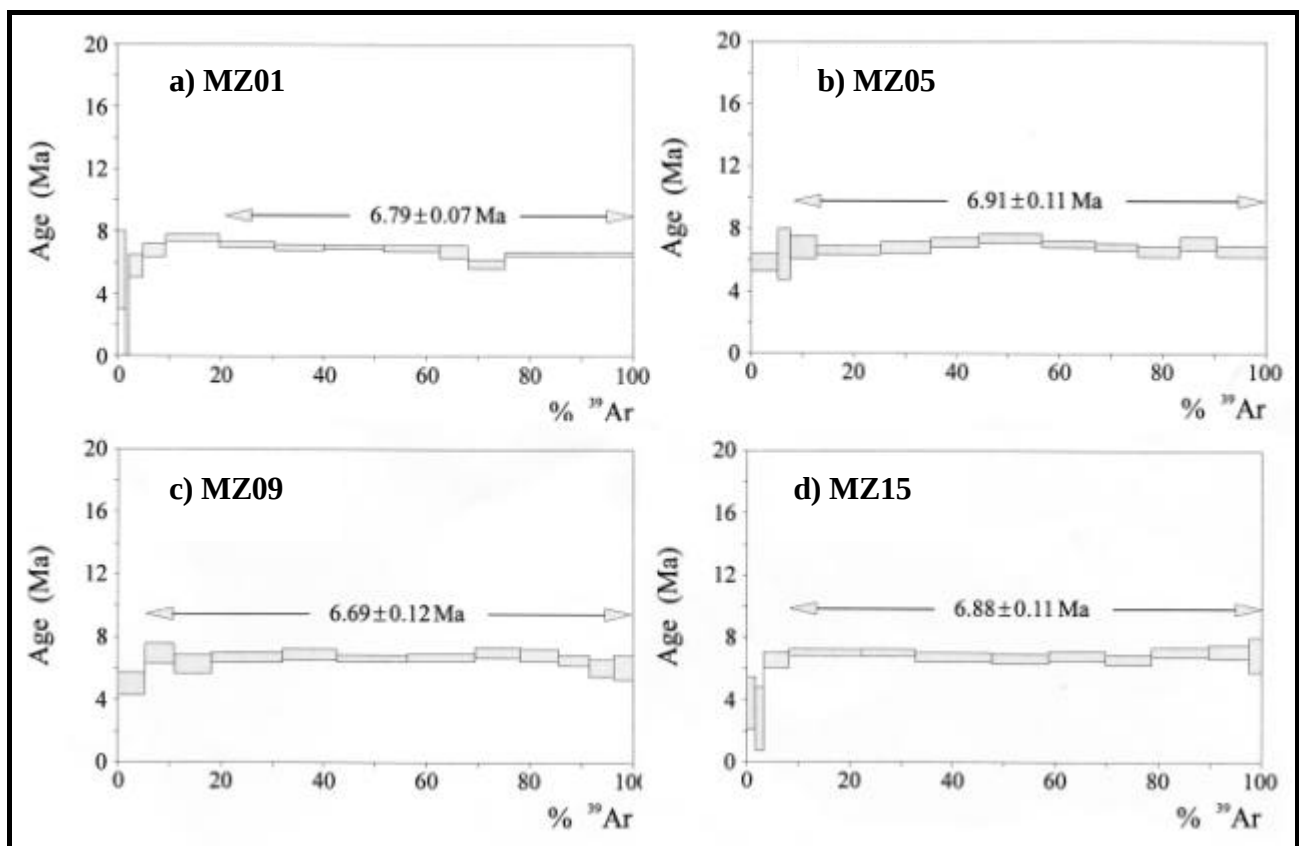


Figure 2 : Estimation des âges des coulées volcaniques du site d'étude.

Les âges estimés ne suivent pas l'ordre chronologique de la séquence de coulées volcaniques (Figure 2). L'interprétation des « âges plateaux » reste délicate dans la mesure où les expériences sont menées sur roche totale. En se mettant en place à la surface de la planète, les laves ont probablement capturées un peu d'argon de l'atmosphère ce qui se traduit par des âges plus vieux. Il se peut également que les coulées intermédiaires aient pu perdre un peu d'argon par effet thermique (superposition d'un corps chaud). Mais la raison de cette perte apparente (histogramme en forme bombée, figure 2b et 2c) peut être liée aussi à la préparation des échantillons. Par exemple, le flux de neutrons rapides peut ne pas être constant sur toute la colonne d'irradiation. Les problèmes inhérents à la technique utilisée font que nous ne sommes qu'en mesure d'obtenir une moyenne arithmétique des âges des roches volcaniques sans prendre en compte les incertitudes : $6,82 \pm 0,1 \text{ Ma}$.

3. CARACTERISATION MAGNETIQUE DES ECHANTILLONS

Avant d'entamer les expériences de détermination des paléointensités du champ magnétique terrestre, qui sont relativement lourde à mettre en œuvre, il est nécessaire de caractériser les échantillons cibles. D'un point de vue magnétique, toutes les roches ne vont pas nous fournir de bons résultats et l'analyse des expériences effectuées par A. Chauvin au laboratoire de paléomagnétisme de l'Université de Rennes 1 nous permettra de sélectionner les meilleurs. Avant cela nous ferons quelques petits rappels sur les différents types d'aimantations qu'une roche volcanique peut enregistrer, et les mécanismes mis en jeu.

Les minéraux ferromagnétiques des coulées volcaniques que nous étudions ont la particularité d'avoir enregistré lors du refroidissement de la lave, une aimantation thermorémanente (ThermoRemanent Magnetization ou TRM) dite primaire. Elle est parallèle, et dans de très rares cas anti-parallèle, au champ magnétique ambiant. La condition sine qua non est que les roches se soient refroidies depuis une température supérieure au point de Curie, température T_c à laquelle l'agitation thermique des ions tend à désorganiser le parallélisme des moments magnétiques individuels des constituants des minéraux ferromagnétiques. En repassant sous cette température, ils se réorganisent suivant le champ magnétique ambiant.

E. Thellier (1959) a mis en évidence une propriété fondamentale de la TRM. Une roche qui se refroidit dans un champ H entre les températures T_1 et T_2 inférieures à la température de Curie T_c , acquiert une aimantation thermorémanente partielle (ATR_p ou pTRM en anglais) plus faible que la TRM, mais qui a des propriétés semblables ; c'est ce qui se passe dans une roche au cours d'un réchauffement (les contacts recuits ou les roches métamorphiques). Mais la caractéristique la plus intéressante des pTRMs est la loi d'additivité. La somme des pTRMs acquises dans le même champ H entre T_1 et T_2 et entre T_2 et T_3 est égale à la pTRM acquise entre T_1 et T_3 . D'autre part, un réchauffement à la température T suivi d'un refroidissement en champ nul ne détruit que les pTRMs acquises à des températures inférieures à T . Tout se passe pour les TRMs et pTRMs comme si chaque minéral magnétique gardait en mémoire la température à laquelle il a acquis son aimantation. Ainsi la NRM d'un échantillon peut être la somme de deux aimantations thermorémanentes, dites primaire et secondaire, témoins de l'histoire thermique de la roche.

Une autre forme d'aimantation peut être enregistrée durant l'histoire de la roche, notamment l'aimantation rémanente visqueuse ou VRM (Viscous Remanent Magnetization) qui est acquise à basse température. Les grains à faible coercivité (capacité d'un minéral ou d'une roche à conserver son aimantation rémanente) vont se réorienter spontanément mais lentement suivant le champ magnétique ambiant récent. On la détruit assez facilement par des chauffages modérés (100°C à 200 °C), dans un four amagnétique (paroi blindée en métal), de telle façon qu'il règne à l'intérieur un champ magnétique nul. La désaimantation thermique est très efficace et bien sélective pour des pTRMs et des VRMs. L'index de viscosité v (Thellier et Thellier, 1944) est déterminé à partir de la mesure de l'aimantation rémanente avant, et après avoir laissé l'échantillon suivant une position précise dans le champ ambiant pendant au moins deux semaines. Puis on la mesure de nouveau après avoir laissé l'échantillon dans une direction opposée pendant le même temps.

Un autre type d'aimantation possible à température ambiante est l'aimantation rémanente isotherme (Isothermal Remanent Magnetization ou IRM). Les grains se réorientent suivant un champ magnétique fort appliqué pendant un temps très court (de la minute à la seconde). C'est notamment le cas d'une roche qui subit un impact de foudre. Elle est en général identifiée par une valeur forte de l'aimantation rémanente naturelle. En ce qui concerne nos échantillons, la NRM est inférieure à 10 A.m^{-1} . Il n'y a donc pas d'évidence d'effet de foudre. La désaimantation par champ alternatif est bien adaptée pour détruire les IRMs. Dans une enceinte en champ nul, on fait décroître progressivement un champ alternatif unidirectionnel. Si le champ alternatif est bien symétrique alors l'aimantation moyenne de l'échantillon ainsi désaimanté sera nulle. Par étape successive, on joue alors sur les différentes coercivités des porteurs de l'aimantation.

Enfin, une des aimantations les plus importantes à surveiller, en vue des expériences que nous allons mener par la suite, est l'aimantation rémanente chimique (Chemical Remanent Magnetization ou CRM). Elle est acquise lors de la formation/transformation de minéraux magnétiques et est liée aux phénomènes de diagenèse, métamorphisme, altération au cours d'un réchauffement et/ou oxydation des minéraux initiaux. C'est un type d'aimantation que nous sommes susceptible d'observer au cours de nos expériences de détermination de paléointensité. Dans la mesure du possible il est alors recommandé d'effectuer ces travaux sous atmosphère neutre, avec circulation d'argon par exemple, ou sous vide.

Les capacités des roches à « résister » à ce type d'aimantation sont déduites de l'analyse des courbes de susceptibilité magnétique de la roche en fonction de la température (courbe $\chi-T$, à l'air libre), qui doivent montrer une certaine réversibilité dans leur forme (figures 3a, 3b et 3c). Si ce n'est pas le cas (figures 3d et 3e), les échantillons sont susceptibles d'évoluer au cours des expériences de détermination des paléointensités et nous éviterons de les utiliser (coulées MZ02, MZ06, MZ07, MZ08, MZ11, MZ12, MZ13 et MZ14, 53 % des échantillons). Ces mesures sont effectuées à l'aide d'un appareil kappabridges KLY3S équipé d'un four CS-3 de marque AGICO® à vitesse de chauffe et de refroidissement contrôlée ($11^\circ\text{C.min}^{-1}$).

La « bosse » observée entre 200°C et 400°C sur la courbe de chauffe des échantillons de type a (trait gras, figure 3a) est la signature d'une phase minéralogique distincte. Elle disparaît sur la forme de la courbe de refroidissement. Elle est alors semblable à la forme des courbes de type c, qui est l'expression du fait que l'aimantation est portée par une seule phase ferromagnétique. Sous vide, nous espérons obtenir des échantillons de type a qu'ils se comportent comme ceux de type b, qui possèdent deux phases ferromagnétiques stables. La forme des courbes des coulées MZ02, MZ07, MZ08 et MZ11 (figure 3e) est sujette à discussion. Néanmoins, la trop forte chute de susceptibilité observée nous laisse à penser que nous n'obtiendrions pas de bons résultats. C'est une analyse très subjective mais c'est la seule que nous pouvons faire pour l'étude de ces diagrammes étant donné l'état des connaissances dans ce domaine.

Ces diagrammes nous permettent néanmoins d'identifier le ou les porteurs de l'aimantation rémanente de la roche. La chute de susceptibilité magnétique nous indique qu'un élément ferromagnétique vient d'atteindre sa température de Curie. On peut la déterminer en calculant la dérivée seconde de la courbe au niveau des points d'inflexions (Tauxe, 1998). Ainsi il semble que les porteurs de l'aimantation des

échantillons de type c sont essentiellement de la magnétite (Fe_3O_4). De même les échantillons de type a présentent une phase qui serait principalement constituée de magnétite et une deuxième phase plus riche en titane qui se transforme (titanomagnetite ou titanohématite). En ce qui concerne les échantillons présentant un comportement de type b, il s'agit en fait de scories oxydées. Le point de Curie relativement élevé nous laisse penser qu'une des deux phases pourrait être constituée d'hématite (Fe_2O_3 hexagonal) ou de maghémite (Fe_2O_3 cubique) tandis que la seconde serait constituée de magnétite. Les porteurs de l'aimantation des échantillons de type d et e sont plus difficiles à identifier et nécessitent des études minéralogiques plus approfondies (microscope électronique, analyse micro-sonde).

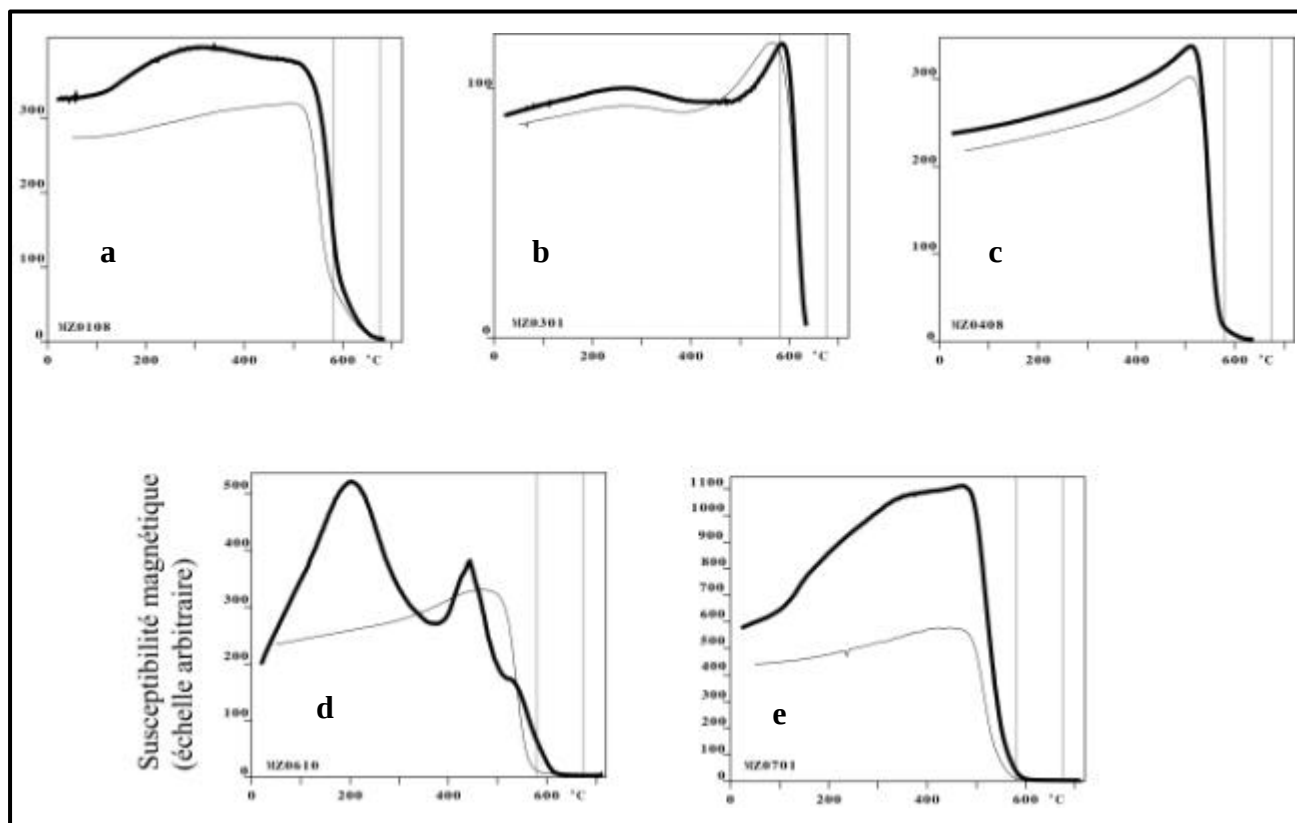


Figure 3 : Evolution de la susceptibilité magnétique (unité arbitraire) de l'échantillon en fonction de la température (en °C). Les courbes d'évolution au cours de la chauffe/refroidissement sont en trait gras/fin. Les deux traits verticaux à droite de chaque diagramme indiquent les température de Curie de la magnétite (580°C) et de l'hématite (680°C). Cinq types de comportement généraux: les échantillons des coulées MZ01, MZ05, MZ09 et MZ15 ont un comportement de type a (27% de la totalité des échantillons). Ceux de la coulée MZ03 sont de type b (7%). Ceux de type c correspondent aux coulées MZ04 et MZ10 (13%). Enfin, les échantillons des coulées MZ06, MZ12, MZ13 et MZ14 (27%) présentent dans leur courbe $\div$ -T un caractère non réversible de type d tandis que les coulées MZ02, MZ07, MZ08 et MZ11 (27%) sont de type e. Voir texte pour les détails.

Les expériences de désaimantation thermique et par champ alternatif ont été menées sur au moins huit spécimens de chaque coulée de lave. Après chaque étape, l'aimantation des roches est mesurée à l'aide d'un inductomètre Spinner JR5 de marque AGICO®. Cet appareil mesure le courant induit dans ses bobines par la rotation de l'échantillon à l'intérieur de celles-ci suivant différentes positions. Dans le cadre de la sélection des échantillons pour nos expériences de paléointensité, nous suivions l'évolution de la courbe d'intensité de l'aimantation après chaque étape. On la normalise en fonction de l'aimantation rémanente naturelle de la roche mesurée avant toute expérimentation. Elle nous permet de nous donner une idée de la

distribution des températures de déblocage (figures 4a et 4c) ou de la coercivité (figures 4b et 4d) des échantillons. On préférera ceux à plus forte coercivité (figure 4a et 4c) qui est l'expression de leur plus forte capacité à conserver leur aimantation rémanente.

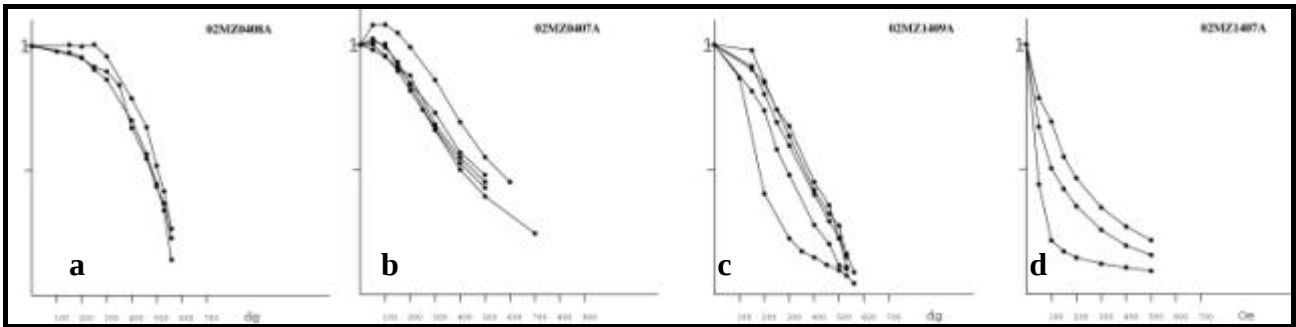


Figure 4 : Courbe d'évolution de l'aimantation rémanente naturelle des échantillons en fonction de la température en °C (a et c) et de l'intensité du champ alternatif en Oersteds (b et d). La chute rapide de l'aimantation des deux échantillons de droite est l'expression d'une coercivité plus faible des minéraux ferromagnétiques de la roche. (1oe=0,1mT).

On suit également l'évolution des directions de l'aimantation naturelle de la roche. Pour ce faire, on utilise les diagrammes de Zijderveld (figure 5). Ils montrent à la fois les changements de direction du vecteur aimantation et la variation de son module. On projette la trace de l'extrémité du vecteur aimantation sur deux plans orthogonaux que l'on rabat ensuite ensemble. Ainsi, il est facile de voir si l'aimantation change ou non de direction, si elle décroît ou non, et d'en séparer les différentes composantes.

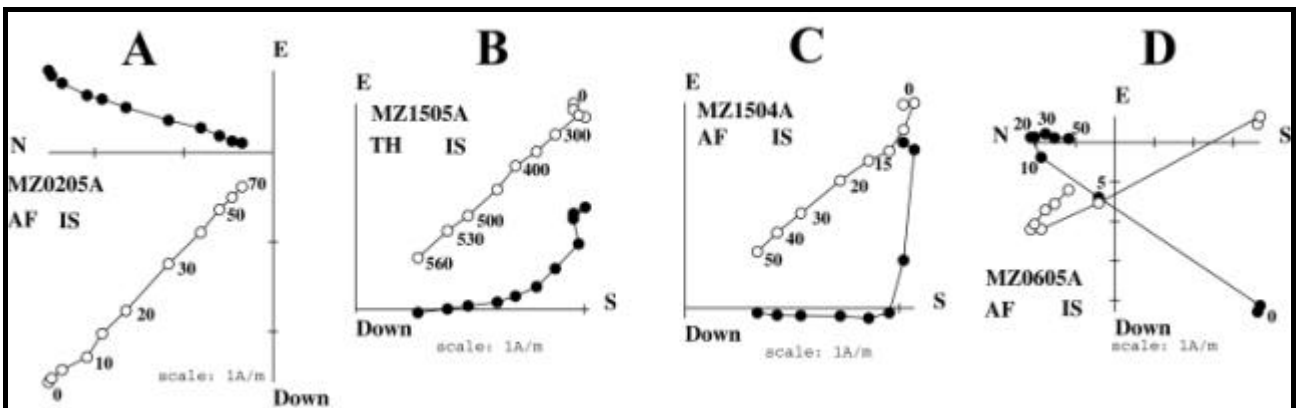


Figure 5 : Diagramme de Zijderveld de quatre échantillons représentatifs. Les ronds noirs/blancs représentent la projection de l'évolution du vecteur aimantation sur le plan horizontal/vertical. Respectivement, on observe la déclinaison et l'inclinaison du vecteur aimantation. Les diagrammes A, C et D représentent l'évolution de la désaimantation par champ alternatif (en mT). Le diagramme B correspond à l'évolution d'une désaimantation thermique (en °C).

Lorsqu'une aimantation est mono-composante, les points représentatifs des paliers de désaimantation sont alignés sur l'origine dans le diagramme de Zijdeveld (figure 5a). Dans le cas où deux aimantations se détruisent plus ou moins simultanément, on a une courbe (figure 5b, points noirs) et il n'est pas toujours possible de retrouver la direction des deux composantes. L'aimantation primaire est généralement plus résistante. Elle correspond alors à la dernière partie de la désaimantation. Dans certains cas idéaux, on peut séparer les deux composantes si les porteurs ont des champs coercitifs ou des températures de Curie bien distincts. On obtient alors une ligne brisée (figure 5c et 5d). On remarquera que certaines aimantations secondaires sont plus faciles à séparer en champ alternatif plutôt qu'avec la méthode thermique (figure 5c et 5b).

Les directions caractéristiques sont déterminées d'après la méthode de Kirschvink (1980). Les directions moyennes par coulées sont calculées suivant la statistique de Fisher (1953). Au vu des résultats obtenus, il s'avère qu'en règle générale les aimantations secondaires sont faibles et observées sur un nombre d'échantillons limité. De plus, elles sont détruites relativement vite par des chauffages modérés (entre 0 et 200°C) et/ou par un champ alternatif faible (0 à 150 Oersted ; $1\text{oe} = 0,1\text{mT}$). On constate néanmoins que pour la coulée MZ06, 3 échantillons montrent des aimantations secondaires plus ou moins cohérentes entre elles et qui pourraient être de polarité inverse (figure 5d). Nous n'avons pas d'explication à ce phénomène.

Les directions magnétiques moyennes par coulée (tableau 1) montrent peu de variation séculaire ce qui se traduit par le regroupement des directions dans un diagramme stéréographique (Figure 6). Cela est cohérent avec les âges resserrés obtenus par datation isotopique. On remarquera néanmoins que la coulée la plus récente ($6,88 \pm 0,11\text{Ma}$) a enregistré des directions de polarité inverse (MZ15, tableau 1 ; figure 6, point blanc).

	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>alpha</i> 95	<i>K</i>	<i>VGP</i> <i>lat</i>	<i>VGP</i> <i>long</i>	<i>dm</i>	<i>dp</i>
MZ01	8	0,9	34,3	2,0	771,3	88,5	248,0	2,3	1,3
MZ02	6	20,1	34,0	8,6	31,2	71,0	193,9	9,8	5,6
MZ03	7	3,7	32,8	2,2	754,5	85,9	224,5	2,5	1,4
MZ04	8	5,2	35,9	2,4	525,3	85,1	193,9	2,8	1,6
MZ05	12	12,6	32,7	3,6	146,4	77,9	201,7	4,1	2,3
MZ06	9	2,6	43,2	2,4	442,6	84,4	127,8	3,0	1,9
MZ07	8	354,4	39,5	1,9	859,1	84,3	38,3	2,3	1,4
MZ08	8	0,3	37,2	2,9	376,4	89,2	124,0	3,4	2,0
MZ09	8	358,7	42,5	3,4	271,0	85,3	88,6	4,2	2,6
MZ10	8	11,4	32,5	3,1	322,0	79,0	203,7	3,5	2,0
MZ11	6	1,7	34,7	3,5	369,7	88,1	223,6	4,0	2,3
MZ12	7	357,2	39,9	4,5	183,0	86,3	58,9	5,4	3,3
MZ13	5	358,7	32,7	5,8	174,1	87,4	311,9	6,6	3,7
MZ14	8	2,8	37,9	4,9	129,5	87,1	167,7	5,8	3,4
MZ15	7	184,0	-36,7	3,8	265,2	-86,2	6,5	4,4	2,6

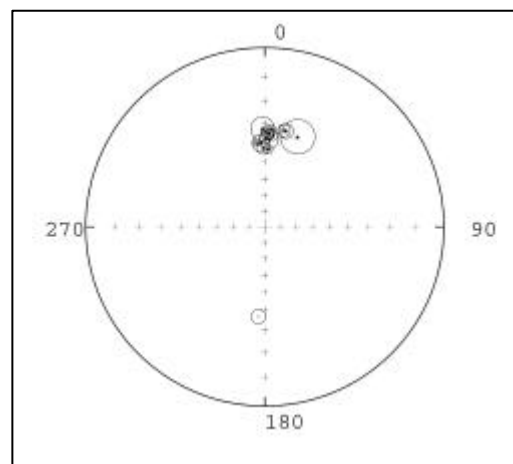


Tableau 1: directions moyennes d'aimantation de chaque coulées. *N* est le nombre d'échantillons analysés, *D* et *I*, respectivement la déclinaison et l'inclinaison moyenne de l'aimantation en degré. L'*alpha* 95 est le rayon en degré du cercle de confiance de 95% et *K* est le paramètre de Fisher (1953). *VGP lat.* et *long.* sont les latitudes/longitudes en ° du pôle géomagnétique virtuel (voir introduction) et *dm* et *dp* les valeurs des axes de l'ellipse de confiance à 95% calculées à partir du cercle de confiance de la direction moyenne.

Figure 6: représentation stéréographique des directions moyennes d'aimantations par coulées avec le cercle de confiance à 95% associé. Par convention, les points noirs/blancs représentent une polarité normale/inverse du champ magnétique.

L'analyse des expériences préliminaires menées sur les échantillons nous a permis de nous faire une idée des propriétés magnétiques des coulées de lave. Une sélection basée sur i) un phénomène de réversibilité observé et des porteurs de l'aimantation stables (Figure 3a, 3b et 3c), ii) à forte coercivité thermique (Figure 6a) et iii) une NRM faiblement « parasitée » (Figure 4a), fait que 53 % des échantillons ne seront pas utilisables pour les expériences de détermination de la paléointensité.

4. DETERMINATION DES PALEOINTENSITES

La méthode originale de double chauffe de Thellier et Thellier (1959) est, à l'unanimité, la plus fiable. C'est la plus ancienne et par conséquent celle dont les fondements théoriques sont les mieux connus. De même que pour la désaimantation thermique, cette méthode se base sur la loi d'additivité des pTRMs. Un chauffage à une température T_n suivi d'un refroidissement dans un champ H non nul détruit une partie de la NRM de la roche et la remplace par une pTRM parallèle au champ H appliqué en laboratoire. Ce cycle (2 heures de chauffe, 2 heures de refroidissement) est répété une seconde fois à la même température T_n dans un champ H de même intensité mais de direction opposée. La somme (divisée par deux) et la différence (divisée par deux) des vecteurs aimantations ainsi mesurés nous permettent respectivement de retrouver les caractéristiques des vecteurs NRM et TRM (Figure 7). Cette opération est répétée à plusieurs paliers de température croissant jusqu'à la disparition quasi-totale de l'aimantation naturelle de l'échantillon.

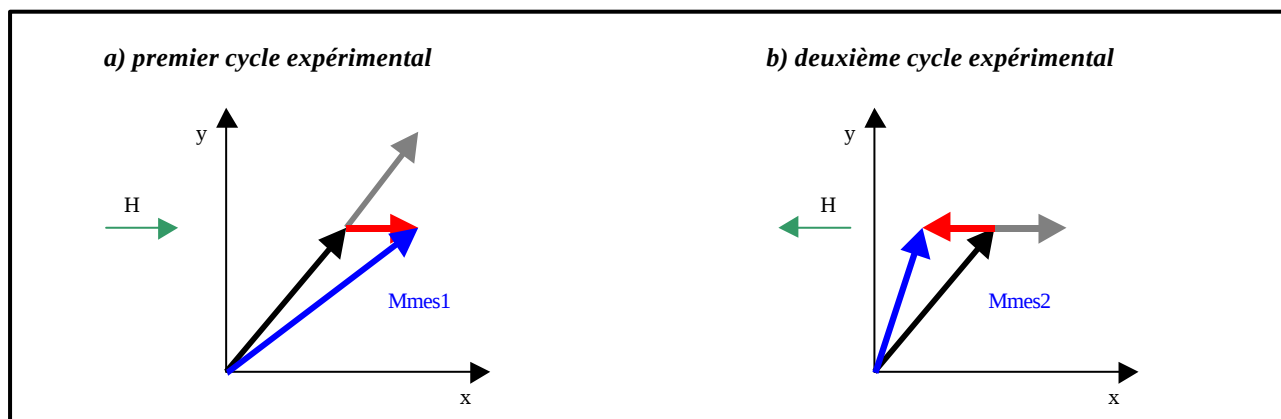


Figure 7 : Schéma du principe de la méthode de double chauffe de Thellier et Thellier (1959). L'aimantation détruite au cours de la chauffe est de couleur grise. L'aimantation rémanente naturelle de la roche (NRM) est en noir. L'aimantation thermorémanente (TRM) acquise au cours du refroidissement est en rouge. L'aimantation mesurée après chaque cycle est en bleu. $NRM = (Mmes1 + Mmes2)/2$; $TRM = (Mmes1 - Mmes2)/2$; La direction du champ magnétique du laboratoire est indiquée par la flèche verte.

La détermination de l'intensité du champ magnétique à appliquer au labo reste un sujet de discussion. D'après Plenier *et al.* (2003), il faut appliquer un champ dont l'intensité est proche de celle du champ magnétique ancien que l'on recherche. C'est sans compter également sur le fait que les expériences de Thellier ne fonctionnent qu'en champ faible. Au delà d'une certaine valeur ($\sim 100 \mu T$), un effet de saturation existe. En l'absence de théorie complète sur le sujet, nous avons décidé de travailler en appliquant

un champ magnétique d'intensité proche de celle du champ actuel à la latitude et longitude du site d'étude : $H_{lab}=40\text{T}$.

La vitesse de refroidissement des échantillons peut entraîner également un biais dans le comportement des minéraux magnétiques. L'intensité du champ ancien que nous recherchons peut être de 10 à 20 % plus élevée en utilisant des temps de refroidissement plus longs et de même, dans des conditions naturelles le temps de refroidissement des coulées volcaniques peut engendrer une anomalie forte de l'aimantation thermorémanente naturelle de la roche (Le Goff et Gallet, 2004).

En utilisant toujours la même valeur du champ magnétique en laboratoire et en contrôlant les durées de chauffe et de refroidissement de nos échantillons, il existe une relation de proportionnalité entre les intensités des champs magnétiques dans lesquels la roche se refroidit (F ou F_{lab}). A la condition que toutes les aimantations aient été acquises en champ faible, on peut retrouver l'intensité du champ ancien à partir de la formule 1 (Nagata, 1943).

$$\frac{NRM}{TRM} = \frac{F}{F_{lab}} \quad (1)$$

On représente cette relation dans un diagramme d'Arai-Nagata (Arai, 1963 ; Nagata *et al.*, 1963) où tous les points s'alignent suivant une droite (figure 8a, diagramme de gauche). Il s'agit d'un cas idéal où la température dite de « déblocage » (Unblocking Temperature ou T_{ub}) à laquelle les minéraux ferromagnétiques perdent une fraction de leur NRM est égale à la température à laquelle ils sont capables d'acquérir une pTRM ; température dite de blocage (T_b). C'est la signature caractéristique de grains mono-domaine (Néel, 1949).

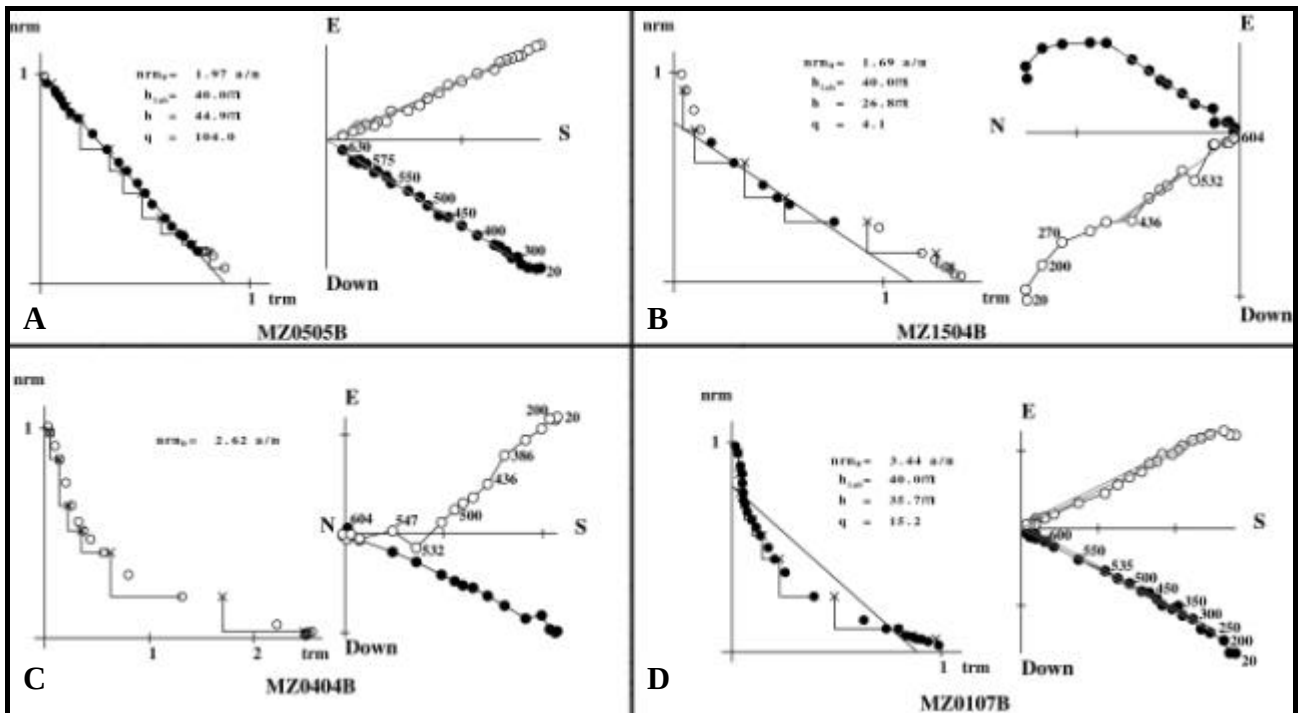


Figure 8 : 4 exemples de résultats représentant les quatre types de comportements de nos échantillons. Les diagrammes de Zijderveld sont en coordonnées échantillons. L'échantillon de type A est un cas idéal (coulées MZ03 et MZ05).

Tous les échantillons de la coulée MZ04 ont un comportement de type C. Les comportements de type B/D sont observables dans les coulées MZ05, MZ10, MZ15/MZ01, MZ09.

Les minéraux ferromagnétiques dans une roche sont dispersés sous forme de grains de tailles variées. A chaque ion du réseau cristallin on peut associer un petit aimant ou un petit moment magnétique. Les spins sont parallèles (ou antiparallèles) d'un ion au suivant. Cet ordre s'étend sur des centaines, des milliers d'ions ; théoriquement il devrait s'étendre à tout le volume du grain. Mais si le grain est gros (quelques dizaines de μm à quelques mm), il y a action antagoniste due à l'énergie magnétostatique rayonnée à l'extérieur de ce grain. Cette action est moindre si le grain est divisé en deux domaines d'aimantation antiparallèle ou mieux encore en 4 domaines ou plus, que l'on désigne sous le nom de domaine de Weiss. Le passage d'un domaine à l'autre se fait progressivement sur une épaisseur d'une centaine d'atomes par rotation des spins dans le plan de séparation et constitue une paroi magnétique ou paroi de Bloch. On ne peut subdiviser outre mesure un grain en domaines trop petits du fait de l'augmentation de l'énergie magnétostatique des parois. En dessous d'une certaine dimension, un grain ne constitue donc qu'un seul domaine, il est considéré comme un « mono-domaine » (Single Domain ou SD). S'il est plus gros, il se divise et devient un « poly-domaine » (Multi Domain ou MD). Dans ce cas, les températures T_{ub} et T_b sont différentes et se traduisent par une courbe dans le diagramme d'Arai-Nagata (figure 8d). Il existe aussi une catégorie de grains dits pseudo mono domaine avec une courbe nettement moins prononcée (non-représentée) (Fabian, 2001 ; Leonhardt *et al.*, 2004).

Il n'existe pas encore de théorie complète en ce qui concerne le comportement des grains poly-domaines. Les recherches se poursuivent dans ce domaine et l'analyse des courbes est très délicate. En l'absence de consensus, nous avons décidé d'utiliser tous les points du diagramme pour le calcul de la droite suivant en cela les conseils de Coe *et al.* (2004) et Chauvin *et al.* (2005). On note alors que les résultats obtenus sont concordants entre eux (tableau 2, coulée MZ01).

Pour limiter les phénomènes d'oxydation de nos échantillons et l'apparition d'une aimantation chimique, toutes nos expériences « de Thellier » ont été effectuées sous vide (10^{-2}Pa). De plus des tests de réversibilité de nos expériences sont régulièrement effectués (toutes les deux étapes) pour contrôler l'évolution de nos échantillons (croix de St Jacques $\times$, figure 8). On réchauffe l'échantillon à une température T à laquelle nous avons déjà mesuré l'aimantation de la roche. Si la nouvelle mesure nous donne un point distinct dans le diagramme d'Arai, c'est que notre échantillon a évolué chimiquement (Figure 8b et 8c dans les hautes températures). Parfois, cette évolution chimique peut être continue et non détectable avec les contrôles de pTRMs. Il faut donc toujours contrôler les directions du vecteur aimantation. Ainsi pour les échantillons de la coulée MZ04 (figure 8c), les contrôles de pTRMs indiquent une évolution chimique qu'à partir de 532°C . En fait il s'agit de la destruction de l'aimantation chimique acquise continûment au cours de nos expériences dans le champ du laboratoire. Cela se traduit par la déviation précoce du vecteur aimantation dans le sens du champ appliqué à partir de 386°C (Figure 8c, diagramme de Zijdeveld en coordonnées échantillons). Les points ne s'alignent plus avec l'origine.

Dans le cas des échantillons de type b, il s'agissait d'identifier l'aimantation rémanente primaire et d'obtenir une droite sur au moins 40% de la NRM totale de la roche (paramètre f du tableau 2). C'est un

choix arbitraire qui peut varier d'un auteur à l'autre et entraîner de grandes différences sur la valeur de la paléointensité calculée. Avec un $fNRM$ trop petit ($f < 0.4$), et dans certains cas litigieux (alignement des points sur une courbe) on peut alors faire passer plusieurs segments de droite et il devient difficile de savoir lequel est à prendre en considération.

Plusieurs autres critères pour valider la valeur de la paléointensité peuvent être pris en compte. Il n'existe pas encore de consensus au sein de la communauté des paléomagnéticiens en ce qui concerne ces critères et les valeurs seuils, bien que des tentatives aient été faites en ce sens (Kissel et Laj, 2004). Nous estimons que nos résultats se conforment à la plupart des critères de validation utilisés dans les publications et que nos mesures de paléointensités sont valables, eu égard aux nombreux problèmes soulevés quant à l'étude théorique de la méthode expérimentale et l'analyse des résultats obtenus. Nous les rajouterons donc à la base de données sur laquelle nous allons travailler.

Pour comparer les mesures de paléointensité de différents sites, nous calculons un moment dipolaire virtuel (Virtual Dipole Moment ou VDM dans la suite du texte) dont les VGPs associés (Virtual Geomagnetic Pole) ont une position géographique qui est rarement confondue avec les pôles de rotation de la planète. Certaines études ne proposent aucune direction (inclinaison, déclinaison) du champ magnétique ancien. C'est un cas fréquent lorsque les échantillons ont été prélevés au fond des océans et qu'il devient alors très délicat de mesurer leur orientation in situ. A cela viennent s'ajouter les mouvements des plaques tectoniques. Nous calculons alors un moment dipolaire axial virtuel (Virtual Axial Dipole Moment ou VADM dans la suite du texte) émanant de l'hypothèse d'un champ magnétique terrestre dont la composante principale dipolaire serait confondue avec l'axe de rotation de la Terre.

Site	échantillon	t1	t2	N	f	g	q	mad	dang	% crm	b	sb	ccr	H	mean H	Wmean H	Sd	q arith	q geom	Q arith	Q geom	VDM	VADM
MZ01															38,3	38,2	2,5	15,3	15,2	45,9	45,7	8,62	8,49
	02MZ0105B	100	630	25	1.227	0.929	13.5	3.4	1.5	7.1	-1.015	0.086	-0.916	40.6									
	02MZ0107B	100	630	25	1.150	0.924	15.2	2.9	0.2	5.1	-0.893	0.062	-0.944	35.7									
	02MZ0108B	100	630	25	1.099	0.917	17.2	1.7	0.7	2.2	-0.964	0.056	-0.961	38.5									
MZ03															46,0	45,9	5,4	29,3	29,0	146,4	145,0	10,50	10,20
	02MZ0301B	100	590	23	0.948	0.948	27.6	2.9	2.4	5.2	-1.189	0.038	-0.989	46.4									
	02MZ0302B	200	590	22	0.923	0.941	24.6	1.9	1.5	4.5	-1.279	0.045	-0.987	51.1									
	02MZ0303B	200	590	22	0.932	0.942	35.6	2.9	0.6	6.4	-1.258	0.031	-0.994	50.3									
	02MZ0304B	200	600	23	0.948	0.937	26.3	1.7	1.2	3.2	-1.121	0.038	-0.988	44.8									
	02MZ0307B	200	590	22	0.897	0.929	32.3	1.9	1.1	2.7	-0.938	0.024	-0.993	37.5									
MZ05															42,3	42,6	6,1	49,5	29,5	148,5	88,5	9,74	9,47
	02MZ0505B	200	580	20	0.814	0.938	194.0	2.1	1.9	4.1	-1.122	0.008	-1.000	44.9									
	02MZ0508B	300	550	12	0.654	0.851	6.5	3.9	4.8	8.8	-1.165	0.100	-0.963	46.6									
	02MZ0514B	300	600	20	0.898	0.909	38.0	2.5	0.6	3.4	-0.862	0.019	-0.996	35.3									
MZ09															27,4	27,2	2,2	8,1	8,1	32,5	32,3	5,70	6,05
	02MZ0901B	325	560	12	1.002	0.840	9.3	5.5	3.1	6.2	-0.622	0.056	-0.959	24.9									
	02MZ0902B	275	560	14	1.052	0.828	7.3	5.4	4.4	7.1	-0.667	0.079	-0.916	26.7									
	02MZ0903B	275	560	14	1.065	0.838	7.4	4.3	3.4	5.3	-0.692	0.084	-0.912	27.7									
	02MZ0904B	250	560	15	0.996	0.833	8.5	4.4	4.4	6.0	-0.753	0.073	-0.938	30.1									
MZ10															41,5	41,0	9,6	19,9	18,6	79,5	74,2	9,38	9,12
	02MZ1001B	386	587	12	0.955	0.848	21.5	2.3	0.9	5.5	-1.375	0.052	-0.993	55.0									
	02MZ1002B	325	535	10	0.588	0.842	9.7	3.9	1.8	6.6	-1.028	0.060	-0.991	41.1									
	02MZ1003B	436	604	12	0.888	0.880	20.3	3.7	1.3	8.9	-0.931	0.036	-0.993	37.2									
	02MZ1004B	386	604	13	0.885	0.888	28.0	2.7	1.3	2.5	-0.618	0.023	-0.996	32.7									
MZ15															35,6	38,2	6,9	24,3	13,1	97,2	52,4	8,45	8,49
	02MZ1502B	200	604	16	0.974	0.889	28.3	2.3	1.2	5.9	-1.086	0.033	-0.993	43.4									
	02MZ1504B	386	516	6	0.507	0.773	4.1	7.4	0.6	9.6	-0.669	0.064	-0.981	26.8									
	02MZ1505B	335	516	7	0.546	0.806	4.2	4.1	6.2	8.2	-0.867	0.092	-0.972	34.7									
	02MZ1508B	468	604	11	0.834	0.864	80.6	3.5	1.4	1.7	-0.943	0.011	-0.999	37.7									

Tableau 2 : Tableau des résultats d'analyse des échantillons. T1 et T2 (en°C) sont les températures minimum et maximum de l'intervalle utilisé pour le calcul de la paléointensité ; N est le nombre de points utilisés pour le calcul de la droite ; f/g, fraction de NRM utilisée/gap factor sont les paramètres utilisés pour le calcul du facteur qualité q (Coe et al, 1978) ; MAD et DANG (en°) sont les paramètres de corrélation linéaire (Kirschvink, 1980) ; %crm est le pourcentage d'aimantation rémanente chimique acquise ; b et ab sont les pentes de la droite et les incertitudes ; H est la paléointensité par échantillons ; mean H, la moyenne arithmétique et Wmean H, la moyenne pondérée en fonction du

facteur q ; S_d est l'écart type ; q_{arith} et q_{geom} ; les moyennes arithmétiques et géométrique du facteur qualité q ; Q_{arith} et Q_{geom} les moyennes arithmétiques et géométriques du facteur qualité de Chauvin et al. (2005) ; Enfin, les deux dernières colonnes correspondent aux valeurs des VDMs et VADM associés à W_{meanH} (voir texte pour détails).

La différence entre les intensités du VDM et VADM est actuellement petite : respectivement $8,0.10^{22}$ A.m² et $8,1.10^{22}$ A.m² (Heller *et al.*, 2002). Il est souvent admis que cette différence reste faible mais ici encore il faut rester très prudent quant à l'utilisation de ces deux valeurs et le calcul de ces deux moments dipolaires. Pour des enregistrements assez rapides comme le refroidissement de lave, il se peut que de plus grandes différences dans le temps soient générées avec les VADM qu'avec les VDMs. Ils peuvent également entraîner de mauvaises interprétations lors de la comparaison de mesures de différents sites (Valet, 2003 ; Heller *et al.* 2002).

5. DISCUSSION

La base de données de paléointensités (<ftp://saphir.dstu.univ-montp2.fr/paleointdb/>) présente de fortes disparités en qualité/méthode de mesure. Souvent, les paléomagnéticiens décident de ne sélectionner que les mesures obtenues avec une méthode particulière, un nombre d'échantillons minimum par site et une incertitude maximum sur la mesure, ex : Thellier avec test pTRM, 2 échantillons par coulées au minimum et 20% d'incertitude maximum sur le calcul de la paléointensité dans Shi *et al.* (2002). Nous pensons que nous perdons alors un grand nombre de données pertinentes et les modes de sélection des mesures peuvent entraîner une mauvaise interprétation ou plutôt autant d'interprétations différentes que de modes de sélection différents. Notre travail sur la base de données va dans le sens d'une pondération des mesures sans discrimination drastique.

Sur la période qui nous intéresse (5-25Ma), 43% des mesures n'avaient pas de polarités déterminées (177/409). Pour éviter de perdre ces mesures, nous avons recalculé les VGPs associés à chaque mesure de ces paléointensités lorsque c'était possible. Trente et une d'entre elles ne comportaient pas de directions d'aimantations et par conséquent nous ne pouvions pas calculer le moment dipolaire virtuel associé à ces mesures. Au delà de 45° de latitude N/S, nous avons considéré que le champ était de polarité normale/inverse. Pour 19 mesures d'entre elles, il n'a pas été évident de trancher. Nous avons décidé de ne pas les utiliser pour la suite de notre étude. On peut alors travailler avec 140 données de polarité normale et 112 données de polarité inverse. Il est à noter que les nouvelles polarités recalculées n'ont pas été corrigées d'éventuels mouvements des plaques tectoniques. C'est un point à améliorer. Nos données ainsi que celles de Pan *et al.* (2005) ont été ajoutées également.

Nous avons alors affecté des poids aux mesures de paléointensité qui nous restent suivant les critères du tableau 3, puis on somme ces poids. Les échantillons sont classés suivant le poids total obtenu. Classe A : les échantillons obtiennent entre 11 et 15 ; Classe B : entre 6 et 10 et classe C : entre 0 et 5.

Même si la datation des échantillons est importante en soi, nous n'avons pas souhaité intégrer ce critère de sélection mais simplement se limiter purement à des critères influant sur la détermination de la

paléointensité. La transformation de l'information subjective en une donnée quantifiable, tel le poids attribué en fonction de la méthode de mesure employée et de la nature géologique des échantillons utilisés, reste un sujet à discussion et est dans cette étude une aide à l'interprétation.

Nous avons souhaité étudier la distribution des valeurs des VDMs en fonction de leur score total (figure 9) et il apparaît clairement que ceux de classe C présentent une distribution relativement plate (figure 9c), proche de la signature d'un bruit blanc. La forme de la distribution de classe B est plus étalée que celle de classe A, mais les différences ne sont pas frappantes (figures 9a et 9b).

Distribution des points en fonction des critères de détermination de la paléointensité			
Méthode de mesure de la paléointensité		Incertitude sur la paléointensité	
Theilier + contrôle des ATRs partielles (T+)	3	dF <= 5%	5
Theilier sans contrôle (T-)	2	5% < dF <= 10%	4
méthode originale de Shaw, 1974 (S)	1	10% < dF <= 15%	3
autres méthodes	0	15% < dF <= 20%	2
Nombre d'échantillons par site		20% < dF <= 25%	1
5 ou plus	4	dF < 25%	0
4	3	Nature de l'échantillon	
3	2	coulées de laves	3
2	1	contacts recuits (volcaniques ou sédimentaires)	2
1	0	autres matériels volcaniques (Dome, Pillow, etc...)	1
		autres (roches plutoniques, métamorphiques, etc...)	0

Tableau 3 : Attribution des poids en fonction de quatre facteurs susceptibles d'influencer la qualité de la mesure de la paléointensité.

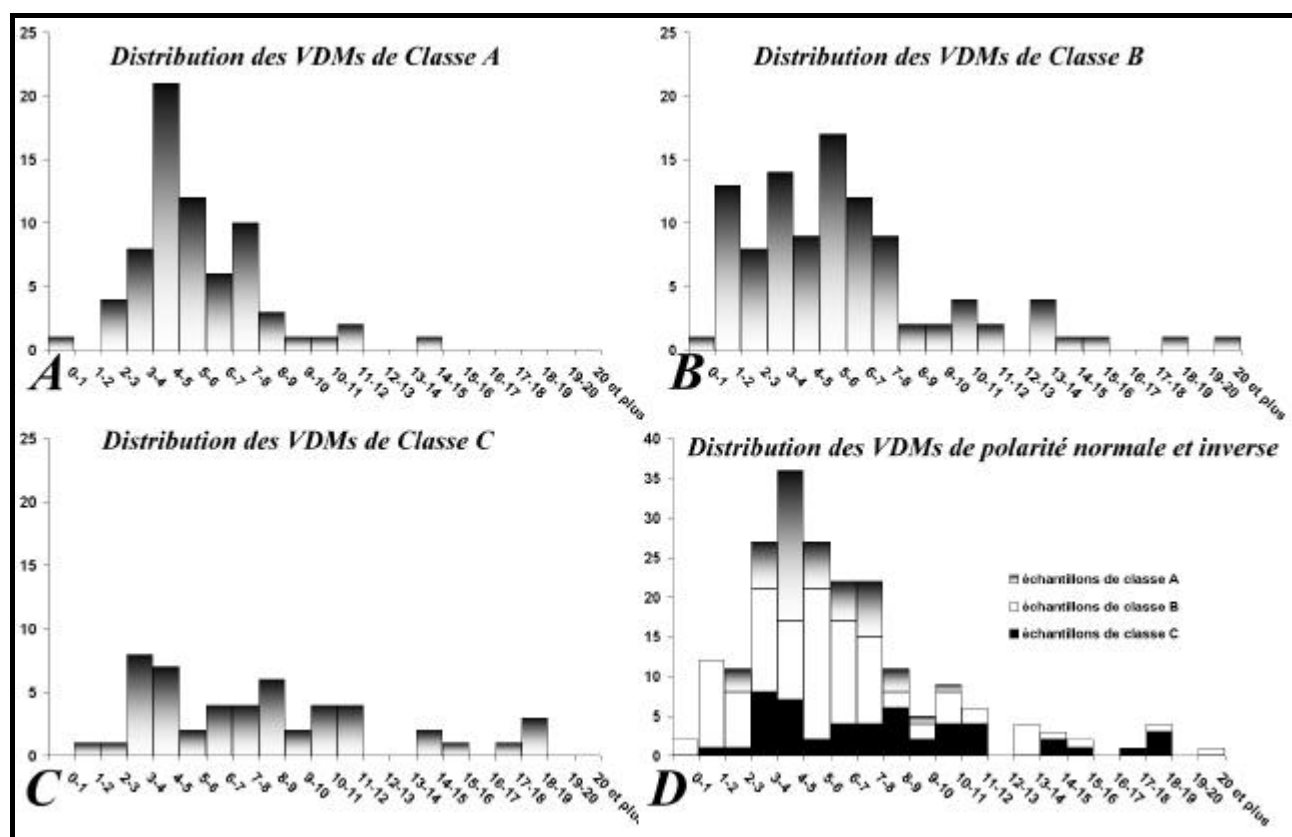


Figure 9 : Histogramme des distribution des valeurs des VDMs (10^{22} A.m^2) suivant leur score total : classe A, B ou C (voir texte pour explication) pour la base de données entière (A+B+C=D).

Sans mener de recherches plus approfondies d'un point de vue statistique, nous nous sommes interrogés sur l'effet produit sur ces distributions par des détails plus pointues des résultats des études paléomagnétiques : le fNRM par exemple. Lorsque l'information était disponible dans les articles relatifs à la publication des données, si le fNRM est inférieur à 0,4 on élimine alors l'échantillon de l'étude et l'on recalcule le VDM associé à la nouvelle valeur de paléointensité. Parfois c'est le cas pour tout un site. Elles sont alors écartées du reste de notre étude. Pour d'autres, le fait d'éliminer quelques échantillons font que les valeurs de VDM passe de la classe A à la classe B. Enfin, il est à noter que pour les données dont il n'était pas possible de remonter à la source, nous n'avons pas souhaité les exclure pour autant.

On remarque que pour les échantillons de classe A, on a tendance à écrêter des valeurs de VDMs trop extrêmes (figures 10a et 10d) mais la forme de la distribution reste à peu près la même. En ce qui concerne la classe B cela joue peu (figure 10b et 10e). Par comparaison, nous avons souhaité également présenter la distribution des valeurs des VDMs avant et après ce travail suivant des critères de sélection communément utilisés dans la littérature : échantillons de classe T (Goguitchaichvili *et al.*, 2003). Dans cette étude, les auteurs avaient fait le choix de n'utiliser que les données obtenues à partir des expériences de Thellier avec test des pTRMs (T+), 3 échantillons au moins par coulée et une incertitude sur la paléointensité de 20% au plus. Le signal obtenu se dégrade alors d'autant plus (figure 10c et 10f). On retrouve un spectre de distribution proche d'un bruit blanc.

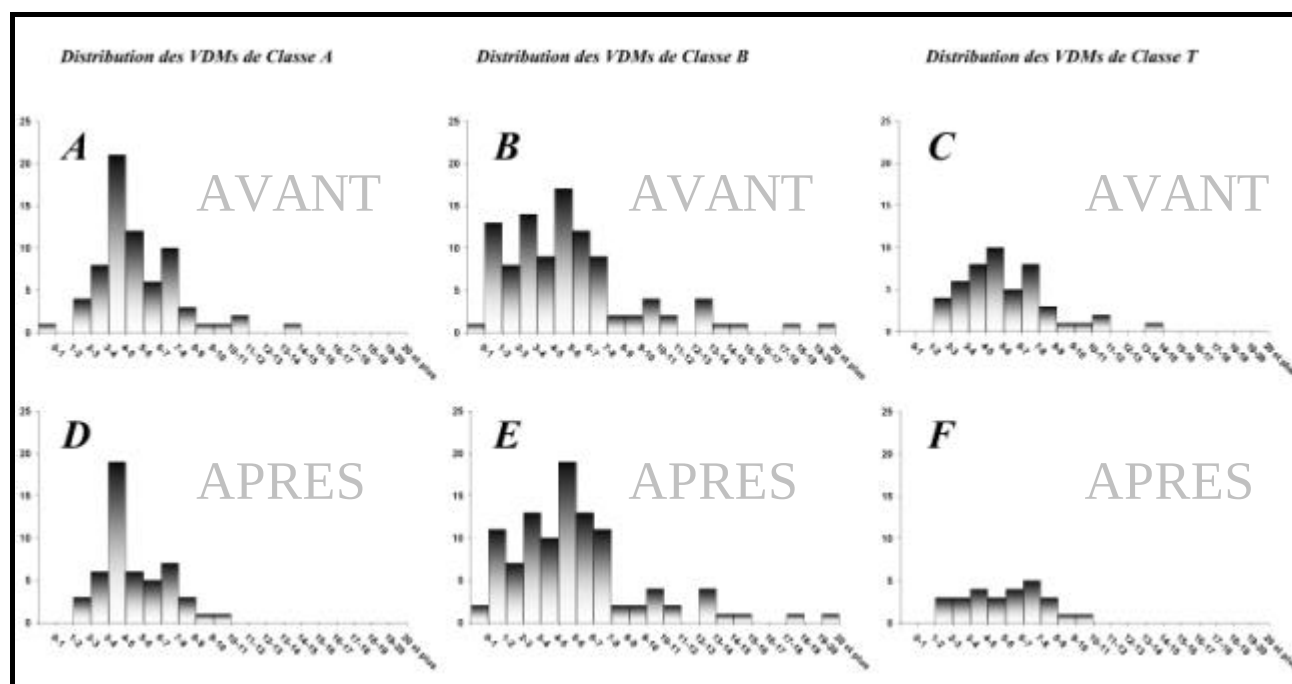


Figure 10 : Histogramme de distribution des valeurs des VDMs (10^{22}A.m^2) avant/après (au dessus/au dessous) le traitement détaillé de la détermination des paléointensités suivant le paramètre f (fNRM, voir texte pour explication).

Le sort des échantillons de classe B n'est pas encore défini. Une étude statistique plus approfondie doit être menée. A travers l'étude de l'évolution de paramètres tels que la valeur médiane, la variance ou l'écart type nous devrions pouvoir fixer une/des valeur(s) de seuils à partir du(des)quel(s) on pourra déterminer une valeur moyenne du VDM. Il va sans dire qu'il va falloir mener ce travail sur la totalité de la

base de données et qu'il faudra également prendre en compte la durée des périodes géologiques étudiées. Rien que sur le dernier siècle et en partant des mesures d'observatoires magnétiques, nous obtenons des résultats intéressants (figure 11) sur la distribution des valeurs de VDMs de 16020 sites, calculées à partir de l'International Geomagnetic Reference Field, lui-même calculé à partir des données d'observatoire (et satellitaires depuis les années 80). C'est une façon d'évaluer ce que pourrait retrouver des paléomagnéticiens du futur s'ils pouvaient échantillonner toute la surface de notre globe tous les 2° entre -88° et +88° de latitude et de 0 à 358° de longitude (16020 sites). Les avancées théoriques et technologiques dans ce domaine seraient telles que toutes les mesures obtenues seraient d'égale qualité et nettement supérieures à ce que l'on a aujourd'hui dans notre base de données de paléointensités.

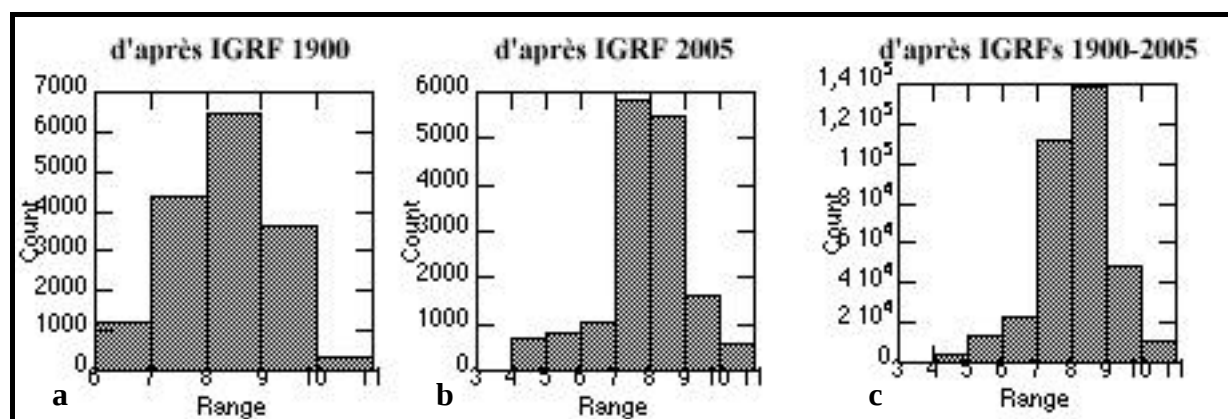


Figure 11 : Histogramme de distribution des VDMs (10^{22} A.m^2) recalculés à partir de l'International Geomagnetic Reference Field.

Nous avons effectué cette analyse sur deux périodes de 5 ans (IGRF 1900 et IGRF 2005, figure 11a et 11b) et également sur une période plus longue de l'ordre du siècle (Figure 11c). Bien que le VDM aujourd'hui soit de $8,0 \cdot 10^{22} \text{ A.m}^2$, on observe des valeurs extrêmes dans la distribution des VDMs (de 4 à $11 \cdot 10^{22} \text{ A.m}^2$, figure 11b) recalculés à partir de « site d'étude virtuel (du futur) ». C'est évidemment dû à la contribution du champ non dipolaire qui n'est pas négligeable. On ose à peine imaginer ce que peuvent représenter nos histogrammes de distribution des VDMs sur 20 Ma et avec seulement 252 données issues d'une trentaine de sites mal réparties à la surface du globe. Par analogie, nous pourrions piocher au hasard 250 sites issues des données IGRF et ce test devra être répété un grand nombre de fois pour se donner une idée de la représentativité de nos résultats obtenus sur la base de données paléomagnétiques.

A travers l'apport de données supplémentaires, nous avons voulu dresser un petit aperçu de l'état des connaissances en paléomagnétisme et des techniques de mesure de l'aimantation des roches. Il est loin d'être exhaustif et montre que nous sommes encore loin de détenir la vérité. Le nombre de données de paléointensités est encore beaucoup trop faible et sont très mal réparties à la surface du globe (Perrin et Schnepf, 2004). A travers les études paléomagnétiques, nous essayons d'obtenir une image du champ ancien. Il faut toujours avoir conscience du fait que cet « outil d'observation » est semblable à une lentille dépolie, déformante et qui possède sur sa surface encore des zones d'ombres importantes. C'est pourquoi il serait prétentieux de vouloir penser que le pic de distribution des VDMs de classe A (figure 10d) corresponde à la valeur moyenne du VDM sur la période étudiée. A en juger la distribution temporelle des

valeurs de VDM de Classe A, nous sommes loin d'obtenir une bonne couverture de la période concernée (figure 12).

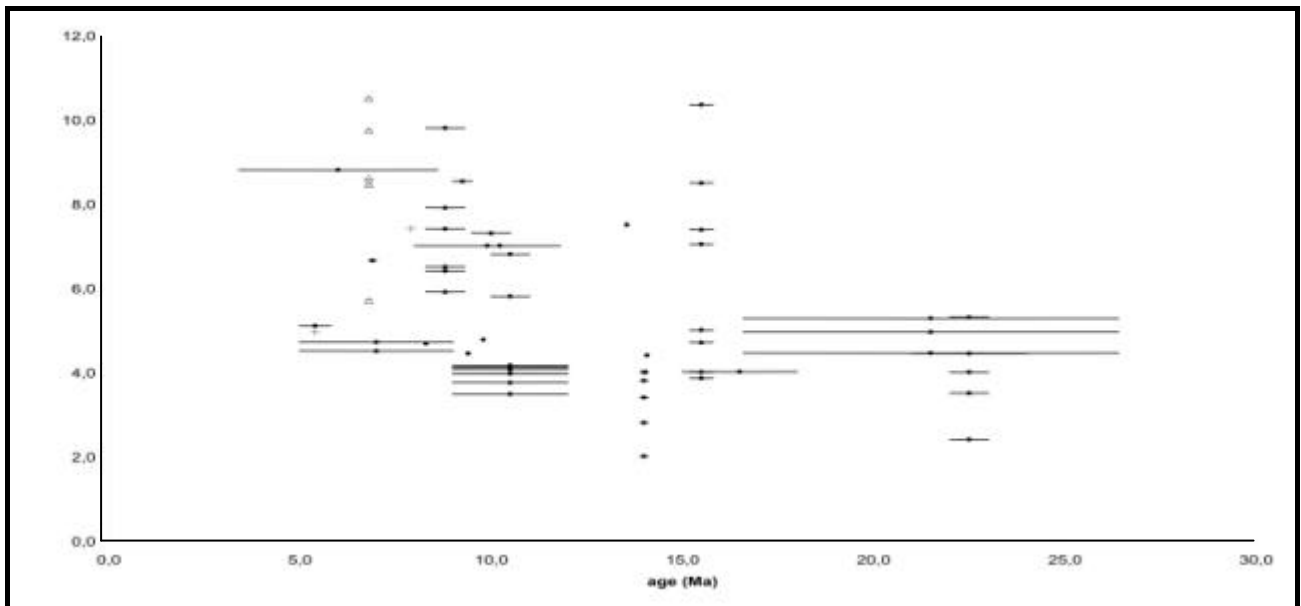


Figure 12 : Valeurs des VDMs de classe A et leurs incertitudes dans le temps. Les points correspondent aux données de classe A de la base de données. Les triangles correspondent aux résultats de notre étude et les croix, à l'étude de Pan *et al.* (2005).

Il paraît d'autant plus hasardeux d'essayer d'estimer une évolution temporelle de la valeur du VDM au Miocène. Mais si l'on prend en compte le fait que la composante principale du champ magnétique terrestre a toujours été un dipôle, la forme de la distribution obtenue en prenant en compte toutes les données comprises entre 5 et 25 Ma montre un pic autour de $4-5 \cdot 10^{22} \text{A.m}^2$ (figure 10d). Elle viendrait renforcer la thèse de l'évolution du VDM proposé par Selkin et Tauxe (2000) (modèle 2 de la figure 13).

6. CONCLUSION

Sur les 150 derniers millions d'années plusieurs courbes d'évolution du VDM sont proposées (figure 13). Elles sont le fruit des différents modes de sélection des données.

La valeur du pic obtenu en ne prenant que les VDMs de classe A (figure 10d) pourrait correspondre à la valeur moyenne du VDM sur la période concernée. La forme de la distribution se rapproche de celle de l'IGRF 2005 (figure 11b) dont le pic représente la valeur moyenne du VDM actuel, entre $8 \text{ et } 9 \cdot 10^{22} \text{A.m}^2$. Sans doute avons nous réussi à tirer une information pertinente de la base de données, ce qui n'est pas le cas en faisant une sélection trop restrictive des données (figure 10c et 10f).

Une nouvelle approche du traitement de la base de données paléomagnétiques est proposée. Contrairement à d'autres mode de sélection, elle prends en compte tout le jeu de données à disposition en attribuant à chacune d'entre elles un poids en fonction de paramètres influant sur la mesure de la paléointensité. Malgré certains défauts, prise en compte d'une information subjective quant à la méthode

utilisée et la nature des échantillons, il reste à définir un seuil à partir duquel on considère que notre rapport signal sur bruit est acceptable. Il est prévu de mener une étude statistique détaillée des résultats obtenus.

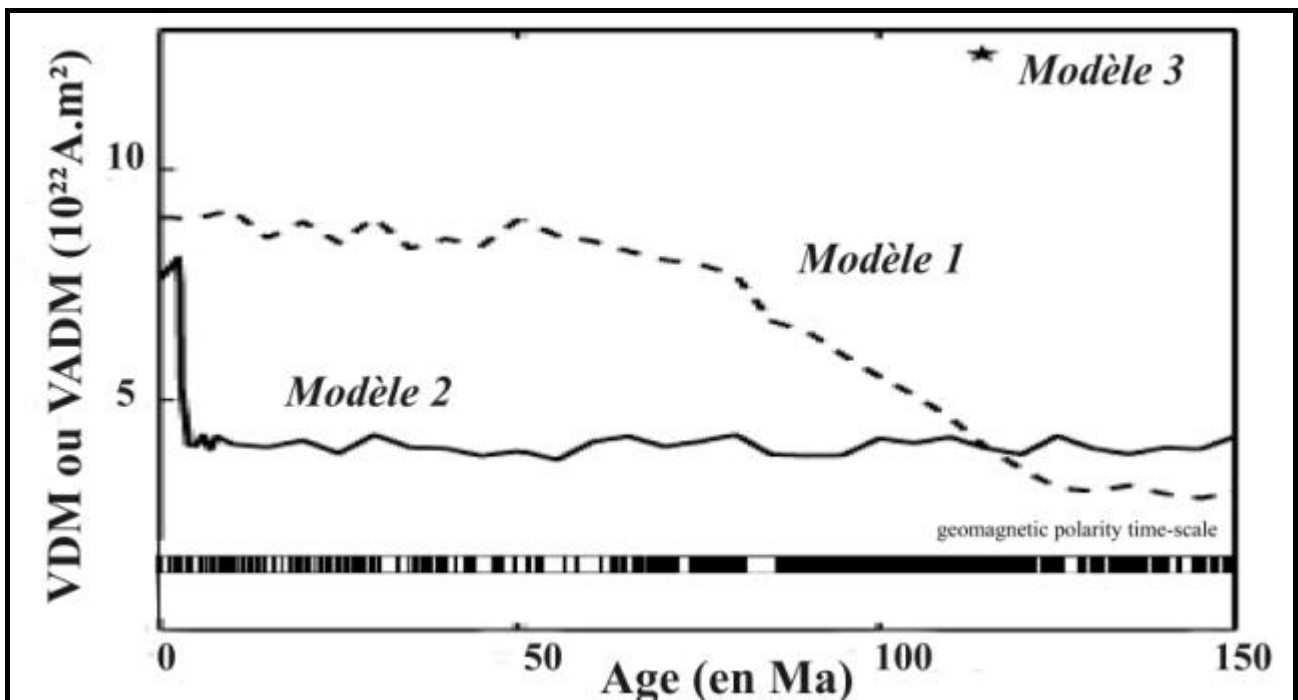


Figure 13 : (d'après Heller, 2002 modifié) différents modèles d'évolution du moment dipolaire virtuel (VDM) et du moment dipolaire axial virtuel (VADM). Le modèle 1 (trait pointillé) propose une valeur moyenne du VDM/VADM inférieure de près de la moitié pendant la fin du Mésozoïque, bien inférieure à sa valeur pendant le Cénozoïque (Prévot et al., 1990). Au contraire, le modèle 2 (trait plein) propose une brusque évolution du champ magnétique terrestre il y a 300 000 ans seulement (Selkin et Tauxe, 2000). Et dernièrement, les résultats de Tarduno et al. (2001) suggère un VDM/VADM plus intense pendant le SuperChron du Crétacé qui serait l'expression de la stabilité de la géodynamo.

Les efforts en vue d'améliorer le rendement et la mesure de l'aimantation des roches doivent être poursuivis. A partir des expériences préliminaires, seuls 47 % des échantillons étaient susceptibles de nous donner des résultats de paléointensité. Et il n'est pas possible de le savoir avant d'aller sur le terrain. Certaines campagnes de prospection peuvent être catastrophiques. En outre, parmi ceux sélectionnés, malgré des résultats de tests très bon, tous les échantillons de la coulée MZ04 ont évolué chimiquement. Les recherches concernant le comportement des grains poly-domaines doivent être poursuivies et approfondies (Fabian, 2001 ; Coe *et al.* 2004) car ils sont très fréquents dans la nature.

Quoiqu'il en soit, nous pensons qu'avant d'entamer les expériences de double chauffe de Thellier, nous pourrions désaimanter la roche en champ alternatif jusqu'à 100 ou 200 Oe (figure 4b et 4c). Nous supprimerions plus vite l'aimantation secondaire et pourrions améliorer notre analyse des diagrammes de Zijderveld en vue d'augmenter le nombre de points significatifs associés à l'aimantation primaire.

Du fait du trop grand nombre d'incertitudes en la matière, et de l'état d'avancement des théories relatives à l'aimantation des roches, une nouvelle base de données, plus détaillée que celle déjà disponible, va être développée par les américains et contiendra toute l'information relative aux expérimentations menées en laboratoire (Tableau 2). Toutes les mesures correspondant à un seul échantillon seront disponibles et chaque chercheur intéressé pourra s'attacher à l'analyse des aimantations rémanentes naturelles mesurées

avec les nouveaux outils qu'il aura développés. C'est un travail qui demande du temps et de la patience mais qui pourra porter ses fruits en temps voulu.

L'apport constant de nouvelles données doit être soutenu et encouragé. De nouvelles technologies sont développées en ce sens. Le Goff et Gallet (2004) proposent un nouveau modèle de magnétomètre à vibrations. Halls et al. (2004) exploite la technique de désaimantation par micro-ondes.

Enfin, il est à noter que les recherches sur le champ magnétique ancien sont importantes puisqu'elles apportent des éléments de réponse pour les géomagnéticiens, dont les modèles numériques (Glatzmaier et Roberts, 1995) peuvent être infirmés ou confirmés en vue d'une prévision de l'évolution interne de notre planète d'un point de vue magnétohydrodynamique.

Remerciements

A mes parents sans qui je ne serai pas là. A ma soeur, mes grands parents, mes oncles, tantes,...tutti la familia quoi!

A mes amis, Bilou, François, Simon, Polo King, Ben, Suzanne et leur petit Léopold.

Au laboratoire de paléomagnétisme de Rennes 1, à Annick Chauvin et à toute son équipe qui m'ont accueilli chaleureusement et où j'ai pu travailler dans d'excellentes conditions.

A toute la promo des DEA 2005 avec des mentions spéciales pour le « 11D crew ».

A tous les Rastamans de la Terre, les marginaux et les artistes.

A Jean Paul II, le Prince Rainier, Pierre Bachelet et Eddy Barclay, tous décédés pendant mon stage de DEA.

Bibliographie

- L. M. Alva-Valdivia, A. Goguitchaichvili, L. Ferrari, J. Rosas-Elguerra, J. Urrutia-Fucugauchi, J. J. Zamorano-Orozco – Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt : implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth Planets Space*, 52, 467-478, 2000.
- Y. Arai – Secular variation in the intensity of the past geomagnetic field. Master's thesis, Univ. of Tokyo, Japan, 1963.
- A. Chauvin, P. Roperch, S. Levi – Reliability of geomagnetic paleointensity data : the effects of the NRM fraction and concave-up behaviour on paleointensity determinations by the Thellier method. *Phys. Earth Planet. Int.* 150, 265-286, 2005.
- R. S. Coe, J. Riisager, G. Plenier, R. Leonhardt, D. Krása – Multidomain behaviour during Thellier paleointensity experiments: results from the 1915 Mt. Lassen flow. *Phys. Earth Planet. Int.*, 147, 141-153, 2004.
- R. S. Coe, S. Grommé, E. A. Mankinen – Geomagnetic paleointensity from radiocarbon-dated flows on Hawaiï and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.*, 83, 1740-1756, 1978.
- K. Fabian – A theoretical treatment of paleointensity determination experiments on rocks containing pseudo-single or multi domain magnetic particles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188, 45-58, 2001.
- L. Ferrari – Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32, 77-80, 2004
- L. Ferrari, S. Conticelli, G. Vaggeli, C. M. Petrone, P. Manetti – Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Tran-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185, 2000.
- L. Ferrari, M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz, G. Carrasco-Núñez – Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico : from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 303-306, 1999.
- R. A. Fisher – Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London*, 217, 295-305, 1953.
- G. A. Glatzmaier, P. H. Roberts – A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 91, 63-75, 1995.
- A. Guoguitchaichvili, J. Urrutia-Fucugauchi, L. Alva-Valdivia, J. Morales, J. Riisager, P. Riisager – Long-term variation of geomagnetic field strength : a cautionary note. *Eos*, Vol. 85, No. 21, 209-212, 2004.
- A. Guoguitchaichvili, J. Morales, E. Cañon-Tapia, R. Negrete – Geomagnetic field strength during late Miocene : First paleointensity results from Baja California. *J. Geophys. Res.*, 108(b2), 2114, doi:10.1029/2002JB002081, 2003.
- C. J. Hale – The intensity of the geomagnetic field at 3,5Ga : paleointensity results from the Komati Formation, Barberton Mountain Land, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 354-364, 1987.
- H. C. Halls, N. J. McArdle, M. N. Gratton, M. J. Hill, J. Shaw – Microwave paleointensities from dyke chilled margins: a way to obtain long-term variations in géodynamo intensity for the last three billion years. *Phys. Earth Planet. Int.*, 147, 183-195, 2004.
- R. Heller, R. T. Merrill, P. L. McFadden – The variation of intensity of earth's magnetic field with time. *Phys. Earth Planet. Int.*, 131, 237-249, 2002.
- J. G. Kirschvink – The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718, 1980.
- C. Kissel, C. Laj – Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations : application to Hawaiian basaltic long cores. *Phys. Earth Planet. Int.*, 147, 155-169, 2004.
- J. G. Koenigsberger – Natural residual magnetism of eruptive rocks. *Terr. Magn. Atmos. Elect.*, 43, 299-320.
- M. Le Goff, Y. Gallet – A new three-axis vibrating sample magnetometer for continuous high-temperature magnetization measurements: applications to paleo- and archeo-intensity determinations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 229, 31-43, 2004.
- R. Leonhardt, D. Krása, R.S. Coe – Multidomain behavior during Thellier paleointensity experiments : a phenomenological model. *Phys. Earth Planet. Int.*, 147, 127-140, 2004.
- M. Macouin, J. P. Valet, J. Besse – Long-term evolution of the geomagnetic dipole moment. *Phys. Earth Planet. Int.*, 147, 239-246, 2004.
- R. T. Merrill, M. W. McElhinny, P. L. McFadden – The magnetic field of the Earth : Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. Academic press, 531pp, 1996.
- T. Nagata, Y. Arai, K. Momose – Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years. *J. Geophys. Res.* 68, 5277-5282, 1963.
- T. Nagata – The natural remanent magnetism of volcanics rocks and its relation to geomagnetic phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 21, 1-196, 1943.
- L. Néel – Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Ann. Geophys.*, 5, 99-136, 1949.
- Y. Pan, M. J. Hill, R. Zhu – Paleomagnetic and paleointensity study of an Oligocene-Miocene lava sequence from the Hannuoba Basalts in northern China. *Phys. Earth Planet. Int.*, 151, 21-35, 2005.

- M. Perrin, E. Schnepp – IAGA paleointensity database : distribution and quality of the data set. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 147, 255-267, 2004.
- M. Prévot, M. E. Derder, M. McWilliams, J. Thompson – Intensity of the Earth's magnetic field : evidence for a Mesozoic dipole low. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 129-139, 1990.
- G. Plenier, P. Camps, R. S. Coe, M. Perrin – Absolute palaeointensity of Oligocene (28-30 Ma) lava flows from the Kerguelen Archipelago (southern Indian Ocean). *Geophys. J. Int.*, 154, 877-890, 2003.
- P. A. Selkin, L. Tauxe – Long-term variations in paleointensity. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 358, 1065-1088, 2000.
- R. Shi, R. Zhu, Y. Pan, G. Shi – Paleointensity of early Miocene lavas from Pingzhuang, Inner Mongolia, China. *Geophys. Res. Lett.*, 29, n°21, 2002, doi : 10.1029/2002GL015990, 2002.
- A. M. Soler-Arechalde, J. Urrutia-Fucugauchi – Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 235-248, 2000.
- J. A. Tarduno, R. D. Cottrell, A. V. Smirnov – High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals. *Science* 291, 1779-1783, 2001.
- L. Tauxe – Paleomagnetic principles and practice. Kluwer academic publishers, 299pp, 1998.
- E. Thellier, O. Thellier – Recherches géomagnétiques sur des coulées volcaniques d'Auvergne. *Ann. Geophys.* 1, 37-52, 1944.
- E. Thellier, O. Thellier – Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, 15, 288-376, 1959.
- J. Urrutia-Fucugauchi, J. Rosas-Elguera – Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico. *Tectonophysics*, 239, 61-71, 1994.
- J. P. Valet – Time variations in geomagnetic intensity. *Rev. Geophys.*, 41(1), 1004, doi:10.1029/2001RG000104, 2003.