



Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République Islamique de Mauritanie (PRISM-II), Phase V

Livrable 55

Synthèse des données géophysiques

Par Carol A. Finn et Eric D. Anderson

Préparé pour le compte du gouvernement mauritanien par l'U.S. Geological Survey

2013

Ce rapport est un rapport administrative, dont la conformité avec les normes éditoriales de l'U.S. Geological Survey ou le code stratigraphique nord-américain n'a pas été examiné. Tout nom commercial, d'entreprise ou de produit est utilisé à des fins descriptives et n'implique pas l'approbation du gouvernement des Etats-Unis.

U.S. Department of the Interior
U.S. Geological Survey

Synthèse des données géophysiques

Résumé

Des données magnétiques aériennes et radiométriques ont été utilisées pour cartographier la structure et la lithologie du socle précambrien peu profond et déterminer la profondeur du socle magnétique, qui, dans la plupart des cas, correspond à la profondeur du socle cristallin intéressant pour l'exploration minière. Ces profondeurs, additionnées à celle déterminées à partir des données gravimétriques permettent d'identifier les bassins hydrologiques potentiels. En outre, les données magnétiques ont été utilisées pour identifier les roches précambriennes d'affinité inconnue.

Table des matières

Résumé.....	3
Table des matières.....	3
Illustrations.....	4
1 – Introduction	6
2 – Données magnétiques aériennes.....	6
2.1 – Tests de filtrage.....	10
2.2 – Traitement des données.....	10
2.2.1 – Réduction au pôle	10
2.2.2 – Pseudo-gravité.....	11
2.2.2 – Filtrage adapté.....	12
2.2.3 – Prolongement vers le haut et soustraction des données RP.....	16
2.2.4 – Gradient maximum horizontal	18
2.2.5 – La fonction «terrasse»	20
2.3 – Interprétation des données.....	20
2.4 – Cartographie de la profondeur du socle.....	21
3 – Données radiométriques	26
4 – Cartes géologiques du socle	31
4.1 – Carte du socle cristallin.....	31
4.2 – Socle précambrien / Carte tectonique	43
4.2.1 – Formations géologiques archéennes.....	44
5 – Données magnétiques aériennes et de gravité pour l'évaluation des ressources hydrologiques.....	48
6 – Références.....	54
7 – Annexe 1	56

Illustrations

Figure 1.	Image en relief ombré et en couleur de l'anomalie magnétique de la totalité du champ. Les roches cristallines du bassin de Taoudeni sont complètement recouvertes par du sable et des roches sédimentaires.	8
Figure 2.	Image en relief ombré et en couleur des anomalies magnétiques réduites au pôle de la totalité du champ.	9
Figure 3.	Image en relief ombré et en couleur de la pseudo-gravité des données du champ magnétique total.	12
Figure 4.	Spectre de puissance de symétrie radiale des données (en vert) et spectre de puissance correspondant d'un modèle équivalent à trois couches concordantes (ligne bleue lissée).	13
Figure 5.	Filtres adaptés de bande passante correspondant à l'équivalent des trois couches.	14
Figure 6.	Image de bande passante filtrée (filtre 2, fig. 5) des données magnétiques.	15
Figure 7.	Image de bande passante filtrée (filtre 1, fig. 5) du champ magnétique.	16
Figure 8.	Carte résiduelle dérivée de la soustraction des données magnétiques réduites au pôle prolongées vers le haut (100 m) à partir des données réduites au pôle originales (fig. 1)	17
Figure 9.	Image en relief ombré et en couleur du gradient horizontal maximum des données de pseudo-gravité. Les limites de la province sont indiquées. Les «crêtes» représentent les contacts magnétiques tels que les failles, les limites de formation géologique ou les contacts lithologiques. Les lignes sur les «crêtes» sélectionnées représentent les principales limites précambriennes déduites.	19
Figure 10.	Images en relief ombré et en couleurs des évaluations quadrillées de la profondeur des sources magnétiques sous la surface en utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips, 2002). Un indice structural de 0 et une fenêtre de taille 7 (1225 m) ont été utilisés.	24
Figure 11.	Images en relief ombré et en couleurs des évaluations quadrillées de la profondeur des sources magnétiques sous la surface en utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips, 2002). Un indice structural de 1 et une fenêtre de taille 7 (1225 m) ont été utilisés.	25
Figure 12.	Image en couleur des données du potassium (%)	27
Figure 13.	Image en couleur des données du thorium (ppm).	28
Figure 14.	Image en couleur des données de l'uranium (ppm)	29
Figure 15.	Image composite en couleur rouge = K, vert = Th et bleu = U.	30
Figure 16.	Carte du socle cristallin dérivée de la carte résiduelle calculée à l'aide de la soustraction entre les données magnétiques réduites aux pôle, prolongée vers le haut (100 m) et les données réduites au pôle originales (fig. 1) et (fig. 8) ainsi que les données de la bande passante filtrées des Nations-Unies (Fig.6). Les encadrés numérotés se rapportent à des figures dans le texte. Voir Finn and Horton, 2012a pour la corrélation des anomalies magnétiques avec les unités géologiques et les mesures de susceptibilité.	32
Figure 17.	Carte en nuances de gris de l'ensemble des données réduites au pôle. Finn and Horton, 2012b montrent les structures cartographiées avec les structures dérivées de cette carte.	33
Figure 18.	Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus du granit paléoprotérozoïque fracturé (encadré 18, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	34
Figure 19.	Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus des filons intrusifs obliques dans la partie nord-est du bouclier de Rgueibat (encadré 19, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	34
Figure 20.	Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus des filons-couches triassiques et jurassiques et des roches volcaniques de la frontière nord du bassin de Taoudeni (encadré 20, fig.16 Finn and Horton, 2012a, b).	35
Figure 21.	Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus de la limite nord paléoprotérozoïque et archéenne (sud) (encadré 21, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	35
Figure 22.	Plan rapproché de la carte du socle cristallin au-dessus des formations de fer rubanées dans F'Derick (encadré 22, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	36
Figure 23.	Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus des filons-couches triassiques et jurassiques et des roches volcaniques de la frontière occidentale du bassin de Taoudeni (encadré 23, fig.16, Finn and Horton, 2012a, b).	37

Figure 24. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus de la limite septentrionale entre la ceinture mauritanide (anomalies de haute fréquence à l'ouest), les formations à fer rubanées archéennes et les filons intrusifs obliques triassiques et jurassiques (est) (encadré 24, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	38
Figure 25. Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus des dômes de gneiss archéens ou des formations de fer rubanées (avec des anomalies positives linéaires et circulaires orientées N-N-O) et des ceintures de roches vertes (anomalies négatives de grande amplitude) (encadré 25, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	39
Figure 26. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus de la partie centre-nord de la ceinture mauritanide (anomalie positive linéaire orientée vers l'est, d'origine inconnue) et anomalies de filon intrusif oblique plus jeune (encadré 26, Fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	40
Figure 27. Plan rapproché de la carte du socle cristallin au-dessus du bassin côtier (encadré 27, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	40
Figure 28. Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus des Mauritanides (encadré 28, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).	41
Figure 29. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus des filons-couches triassiques et jurassiques à la frontière méridionale du bassin de Taoudeni (encadré 29, fig.16, Finn and Horton, 2012a, b).	42
Figure 30. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus des filons-couches triassiques et jurassiques et des roches volcaniques du bassin de Taoudeni (encadré 30, fig.16, Finn and Horton, 2012a, b).	43
Figure 31. Socle précambrien interprété à partir des données magnétiques (Finn and Horton, 2012a), des données magnétiques filtrées en passe-bas (fig. 8) et la cartographie géologique (par ex. (O'Connor et al., 2005; Schofield and Gillespie, 2007).	47
Figure 32. Image en relief et en nuances de couleur de la topographie à partir des données SRTM et GTOPO....	49
Figure 33. Images en relief et en nuances de couleurs des évaluations quadrillées de la profondeur sous la surface, à partir des nouvelles données fusionnées avec celles des Nations-Unies, en utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips, 2002). Un indice structural de 0 et une fenêtre de taille 7 (1225 m) ont été utilisés.	50
Figure 34. Carte des éléments structuraux du bassin de Taoudeni (avec la permission de la République Islamique de Mauritanie, Ministère des Mines et de l'Industrie (http://www.mmi.mr/english/hydrocarbons/taoudeni.html))	51
Figure 35. Images en relief et en nuances de couleurs des évaluations quadrillées de la profondeur sous la surface, à partir des nouvelles données fusionnées avec celles des Nations-Unies, dans le sud-est de la Mauritanie, en utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips, 2002). Un indice structural de 1 et une fenêtre de taille 7 (3500 m) ont été utilisés. Une ligne, basée sur les données de résonance magnétique nucléaire et les données de résistivité, sépare les zones sèches des zones d'aquifères (Bernard et al., 2004)	52
Figure 36. Carte gravimétrique de Bouguer simple pour la Mauritanie, réduite en utilisant une densité de 2,67 g/cm ³ . Données avec la permission de M. Albouy.	53

1 – Introduction

Les données magnétiques aériennes qui permettent de voir au travers des couches superficielles telles que le sable, la végétation et l'eau, sont un outil puissant pour le traçage des socles cristallins et l'estimation des profondeurs des sources magnétiques. Les données des rayons gamma aéroportées fournissent des estimations des concentrations en potassium, uranium et thorium des roches au niveau du sol. Parce que ces éléments radioactifs sont des éléments lithophiles, leur distribution reflète les différences lithologiques et peut donc être utilisée comme aide à la cartographie géologique. Lorsque les failles ont donné lieu à des déplacements verticaux ou horizontaux significatifs, il est possible d'observer des structures linéaires. Les processus géochimiques affectent aussi la distribution des éléments radioactifs et les structures observées dans les données peuvent être utilisées pour identifier les zones où ces processus ont pu être actifs.

Les principaux objectifs de la composante géophysique de ce projet sont de construire une carte du socle géologique pertinente pour l'exploration minière et l'exploration des ressources en eau, et de l'ajouter à la carte structurale en ajoutant les caractéristiques enfouies identifiées par les données magnétiques. A cet effet, plusieurs outils d'analyse ont été appliqués à l'ensemble des données afin de mettre en valeur les caractéristiques intéressantes, ainsi que les profondeurs estimées des sources magnétiques. Les illustrations sont incluses dans le texte. Quatre cartes séparées à l'échelle 1:1 m sont associées à ce rapport (Finn and Horton, 2012a, b, c, d).

2 – Données magnétiques aériennes

Les anomalies magnétiques reflètent la variation de la distribution et le type de minéraux d'oxyde de fer magnétique - principalement la magnétite - dans la croûte terrestre. Les données magnétiques aériennes imagent généralement les premiers 10 km de la croûte, pour aller jusqu'au socle cristallin des zones étudiées. La résolution horizontale dépend de l'espacement des lignes de vol et de l'altitude de l'étude, mais varie de l'échelle du mètre à l'échelle d'un continent. A l'échelle régionale, les anomalies magnétiques positives sont souvent associées à des batholites riches en magnétite, de grandes quantités de roches volcaniques et des roches métamorphiques avec des protolites mafiques ignés. A l'échelle régionale, les anomalies magnétiques négatives (couleur bleue sur les cartes magnétiques) peuvent être dues à des roches sédimentaires pauvres en magnétite, à des roches volcaniques altérées ou à magnétisme inversé, des plutons felsiques et des roches métamorphiques avec des protolites sédimentaires. A l'échelle locale, les anomalies magnétiques positives sont liées à des filons intrusifs obliques normalement magnétisés, des bords de filon-couche, des formations de fer rubanées (FFR), des ophiolites et des coulées volcaniques jurassiques ; les anomalies magnétiques négatives correspondent à des ceintures de roches vertes, des roches ignées altérées, des filons intrusifs obliques à magnétisme inversé et des roches volcaniques.

Les données magnétiques aériennes ont été collectées par FUGRO et Sanders durant le projet PRISM I, à des altitudes de vol de 100 m au-dessus du terrain, avec des espacements de lignes de 500 m dans le nord et 700 m ailleurs, dans des blocs de 1 degré. Les lignes d'interconnexion ont été survolées perpendiculairement aux lignes de vol avec un espacement 10 fois supérieur à l'espacement des lignes de vol, pour l'ensemble des études. Les lignes ont été survolées dans le sens nord-sud pour les régions nord-ouest et sud et dans le sens est-ouest pour les zones ouest et nord (fig. 1) Les données ont été fusionnées et rapportées à un maillage de 175 m (fig. 1). En outre, des données à haute résolution, relevées à une altitude de 100 m avec des lignes orientées vers le nord-ouest espacées de 250 m au-dessus de Tasiat et Tijirit, des lignes orientées vers le nord, espacées de 250 m au-dessus d'Inchiri et des lignes est-ouest espacées de 400

m au-dessus du sud de Tasiat (fig. 1) ont été rapportées à un maillage de 75 m, et utilisées dans les évaluations en minéraux. Nous avons obtenu les données magnétiques et radiométriques maillées à partir d'anciennes études commandées par les Nations-Unies (blocs numérotés, fig. 1) afin de compléter les nouvelles données fournies dans le cadre ce projet. L'espacement des lignes de vol et les altitudes des données des Nations-Unies ne sont pas connues. L'intervalle de quadrillage de l'ensemble des données varie de 1 à 5 km, ce qui reflète typiquement un espacement des lignes de vols de 200 à 1000 m, mais cela ne peut pas être confirmé. Comme les données radiométriques ne peuvent pas être mesurées à une altitude de vol supérieure à 100 m, et qu'elles ont été déterminées en même temps que les données magnétiques, nous estimons que l'altitude maximum de l'étude est d'environ 100 m, altitude identique à celle des nouvelles données. L'ensemble des nouvelles données et des données des Nations-Unies ont été reportées à une résolution de 500 m et fusionnées en supposant une l'altitude de vol maximum d'environ 100 m (Fig. 1) L'interprétation des ensembles de données fusionnées doit être manipulée avec précaution, en raison des espacements différents des lignes des données des Nations-Unies par rapport aux nouvelles données, ce qui peut conduire à des anomalies crénelées.

Des données supplémentaires ont été relevées par Sanders au-dessus du bassin nord de Taoudeni, en 2008, suivant des lignes nord-sud espacées de 500 m, à une altitude moyenne de 100 m. Ces données, qui ont été maillées avec un espacement de 175 m, et fusionnées avec les données existantes, ont été utilisées pour faciliter l'interprétation sur des cartes séparées (Finn and Horton, 2012a, c). IL n'a pas été réalisé de traitement supplémentaire des données car ce traitement était au delà de ce projet et n'est donc pas discuté ici.

L'interprétation géologique des données magnétiques est facilitée par le filtrage des données par divers moyens, et en déterminant la profondeur des sources magnétiques. Dans les chapitres suivants, nous discutons des divers filtres que nous avons utilisés pour mettre en relief certains aspects des données, de sorte que nous avons pu construire une carte du socle géologique qui comprend des structures telles que des failles et des filons intrusifs obliques. Les interprétations ont été contraintes en partie par les mesures de susceptibilité magnétique, qui ont été faites sur les affleurements et sur les échantillons au laboratoire, en utilisant une sonde à susceptibilité magnétique manuelle. Ces mesures sont incluses dans l'annexe 1.

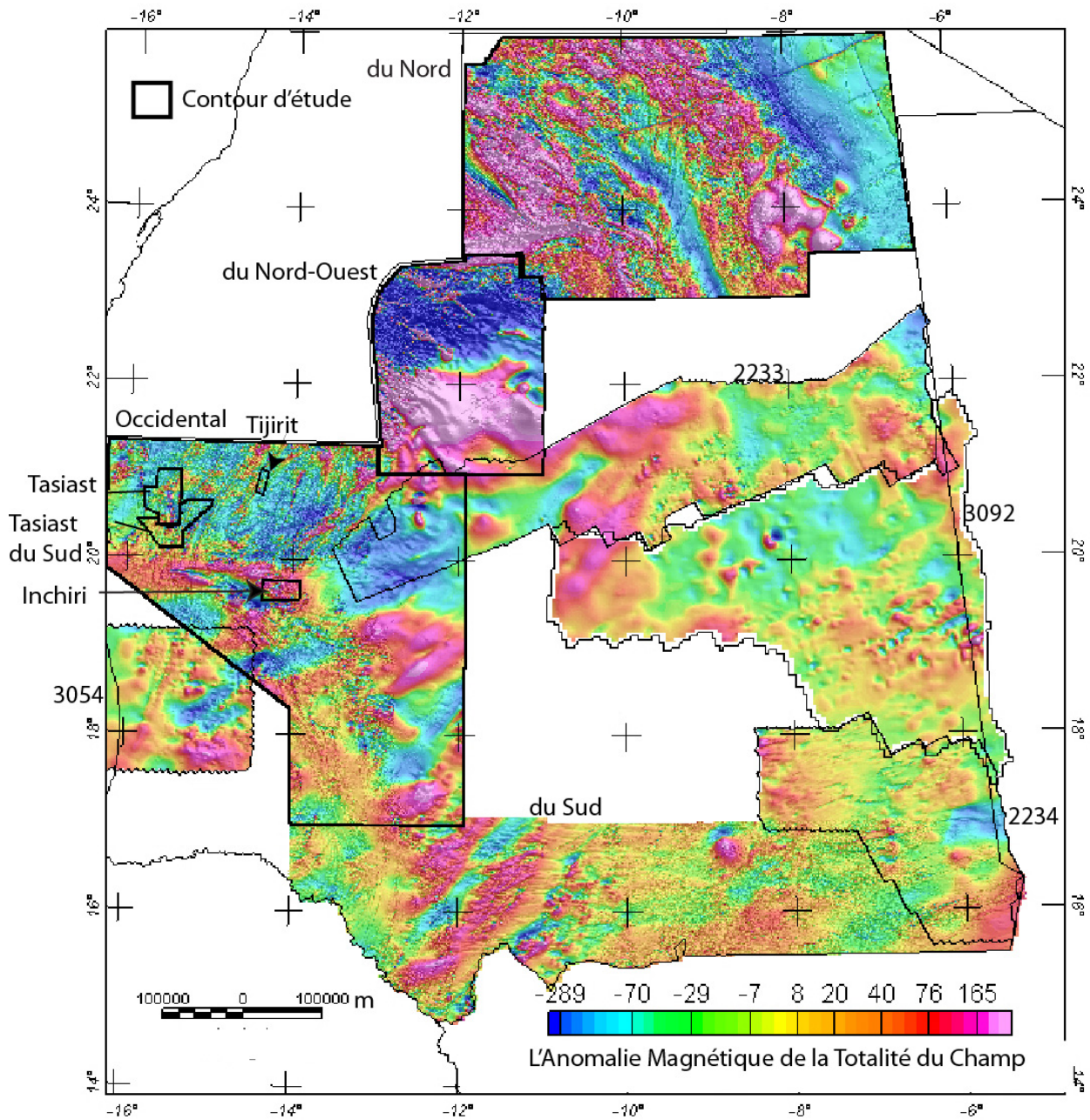


Figure 1. Image en relief ombré et en couleur de l'anomalie magnétique de la totalité du champ. Les roches cristallines du bassin de Taoudeni sont complètement recouvertes par du sable et des roches sédimentaires.

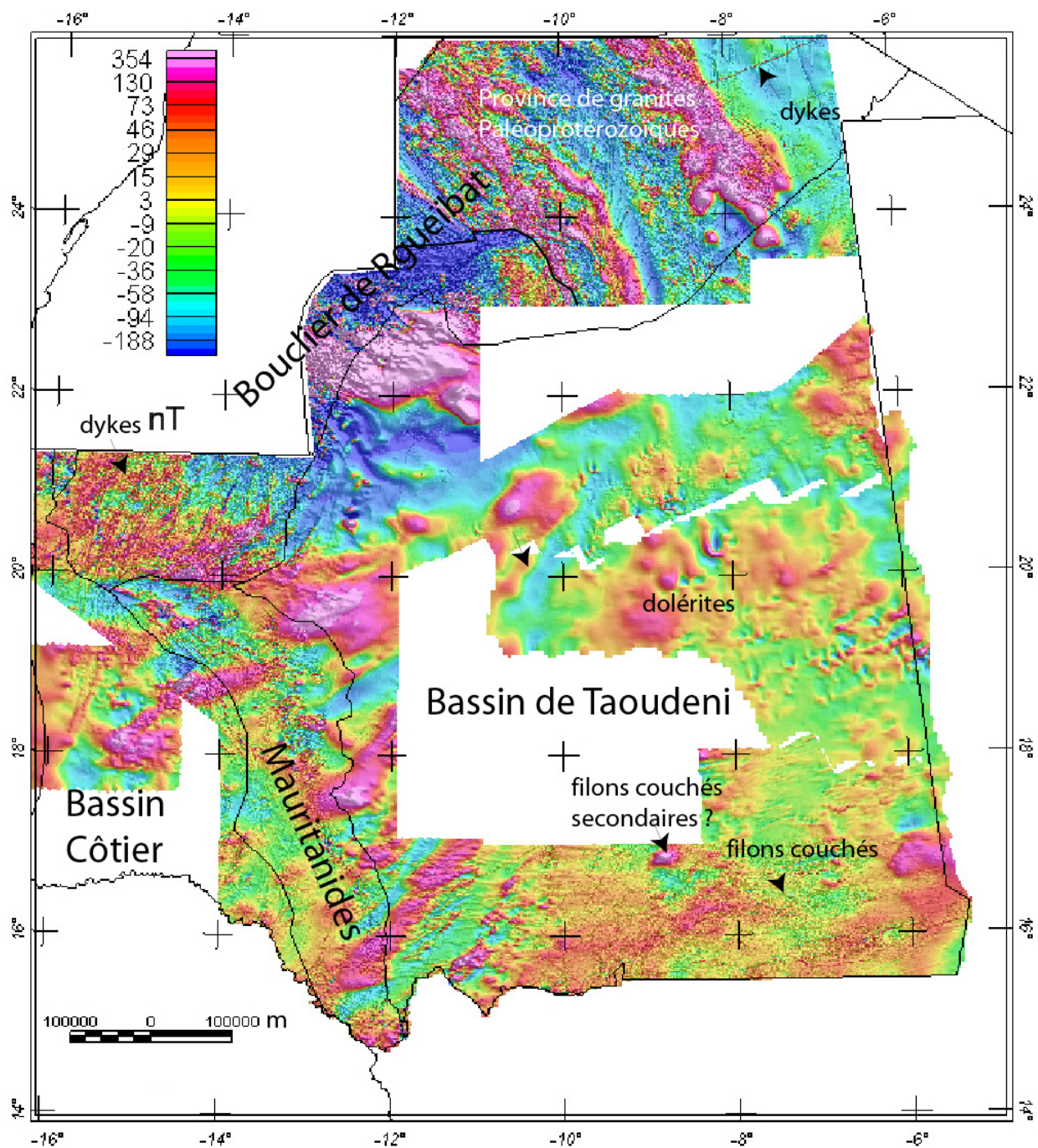


Figure 2. Image en relief ombré et en couleur des anomalies magnétiques réduites au pôle de la totalité du champ.

2.1 – Tests de filtrage

Afin de faciliter l'interprétation géologique, plusieurs techniques de filtrage ont été appliquées aux données magnétiques. Ces filtres ont été appliqués à l'aide du logiciel Oasis Montaj et d'un logiciel public de l'USGS (Phillips, 1997). Les données magnétiques ont été filtrées (réduites au pôle - RP) pour déplacer les anomalies au-dessus de leur source, définir les tendances et les limites des structures et séparer les anomalies à fréquences variables. Différents paramètres ont été appliqués pour le filtre de réduction au pôle (fig. 1 et 2). L'application de la transformée de pseudo-gravité (fig. 3) met en lumière les anomalies régionales et simplifie l'analyse de détection des contacts magnétiques. Plusieurs techniques communes ont été utilisées pour mettre en évidence les anomalies à haute fréquence associées avec les sources peu profondes. Ceci inclut la prolongation vers le haut des données magnétiques RP (fig. 1 et 2) sur un petit intervalle pour générer un champ régional (c.-à.-d. calculer le champ magnétique comme s'il avait été mesuré au-dessus de la surface réelle de mesure) et ensuite soustraire ce champ régional des données non filtrées, du filtrage à haute fréquence et du filtrage adapté. Les filtres adaptés (fig. 4 et 5) sont appliqués pour séparer les sources magnétiques peu profondes (fig. 6) des sources profondes (fig. 7). Les techniques de filtrage tels que le signal analytique, le gradient maximum horizontal (fig. 9) et la création de terrasses (Fig. 31) ont été appliqués pour définir les contacts magnétiques. Pour des produits à l'échelle 1:1 000 000, la méthode optimale est le gradient maximum horizontal de pseudo-gravité (fig. 9) Des images en relief ombré accentuent également l'orientation des sources géologiques (fig. 1 et 2).

2.2 – Traitement des données

Les filtres optimaux ont été appliqués sur la base de données magnétique nationale. Ces méthodes ont été combinées pour générer une carte en profondeur jusqu'au socle cristallin (fig. 11 (Finn and Horton, 2012c)) et une carte déduite du socle cristallin (fig. 17).

2.2.1 – Réduction au pôle

La première étape consiste à réduire les données magnétiques observées au pôle, une technique qui consiste à tenir compte de l'inclinaison du champ magnétique de la Terre (fig.1 et 2). Son principal effet est de décaler les anomalies magnétiques directement au-dessus de leur source (Baranov and Naudy, 1964; Blakely, 1995). La correction tient compte des effets de l'inclinaison et de la déclinaison, en supposant que la totalité des vecteurs de magnétisation des différentes sources des anomalies s'écarte d'environ 25 degrés de la colinéarité avec le champ terrestre (champ induit, pas de magnétisme rémanent) (Bath, 1968). Cette hypothèse est vraie pour la plupart des roches de la région, car le magnétisme dominant pour les roches métamorphiques et plutoniques de cette région est un magnétisme induit. De rares filons intrusifs obliques d'anomalie magnétique inversée font exception. La réduction au pôle fonctionne mieux si les sources magnétiques plongent verticalement. Cette hypothèse est assez raisonnable pour les formations de fer rubanées, les filons intrusifs obliques et les bords de filons-couches qui comportent la plupart des sources magnétiques de la région, mais ne s'appliquera pas aussi bien aux plutons.

Aux faibles latitudes magnétiques de la Mauritanie ($\sim 22^\circ$), l'inclinaison du champ magnétique est peu profonde, ce qui veut dire qu'un corps normalement magnétisé produit une anomalie magnétique négative au lieu d'une anomalie positive, comme cela se produirait à des latitudes magnétiques plus élevées. La transformation par la réduction au pôle convertit ces anomalies négatives en anomalies positives. En outre, l'amplitude de la correction pour les entités nord-sud, plus particulièrement les entités parallèles à la direction de la déclinaison, amplifie le bruit et tord les formes des anomalies venant de sources magnétisées dans des directions différentes du champ induit (Hansen and Pawlowski, 1989). Au lieu d'affecter une

correction standard de 20° , nous avons utilisé 90° , ce qui revient à ne pas filtrer les données magnétiques. Bien qu'un bruit à haute fréquence soit observé le long des lignes de déclinaison, la forme de l'anomalie est maintenue par rapport aux données observées et par rapport à la corrélation avec les unités géologiques telles que les formations de fer rubanées et les filons intrusifs obliques.

2.2.2 – Pseudo-gravité

Un autre filtre appliqué systématiquement aux données magnétiques convertit les anomalies du champ magnétique total en anomalies de pseudo-gravité (potentiel magnétique). Ceci est connu historiquement sous le nom de transformée de pseudo-gravité, parce que l'anomalie de pseudo-gravité résultante présente la forme mathématique d'une anomalie de gravité (Baranov and Naudy, 1964; Blakely, 1995). Comme avec les anomalies réduites au pôle, les anomalies de pseudo-gravité sont centrées sur leurs sources dans la mesure où le vecteur magnétique supposé est correct. Les anomalies de pseudo-gravité sont utiles pour l'interprétation géologique parce que les anomalies à plus grande longueur d'onde et leurs sources épaisses et larges sont accentuées au détriment des anomalies à plus haute fréquence et de leurs sources peu profondes et étroites (Fig. 3). Cette transformée permet l'interprétation des sources magnétiques à l'échelle régionale, la comparaison avec les anomalies de gravité et peuvent aider à l'interprétation de l'histoire tectonique.

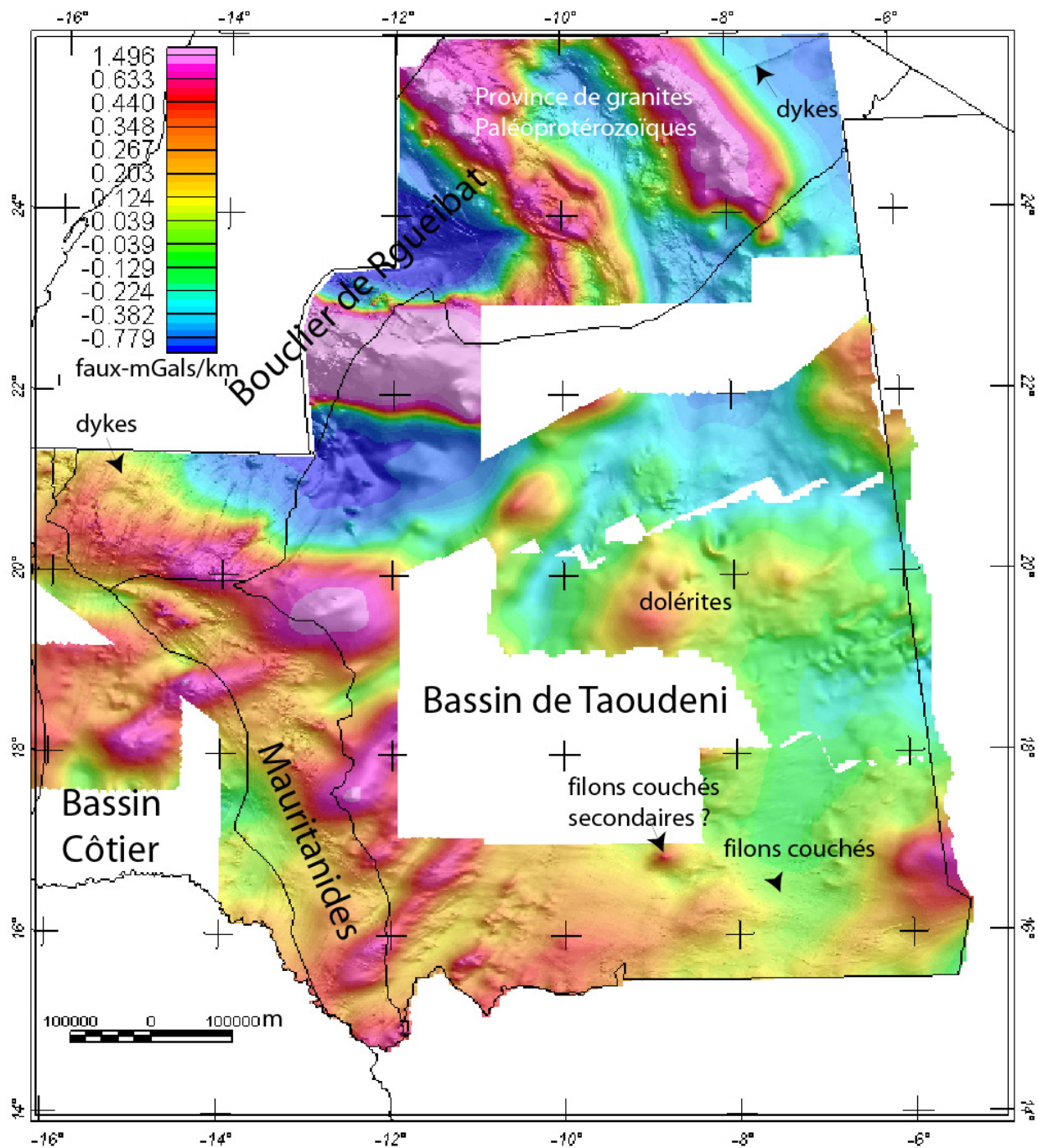


Figure 3. Image en relief ombré et en couleur de la pseudo-gravité des données du champ magnétique total.

2.2.2 – Filtrage adapté

Le filtrage adapté de la bande passante sépare les données du champ potentiel en composantes d'anomalie représentant les différentes profondeurs de source (Phillips, 2001). La mise en oeuvre du filtrage a été appliquée aux données magnétiques de Mauritanie (fig. 2) en utilisant un GX (module de programme) dans un programme Oasis Montaj basé sur un progiciel de l'U. S. G. S. (Phillips, 1997). Le filtrage adapté est réalisé en trois étapes. Le programme d'initialisation prépare d'abord la grille d'entrée des données pour

la transformée de Fourier, en prolongeant les lignes et les colonnes et en calculant ensuite la transformée de Fourier et le logarithme népérien de la partie symétrique radiale (PSR) du spectre de puissance de Fourier et la partie non radialement symétrique du spectre de puissance. Les filtres adaptés de la bande passante sont conçus de manière interactive en adaptant les couches de source équivalentes au log de la puissance PSR (fig. 4) et la non linéarité ajuste également les paramètres de la couche équivalente afin de mieux correspondre au spectre observé. Le filtrage de la bande passante (fig.5) calcule la transformée de Fourier inverse et enlève les prolongements des colonnes et des lignes (Phillips, 2001).

Le PSR du spectre de puissance des données de Mauritanie a été confirmé par un modèle équivalent à trois couches (fig. 4), qui consiste en deux couches dipolaires équivalentes peu profondes et un unique demi-espace magnétique profond. Les trois filtres de bandes passantes correspondants (fig. 5) ont été appliqués aux nouvelles données (fig. 1) qui ont été fusionnées avec les données des Nations-Unies (Fig. 2).

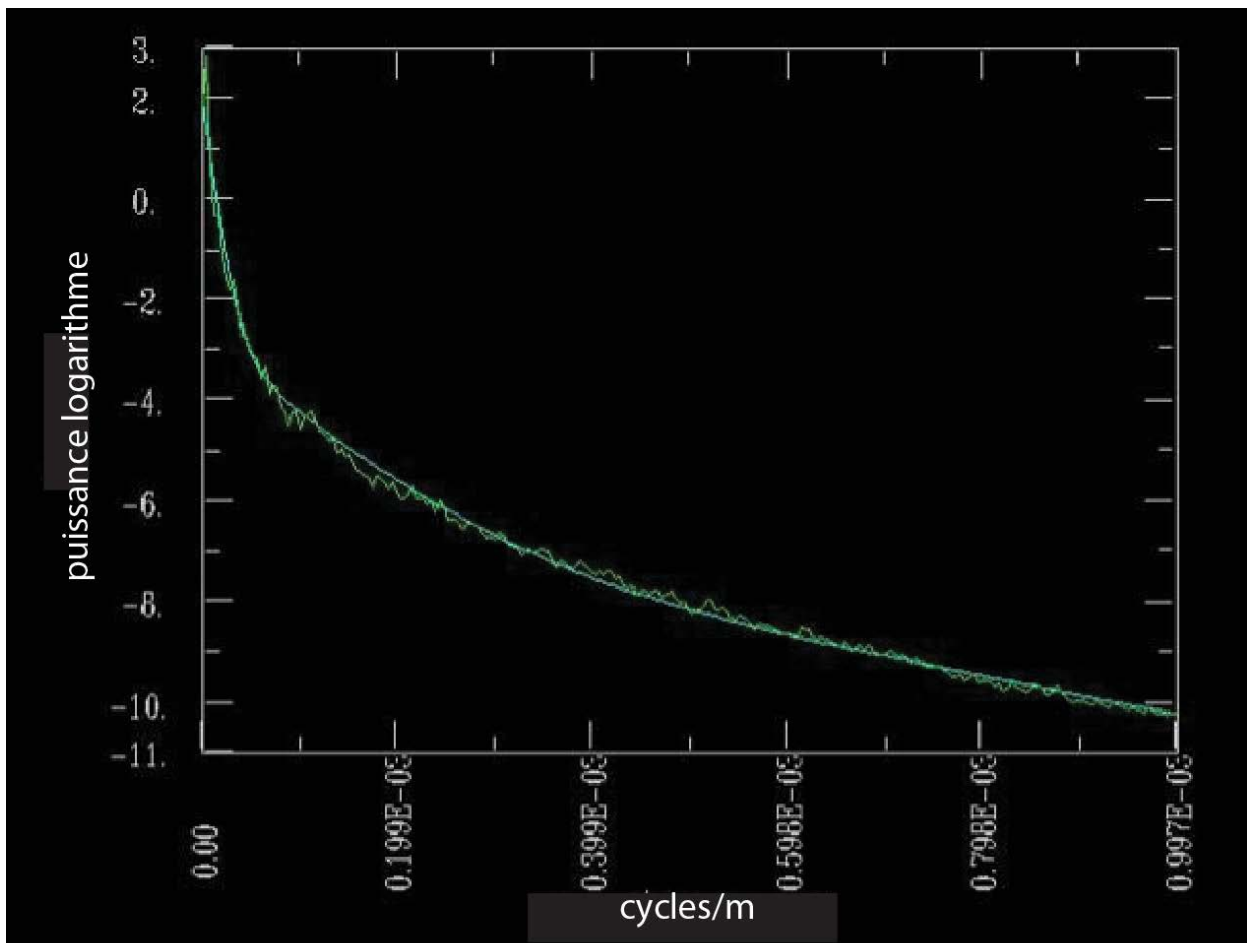


Figure 4. Spectre de puissance de symétrie radiale des données (en vert) et spectre de puissance correspondant d'un modèle équivalent à trois couches concordantes (ligne bleue lissée).

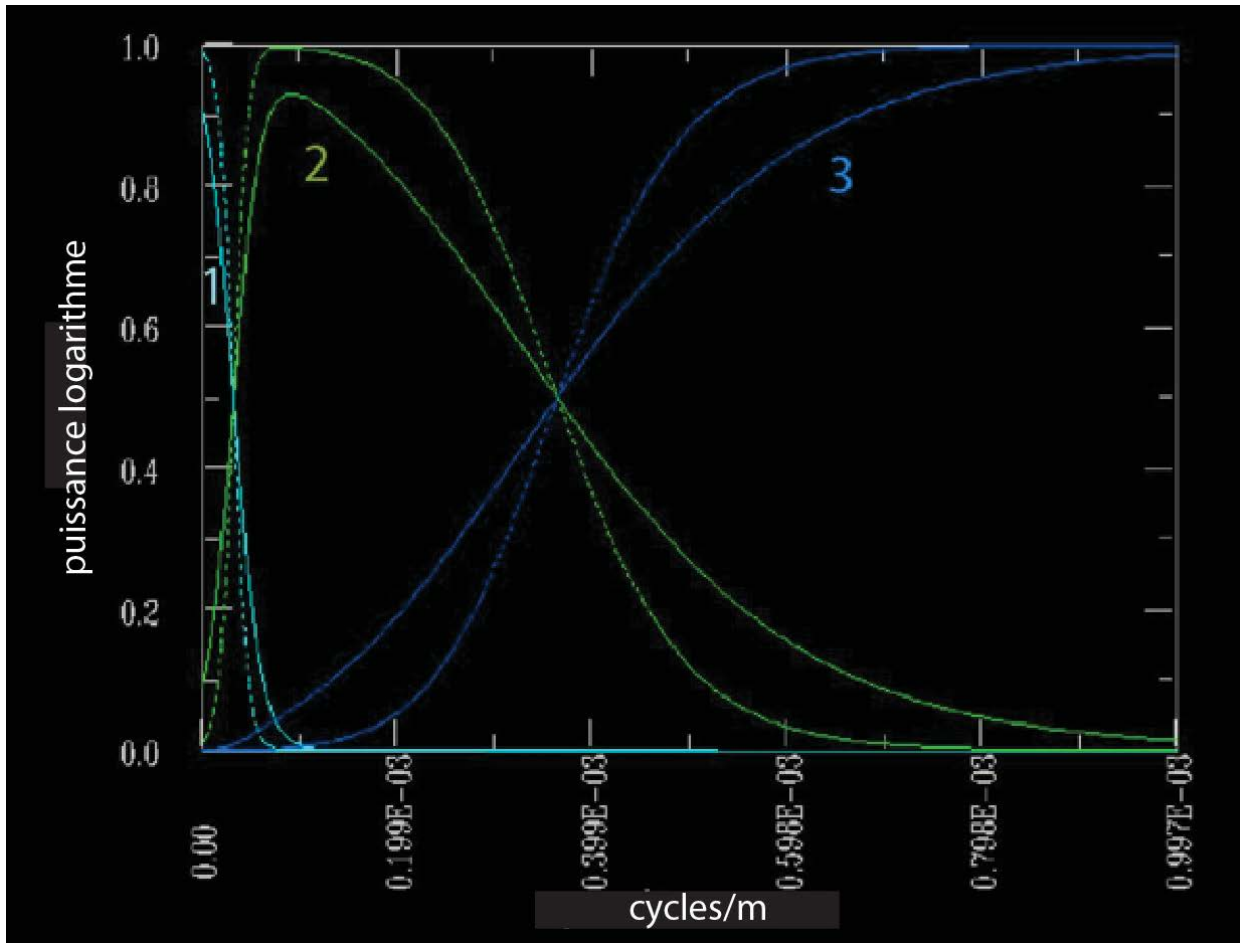


Figure 5. Filtres adaptés de bande passante correspondant à l'équivalent des trois couches.

Les résultats de l'application des filtres 1 et 2 de bande passante aux données sont montrés respectivement dans les figures 6 et 7. La bande passante 3 (non illustrée) n'a pas été utilisée dans l'analyse, car elle contient principalement des ondes courtes, des bruits de faible amplitude et de petites anomalies associées à des filons intrusifs obliques, des filons-couches et des formations de fer rubanées, contenues dans la bande passante 2 des données filtrées. En Mauritanie, le filtrage de la bande passante adaptée a été utilisé pour séparer les anomalies produites par les filons intrusifs obliques, les filons-couches, les formations de fer rubanées et les ophiolites (fig. 6), des anomalies produites par le socle cristallin plus profond (fig. 7). Cette carte magnétique à basse fréquence ressemble à la carte de pseudo-gravité (fig. 3)

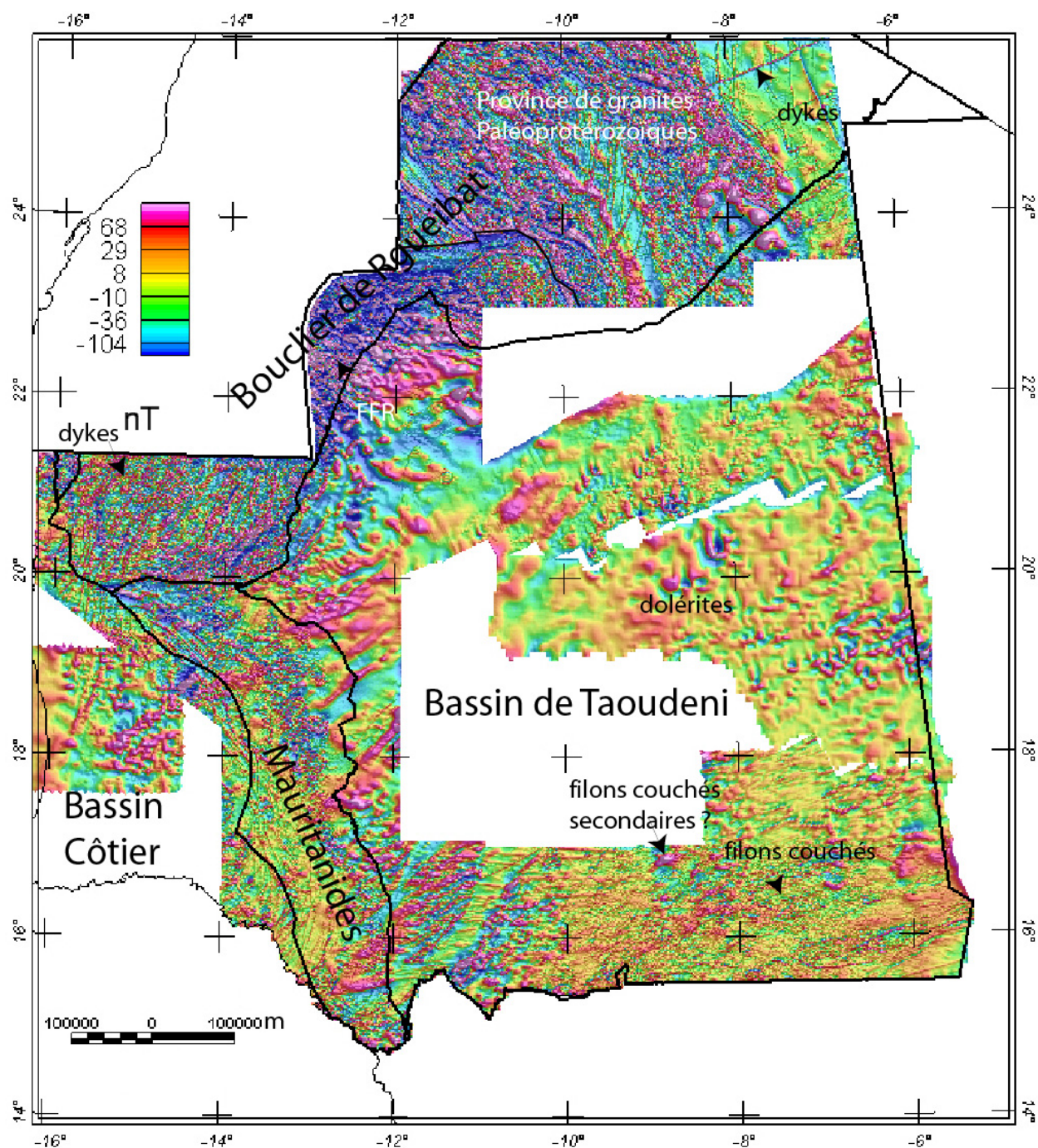


Figure 6. Image de bande passante filtrée (filtre 2, fig. 5) des données magnétiques.

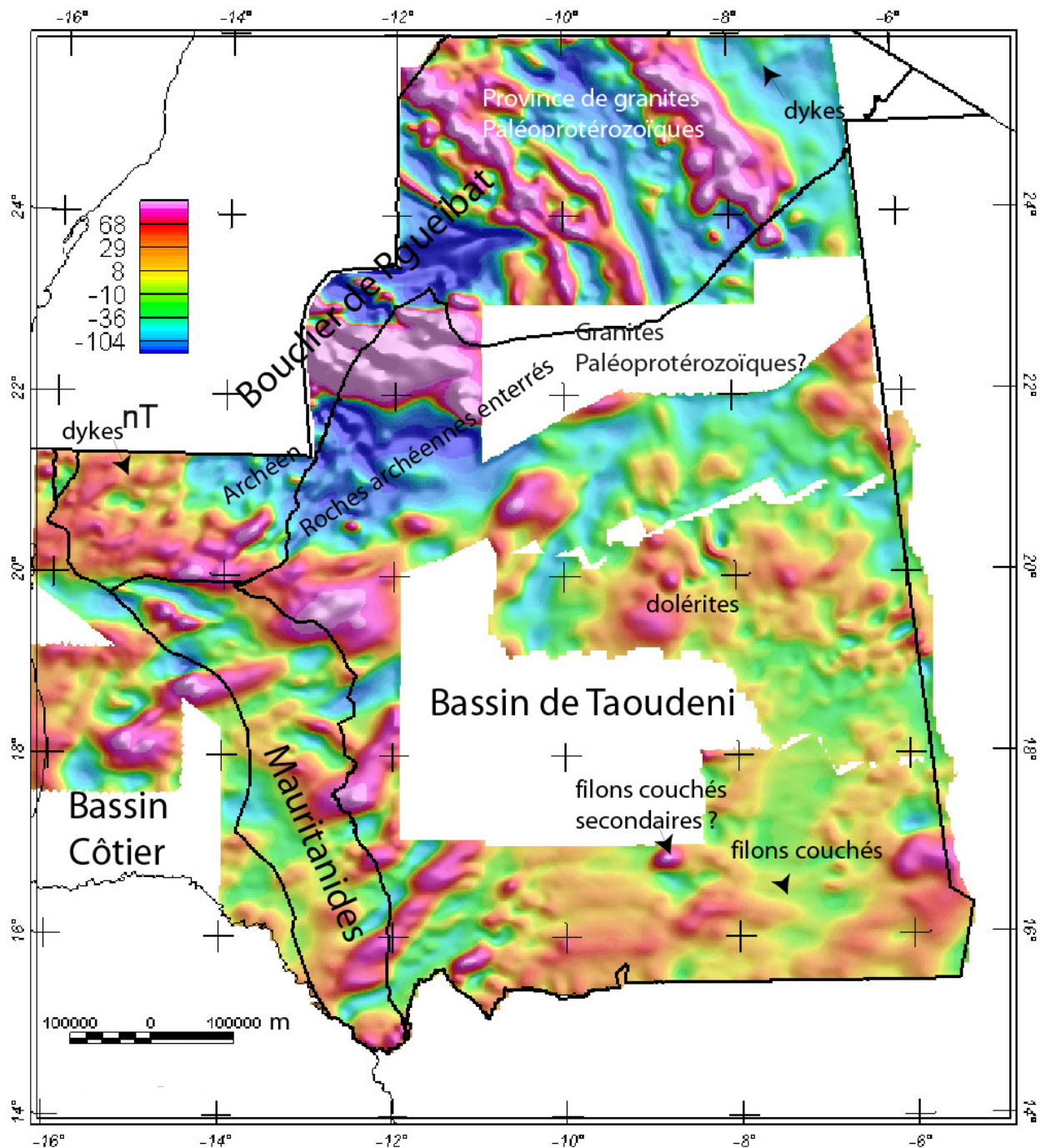


Figure 7. Image de bande passante filtrée (filtre 1, fig. 5) du champ magnétique.

2.2.3 – Prolongement vers le haut et soustraction des données RP.

Le prolongement vers le haut transforme le champ magnétique (ici champ réduit au pôle) mesuré à une surface donnée (dans ce cas, 100 m sous la surface) en champ qui serait mesuré sur une autre surface plus éloignée des sources (ici, 200 m sous la surface). Cette transformation atténue les anomalies en fonction des longueurs d'onde, plus la longueur d'onde est courte, plus l'atténuation est grande (Blakely, 1995). La prolongation vers le haut les données magnétiques sur un petit intervalle est une technique

courante d'affinage des effets des sources de sub-surface, qui génère un champ régional qui est ensuite soustrait à l'ensemble des données non filtrées (carte réduite au pôle observée) afin de déduire le champ magnétique résiduel ou passé à haute fréquence, associé à ces sources à faible profondeur. La carte filtrée résultante (fig. 8) des nouvelles données est essentiellement une carte de structure (Finn and Horton, 2012b), mettant en lumière les structures de fracture au sein des granits, des filons intrusifs obliques, des formations de fer rubanées et le «tissu» tectonique au sein des Mauritanides, des limites de filons-couches etc.

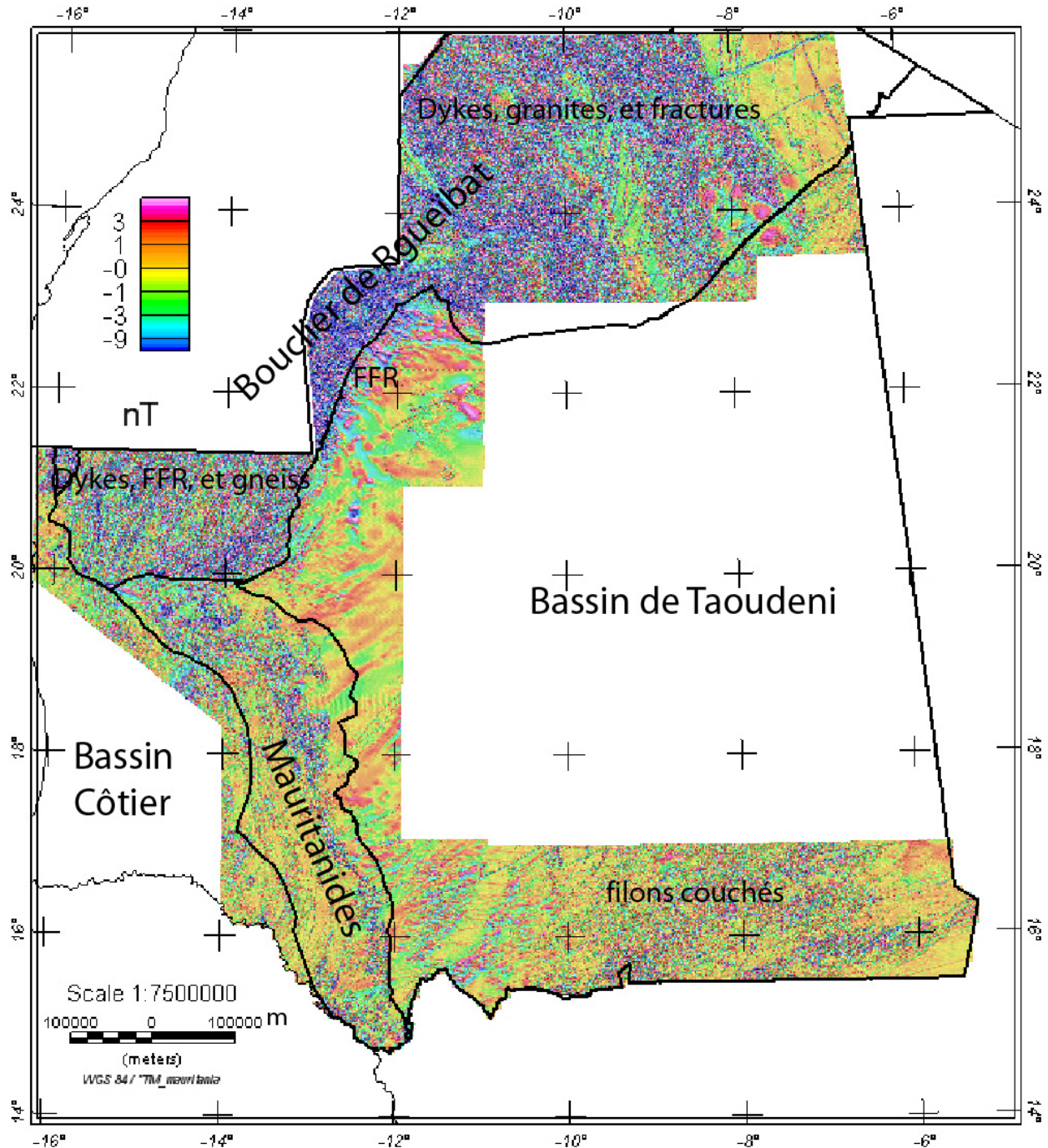


Figure 8. Carte résiduelle dérivée de la soustraction des données magnétiques réduites au pôle prolongées vers le haut (100 m) à partir des données réduites au pôle originales (fig. 1)

2.2.4 – Gradient maximum horizontal

Afin d'identifier les contacts qui peuvent représenter des failles, des fractures ou des limites lithologiques, une fonction appelée gradient maximum horizontal est appliquée aux données magnétiques aériennes, fonction qui présente des pics au niveau des contacts (Blakely and Simpson, 1986; Cordell and Grauch, 1985; Grauch and Cordell, 1987). La transformation des données magnétiques en pseudo-gravité facilite l'interprétation des anomalies magnétiques parce que les pics des anomalies de pseudo-gravité sont directement centrés sur les contacts séparant les roches de magnétisme différent, de même que les gradient horizontaux des anomalies de gravité se situent sur les contacts séparant les roches de densité différentes (Blakely and Simpson, 1986; Cordell and Grauch, 1985).

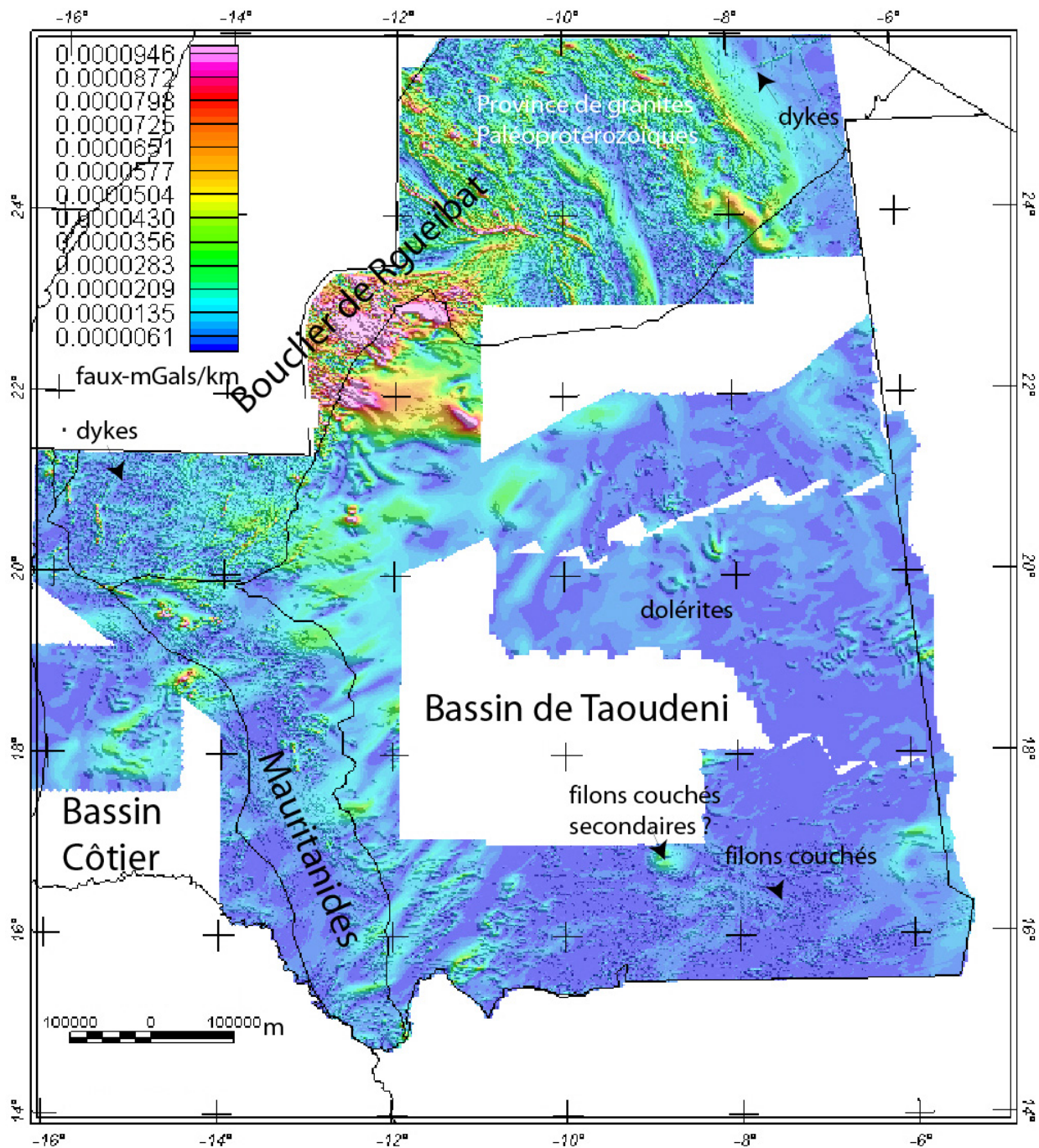


Figure 9. Image en relief ombré et en couleur du gradient horizontal maximum des données de pseudo-gravité. Les limites de la province sont indiquées. Les «crêtes» représentent les contacts magnétiques tels que les failles, les limites de formation géologique ou les contacts lithologiques. Les lignes sur les «crêtes» sélectionnées représentent les principales limites précambriennes déduites.

2.2.5 – La fonction «terrasse»

Le «terrassement» est une technique de traitement qui convertit les données à faible variation de champ potentiel, en domaines à bords nets avec des variations minimales au sein de ces derniers, en imitant les unités géologiques (Cordell and McCafferty, 1989). Les données de pseudo-gravité (fig. 3) ont été «terrassées» - les données à faible variation du champ potentiel ont été transformées en fonctions en forme de marche, avec les segments verticaux marquant les points d'inflexion des anomalies - ce qui représente le gradient horizontal maximum (fig. 8)

2.3 – Interprétation des données

Afin de déterminer les sources géologiques des anomalies magnétiques, les unités géologiques ont été superposées aux données RP (Fig. 1 et 2) et aux données filtrées (fig. 6 à 8) dans un SIG (Finn and Horton, 2012a, b). De plus, les susceptibilités magnétiques ont été mesurées sur des roches représentatives (annexe 1, Finn and Horton, 2012a) et incorporées à l'interprétation. Les sources d'anomalies magnétiques positives linéaires étroites comprennent des filons intrusifs obliques d'âge archéen à crétacé, des formations de fer rubanées archéennes avec des susceptibilités de faibles valeurs de 10⁻⁶ unités SI pour les hématites, à des valeurs de 0,2 à 0,9 unité SI pour la magnétite des formations de fer rubanées (annexe 1), les bords des filons-couches des dolérites jurassiques - triassiques, les intrusions, et les anomalies à haute fréquence des Mauritanides qui pourraient être reliées aux roches ultramafiques serpentinisées ou aux roches mafiques captives du mélange (fig. 1 à 2, 6, 8). Des anomalies positives et négatives plus larges sont associées à des granits archéens et protérozoïques. En général, les granits protérozoïques âgés de 2 100 à 2 050 et de 2 050 à 1 995 Ma (respectivement PP1 et PP3, Finn and Horton, 2012a) correspondent à des anomalies magnétiques négatives. Les anomalies positives semblent surtout se corréliser avec des granodiorites, mais à de nombreux endroits les granits cartographiés ne semblent pas avoir de signature cohérente (certains sont positifs, d'autres négatifs) (PP2, 2 100 à 2 050 Ma, Finn and Horton, 2012a). Les anomalies négatives à haute fréquence sont associées à des ceintures de roches vertes archéennes et occasionnellement à des filons intrusifs obliques, ce qui indique qu'ils ont un magnétisme inverse. Les anomalies magnétiques négatives sont associées aux ceintures de roches vertes.

Les anomalies magnétiques qui ne semblent pas avoir une expression de surface correspondante se rencontrent sur l'ensemble de la carte. Des filons intrusifs obliques enfouis sur l'ensemble de la région produisent des anomalies magnétiques linéaires claires qui s'étendent sur des centaines de kilomètres. Ces filons intrusifs coupent au travers d'anomalies associées à des roches plus anciennes, ce qui indique qu'ils sont probablement d'âge jurassique. Dans les Mauritanides, de nombreuses anomalies positives de haute fréquence n'ont pas d'expression de surface, mais certaines sont associées à des péridotites serpentinisées. Le grain des anomalies magnétiques au sein des Mauritanides suit l'orientation de la ceinture (fig. 2).

Sur les cartes filtrées avec des bandes passantes à basse fréquence (fig. 7) et à pseudo-gravité (fig. 3), la partie orientale du bouclier de Rgueibat est caractérisée par des alternances d'anomalies magnétiques positives (300 nT, fig. 7) et négatives de 120 à 150 km de large, s'étendant vers le nord-ouest, qui semblent s'étendre à environ 130 km sous le bassin de Taoudeni avant de disparaître. Les anomalies de cette formation sont visibles sur les données magnétiques aériennes propriétaires vers le nord (dans le Sahara Occidental). Ces anomalies pourraient représenter le socle des arcs qui se sont accrétés au craton archéen durant le Paléoprotérozoïque. Des structures magnétiques similaires sont observables au-dessus des arcs paléozoïques qui se sont accrétés au continent précambrien en Chine et en Afghanistan. Des anomalies magnétiques de grande amplitude marquées (200-300 nT) et des anomalies négatives de pseudo-gravité (fig. 3) indiquent la frontière entre les granits archéens et paléozoïques (fig. 1 à 3, 7). Le sud des anomalies

négligables s'étendant vers l'est présente une grande amplitude magnétique (fig. 2) et une importante pseudo-gravité (fig. 3), ce qui correspond aux anomalies positives filtrées au-dessus des roches archéennes (fig. 6). La source de ces anomalies demeure obscure. Le long de la limite ouest et sud du bassin de Taoudeni, il existe une série d'anomalies positives et négatives magnétiques filtrées (fig. 7) et de pseudo-gravité (fig. 3) s'étendant vers le nord-est, d'environ 50 km de large, qui n'est pratiquement pas coupée par la Ceinture Mauritanienne et qui dans certains cas, s'étend pratiquement jusqu'à la côte. Ces anomalies ne sont pas clairement visibles au-dessus du bassin de Taoudeni, ce qui laisse à penser que leur source est enfouie trop profondément sous le bassin pour pouvoir être observée. Les anomalies positives au-dessus du bassin de Taoudeni sont très probablement associées aux filons-couches de dolérite jurassique et à leur filons nourriciers dans la section sédimentaire (fig. 2, 3 et 6). La signature à haute fréquence de cette zone (fig. 6) est caractéristique de roches volcaniques.

2.4 – Cartographie de la profondeur du socle.

L'une des méthodes les plus fiables pour obtenir les profondeurs sous la couverture, du sommet des roches cristallines est la méthode d'Euler étendue. En employant l'équation d'homogénéité d'Euler et en supposant l'unicité de la source magnétique, les gradients verticaux et horizontaux, et les transformées de Hilbert du champ magnétique mesuré peuvent être reliés sans ambiguïté aux positions verticales et horizontales de la source (Mushayandebvu et al., 2001; Nabighian and Hansen, 2001; Reid et al., 1990; Thompson, 1982). Un bon regroupement des solutions indique que la localisation de la source est bien résolue, et une dispersion indique que les solutions doivent probablement être ignorées (Reid et al., 1990). Le choix du modèle de la source, ou l'indice structural est essentiel pour des résultats raisonnables. L'utilisation d'indices structuraux inexacts conduira à des solutions qui seront largement dispersées et qui auront des profondeurs imprécises. L'indice structural est directement lié au taux de diminution de l'intensité du champ avec la distance de la source magnétique.

La méthode s'est avérée raisonnablement efficace (par rapport à d'autres algorithmes d'évaluation de la profondeur) pour la détermination de la profondeur des sources magnétiques et particulièrement bonne pour localiser la position horizontale de ces sources (Reid et al., 1990). La déconvolution d'Euler étendue représente une amélioration significative par rapport à la méthode standard (Phillips, 2002). A l'intérieur d'une petite fenêtre spécifiée par l'utilisateur, on augmente le nombre d'équations et la stabilité informatique est améliorée en additionnant les transformations de Hilbert aux anomalies totales du champ magnétique dans les directions horizontales, avec des gradients magnétiques horizontaux et verticaux. Les constantes inconnues liées aux effets régionaux sont résolues et supprimées. Ceci permet aux solutions additionnelles d'être essayées pour chaque point de grille individuel, en comparaison avec la déconvolution traditionnelle d'Euler. En outre, une surface minimum de profondeur (telle que la topographie de la surface) est prise en considération. Si une solution se trouve au-dessus de cette surface, une deuxième inversion a lieu, qui détermine un nouvel indice structural pour cette solution et qui la place à la surface de la profondeur minimum (un indice structural plus élevé place une solution à une plus grande profondeur). En d'autres termes, des solutions de profondeur fausses sont traitées d'une manière géophysique significative et sont supprimées. À la fin de ce processus, il n'y a (1) aucune solution dans la fenêtre, ou (2) une solution contenant l'endroit moyen de source, l'erreur moyenne de profondeur, l'indice structural moyen, et le nombre de composants contribuant à la moyenne. Les solutions produites à partir d'un grand nombre de composants sont plus fiables que celles produites à partir d'un nombre restreint de composants, de même que des solutions avec une plus petite erreur moyenne sur la profondeur. Ces deux paramètres peuvent être combinés dans un «indice d'information d'Euler». Cet indice est fort pour les solutions les plus fiables et faible pour les solutions les moins fiables. Les solutions les moins fiables ne doivent pas nécessairement être

rejetées, parce que les véritables sources peuvent être détectées à partir de seulement un ou deux des sept composants. Cependant, l'indice est utile pour déterminer quelles solutions sont les plus reproductibles et ont la plus faible erreur (Phillips, 2002).

Table 1. Indices structuraux de déconvolution d'Euler des anomalies magnétiques (de Reid et al., 1990; Reid, 2003; Drenth, 2006)

Indice structural	Modèle géologique	Type de profondeur
0	Contact de grande profondeur ou faille de grand rejet vertical	Profondeur à la surface
0,5	Contact / limite / faille ou relief intermédiaire ou rejet de faille	Profondeur à la surface
1	Limite de couche mince (filon-couche, filon intrusif oblique, formation de fer rubanée, etc.) ou faille de faible rejet/contact	Profondeur à la surface
2	Source de ligne (pipeline, cheminée de kimberlite étroite, etc.).	Profondeur au centre
3	Sphère ou corps compact à distance	Profondeur au centre

La déconvolution d'Euler étendue a été appliquée à la totalité du champ des anomalies magnétiques aériennes brutes (non réduites au pôle) sur la Mauritanie, en essayant chaque indice structural listé dans le tableau 1 et en comparant les différents résultats. Les indices 2 et de 3 ne sont pas susceptibles de représenter les formes des sources régionales dans les données magnétiques et peuvent indiquer des profondeurs déraisonnables, donc les indices les plus adaptés sont probablement 0 et 1. Un indice structural de 0 convient au bassin de Taoudeni (fig. 10). Cet indice représente la profondeur minimum des sources les moins profondes. Tandis que les indices produisent une meilleure solution de regroupement pour les différents types de sources, comme on devait s'y attendre, le meilleur indice structural est 1, ce qui représente la profondeur maximum pour les sources les moins profondes. Cet indice est le meilleur, parce que la plupart des sources magnétiques dans la région sont des filons intrusifs obliques, des filons-couches et des formations de fer rubanées. En raison de la grande dimension de l'ensemble des données, il est difficile d'examiner rapidement la solution de regroupement pour de nombreuses anomalies. Pour omettre des solutions de faible profondeur autant que possible, nous avons éliminé celles dont l'indice information d'Euler était inférieur à 0,4. Ce nombre a été choisi en se basant sur la comparaison des indices de regroupement et d'information pour plusieurs régions. Dans les évaluations en utilisant un indice structural de 0 (Fig. 10), on obtient beaucoup moins de solutions sur les zones contenant des filons intrusifs obliques, des filons-couches et des formations de fer rubanées qu'en utilisant un indice de 1 (fig. 6), ce qui indique qu'un indice de 0 est inapproprié pour ces régions. De même, on trouve plus de solutions pour le bassin de Taoudeni, en utilisant un indice de 0 (fig. 10) qu'en utilisant un index de 1 (fig. 11, Finn and Horton, 2012c). Les résultats d'Euler ont été soustraits du modèle numérique d'élévation de la Mauritanie pour obtenir les profondeurs sous la surface.

En plus du choix de l'indice structural, plusieurs facteurs affectent la qualité des évaluations de profondeur ; ces facteurs comprennent la taille de fenêtre, l'exactitude de l'altitude de vol et des surfaces topographiques, et l'espacement des lignes de vol. La taille de la fenêtre doit être suffisamment petite pour saisir les caractéristiques intéressantes, mais pas trop grande afin de ne pas inclure de multiples anomalies. Après plusieurs essais, la taille de la fenêtre qui donne le plus grand nombre de bonnes solutions est 7 (3500 m). De bonnes solutions peuvent être obtenues, mais si l'altitude de vol et où les surfaces topographiques sont mal connues, les évaluations des profondeurs seront dégradées. Dans le cas des données pour la Mauritanie, la surface topographique est mal connue dans beaucoup d'endroits et les altitudes de vol pour les nouvelles données sont probablement juste avec une erreur d'environ 25 à 50 m. Pour des sources peu profondes, telles que les roches exposées, les évaluations de profondeur devraient évaluer zéro, mais peuvent dévier de près de 100 m, mais d'en général moins de 50 m pour un indice structural d'Euler de 0. Pour l'indice structural de 1, qui représente la profondeur maximale à la source, les profondeurs sont

généralement trop profondes de 100 à 400 m (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c). Pour des estimations de profondeur supérieure à environ 2000 m, l'ambiguïté augmente et les profondeurs ne peuvent être justes qu'à environ 1000 m. Bien sûr, pour les régions ayant un indice structural incorrect, les erreurs seront plus importantes. Parce que nous ne connaissons pas les spécifications de vol pour les données des Nations-Unies, les profondeurs estimées pour les régions couvertes par ces études ne sont pas utilisées pour l'analyse qui suit. Elles seront employées dans la discussion sur l'hydrologie. Pour les évaluations des ressources minérales utilisant les estimations de profondeur, nous supposons que les régions avec des profondeurs de moins de 1000 m pourraient être prometteuses (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) Il est probable que les sources magnétiques sont inférieures à 1000 m.

Une autre question est de savoir si le sommet du socle cristallin coïncide avec socle magnétique. Dans la partie septentrionale de la Mauritanie, la géologie est largement exposée. Cela se reflète dans les estimations de profondeur qui montrent que les sommets de la plupart des sources se situent dans les 100 premiers mètres sous la surface, pour des indices structuraux d'Euler de 0 et dans les 100 à 300 m pour des indices structuraux de 1 (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c). Les profondeurs obtenues sont celles du socle magnétique, qui correspondent généralement, mais pas toujours, au socle cristallin. À plusieurs endroits du bouclier de Rgueibat, les données magnétiques détectent des sources magnétiques en dessous de granits non magnétiques, à la surface, ce qui donne des profondeurs inexactes pour le «socle cristallin». Il s'agit d'un cas inhabituel, où les profondeurs calculées des sources magnétiques s'écartent fortement du socle cristallin. Dans les secteurs où les formations de fer rubanées sont altérées en hématite à faible susceptibilité magnétique (annexe 1, Finn and Horton, 2012a), les évaluations de la profondeur sont également profondes, ce qui reflète une perte du magnétisme des roches superficielles.

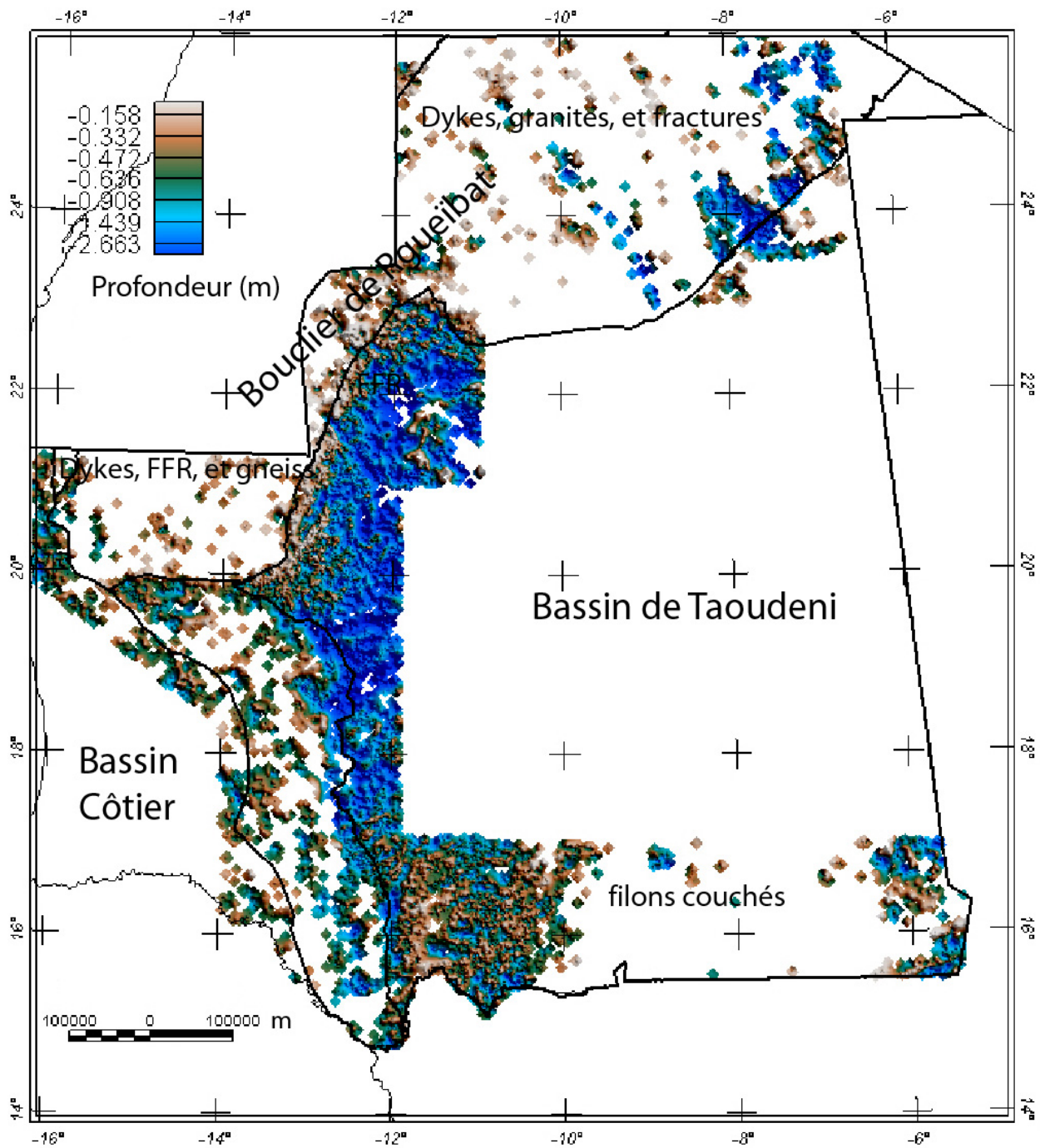


Figure 10. Images en relief ombré et en couleurs des évaluations quadrillées de la profondeur des sources magnétiques sous la surface en utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips, 2002). Un indice structural de 0 et une fenêtre de taille 7 (1225 m) ont été utilisés.

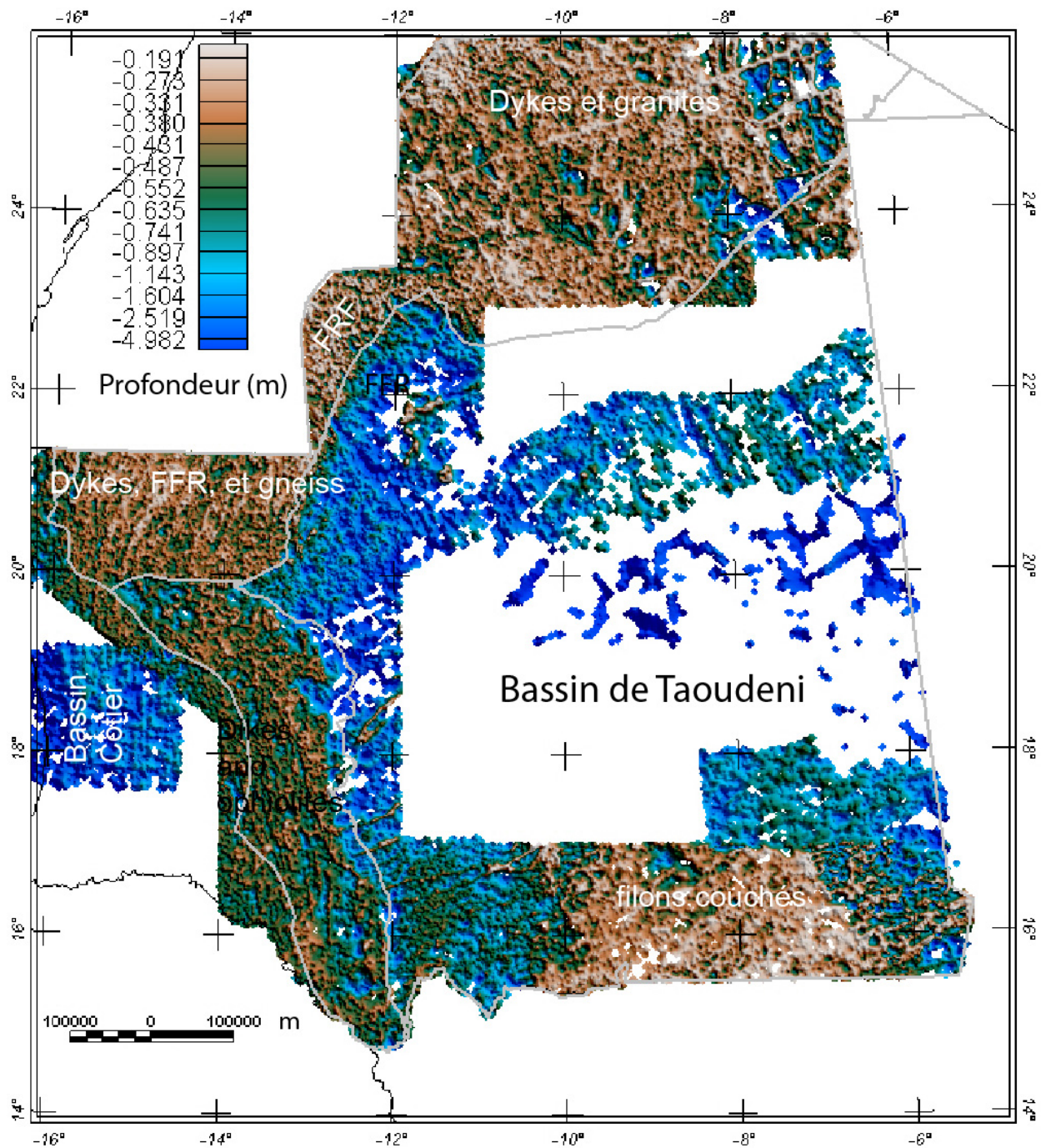


Figure 11. Images en relief ombré et en couleurs des évaluations quadrillées de la profondeur des sources magnétiques sous la surface en utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips, 2002). Un indice structural de 1 et une fenêtre de taille 7 (1225 m) ont été utilisés.

3 – Données radiométriques

Alors que beaucoup d'éléments naturels contiennent des isotopes radioactifs, seul le potassium, la série de désintégration de l'uranium et du thorium possèdent des radio-isotopes qui produisent un rayonnement gamma d'énergie et d'intensité suffisante pour être mesurés par spectrométrie à rayonnement gamma. C'est parce qu'ils sont relativement abondants dans l'environnement naturel. Les éléments réellement mesurés et leur unités sont : K : Potassium, c.-à-d. K40 (unité: %), eU : concentration équivalente en poids d'uranium (le spectromètre mesure directement le Bi214, qui est une mesure indirecte de l'uranium) et eTh : concentration équivalente en poids de thorium (le spectromètre mesure directement le Tl208, qui est une mesure indirecte du thorium) (unité : ppm). Pour les données en éléments radioactifs, la profondeur de pénétration est d'environ 30 cm, donc cet outil est plus utile comme outil de cartographie géologique de la surface. Les abondances moyennes de ces éléments dans la croûte cités dans la littérature sont dans la gamme 2 à 2,5 % pour le K, 2 à 3 ppm pour l'U et 8 à 12 ppm pour le Th (Nicolet and Erdi-Krausz, 2003).

Les données radiométriques ont été rassemblées avec les données magnétiques aériennes et ont été traitées par les sous-traitants (FUGRO and Sanders). Les données quadrillées de K, de Th, et d'U, extraites de feuilles à l'échelle 1:200 000 ont été fusionnées (fig. 12 à 14) et additionnées pour produire une carte radiométrique à trois composants (fig. 15, Finn and Horton, 2012d). Une carte radiométrique à trois composants est une image composite en couleur qui est générée en modulant les luminophores rouges, bleus et verts d'un dispositif d'affichage, ou les colorants magenta, cyan et jaune d'une imprimante proportionnellement aux valeurs des concentrations en radioéléments des grilles de K, de Th et d'U. L'affichage des données de spectrométrie de rayonnement gamma se fait de manière standard en utilisant du rouge, du vert et du bleu pour le K, le Th et l'U respectivement. Le bleu est utilisé pour afficher le profil de l'U, puisque ce canal est le plus bruyant et que l'oeil humain est moins sensible aux variations d'intensité du bleu. Les régions blanches contiennent des concentrations élevées de chacun des 3 éléments, tandis que le bleu et les autres couleurs foncées indiquent de faibles concentrations de ces 3 éléments. Bien que les données radiométriques aient été recueillies en même temps que les données magnétiques dans les études des Nations-Unies (Fig. 1), ces données dénombrent la totalité des éléments et non pas des données individuelles pour chaque élément, et donc ne sont pas incluses dans les figures 12 à 15.

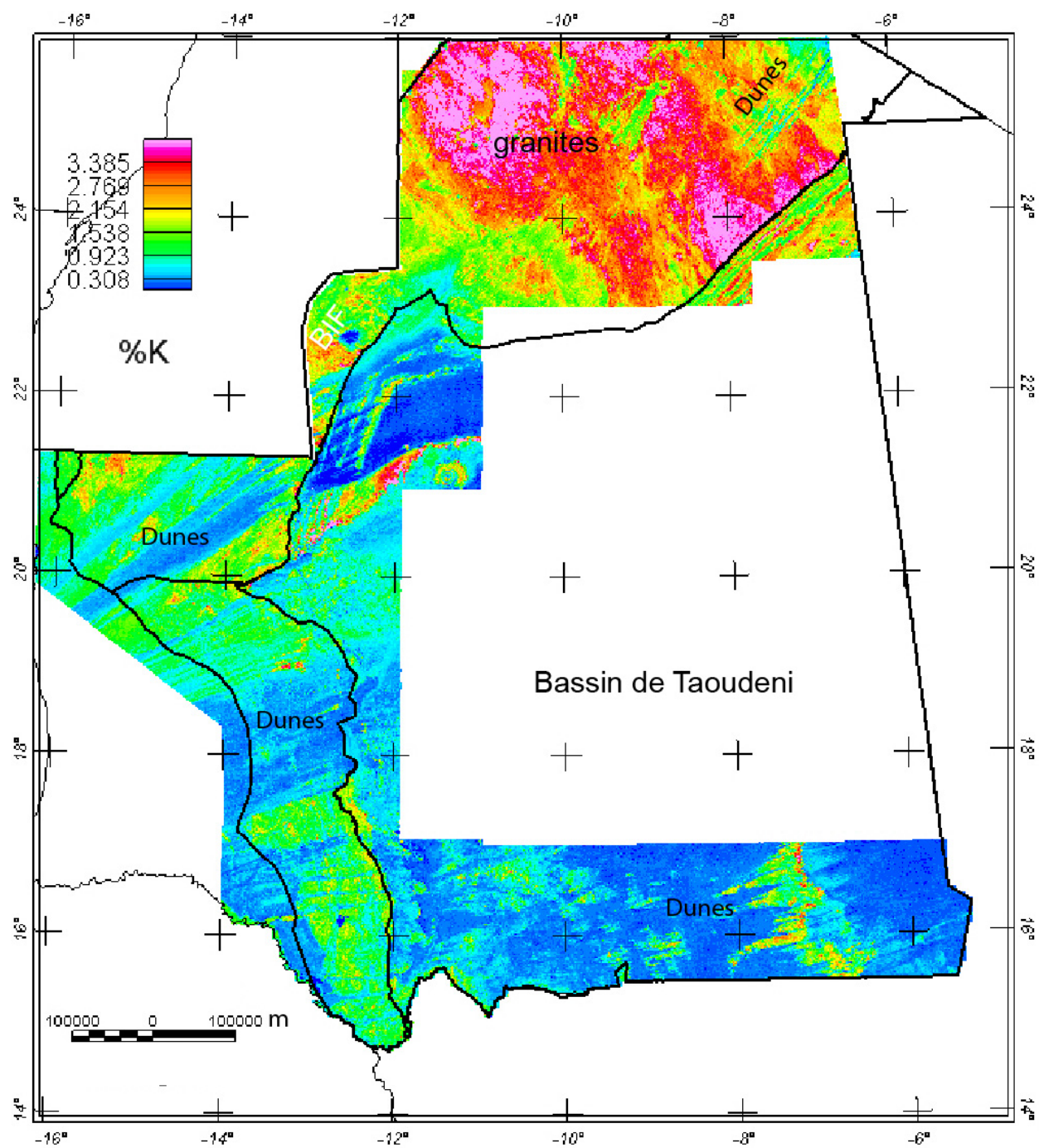


Figure 12. Image en couleur des données du potassium (%)

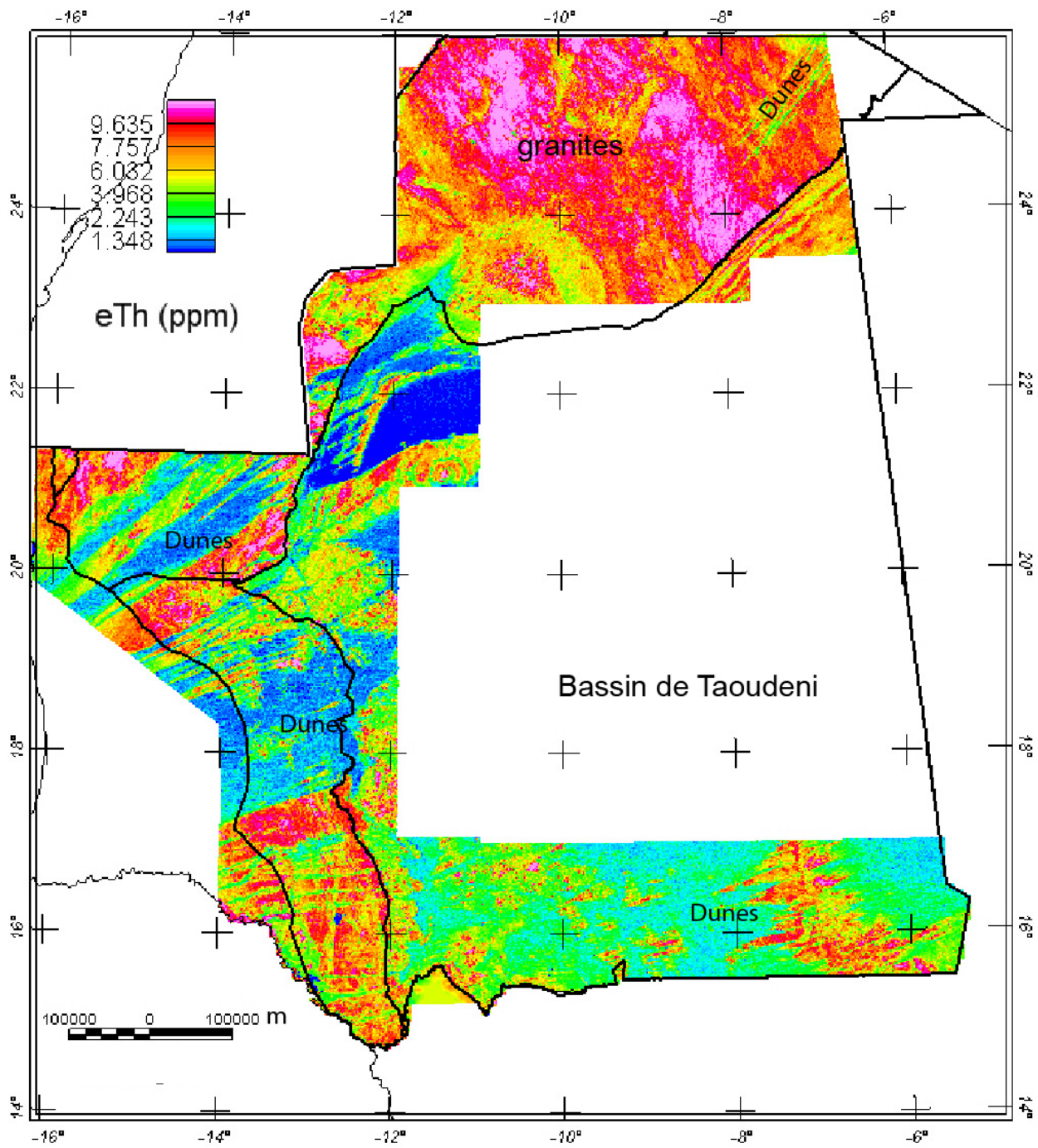


Figure 13. Image en couleur des données du thorium (ppm)

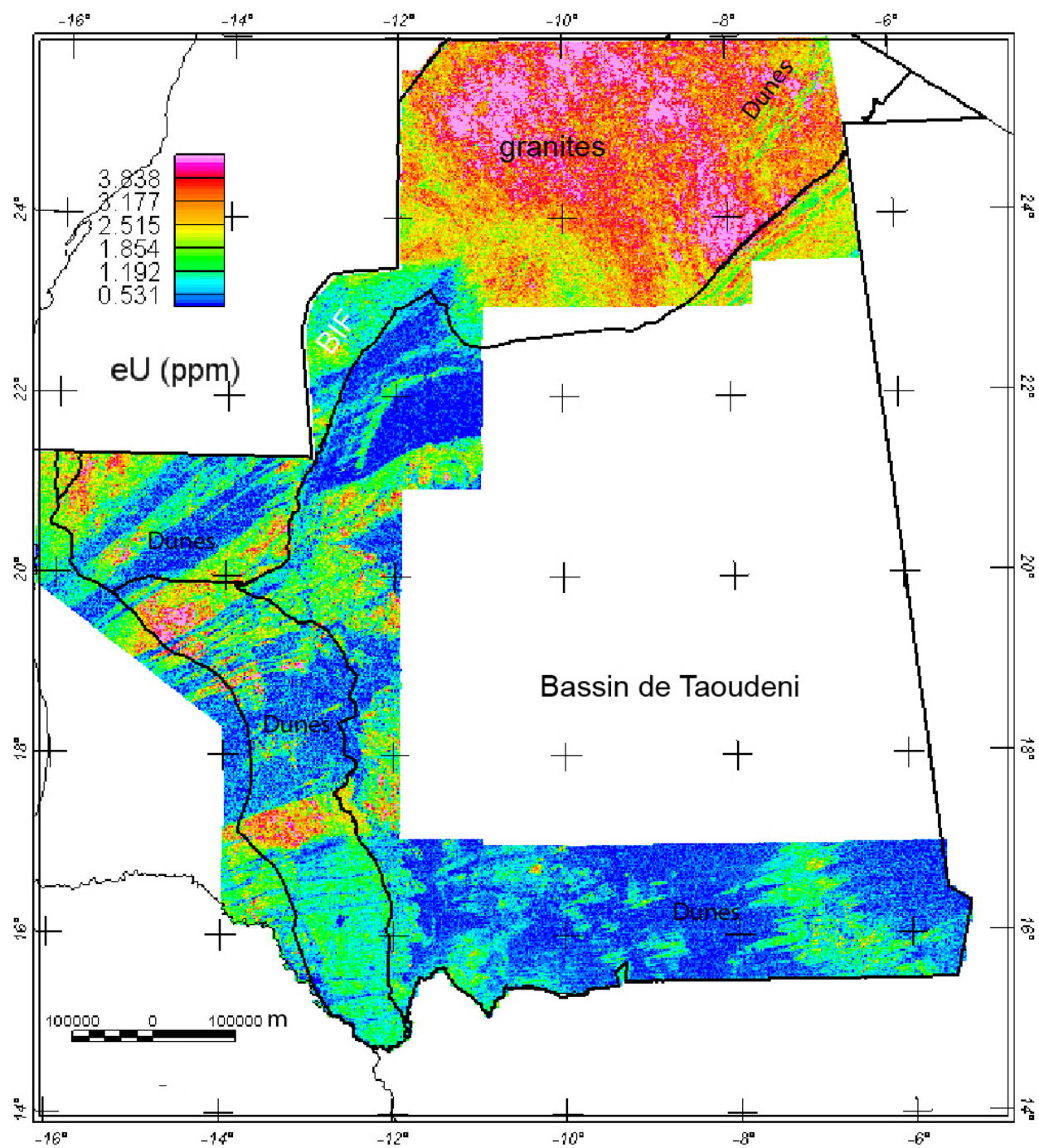


Figure 14. Image en couleur des données de l'uranium (ppm)

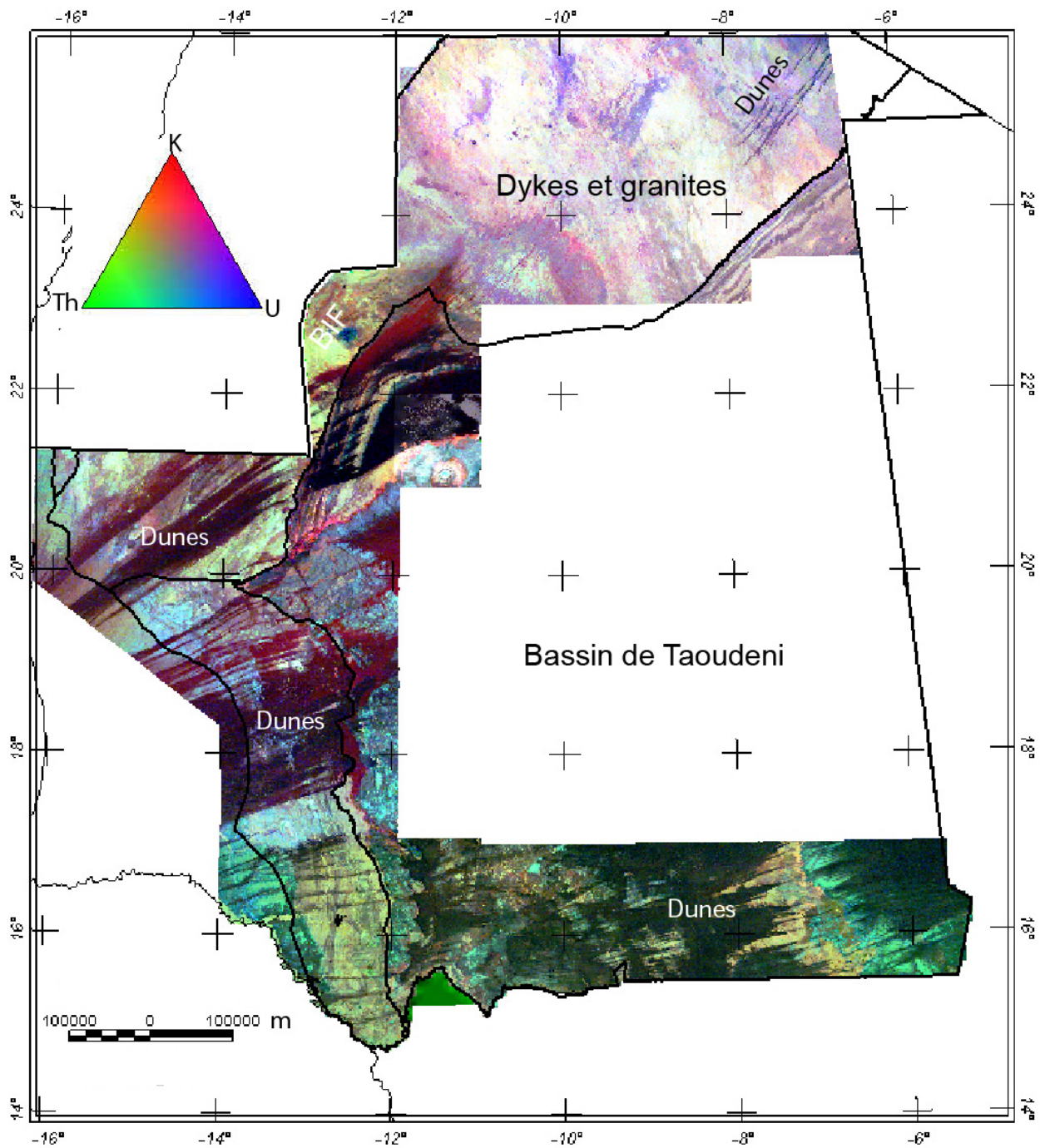


Figure 15. Image composite en couleur rouge = K, vert = Th et bleu = U.

Toutes les images radiométriques montrent des valeurs plus élevées de radioéléments dans la partie granitique du Paléoprotérozoïque du Bouclier de Rguéibat, ce qui n'est pas surprenant. Les limites marquées des données radiométriques (fig. 12 à 15) entre les provinces et les roches archéennes adjacentes correspondent à des failles et non pas à des levés ou des frontières, et n'est pas un artéfact du à la fusion de l'ensemble des données. D'autres secteurs plus anciens ont également des concentrations élevées en radioéléments avec des valeurs élevées en thorium au-dessus des roches mafiques cartographiées. La variation de concentration en radioéléments dans le sable des dunes du nord à l'ouest et au sud suggère une

source de sédiments variable pour les sables. Les données sur les radioéléments sont utiles pour la cartographie de la géologie de la surface, en particulier, la carte à trois éléments (Fig. 15, Finn and Horton, 2012d). Par exemple, dans cette carte, les roches sédimentaires de l'Ordovicien sur la limite occidentale du bassin de Taoudeni produisent des couleurs bleuâtres sur la carte à trois éléments. Des détails concernant des variations chimiques au sein de la section sédimentaire peuvent être obtenus à partir de cette carte. Cependant, à l'exception des variations chimiques cartographiées dans les unités précambriennes exposées, les données en radioéléments des formations de fer rubanées et des filons intrusifs obliques du bouclier de Rgueibat ne correspondent pas aux données magnétiques (fig. 1)

4 – Cartes géologiques du socle

Des cartes du socle cristallin et des cartes de structure ont été construites à partir des données géophysiques. Une carte du socle cristallin précambrien-jurassique comporte le résiduel du prolongement vers le haut (Fig. 8, Finn and Horton, 2012a) et du résiduel de la bande passante filtrée des données des Nations-Unies (Fig. 9, Finn and Horton, 2012a). Outre une image des structures lithologiques des unités métamorphiques et ignées, c'est aussi une carte structurale qui est essentiellement dominée par la signature de filons intrusifs obliques, de formations de fer rubanées et d'ophiolites au nord et à l'ouest, ainsi que de limites de filons-couche dans le bassin de Taoudeni. Une carte structurale a été construite à l'aide d'une nuance grise pour les données magnétiques réduites au pôle et les structures cartographiées (Fig. 17, Finn and Horton, 2012b). Les composants de cette carte vont de l'Archéen au Jurassique, mais ne contiennent pas de composants du Paléozoïque et aucune des roches de cet âge n'est magnétique (Finn and Horton, 2012a). Les anomalies magnétiques ont été employées pour améliorer l'interprétation de la géologie (Finn et Horton, 2012a) et de la structure sous la couverture (Finn et Horton, 2012b) et sont contraintes par des mesures de susceptibilité (annexe 1). La carte en nuances de gris (fig. 17) montre des fractures à petite échelle, des formations de fer rubanées et des filons intrusifs obliques qui sont une indication sur la structure (Finn and Horton, 2012b). Des alignements structuraux à grande échelle, principalement des filons intrusifs obliques, ont été tirés des données magnétiques et ajoutés aux structures cartographiées (Finn and Horton, 2012b).

4.1 – Carte du socle cristallin

Les anomalies magnétiques à haute fréquence (Fig. 8, Finn and Horton, 2012a) sont des indications presque directes de la géologie cristalline, plus particulièrement à l'échelle 1:1 000 000. Par conséquent, nous les employons directement comme carte géologique (fig. 16) et nous donnons une clé pour leur interprétation (Finn and Horton, 2012a). La carte résiduelle de prolongation vers le haut (fig. 8) représente les anomalies à haute fréquence des nouvelles données, mieux qu'avec d'autres filtres (par ex. fig. 6 et 9) car elle conserve la plus grande partie des informations à haute fréquence. Un certain bruit est conservé dans les données, mais il n'imité pas indument les anomalies. En revanche, en raison de la résolution inférieure des données des Nations-Unies, les données des anomalies résiduelles prolongées vers le haut contiennent un tel bruit que les anomalies sont crénelées. Pour la carte du socle couverte par les données des Nations-Unies, nous avons utilisé les données filtrées de la bande passante (fig. 6) car le bruit avait pu être éliminé. Les données résiduelles de prolongation vers le haut (fig. 8) et les données filtrées des Nation-Unies (fig. 6) ont été placées ensembles sur la même image (mais pas fusionnées de manière analytique) utilisée pour la carte du socle cristallin (Fig. 16, Finn and Horton, 2012a). La profondeur du sommet du socle cristallin interprété est illustrée dans la figure 11 et dans Finn and Horton, 2012c. Les types d'anomalies visibles sur la carte sont examinés ci-dessous en fonction de leurs sources géologiques déterminées à partir de la comparaison des données magnétiques et des cartes géologiques avec d'autres boucliers précambriens. Comme l'échelle de l'ensemble de la carte (fig. 16) est trop petite pour voir facilement les petites anomalies,

des encarts (fig. 18 à 30) ont été utilisés dans la discussion suivante en complément de la carte 1:1 m (Finn and Horton, 2012a). Une vue plus régionale suit la discussion détaillée ci-dessous.

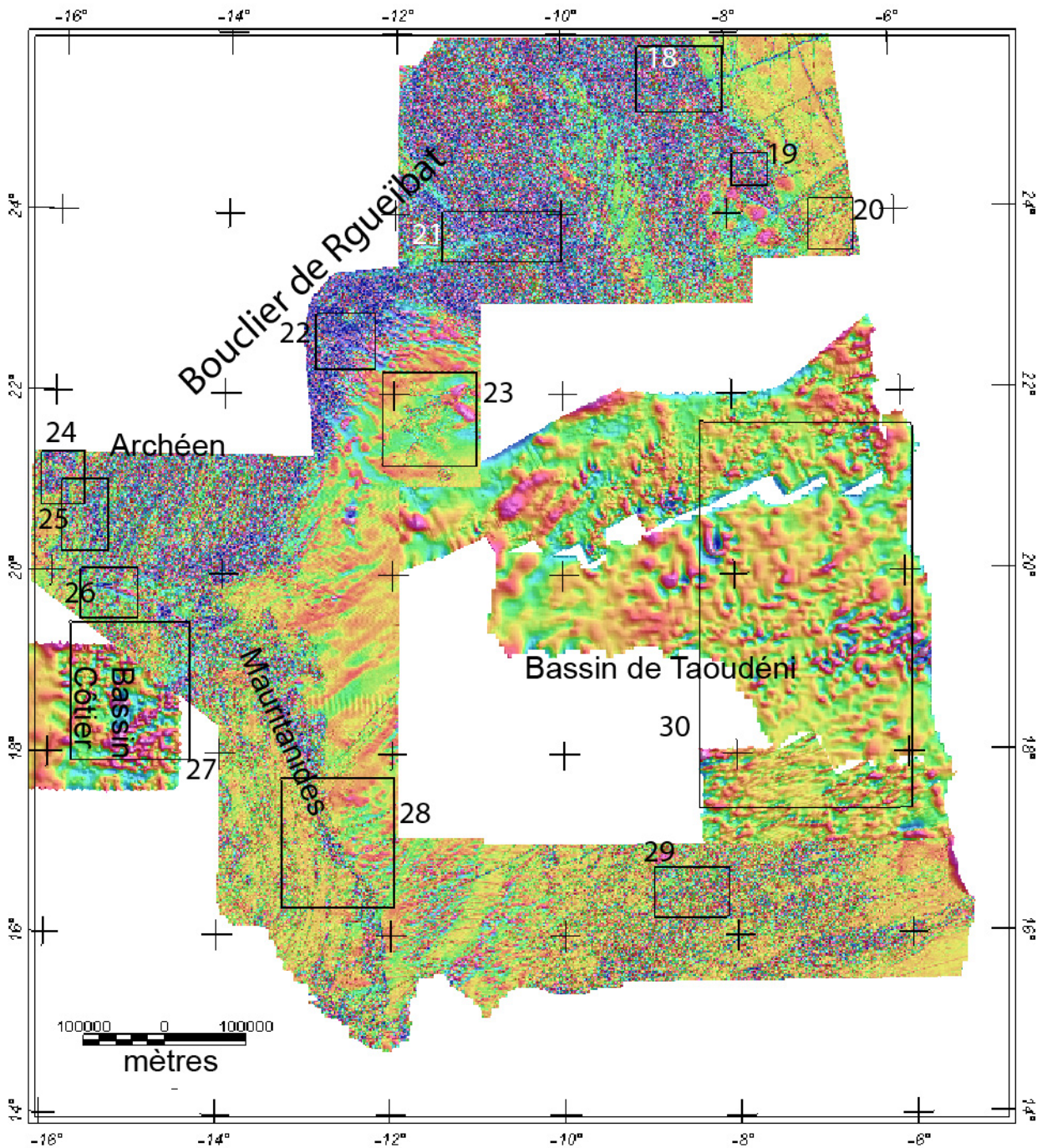


Figure 16. Carte du socle cristallin dérivée de la carte résiduelle calculée à l’aide de la soustraction entre les données magnétiques réduites aux pôle, prolongée vers le haut (100 m) et les données réduites au pôle originales (fig. 1) et (fig. 8) ainsi que les données de la bande passante filtrées des Nations-Unies (Fig.6). Les encadrés numérotés se rapportent à des figures dans le texte. Voir Finn and Horton, 2012a pour la corrélation des anomalies magnétiques avec les unités géologiques et les mesures de susceptibilité.

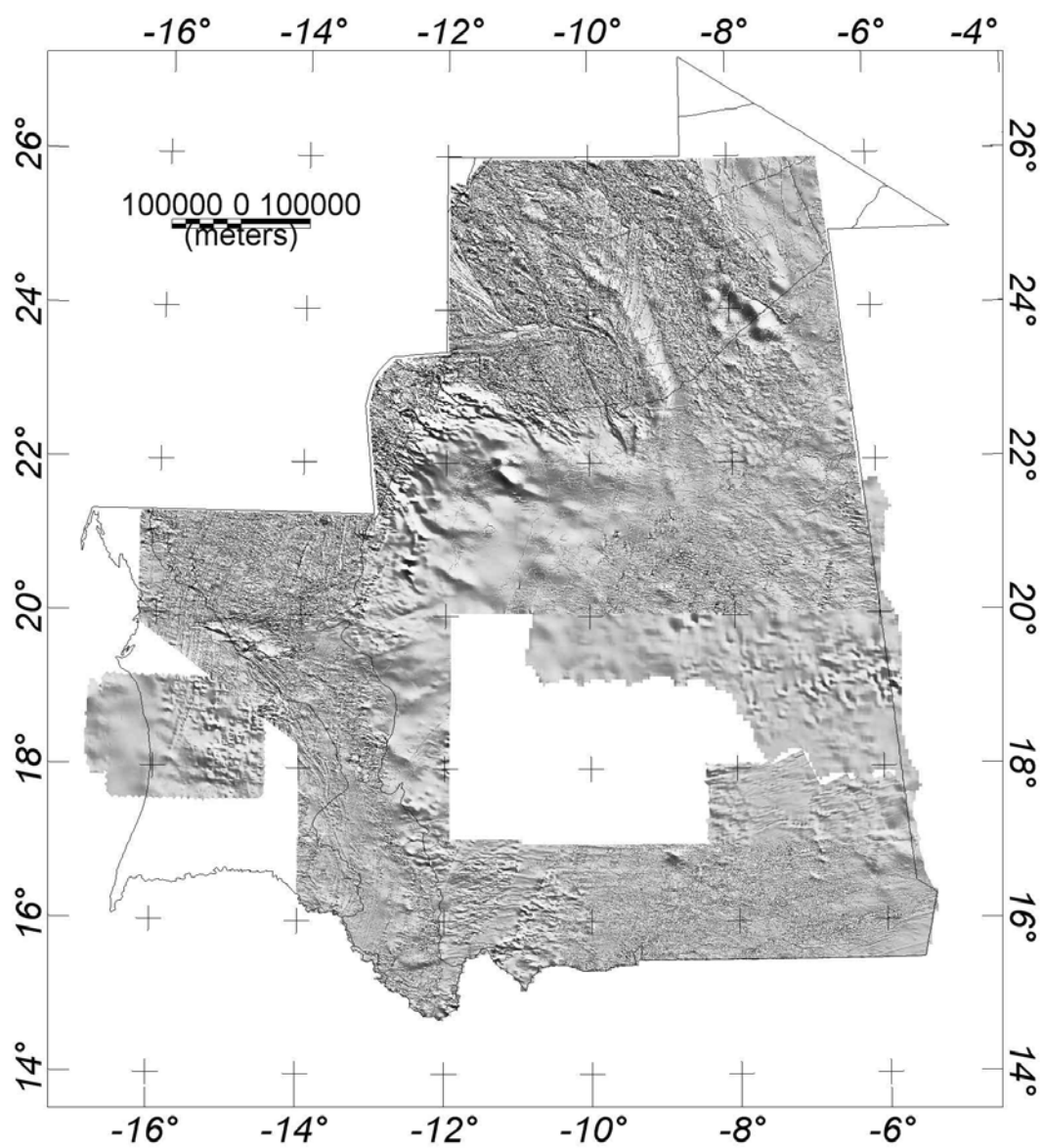


Figure 17. Carte en nuances de gris de l'ensemble des données réduites au pôle. Finn and Horton, 2012b montrent les structures cartographiées avec les structures dérivées de cette carte.

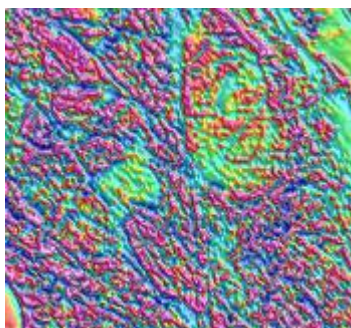


Figure 18. Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus du granit paléoprotérozoïque fracturé (encadré 18, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

Les fractures interprétées dans les granits produisent des anomalies négatives et positives linéaires courtes (de 20 à 100 km), avec des amplitudes variant d'environ 50 à 300 nT (fig. 18). Le motif circulaire en haut à droite représente plus probablement une zonation en composition à l'intérieur d'un petit pluton. Un motif similaire est observé dans les données radiométriques à trois éléments (Fig. 15, Finn and Horton, 2012c). Les profondeurs calculées au sommet du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 50 à 400 m.

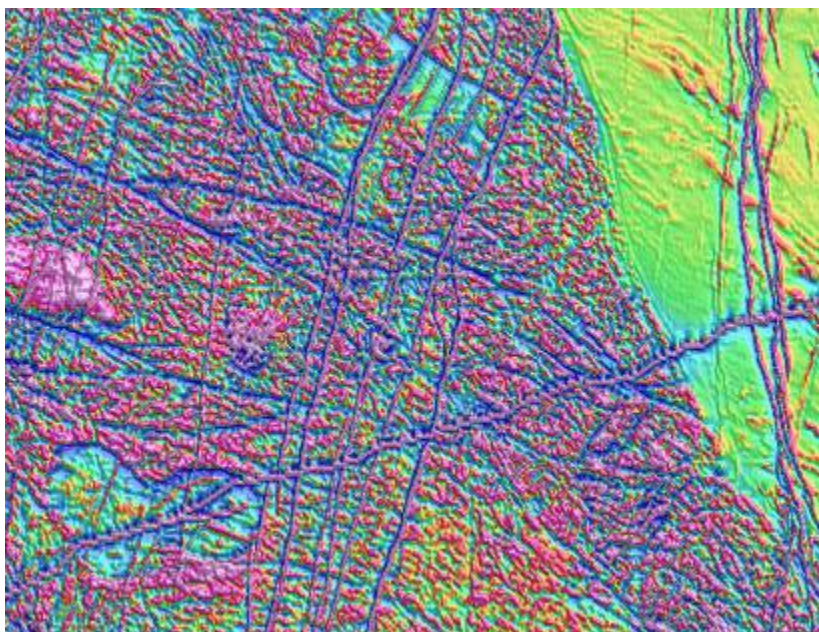


Figure 19. Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus des filons intrusifs obliques dans la partie nord-est du bouclier de Rgueibat (encadré 19, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

Des anomalies positives et négatives linéaires longues (sur des centaines de km) orientées N-E et S-O caractérisent des filons intrusifs obliques dans le bouclier de Rgueibat (fig. 19). Une anomalie de filon intrusif oblique orienté au S-O coupe toutes les autres anomalies, ce qui indique qu'elle est plus jeune. Les anomalies linéaires plus courtes associées aux fractures peuvent clairement être différenciées des filons intrusifs obliques (Finn and Horton, 2012a, b). La variation d'intensité de l'anomalie depuis l'ouest (élevée) vers l'est (faible) indiquent des variations de teneur en magnétite des granits cartographiés dont les susceptibilités varient de 0036 (zone magnétique calme à l'est) à 22×10^{-3} unités SI dans les granits les plus

magnétiques et ailleurs dans les granodiorites (granits paléoprotérozoïques, annexe 1). Les profondeurs calculées au sommet du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 50 à 500 m.

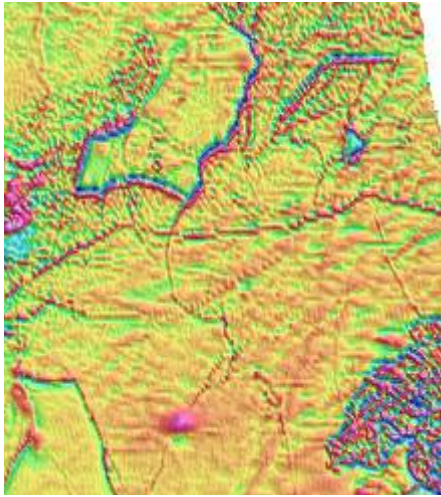


Figure 20. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus des filons-couches triassiques et jurassiques et des roches volcaniques de la frontière nord du bassin de Taoudeni (encadré 20, fig.16 Finn and Horton, 2012a, b).

Les bords des filons-couches triassiques et jurassiques du bassin de Taoudeni produisent des anomalies linéaires caractéristiques disposées en polygones, souvent par paires négatives-positives (Fig. 20). Les anomalies à haute fréquence (partie de S-E de carte) caractérisent typiquement les roches volcaniques triassiques et jurassiques dont les susceptibilités s'étendent de 15 à 33×10^{-3} SI (dolérites, microgabbros, annexe 1). Les profondeurs calculées au sommets du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 50 à 1,5 km dans le sud-ouest.

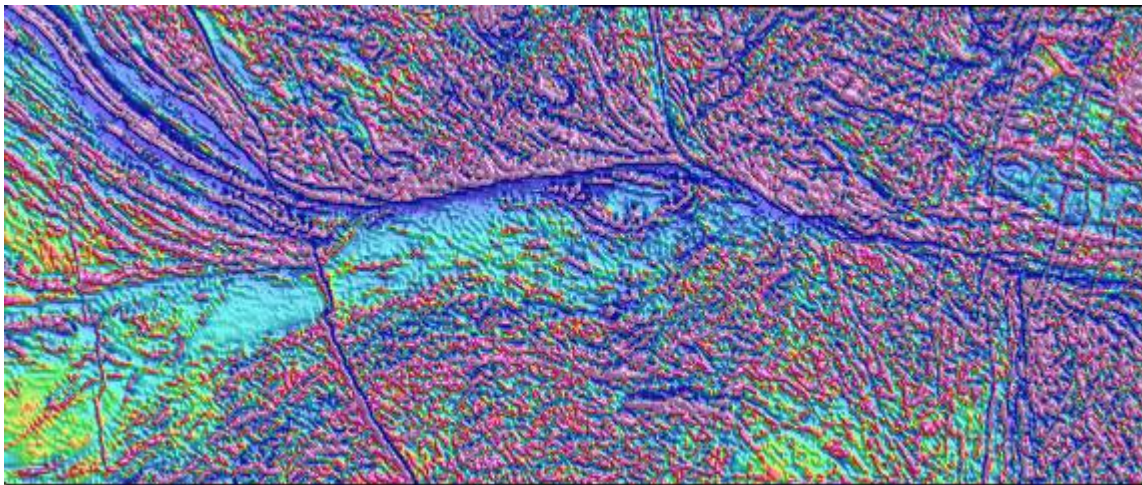


Figure 21. Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus de la limite nord paléoprotérozoïque et archéenne (sud) (encadré 21, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

Une anomalie magnétique négative linéaire orientée vers l'est caractérise la faille de Zednes qui marque la frontière entre les roches archéennes (au sud) et les roches paléoprotérozoïques (au nord) (fig. 21). L'anomalie orientée à l'est, associée aux formations de fer rubanées dans le sud, est tronquée par

l'anomalie négative associée à la faille. Les anomalies linéaires traversant cette frontière indiquent des filons intrusifs obliques plus jeunes. Des formations de fer rubanées sont présentes dans la zone de faille (Finn and Horton, 2012a, b). Les autres failles de la région sont aussi des anomalies négatives. Des relations entre les âges peuvent être déterminées par l'examen des relations entre les anomalies. Les profondeurs calculées au sommet du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 60 à 800 m.

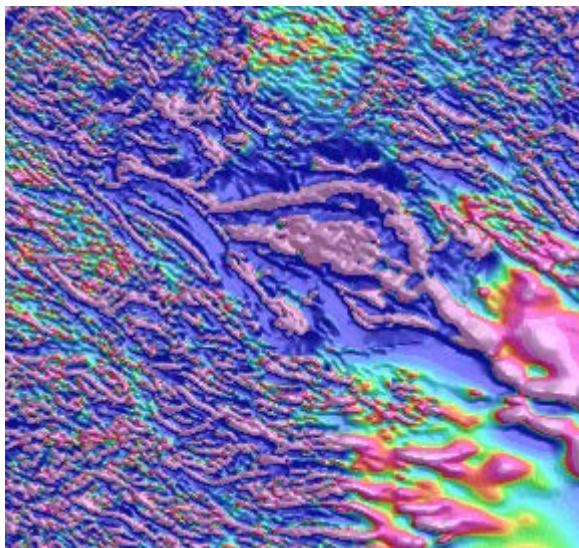


Figure 22. Plan rapproché de la carte du socle cristallin au-dessus des formations de fer rubanées dans F'Derick (encadré 22, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

Les formations de fer rubanées produisent des anomalies magnétiques positives de grande amplitude (>500 nT à 3000 nT), à ondes étroites et courtes ($1/10$ km), (Fig 22). Les formations de fer rubanées agissent comme marqueurs structuraux dans les ceintures de roches vertes, non magnétiques, déformées. Elles peuvent être distinguées de toutes les autres sources d'anomalies par les amplitudes très élevées des anomalies qu'elles produisent. Les larges anomalies de grande amplitude du centre correspondent au complexe paléoproterozoïque de Kediât Ijil, dont les susceptibilités varient de 0.027×10^{-3} SI dans les hématites à 570×10^{-3} SI dans les unités à magnétites (Complexe d'Ijil, annexe 1; O'Connor et al., 2005). En outre, le Kediât Ijil est associé à de faibles concentrations en radioéléments (fig. 12 à 15). Les anomalies à plus grande longueur d'onde dans la partie de S-E de la carte correspondent à des formations de fer rubanées sous le bassin de Taoudeni. Les socles gneissiques et granitiques sont calmes d'un point de vue magnétique, avec des susceptibilités d'environ $< 50 \times 10^{-3}$ SI (annexe 1 et (O'Connor et al., 2005). Dans cette région, les profondeurs maximum calculées du sommet du socle magnétique sont inférieures à environ $1\ 000$ m (fig. 11, Finn and Horton, 2012c).

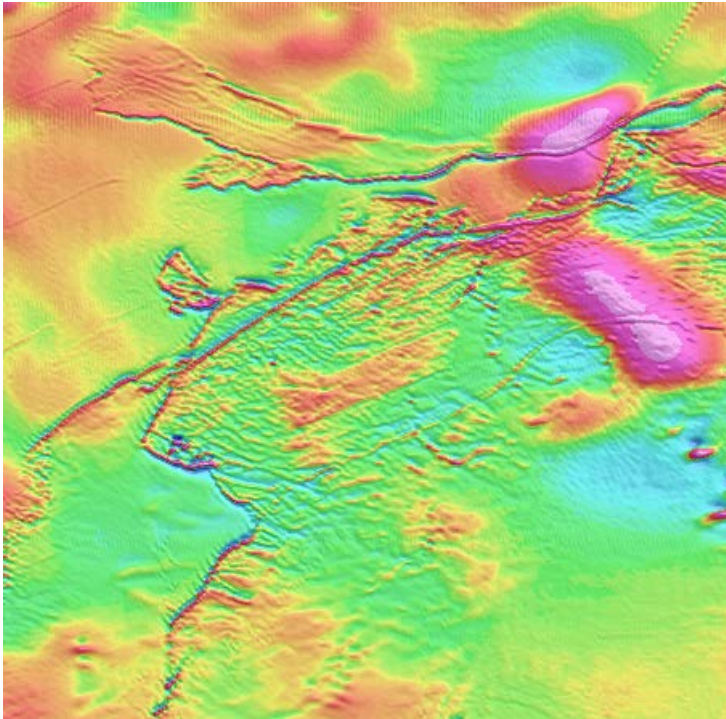


Figure 23. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus des filons-couches triassiques et jurassiques et des roches volcaniques de la frontière occidentale du bassin de Taoudeni (encadré 23, fig.16, Finn and Horton, 2012a, b).

Des anomalies magnétiques linéaires négatives et positives ondulant par paire marquent les bords des filons-couches triassiques et jurassiques de la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, dont les susceptibilités varient de 15 à 33×10^{-3} SI (dolérites, micro-grabbros, annexe 1). Ces anomalies traversent des anomalies positives à grande longueur d'onde, vraisemblablement dues à des sources plus profondes (fig. 23). Les profondeurs calculées du sommet du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 20 à 400 m pour les sources de filons-couches peu profondes et plus de $5\,000$ m pour les anomalies larges.

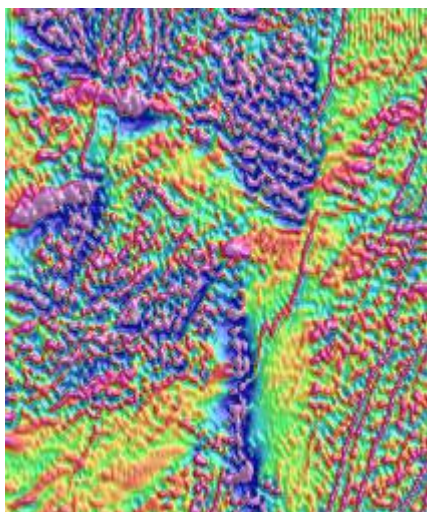


Figure 24. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus de la limite septentrionale entre la ceinture mauritanide (anomalies de haute fréquence à l'ouest), les formations à fer rubanées archéennes et les filons intrusifs obliques triassiques et jurassiques (est) (encadré 24, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

Des anomalies à haute fréquence généralement orientées vers l'est associées à la ceinture mauritanide tronquent de manière évidente des anomalies orientées plus au nord (N-N-O, N-N-E) de formations à fer rubanées archéennes et de filons intrusifs obliques jurassiques (fig. 24) Les anomalies de la ceinture mauritanide sont probablement liées aux éclats d'ophiolites et aux formations de fer rubanées déformées. Les profondeurs calculées au sommet du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 100 à 900 m.

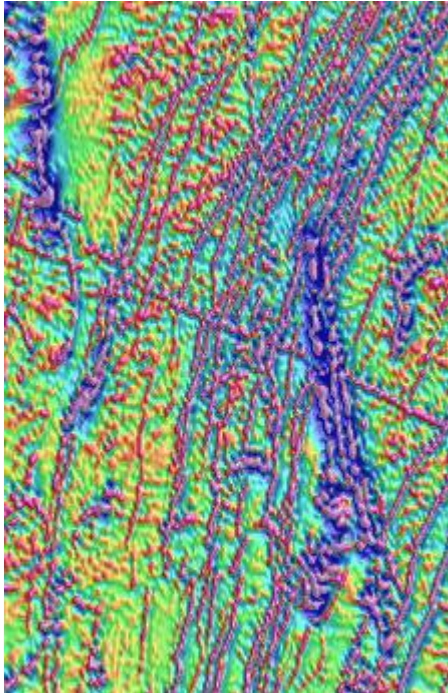


Figure 25. Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus des dômes de gneiss archéens ou des formations de fer rubanées (avec des anomalies positives linéaires et circulaires orientées N-N-O) et des ceintures de roches vertes (anomalies négatives de grande amplitude) (encadré 25, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

On peut observer des bandes d'anomalies magnétiques circulaires et linéaires orientées au nord-nord-ouest incluses dans des anomalies magnétiques négatives de grande amplitude dans la partie méridionale du socle archéen exposé (fig. 25). Les sources des anomalies positives sont des formations de fer rubanées (fig. 1). Ces formations sont pauvres en potassium (fig. 12), en thorium (fig. 13) et à concentration moyenne en uranium (fig. 14), et donc apparaissent en bleu sur la carte radiométrique à trois éléments (fig. 15, Finn and Horton, 2012d). Des anomalies linéaires liées à des filons intrusifs obliques plus jeunes (crétacés ?) traversent ces anomalies. Les profondeurs calculées au sommet du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 150 à 700 m.

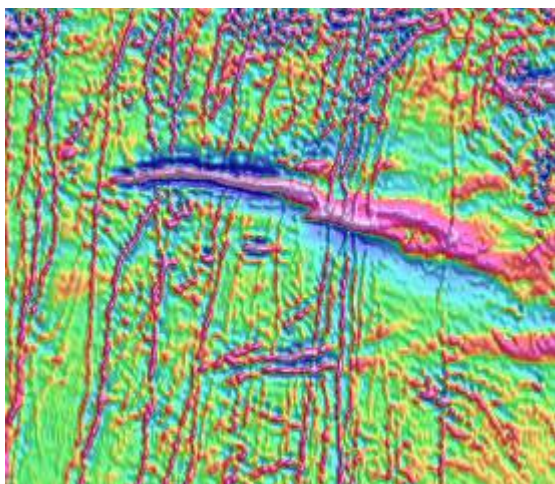


Figure 26. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus de la partie centre-nord de la ceinture mauritanide (anomalie positive linéaire orientée vers l'est, d'origine inconnue) et anomalies de filon intrusif oblique plus jeune (encadré 26, Fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

Une anomalie magnétique positive de forte amplitude orientée vers l'est caractérise le bord septentrional de la chaîne mauritanide exposée (Fig. 26). La source de l'anomalie est enfouie, mais d'autres anomalies orientées vers l'est semblent associées avec la déformation mauritanide de la formation de fer rubanée archéenne (Meyer et al., 2006). Ces anomalies sont traversées par des anomalies positives orientées au nord, associées avec des filons intrusifs jurassiques en lien avec l'ouverture de l'Atlantique. Les profondeurs calculées au sommet du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 200 à 700 m pour les filons intrusifs obliques et d'environ 1 500 m pour la source de formation de fer rubanée.

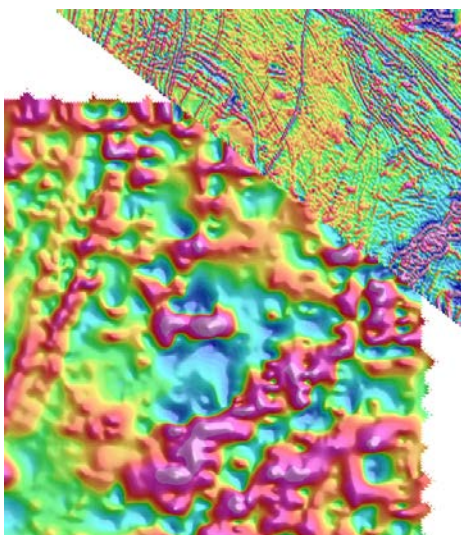


Figure 27. Plan rapproché de la carte du socle cristallin au-dessus du bassin côtier (encadré 27, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

L'espace plus important des lignes, pour les données des Nations-Unies au-dessus du bassin côtier couvert de sédiments, comparé aux nouvelles données, apparaît sur les grandes longueurs d'onde des anomalies (fig. 27). Les anomalies positives sont très probablement liées aux filons intrusifs obliques crétacés et peut être à un socle inconnu plus ancien (avec une anomalie positive orientée vers le N-E dans la partie S-E de la carte). Les profondeurs calculées du sommet du socle cristallin (fig. 33) ne sont pas bien déterminées en raison de l'espace important des lignes et de l'incertitude sur l'altitude de vol, mais varient de 350 m dans le nord-est à plus de 4 000 m à la bordure occidentale de la carte.

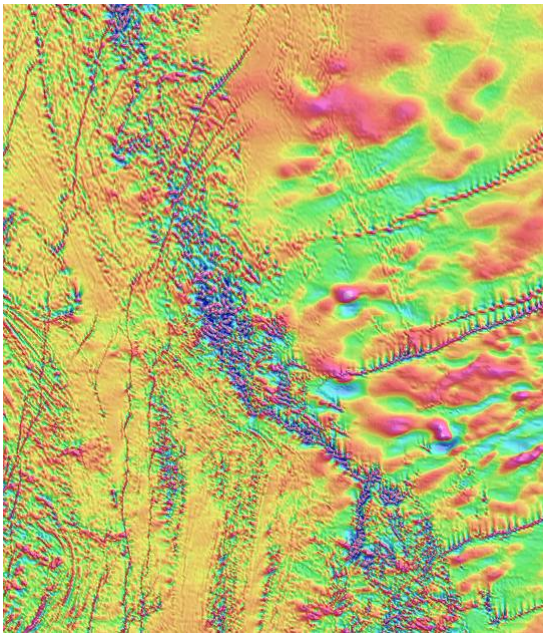


Figure 28. Vue rapprochée de la carte du socle cristallin au-dessus des Mauritanides (encadré 28, fig. 16, Finn and Horton, 2012a, b).

Les anomalies de haute fréquence orientées vers l'est caractérisent la partie centrale de la ceinture mauritanide (fig. 28). Ces petites anomalies se rapportent probablement à des fragments magnétiques d'ophiolite serpentinisée dans la ceinture orogénique avec des susceptibilités qui s'élèvent à 141×10^{-3} SI (annexe 1). Les anomalies linéaires dans la partie occidentale de la carte correspondent au grain tectonique de la ceinture et se reflètent dans les données radiométriques (fig. 15, Finn and Horton, 2012d). Les sources de cette anomalie sont inconnues, mais correspondent probablement à des filons intrusifs obliques. Les anomalies linéaires orientées vers le S-O liées à des filons intrusifs obliques sont tronquées par des anomalies dans la ceinture mauritanide. Des anomalies de plus grande longueur d'onde dans l'est se rapportent probablement à un socle d'origine inconnue. Les profondeurs calculées au sommet du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 90 à 2000 m vers l'ouest. Les filons intrusifs obliques de l'est se trouvent à des profondeurs d'environ 100 à 1 000 m et le socle plus profond se situe à des profondeurs supérieures à 3 km.

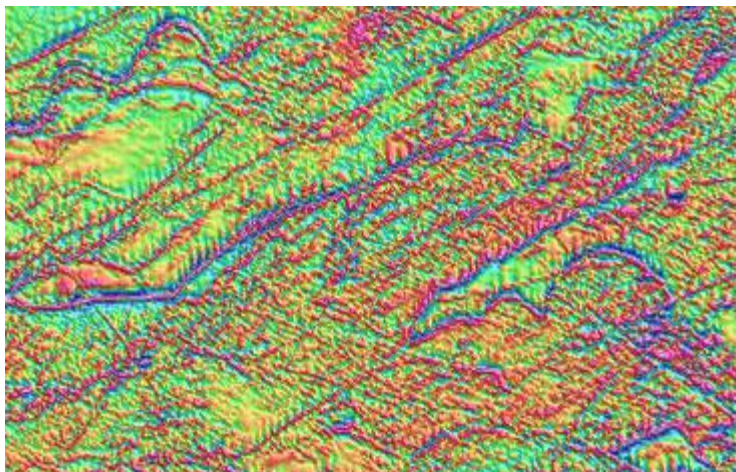


Figure 29. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus des filons-couches triassiques et jurassiques à la frontière méridionale du bassin de Taoudeni (encadré 29, fig.16, Finn and Horton, 2012a, b).

Exemple de réseau dense de filons-couches triassiques et jurassiques à la bordure méridionale du bassin de Taoudeni (fig. 29). Quelques anomalies rectilignes orientées vers le N-E peuvent se rapporter à des filons intrusifs obliques. Les profondeurs calculées au sommets du socle magnétique (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c) varient d'environ 100 à 500 m.

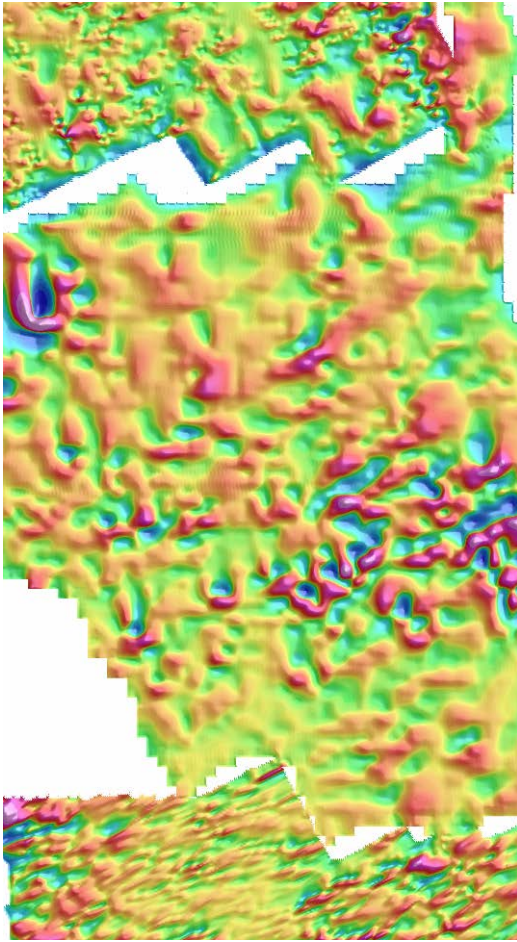


Figure 30. Vue rapprochée du socle cristallin au-dessus des filons-couches triassiques et jurassiques et des roches volcaniques du bassin de Taoudeni (encadré 30, fig.16, Finn and Horton, 2012a, b).

Diverses résolutions des données filtrées des Nations-Unies (fig. 6) au-dessus du bassin de Taoudeni contiennent essentiellement des anomalies positives en liaison avec des dolérites triassique et jurassiques dans la partie supérieure du bassin qui est complètement couverte par le sable (fig. 30). La résolution variable est reflétée par des longueurs d'onde variables des anomalies qui sont probablement situées à des profondeurs similaires, avec des sources de taille similaires. Ceci démontre l'effet de crénelage des données dont l'espacement entre lignes varie. Les profondeurs calculées du sommet du socle cristallin (fig. 33) ne sont pas bien déterminées en raison de l'espacement important des lignes et de l'incertitude sur l'altitude de vol, mais varient de 350 m à plus de 5 000 m.

4.2 – Socle précambrien / Carte tectonique

Les descriptions détaillées des unités magnétiques significatives, de leur corrélation avec la géologie de la surface, et des données radiométriques (Finn and Horton, 2012d) permettent une interprétation des unités géologiques régionales (fig. 2 ; Finn and Horton, 2012a), des structures (Finn and Horton, 2012b), et de leurs prolongements sous la couverture jusqu'à une profondeur d'environ 5 km (Finn and Horton, 2012c). Divers filtres passe-bas (par ex. fig. 3 et 7) mettent en lumière de vastes sources aux dépens des sources étroites et peu profondes comme les formations de fer rubanées, les filons intrusifs obliques et les filons-couches. Cela permet l'interprétation de caractéristiques tectoniques à grande échelle. La carte

d'anomalie magnétique la plus récente (Finn and Horton, 2012b), ainsi que les renseignements de la carte du socle cristallin (Finn and Horton, 2012a), la carte géologique (Bradley, 2012), les éléments tectoniques (O'Connor et al., 2005; Schofield et al., 2012) et les comparaisons avec les études magnétiques régionales adjacentes (Maus et al., 2007) ont été utilisés pour générer une carte du socle précambrien pour la Mauritanie (fig. 31).

4.2.1 – Formations géologiques archéennes

Les roches les plus anciennes dans la formation géologique archéenne sont des orthogneiss de 3,51 Ga (Potrel, 1996) dans le complexe d'Amsaga qui est composé de gneiss à granodiorite et à trondhjemite, de gneiss quartzo-feldspathiques à tonalite et migmatite, ainsi que de gneiss charnokitiques avec des unités mineures de gneiss à grenat-cordiérite-sillimanite et des roches basiques et ultra-basiques (Schofield and Gillespie, 2007). Une intrusion dans la zone de suture entre le complexe de Amsaga et la formation de Tasiast-Tiirit est datée de 2954 ± 11 Ma. Les anomalies positives du complexe d'Amsaga sont associées à des pyroxénites magnétiques (96×10^{-3} SI), des granits/granodiorites (3.75 - 10.235×10^{-3} SI) et des formations de fer rubanées (35×10^{-3} SI, annexe 1), particulièrement dans la zone de suture (Fig. 2; Finn and Horton, 2012a). Le complexe d'Amsaga continue sous la couverture du bassin de Taoudeni (Fig. 2, Finn and Horton, 2012a) et peu être prolongé à l'est sur des anomalies magnétiques similaires (fig. 31 à des profondeurs d'environ 3 km (Fig. 11, Finn and Horton, 2012c), mais ce prolongement n'est pas bien défini (fig. 2, Finn and Horton, 2012a). La formation géologique de Tasiast-Tijirit comporte des gneiss granitiques et tonalitiques d'environ 2,97 Ga intercalés avec des unités amphibolitiques interprétées comme des restes des ceintures de roches vertes d'environ 3,05 à 3,60 (Schofield et al., 2012). Les seules unités magnétiques notables sont les formations de fer rubanées (Fig. 2, Finn and Horton, 2012a).

Le complexe d'Inchiri, localisé sur une inflexion de la partie septentrionale des Mauritanides, est composé d'une pile de formations allochtones qui ont été charriés vers l'est sur le Craton Ouest Africain (Villeneuve, 2005). Ils sont en contact oblique avec le complexe d'Amsaga au nord-est. Des basaltes métamorphiques de base recouverts par des formations de fer rubané et des schistes sédimentaires métamorphisés sont séparés par une discordance provenant de successions volcano-sédimentaires qui contiennent aussi des formations de fer rubanées (Meyer et al., 2006). Une datation récente suggère qu'ils sont archéens et ont subi une déformation à 2 492 Ma (Meyer et al., 2006). La mise en place définitive à la position actuelle a eu lieu à vers 300 Ma. Cette région est caractérisée par de larges anomalies magnétiques de grande amplitude associées à des formations de fer rubanées exposées dans une zone magnétique calme. La largeur de l'anomalie positive du nord (fig. 26) suggère que des formations de fer rubanées ont été charriées ensemble en une séquence épaisse. Le prolongement oriental et méridional enfoui de la province (fig. 31) est mal défini par les données magnétiques (fig. 2).

La partie nord-est de la formation géologique archéenne repose sur le complexe de Tiris, un assemblage de migmatites et de granit néo-archéen qui contient de nombreuses unités de paragneiss et de quartzite ferrugineuse hautement magnétiques (F'derick, annexe 1), métamorphisées sous les conditions de faciès granulite ((Schofield and Gillespie, 2007); O'Connor et al., 2005). Le graphique à trois éléments des données radiométriques indique que les roches archéennes de la région sont relativement uniformément riches en radioéléments et il n'indique pas de changement chimique à la surface (fi. 15) au sein des différentes signatures magnétiques des mêmes unités. Des anomalies magnétiques marquantes linéaires de haute amplitude associées à des formations de fer rubanées sont associées à la majeure partie de la région. (fig. 22) La source d'anomalie magnétique positive régionale sur complexe de Tiris (Fig. 2) demeure obscure, car le socle n'est généralement pas particulièrement magnétique (annexe 1, O'Connor et al., 2005).

La grande amplitude de l'anomalie permet une extrapolation du complexe de Tiris sous le bassin de Taoudeni (Fig. 31) à des profondeurs d'au moins 5 km (Finn and Horton, 2012c). Les roches paléoprotérozoïques dans le Kediat Ijil et dans la chaîne d'El Mahaoudat, un klippe de sédiments métamorphisés, couvert par des quartzites ferrugineuses, coiffé par une unité distincte de conglomérat (Schofield and Gillespie, 2007), produit une large anomalie de grande amplitude (fig. 2, Finn and Horton, 2012a) qui peut être prolongée d'au moins 150 km sous le bassin de Taoudeni, à des profondeurs supérieures à 2 000 m (Finn and Horton, 2012c; Fig. 31).

La suite de Zednes est composée de plutons tonalitiques et de gneiss datés d'environ $3\,044 \pm 5$ Ma et par des granits - granodiorites de $2\,915 \pm 18$ et $2\,832 \pm 4$ Ma (Lahondère and Le Métour, 2003; Schofield et al., 2012) qui sont structurellement contigus avec les gneiss granitiques et des quartzites ferrugineuses magnétiques du complexe de Tiris (Schofield et al., 2012). Des anomalies d'amplitude modérée à faible recoupées par des anomalies linéaires négatives et positives en relation avec des filons intrusifs obliques et des fractures caractérisent la suite de Zednes (Finn and Horton, 2012a, b). Les signatures magnétiques permettent un prolongement de l'unité sous le bassin de Taoudeni (Fig. 31). Le complexe Temmimichate-Tsabaya, frontière entre les formations archéennes et protérozoïques est composée de roches de faciès granulite, basiques à ultra-basiques, ignées métamorphisées, les faibles valeurs en potassium (fig. 12) et thorium (fig. 13) marquant le complexe Temmimichate-Tsabaya. La composante orientée à l'est du complexe de Temmimichate-Tsabaya est une zone magnétique calme avec des anomalies positives d'amplitude importantes associées à des formations de fer rubanée (Fig. 21; Finn and Horton, 2012a). La partie du complexe orientée vers le sud-est est marquée par une anomalie linéaire négative et des anomalies magnétiques positives sinueuses (Finn and Horton, 2012a, b) qui peuvent être prolongées sous le bassin de Taoudeni à des profondeurs inférieures à 1 000 m (Finn and Anderson, 2012; Taylor et al., 2012) (Fig. 31).

Dans la partie nord-est de la carte où les sources sont exposées, les anomalies magnétiques positives et négatives alternées (Fig. 2, Finn and Horton, 2012a) sont liées aux batholites granitiques possédant des propriétés magnétiques et des âges variables (Finn and Horton, 2012a). Les granitoïdes magnétiques (granit protérozoïque, annexe 1) se situent généralement dans des plages d'âges de 2 100 à 2 050 (PP2, Finn and Horton, 2012a, Fig. 31). Les granits pauvres en magnétite (granit paléoprotérozoïque, granodiorites, annexe 1) avec des âges variant de 2 050 à 2 000 et 2 050 à 1 995 Ma et qui sont mélangés avec des roches vertes pauvres en magnétite, particulièrement dans l'est (PP1 et PP3, respectivement, Finn and Horton, 2012a, contours, Fig. 31). Pour les données radiométriques, des régions blanches à pâles (Finn and Horton, 2012d) indiquent la présence de granits alors que les couleurs bleuâtres sont associées avec les roches vertes. Une anomalie négative linéaire marquante (entre PP1 et PP2, Finn and Horton, 2012a) s'étend sur 175 km au-dessus du bassin de Taoudeni. Des anomalies magnétiques positives (PP3 oriental, Fig. 31, Finn and Horton, 2012a) s'étendent au-dessus du bassin de Taoudeni et se lient à des anomalies positives marquantes au-dessus du Mali (Maus et al., 2007). Ces anomalies pourraient se rapporter à une prolongation de granits protérozoïques d'environ 300 km, sous environ 4 km de couverture (Finn and Horton, 2012c), fig. 31). Alternativement, certaines anomalies positives au dessous du bassin de Taoudeni pourraient se rapporter à des intrusions de dolérite au sein de la séquence sédimentaire.

Les sources complètement enfouies qui provoquent les anomalies positives et négatives alternées orientées au nord-est d'environ 50 km de large (fig. 2, 3 et 7) qui caractérisent le côté occidental du bassin de Taoudeni et les Mauritanides centrales ont un socle précambrien inconnu (Fig. 31). Les estimations des profondeurs obtenues à partir des analyses d'Euler sur les données avec des filtres adaptés passe-bas (fig. 6) conduisent généralement à de mauvaises solutions. Cependant, quelques bonnes solutions concernant les

anomalies suggèrent qu'elles sont enfouies à des profondeurs de 3 à 4 km. Un âge archéen trouvé dans le centre des Mauritanides (~17045°N) suggère que leurs sources pourraient être de cet âge. Cependant, l'amplitude, la longueur d'onde et l'orientation des anomalies négatives et positives alternées sont complètement différentes de celles associées avec le craton archéen exposé au nord. Elles sont associées aux anomalies de gravité positives et négatives correspondantes (fig. 35) qui ont été associées au craton ouest-africain (Rousell and Lesquer, 1991). Les principaux contact magnétiques ont été tracés à partir de la carte de gradient maximum horizontal (lignes, fig. 8) L'orientation N-O est parallèle à celle observée pour les données de gravité observées (fig. 35) ainsi que les données magnétiques à l'est du Mali (Maus et al., 2007) et au sud du Libéria (Behrendt and Wotorson, 1974). Etant donné l'âge archéen trouvé dans les Mauritanides centrales et les âges archéens attribués aux sources du Liberia (Behrendt and Wotorson, 1974), en Sierra Léone et sur la Côte d'Ivoire occidentale (Strangway and Vogt, 1970) pour des anomalies de gravité et magnétiques similaires, ces sources pourraient être archéennes, mais ce n'est pas certain. Le caractère alternatif des anomalies positives et négatives de la ceinture suggère la présence de ceintures de roches vertes et de granit ou de zones de cisaillement (anomalies négatives) dans les roches magnétiques, si les roches sont archéennes. Il a été suggéré que des anomalies positives linéaires similaires (fig. 3 et 7) avec une orientation E-N-E légèrement moins profonde (Fig. 8) sont également présentes sur la partie sud-est de la Mauritanie (Fig. 6). Ces anomalies sont en grande partie masquées par celles qui se rapportent aux vastes filons-couches, proches de la surface, regroupés avec le socle (fig. 31). Un problème avec la corrélation entre les roches d'âge archéen dans les Mauritanides avec celles situées sous le bassin de Taoudeni est que les roches des Mauritanides sont allochtones alors que les anomalies linéaires se rapportent clairement à un socle in situ. En outre, les roches archéennes sont associées à des crêtes gravimétriques (Fig. 35) au lieu des anomalies positives et négatives alternées comme sur les roches paléoprotérozoïques exposées de socle inconnu. Par conséquent, les anomalies magnétiques linéaires pourraient se rapporter aux batholites paléoprotérozoïques comme ceux exposés dans les fenêtres de Kédougou-Kénieba et Keyes, directement au sud, respectivement au Sénégal et au Mali (Rocci, 1991). Dans l'affirmative, les ceintures de granitoïdes paléoprotérozoïques s'enroulent autour de 2 côtés au moins du noyau archéen du bouclier de Rgueïbat

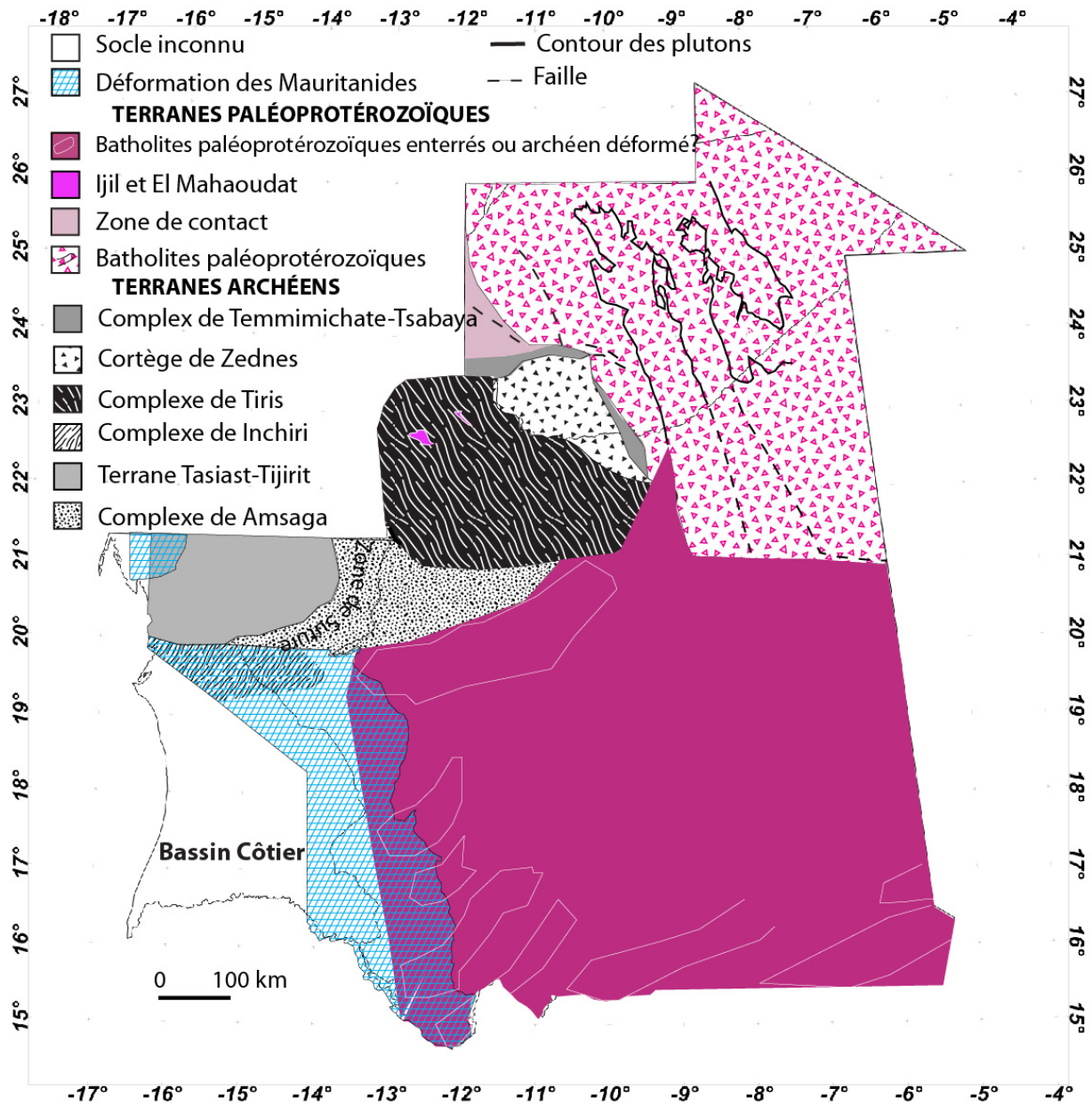


Figure 31. Socle précambrien interprété à partir des données magnétiques (Finn and Horton, 2012a), des données magnétiques filtrées en passe-bas (fig. 8) et la cartographie géologique (par ex. (O'Connor et al., 2005; Schofield and Gillespie, 2007)).

5 – Données magnétiques aériennes et de gravité pour l'évaluation des ressources hydrologiques.

Une discussion plus détaillée de la relation entre les données géophysiques et l'hydrologie se trouve dans un rapport d'hydrologie (Friedel et Finn, 2012). Les données radiométriques (Fig. 15, Finn and Horton, 2012d) reflètent la distribution des arêtes dunaires et des vallées. Les vallées sont parfois intéressantes pour de l'eau souterraine. Des bassins avec une profondeur suffisante sont nécessaires pour accueillir des couches aquifères. Les bassins primaires de Mauritanie sont le bassin de Taoudeni et le Bassin Côtier, ainsi que des petites parties du bassin de Tindouf (fig. 32). Les estimations de profondeur à partir des données nouvelles et des données des Nations-Unies au-dessus du bassin de Taoudeni et du Bassin Côtier, calculées en utilisant un index structural de 0 et une fenêtre de 7, produisent des estimations qui doivent être manipulées avec précaution (Fig. 33). Les estimations de profondeur à partir des données plus espacées des Nations-Unies semblent être 1 km plus profond que celles estimées avec les nouvelles données. Les estimations des profondeurs magnétiques indiquent que la profondeur du bassin de Taoudeni augmente rapidement d'environ 500 (m?) à 1 km au bord jusqu'à une profondeur supérieure, à 2 km du bord, à 25 km du bord. Les profondeurs les plus importantes sont supérieures à 6 km dans les zones non couvertes par des filons-couches de dolérite. La profondeur minimum du socle précambrien au centre du bassin est d'environ 2 900 m, selon la détermination à partir du puits d'Abolag-1 (fig. 34). Les profondeurs des filons-couches jurassiques sont de 0,5 à 1,5 km, ce qui est en bon accord avec les épaisseurs déterminées par la sismique des sections dévoniennes, sur lesquelles s'étendent les filons-couches (fig. 34). La région méridionale couverte par les données magnétiques est recouverte de sable et de filons-couches sur des roches sédimentaires qui pourraient être source d'aquifères. Les estimations de profondeur maximale (avec un index structural d'Euler de 1) de la partie sud-est montrent une configuration à faible profondeur au-dessus des dolérites et plus profonde au-dessus des bassins (fig. 35). La frontière entre les régions à faible et les régions à grande profondeur correspondent à la frontière entre les zones sèches et les zones d'aquifères, frontière dessinée par résonance magnétique nucléaire et par des données de résistance électrique à courant continu (Bernard et al., 2004). Les sources magnétiques sont situées beaucoup plus profondément (> 2 000 m, fig. 35) que les argiles pauvres en magnétite des grès aquifères (à environ 300 m, Bernard et al., 2004) ; le profil des estimations de profondeur pourrait indiquer des régions de grès épais avec des aquifères potentielles (fig. 35), qui pourraient être utilisées comme cibles pour de futures études hydrogéophysiques.

Le Bassin Côtier est une autre cible possible pour l'eau. Les données magnétiques ne couvrent qu'une partie de la région, la plus grande partie du bassin côtier étant couverte par les données des Nations-Unies. Au-dessus du bassin côtier, les profondeurs estimées à partir des données magnétiques suggèrent des profondeurs de 2 à 3 km au centre, allant s'approfondissant de 3 à 4 km, le long de la côte au nord et au sud (fig. 33).

Les données propriétaires de gravité (M. Albouy, communication écrite, 2007) aident à identifier les bassins (fig. 36). Plusieurs anomalies négatives de gravité linéaires de 20 à 35 mGal, d'environ 40 km de large, au-dessus du Bassin Côtier, indiquent la localisation des parties les plus profondes du bassin. Les anomalies négatives de gravité sur le bouclier de Rgueibat indique des variations de densité à l'intérieur des formations précambriennes et pas dans les bassins. Plusieurs anomalies de gravité linéaires négatives orientées vers le nord-est au-dessus de la limite sud-ouest du bassin de Taoudeni sont orientées dans la même direction que les anomalies magnétiques négatives (fig. 1) et ont été interprétées comme étant en relation avec le socle précambrien (Roussel and Lesquer, 1991), et non pas comme des bassins séparés.

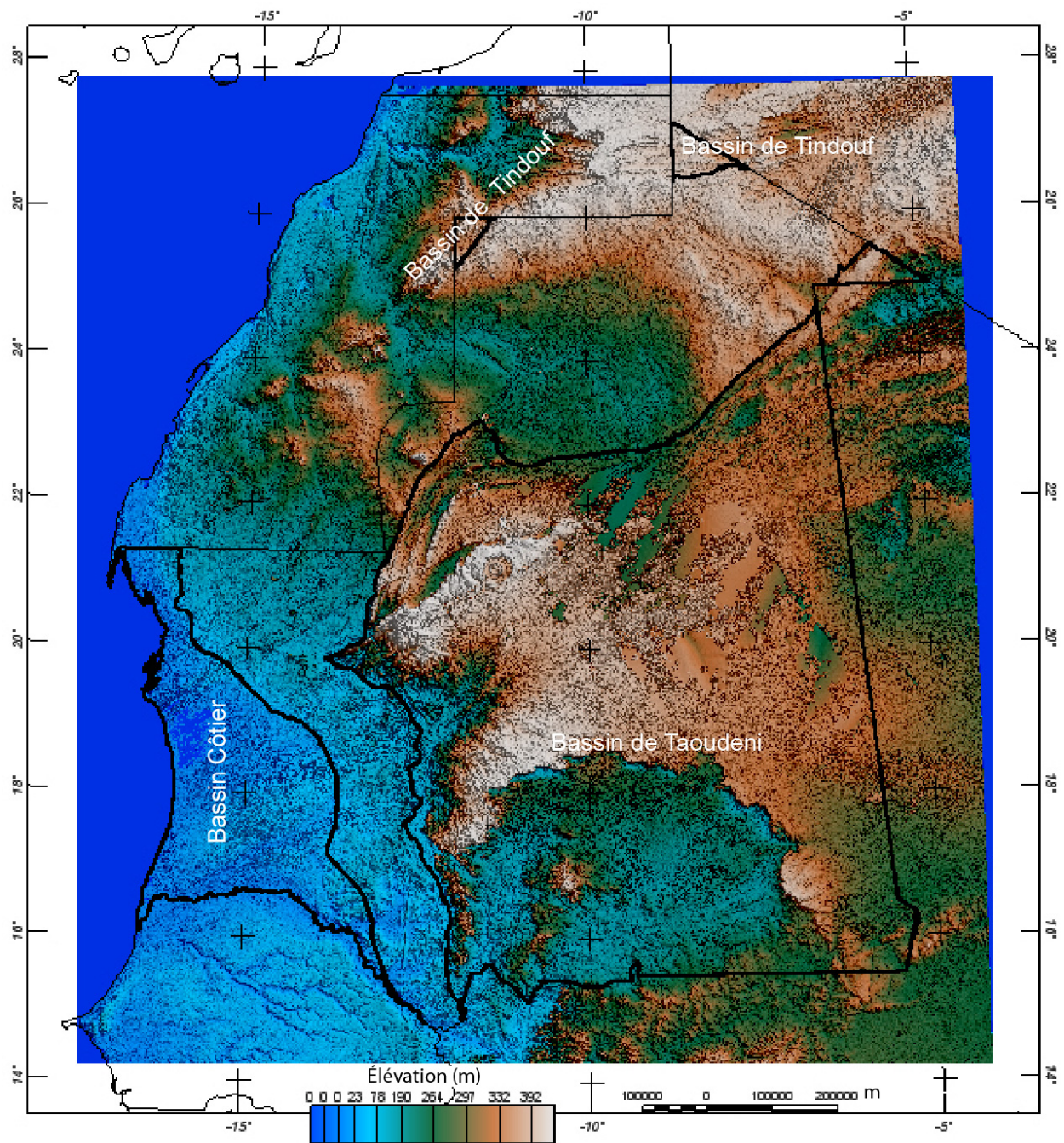


Figure 32. Image en relief et en nuances de couleur de la topographie à partir des données SRTM et GTOPO.

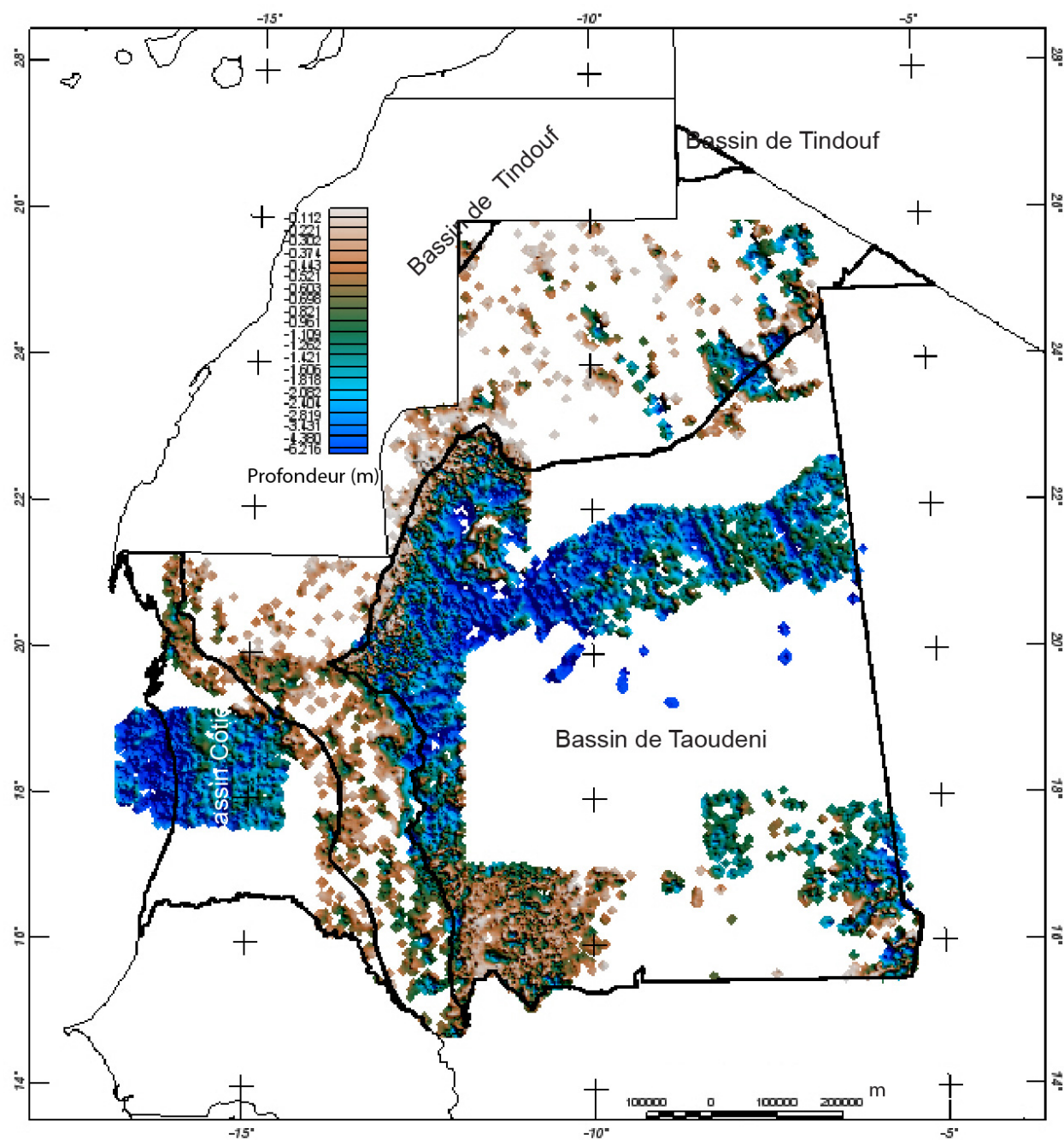


Figure 33. Images en relief et en nuances de couleurs des évaluations quadrillées de la profondeur sous la surface, à partir des nouvelles données fusionnées avec celles des Nations-Unies, en utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips, 2002). Un indice structural de 0 et une fenêtre de taille 7 (1225 m) ont été utilisés.

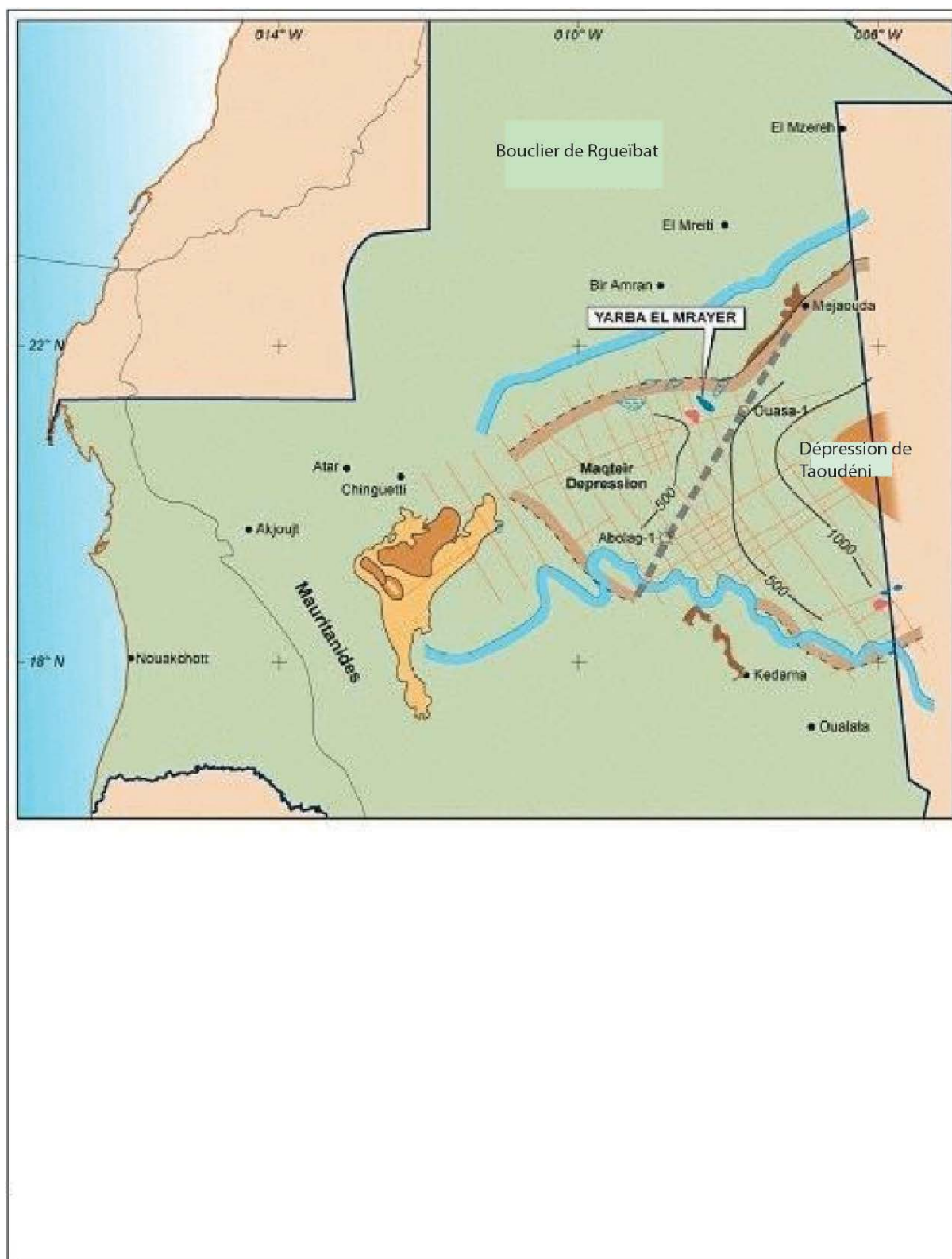


Figure 34. Carte des éléments structuraux du bassin de Taoudeni (avec la permission de la République Islamique de Mauritanie, Ministère des Mines et de l'Industrie (<http://www.mmi.mr/english/hydrocarbons/taoudeni.html>))

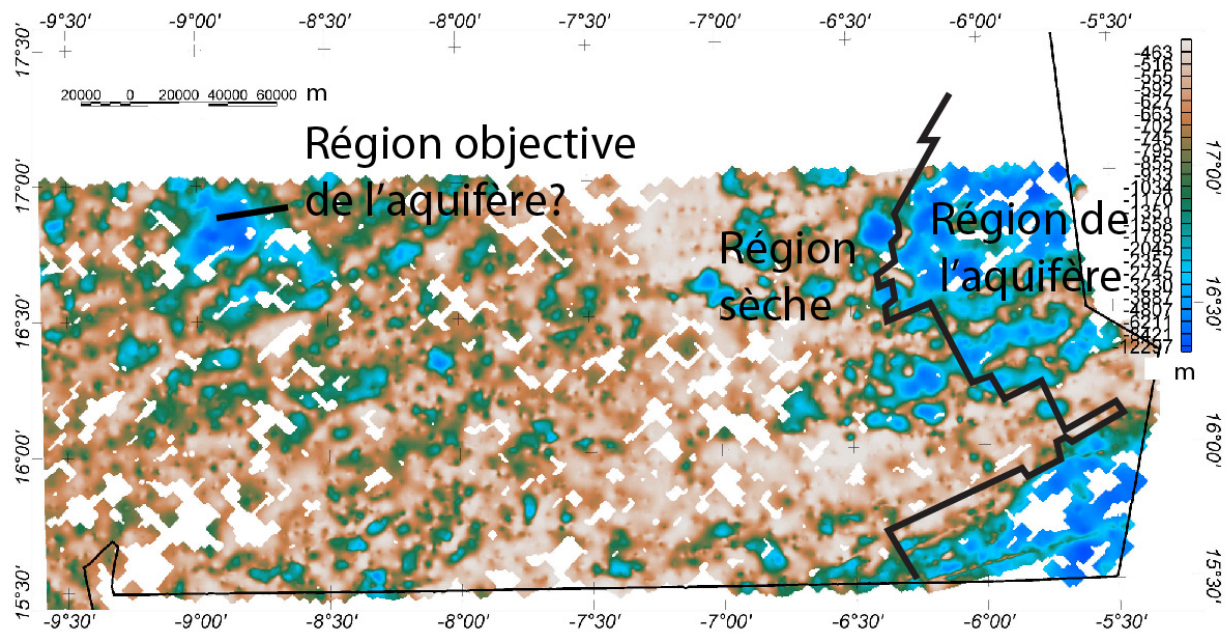


Figure 35. Images en relief et en nuances de couleurs des évaluations quadrillées de la profondeur sous la surface, à partir des nouvelles données fusionnées avec celles des Nations-Unies, dans le sud-est de la Mauritanie, en utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips, 2002). Un indice structural de 1 et une fenêtre de taille 7 (3500 m) ont été utilisés. Une ligne, basée sur les données de résonance magnétique nucléaire et les données de résistivité, sépare les zones sèches des zones d'aquifères (Bernard et al., 2004)

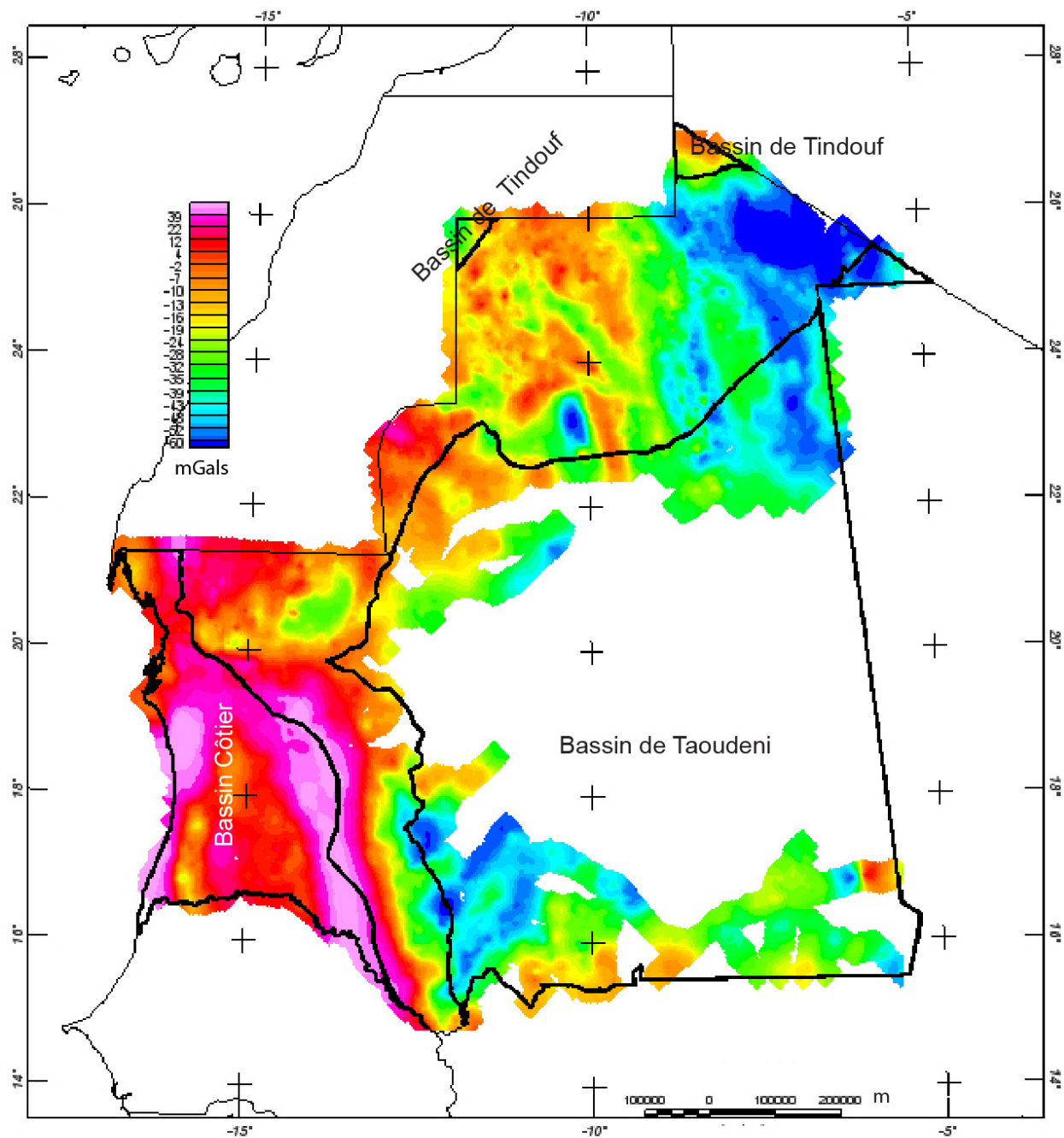


Figure 36. Carte gravimétrique de Bouguer simple pour la Mauritanie, réduite en utilisant une densité de $2,67 \text{ g/cm}^3$. Données avec la permission de M. Albouy.

6 – Références

- Baranov, V., and Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, v. 29, p. 67-79.
- Bath, G. D., 1968, Aeromagnetic anomalies related to remanent magnetism in volcanic rock, Nevada Test Site: *Memoir - Geological Society of America*, p. 135-146.
- Behrendt, J. C., and Woterson, C. S., 1974, Geophysical surveys of Liberia with tectonic and geologic interpretations: *U. S. Geological Survey Professional Paper*, v. 810, p. 33 p.
- Bernard, J., Lemine, M., Phy, B. D., and Ricolvi, M., 2004, Combination of electrical resistivity and magnetic resonance sounding data for mapping an aquifer layer in Mauritania, *Society of Exploration Geophysicists Annual Meeting*, October 10 - 15, 2004: Denver, Colorado, p. 6 pp.
- Blakely, R. J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press.
- Blakely, R. J., and Simpson, R. W., 1986, Short Note: Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies: *Geophysics*, v. 51, no. 7, p. 1494-1498.
- Cordell, L., and Grauch, V. J. S., 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico: in Hinze, W. J., Ed., *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly maps: Soc. Expl. Geophys.*, p. 181 - 197.
- Cordell, L., and McCafferty, A. E., 1989, A terracing operator for physical property mapping with potential field data: *Geophysics*, v. 54, p. 621-634.
- Finn, C. A., and Anderson, E., 2012, *Synthesis of Geophysical data from Mauritania: Phase 5, Deliverable 55*, U. S. Geological Survey Administrative report, p. 61.
- Finn, C. A., and Horton, J., 2012a, *Aeromagnetic and geologic structure map of Mauritania: U. S. Geological Survey*, scale 1:1M.
- , 2012b, *Color Composite Image of Radioelement data of Mauritania: U. S. Geological Survey*, scale 1:1M.
- , 2012c, *Crystalline Basement map of Mauritania Derived from Filtered Aeromagnetic data: U. S. Geological Survey*, scale 1:1M.
- , 2012d, *Maximum Depth to Basement map of Mauritania Derived from Euler analysis: U. S. Geological Survey*, scale 1:1M.
- Grauch, V. J. S., and Cordell, L., 1987, Short Note: Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data: *Geophysics*, v. 52, no. 1, p. 118 - 121.
- Hansen, R. O., and Pawlowski, R. S., 1989, Reduction to the pole at low latitudes by Weiner filtering: *Geophysics*, v. 54, p. 1607-1613.
- Lahondère, D., Thiéblemont, D., Goujou, J.-C., Roger, J., Moussine-Pouchkine, A., and Le Métour, J., Cocherie, A., Guerrot, C., 2003, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord de la Mauritanie*.
- Maus, S., Sazonova, T., Hemant, K., Fairhead, J. D., and Ravat, D., 2007, *National Geophysical Data Center candidate for the World Digital Magnetic Anomaly Map: Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 8, no. 6.
- Meyer, F. M., Kolb, J., Sakellaris, G. A., and Gerdes, A., 2006, New ages from the Mauritanides Belt: recognition of Archean IOCG mineralization at Guelb Moghrein, Mauritania: *Terra Nova*, v. 18, p. 345–352.
- Mushayandebvu, M. F., van Driel, P., Reid, A. B., and Fairhead, J. D., 2001, Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution: *Geophysics*, v. 66, p. 814-823.
- Nabighian, M. N., and Hansen, R. O., 2001, Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform: *Geophysics*, v. 66, p. 1805-1810.

- Nicolet, J.-P., and Erdi-Krausz, G., 2003, Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data: International Atomic Energy Agency, v. IAEA-TECDOC-1363, p. 173 pp.
- O'Connor, E. A., Pitfield, P. E. J., Schofield, D. I., Coats, S., Waters, C., Powell, J., Ford, J., Clarke, S., and Gillespie, M., 2005, Notice explicative des cartes géologiques et géologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord-Ouest de la Mauritanie.
- Phillips, J., 1997, Potential-field geophysical software for the PC, version 2.2:: U. S. Geological Survey Geological Survey Open-File Report 97-725.
- Phillips, J. D., 2001, Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type: Australian Society of Exploration Geophysicists, 15th Geophysical Conference and Exhibition, Expanded Abstracts CD-ROM, p. 4p.
- , 2002, Two-step processing for 3D magnetic source locations and structural indices using extended Euler or analytic signal methods: Society of Exploration Geophysicists, 2002 Technical Program Expanded Abstracts, v. 21, p. 727-730.
- Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M., Auvrey, B.M., Burg, J.P., Caruba, C., 1996, 3.5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania: *Journal of the Geological Society London*, v. 153, p. 507–510.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., and Somerton, I. W., 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, v. 55, p. 80-91.
- Rocci, G., Bronner, G., Deschamps, M., 1991, Crystalline Basement of the West African Craton, *in* Dallmeyer, R. D., Le'corche', J.P., ed., *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*: Berlin, Springer Verlag, p. 31–61.
- Schofield, D. I., and Gillespie, M. R., 2007, A tectonic interpretation of “Eburnean terrane” outliers in the Reguibat Shield, Mauritania: *Journal of African Earth Sciences*, v. 49, no. 45f5f077-41a6-3aaf-5c34-bf3cd16e87d5.
- Schofield, D. I., Horstwood, M. S. A., Pitfield, P. E. J., Gillespie, M., Darbyshire, F., O'Connor, E. A., and 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*, v. 204-205, no. 80104722-3.
- Strangway, D. W., and Vogt, P. R., 1970, Aeromagnetic tests for continental drift in Africa and South America: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 7, p. 429-435.
- Taylor, C., Finn, C., Anderson, E., Joud, Y., and Horton, J., 2012, Iron deposits of Mauritania: Phase 5, Deliverable 83, U. S. Geological Survey Administrative report.
- Thompson, D. T., 1982, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, v. 47, p. 31-37.

7 – Annexe 1

Table 2. Mesures de susceptibilité magnétique de Mauritanie

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité $\times 10^{-3}$ SI</u>
EA07RIM20	FDERIK	22,88471	-12,32354	241,1		Complexe de Tiris	891
EA07RIM19	FDERIK	22,9578	-12,055	346		Complexe d'Ijil	570
CT07RIM30-1	FDERIK	22,88464	-12,32358	211,2	formation de fer à magnétite	Complexe de Tiris - Formation de Mirikli	551
EA07RIM21	FDERIK	22,8827	-12,32243	372,7		Complexe de Tiris	550
CT07RIM33-4	FDERIK	22,67806	-12,45953	487	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	205
EA07RIM09	FDERIK	22,67439	-12,45913	386,7		Complexe d'Ijil	180
CT07RIM31-1	FDERIK	22,88272	-12,32242	349,9	formation de fer à magnétite	Complexe de Tiris - Formation de Mirikli	177
EA07RIM41	MOUDJERIA	17,4921	-12,91589	89,7		Groupe de Gadel	141
CT07RIM33-1	FDERIK	22,67858	-12,45877	483,1	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	103
CT07RIM21_3	ATAR	21,08333	-13,16667	204	norite-pyroxenite rubanée	Complexe d'Amsaga - AMIg	96,2
CT07RIM33-5	FDERIK	22,67766	-12,4597	489,4	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	92,6
CT07RIM21_2	ATAR	21,08333	-13,16667	204	chromitite-norite rubanée	Complexe d'Amsaga - AMIg	71,5
EA07RIM53	MBOUT	16,99103	-12,76522	98,8		Groupe de Gadel	65
DB07RIM47a	FDERIK	22,7055	-12,51691	0	tuf		63
CT07RIM32-2	FDERIK	22,63929	-12,43961	442,6	Formation de fer rubanée à hématite-quartzite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	61,1
EA07RIM50	MBOUT	16,99041	-12,62539	97,3		Groupe de Gueneiba	57
CT07RIM34-2	FDERIK	22,69385	-12,4786	667,3	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	56,3
CT07RIM29-1	FDERIK	22,94087	-12,0396	315,2	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - unité de Mhoidat	55,8
EA07RIM56	MBOUT	16,7175	-12,4848	81,5		Groupe de Gadel	40
CT07RIM20_1	ATAR	20,57438	-13,47667		ultramafique à	Complexe d'Amsaga -	38,7

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
					chromite	AMig	
DB07RIM33a	FDERIK	22,67159	-12,46702	0	formation de fer à magnétite		36,2
EA07RIM25	FDERIK	22,67865	-12,45891	462,1		Complexe d'Ijil	35,5
CT07RIM01_01	AKJOUJT	19,79111	-14,38969	147,1	formation de fer rubanée	formation d'Atomai	35
CT07RIM21_1	ATAR	21,08333	-13,16667	204	chromitite semi-massive dans des pyroxénites	Complexe d'Amsaga - AMig	34,3
CT07RIM32-6	FDERIK	22,6399	-12,43944	431,7	Formation de fer rubanée à hématite-quartzite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	33,1
EA07RIM34	EL_MREITI	23,2597	-7,43193	290		Groupe de l'Azlaf	31,5
EA07RIM64	SELIBABI	15,07202	-12,06609	107,6		Cortège de MbÇdia Achar	30
CT07RIM32-5	FDERIK	22,6399	-12,43944	431,7	Formation de fer rubanée à hématite-quartzite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	29,9
EA07RIM49	MBOUT	16,99228	-12,69497	96,4		Groupe de Gadel	27,9
CT07RIM03_01	AKJOUJT	19,85233	-14,45901	117	formation de fer rubanée	formation d'Eizzene	25,7
DB07RIM50a	GLEIBAT_TENEB DAR	24,82926	-10,5547	0	granit	Leglaya Gp-Gtog	24,7
CT07RIM05_01	AKJOUJT	19,70952	-14,35029	134,4	magnétite-goethite-malachite homogène		23,5
EA07RIM29	BEL_GUERDAN	25,1483	-10,1302	287,9		Complexe de Tsalabia el Khadra	22,1
CT07RIM32-1	FDERIK	22,63862	-12,43968	451,1	Formation de fer rubanée à hématite-quartzite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	20,2
EA07RIM54	MBOUT	16,88543	-12,71646	108,2		Groupe de Gadel	20
CT07RIM32-3	FDERIK	22,63953	-12,43956	434,4	Formation de fer rubanée à hématite-quartzite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	17,3
DB07RIM36a	FDERIK	22,68599	-12,54027	0	Formation de fer à hématite	complexe de Ijil - formation de Seyala	15,7

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
					conglomératique		
EA07RIM08	ATAR	21,27012	-13,15618	230,7		Complexe d'Amsaga	15,7
CT07RIM38-1	EL_MREITI	23,26009	-7,43173	287,3	microgabbro	Md	15,5
EA07RIM22	FDERIK	22,64525	-12,44578	532,9		Complexe d'Ijil	15,1
CT07RIM24_1	ATAR	21,26979	-13,15568	255,7	anorthosite	Complexe d'Amsaga - Amch	14,7
DB07RIM40a		0	0	0	quartzite		14,6
CT07RIM42-1	GUELB_ER_RICH AT	21,06853	-11,45719	383,3	gabbro		14,4
CT07RIM36-6	FDERIK	22,69007	-12,47592	455,7	Formation de fer à hématite-quartzite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	14,1
EA07RIM47	MBOUT	16,88771	-12,66831	88,8		Groupe de Gadel	14
CT07RIM32-4	FDERIK	22,63985	-12,43949	430,8	Formation de fer rubanée à hématite- quartzite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	13,7
EA07RIM61	MBOUT	16,16753	-12,25421	47,7		Groupe de Gueneiba	12
EA07RIM23	FDERIK	22,6407	-12,43977	432,9		Complexe d'Ijil	10,8
CT07RIM18_1	ATAR	20,42381	-13,52062	175,1	granodiorite	Complexe d'Amsaga	10,2
DB07RIM69a	MBOUT	16,98177	-12,63972	0	quartzite/dolomite	Groupe de Gueneiba	9,89
CT07RIM25_1	ATAR	21,25933	-13,15357	261,7	anorthosite	Complexe d'Amsaga - Amlb	9,86
DB07RIM32_1a	ATAR	21,08348	13,16768	0	anorthosite		9,54
EA07RIM27	FDERIK	22,6939	-12,47839	671,2		Complexe d'Ijil	9,25
EA07RIM65	SELIBABI	15,07181	-12,0659	111,9		Cortège de MbÇdia Achar	9
CT07RIM36-2	FDERIK	22,69007	-12,47592	455,7	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	7,89
EA07RIM17	FDERIK	22,92157	-12,01116	329,8		Complexe d'Ijil	7,74
CT07RIM36-1	FDERIK	22,69007	-12,47592	455,7	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	7,05
CT07RIM36-3	FDERIK	22,69007	-12,47592	455,7	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	6,02
CT07RIM36-4	FDERIK	22,69007	-12,47592	455,7	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	5,32
EA07RIM33	BLEKHZAYMAT	24,49623	-7,41052	376		Groupe de Blekhzaymat	5,25

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
DB07RIM21b	ATAR	20,004038	-13,903794	0	granit	Complexe d'Amsaga	5,21
CT07RIM35-2	FDERIK	22,6894	-12,52959	732	Formation de fer à hématite de haut grade	complexe de Ijil - formation de Seyala	3,78
DB07RIM09a	AKJOUJT	19,97572	-14,37881	0	granit	Complexe d'Amsaga - AMGn2	3,75
CT07RIM28_5	FDERIK	22,95836	-12,05477	306,3	Formation de fer rubanée à hématite- quartzite	Complexe de Ijil - unité de Mhouldat	3,58
CT07RIM46-1	GUELB_ER_RICH AT	21,10424	-11,38902	409,8	microgabbro	Mgd	3,38
CT07RIM28_3	FDERIK	22,95836	-12,05477	306,3	Formation de fer rubanée à hématite- quartzite	Complexe de Ijil - unité de Mhouldat	2,96
CT07RIM34-1	FDERIK	22,69385	-12,4786	667,3	hématite plate	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	2,89
CT07RIM28_4	FDERIK	22,95836	-12,05477	306,3	Formation de fer rubanée riche en quartz	Complexe de Ijil - unité de Mhouldat	2,56
CT07RIM26_1	FDERIK	22,92158	-12,01114	340,8	Formation de fer rubanée à hématite- quartzite	Complexe de Ijil - unité de Mhouldat	2,34
EA07RIM11	FDERIK	22,68821	-12,47642	399,8			2,08
CT07RIM28_6	FDERIK	22,95836	-12,05477	306,3	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - unité de Mhouldat	2
EA07RIM37	GUELB_ER_RICH AT	21,10092	-11,39693	409,2		Groupe d'Assabet El Hassiane	2
EA07RIM05	ATAR	20,74346	-13,26721	224		Cortège d'Iguilid	1,82
CT07RIM35-1	FDERIK	22,6894	-12,52959	732	Formation de fer à hématite conglomératique	complexe de Ijil - formation de Seyala	1,77
CT07RIM13_1	AKJOUJT	19,90884	-14,1986	242	quartz-malachite- azurite		1,76
EA07RIM51	MOUDJERIA	17,00866	-12,59595	118,9		Groupe de Gueneiba	1,6
CT07RIM28_7	FDERIK	22,95836	-12,05477	306,3	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijil - unité de Mhouldat	1,48
CT07RIM56_2	MBOUT	16,85787	-12,76078	55,3	Partie supérieure	Groupe de El	1,31

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
					altérée de filon de carbonate de fer-silice	Mseigguem - formation d'Ouechkech	
CT07RIM36-5	FDERIK	22,69007	-12,47592	455,7	formation de fer à magnétite	Complexe de Ijlil - formation de Tazadit	1,18
DB07RIM17a	AKJOUJT	19,68005	-14,77687	0	quartzite		1,12
CT07RIM40-1	EL_MREITI	23,02432	-7,72324	306,1	microgabbro	Md	1,12
CT07RIM43-1	GUELB_ER_RICH AT	21,06972	-11,45833	436,2	carbonatite		1,1
EA07RIM04	ATAR	20,74426	-13,26719	222,2		Cortège d'Iguilid	1,08
CT07RIM09_01	AKJOUJT	19,64752	-14,14104		siderite homogène	Formation d'Akjoujt	1,04
EA07RIM52	MBOUT	16,98215	-12,63856	97,6		Nappe sableuse superficielle récente	1
CT07RIM57-4	MBOUT	16,6761	-12,7034	44,4	Formation de fer à hématite conglomératique	Groupe d'El Ghabra - formation de l'Oued Erdi	0,921
EA07RIM18	FDERIK	22,95815	-12,05485	311,6		Complexe d'Ijlil	0,838
EA07RIM48	MBOUT	16,99109	-12,6944	102,1		Groupe de Gadel	0,7
EA07RIM35	GUELB_ER_RICH AT	21,05221	-11,44514	380,3		Groupe d'Assabet El Hassiane	0,65
CT07RIM41-1	GUELB_ER_RICH AT	21,05177	-11,44527	379,7	carbonatite		0,628
CT07RIM50_1	MBOUT	16,88505	-12,66901	102,4	Schiste à chlorite silicifiée ou quartzite	Groupe de Gadel	0,511
CT07RIM08_02	AKJOUJT	19,61453	-14,17876		goethite massive / veines de quartz		0,471
EA07RIM42	MOUDJERIA	17,43191	-12,93225	93,9		Cortège de Kelbé	0,45
CT07RIM56_1	MBOUT	16,85787	-12,76078	55,3	partie supérieure altérée d'une veine de quartz	Groupe de El Mseigguem - formation d'Ouechkech	0,429
DB07RIM41a	FDERIK	22,94159	-12,04178	0	paragneiss		0,381
CT07RIM07_01	AKJOUJT	19,6411	-14,24593	244,7	goethite botryoïdale		0,372
CT07RIM14_2	AKJOUJT	19,82401	-14,29395		Schiste vert	Formation d'Akjoujt	0,359
CT07RIM19_1	ATAR	20,56713	-13,47811	165,4	pyroxénite	Complexe d'Amsaga - AMIg	0,352

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
CT07RIM11_01	AKJOUJT	19,90842	-14,19315		Schiste vert	Formation de St. Barbe	0,347
DB07RIM01a		0	0	0	Grès métamorphique à chlorite	Formation de St. Barbe	0,342
EA07RIM01	ATAR	20,77458	-13,17767	212,8		Complexe d'Amsaga	0,337
DB07RIM21a	ATAR	20,004038	-13,903794	0	granit	Complexe d'Amsaga	0,331
CT07RIM58-4	MBOUT	16,27813	-12,57414	60,2	formation de fer à magnétite	Groupe d'El Mseigguem - formation de Bathet Jmel	0,326
DB07RIM08a	AKJOUJT	19,96006	-14,40163	0	diorite à hornblende	Complexe d'Amsaga - Amg	0,32
EA07RIM12	FDERIK	22,68426	-12,47692	436,5		Complexe d'Ijil	0,299
EA07RIM46	MBOUT	16,88579	-12,6694	94,2		Groupe de Gadel	0,28
CT07RIM04_01	AKJOUJT	19,83344	-14,46997	108,2	Schiste gris à veines de quartz, calcite, chalcocite, malachite	Formation d'Irarchene el Hamra	0,262
CT07RIM53_1	MBOUT	16,88887	-12,66903	98,8	brèche à chapeau ferrugineux silicifié recouvert de malachite	Groupe de Gadel	0,228
CT07RIM28_2	FDERIK	22,95836	-12,05477	306,3	Shiste vert altéré à quartz, carbonatite, chalcocite	Complexe de Ijil - unité de Mhoudat	0,222
CT07RIM12_1	AKJOUJT	19,90424	-14,19838	205,5	Malachite / oxyde de fer rubané		0,212
CT07RIM10_01	AKJOUJT	19,64872	-14,13991		rhyolite métamorphisée ?	Formation de St. Barbe	0,201
CT07RIM13_2	AKJOUJT	19,90848	-14,1982	250,5	basalte	Formation de St. Barbe	0,198
CT07RIM02_02	AKJOUJT	19,83974	-14,41061		siderite homogène	formation d'Atomai	0,185
CT07RIM58-2	MBOUT	16,27813	-12,57414	60,2	Hématite à veines de quartz et oxydes de Mn	Groupe d'El Mseigguem - formation de Bathet Jmel	0,175
EA07RIM02	ATAR	20,77532	-13,17788	209,8		Complexe d'Amsaga	0,175
DB07RIM53a	AIN_BEN_TILI	25,36297	-9,91157	0	grès métamorphisé	Complexe du Ghallamane-GLsc	0,167

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
DB07RIM35a	FDERIK	22,68426	-12,47692	0	quartzite		0,148
EA07RIM31	AIN_BEN_TILI	25,36275	-9,91024	308,6		Complexe du Ghallamane	0,131
CT07RIM33-3	FDERIK	22,67806	-12,45953	487	Schiste altéré à muscovite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	0,124
CT07RIM52_1	MBOUT	16,88724	-12,6682	87,2	jaspilite	Groupe de Gadel	0,119
CT07RIM19_2	ATAR	20,56713	-13,47811	165,4	norite	Complexe d'Amsaga - AMIg	0,116
GB07RIM70A	MBOUT	16,66663	-12,76711	52	quartzite		0,111
CT07RIM63-2	NEMA	16,43581	-7,11352		microgrès	Groupe de Teniagouri - formation de Ould Yenje	0,098
DB07RIM29a	CHINGUETTI	20,4971	-12,87567	0	tuf		0,097
CT07RIM16_2	ATAR	20,12659	-13,80491	100,6	tillite		0,097
CT07RIM52_2	MBOUT	16,88724	-12,6682	87,2	Brèche de schiste à talc	Groupe de Gadel	0,096
CT07RIM50_2	MBOUT	16,88505	-12,66901	102,4	Schiste à chlorite silicifiée ou quartzite	Groupe de Gadel	0,095
EA07RIM32	BLEKHZAYMAT	24,4998	-7,42517	356,6		Groupe de Blekhzaymat	0,09
CT07RIM16_1	ATAR	20,12659	-13,80491	100,6	amphibolite à malachite et veine de quartz		0,082
CT07RIM57-3	MBOUT	16,6761	-12,7034	44,4	chapeau ferrugineux d'oxyde de Fe massif	Groupe d'El Ghabra - formation de l'Oued Erdi	0,078
CT07RIM02_01	AKJOUJT	19,83974	-14,41061		siderite homogène	formation d'Atomai	0,075
DB07RIM51a	GLEIBAT_TENEB DAR	24,7835	-10,45706	0	granit alkali	Cortège de Gleibat Tenebdar	0,067
CT07RIM63-1	NEMA	16,43581	-7,11352		microgrès	Groupe de Teniagouri - formation de Ould Yenje	0,067
DB07RIM73a	MBOUT	16,33721	-12,62448	0	grauwacke métamorphisée	Groupe d'El Ghabra - Formation d'Ould Moilid	0,065
DB07RIM22b		0	0	0	granit		0,063
CT07RIM54-4	MBOUT	16,84516	-12,75505	75,4	schiste à baryte et	Groupe de El	0,056

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
					hématite	Mseigguem - formation d'Ouechkech	
DB07RIM05a	AKJOUJT	19,92377	-14,44736	0	leucotonalite	Arhgejit	0,055
DB07RIM30a	CHINGUETTI	20,71637	-12,73695	0	tillite	Jbeliat	0,055
DB07RIM57a	BLEKHZAYMAT	24,46592	-7,35997	0	grès/conglomérat	Groupe de Blekhzaymat - BZam3	0,055
CT07RIM54-7	MBOUT	16,84516	-12,75505	75,4	fluorite baryte massive	Groupe de El Mseigguem - formation d'Ouechkech	0,049
CT07RIM14_1	AKJOUJT	19,82401	-14,29395		oxyde de Fe à quartz		0,046
DB07RIM12	AKJOUJT	19,71916	-14,54732	0	tillite		0,045
DB07RIM64a	MOUDJERIA	17,47236	-12,96754	0	granit	Cortège de Kelbe	0,042
CT07RIM54-8	MBOUT	16,84516	-12,75505	75,4	baryte homogène	Groupe de El Mseigguem - formation d'Ouechkech	0,041
CT07RIM33-2	FDERIK				Schiste à muscovite/quartzite	Complexe de Ijil - formation de Tazadit	0,039
CT07RIM17_1	ATAR	20,34112	-13,57404		granit follié	Complexe d'Amsaga	0,038
CT07RIM58-3	MBOUT	16,27813	-12,57414	60,2	schiste à chlorite	Groupe d'El Mseigguem - formation de Bathet Jmel	0,038
DB07RIM55a	BLEKHZAYMAT	24,49981	-7,42639	0	grès/conglomérat	Groupe de Blekhzaymat - BZam2	0,036
DB07RIM29c	CHINGUETTI	20,4971	-12,87567	0	tillite		0,034
CT07RIM39-1	EL_MREITI	23,25249	-7,41895	308,9	microgrès	Groupe d'Azlaf - sous-groupe 2	0,033
DB07RIM11a	AKJOUJT	19,7487	-14,5676	0	tillite		0,031
DB07RIM28a	CHINGUETTI	20,502785	-12,854843	0	grès	groupe de Nouatil	0,031
DB07RIM77a	SELIBABI	15,13696	-12,17747	0	grès à tuf	Groupe de Teniagouri - Tek	0,03
DB07RIM31	CHINGUETTI	20,717	-12,73111	0	grès	Assabet El Hassiane	0,028
CT07RIM41-2	GUELB_ER_RICH AT	21,05177	-11,44527	379,7	grès	Groupe d'Assabet El Hassiane -sous-groupe d'Abiodh	0,028
DB07RIM54a	OUED_EL_HAMR	26,51881	-8,46481	0	grès métamorphisé	Groupe de Blekhzaymat	0,027

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
	A						
CT07RIM27_1	FDERIK	22,92158	-12,01114	340,8	Brèche concrétionnée	Complexe d'Ijlil	0,027
DB07RIM62a	ALEG	17,41983	-13,1377	0	grès métamorphisé	Groupe d'El Fadra - FrKc	0,026
DB07RIM06a	AKJOUJT	19,94483	-14,40638	0	grès	groupe de Nouatil	0,025
DB07RIM74a	MBOUT	16,29167	-12,08789	0	grès	groupe d'Oujeft - formation de Moudjeria	0,025
EA07RIM40	MOUDJERIA	17,49395	-12,91461	95,5		Groupe de Gadel	0,025
DB07RIM77b	SELIBABI	15,13696	-12,17747	0	grès	Groupe de Teniagouri - Tek	0,023
DB07RIM76a	MBOUT	16,27028	-12,16705	0	grauwacke	formation de Djonaba	0,022
DB07RIM80a		0	0	0	tillite	Jbeliat	0,021
CT07RIM06_01	AKJOUJT	19,64173	-14,25272	183,9	brèche à quartz avec malachite/chalcocit e		0,021
CT07RIM54-6	MBOUT	16,84516	-12,75505	75,4	volcanoclastites felsiques à épidote altérée	Groupe de El Mseigguem - formation d'Ouechkech	0,02
EA07RIM58	MBOUT	16,29207	-12,08658	62,3		Groupe d'Oujeft	0,02
EA07RIM60	MBOUT	16,27077	-12,16557	83,6		Groupe de Djonaba	0,02
CT07RIM54-3	MBOUT	16,84516	-12,75505	75,4	Schiste à muscovite et à épidote altérée	Groupe de El Mseigguem - formation d'Ouechkech	0,014
DB07RIM10a	AKJOUJT	19,79443	-14,48241	0	granit	Complexe d'Amsaga	0,01
EA07RIM39	OUADANE	20,92858	-11,59211	399,8			0,01
CT07RIM57-2	MBOUT	16,6761	-12,7034	44,4	schiste à kyanite	Groupe d'El Ghabra - formation de l'Oued Erdi	0,008
CT07RIM15_1	EL_GLEITAT	19,99854	-13,93906	102,8	Malachite/chalcopy rite dans une veine de quartz		0,007
EA07RIM14	FDERIK	22,60856	-12,42674	436,5		Groupe de Gadel	0,007
EA07RIM36	GUELB_ER_RICH AT	21,16336	-11,38809	400,4		Groupe d'Assabet El Hassiane	0,007
EA07RIM38	GUELB_ER_RICH	21,08419	-11,40896	397,3		Groupe d'Assabet El	0,007

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
	AT					Hassiane	
CT07RIM51_1	MBOUT	16,8859	-12,66704	81,5	schiste silicifié à chlorite/séricite/car bonate	Groupe de Gadel	0,006
DB07RIM02a		0	0	0	quartzite	Groupe d'Ouamichoueima - formation d'Atilis	0,005
DB07RIM45a	FDERIK	22,69307	-12,4593	0	pegmatite		0,005
CT07RIM23_1	ATAR	21,29333	-13,19777	236,8	orthogneiss à grenat	Complexe d'Amsaga - AMIg	0,005
DB07RIM66a	MBOUT	16,87144	-12,70554	0	Schiste altéré à muscovite	Groupe de Gadel	0,003
DB07RIM11c					rhyolite		0,002
DB07RIM25a	ATAR	20,68434	-13,19708	0	granit	Complexe d'Amsaga - Amg	0,002
DB07RIM26a	CHINGUETTI	20,004038	-12,83067	0		formation de Chinguetti	0,002
DB07RIM46a	FDERIK	22,67848	-12,46013	0	quartzite		0,002
DB07RIM52a	BEL_GUERDAN	25,15799	-10,12549	0	arénite à quartz	Complexe de Tsalabia el Khadra-Khep	0,002
DB07RIM72a	MBOUT	16,48845	-12,65754	0	quartzite	formation de Oua Oua	0,002
CT07RIM28_1	FDERIK	22,95836	-12,05477	306,3	Schiste vert	Complexe de Ijlil - unité de Mhoudat	0,002
EA07RIM30	AIN_BEN_TILI	25,35746	-9,91017	313,7		Complexe du Ghallamane	0,002
GB07RIM56C		17,43784	-12,92879	0	quartzite		0,001
GB07RIM63A	MOUDJERIA	17,08795	-12,9394	130	tuf felsique	groupe d'El Ghabra	0,001
GB07RIM80A	CHAMI	20,535261	-15,554685	88	quartzite		0,001
DB07RIM07	AKJOUJT	19,94646	-14,40501	0	grès	groupe de Nouatil	0,001
DB07RIM16a	AKJOUJT	19,71468	-14,56206	0	granodiorite	HDgn	0,001
DB07RIM23a	ATAR	20,29909	-13,17002	0	grès	Groupe d'Atar - formation de Foum Chor	0,001
DB07RIM24a	ATAR	20,55003	-13,10027	0	grès	Groupe d'Atar - formation de Foum Chor - Atf	0,001
DB07RIM25c	ATAR	20,68434	-13,19708	0	quartzite	Complexe d'Amsaga - Amg	0,001

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
DB07RIM27a	CHINGUETTI	20,503337	-12,848143	0	grès	groupe de Nouatil	0,001
DB07RIM37a	FDERIK	22,60856	-12,42675	0	grès	groupe de Char	0,001
DB07RIM58a	TIN_BESSAIS	23,04815	-8,18791	0	grès	Assabet El Hassiane - AhTb	0,001
DB07RIM59a	GUELB_ER_RICH AT	21,16323	-11,3894	0	grès	Assabet El Hassiane - AhTb	0,001
DB07RIM61a	OUADANE	20,92858	-11,5921	0		formation de Chinguetti	0,001
DB07RIM63a	MOUDJERIA	17,49605	-12,97836	0	quartzite	formation d'El Hneikat	0,001
DB07RIM65a	MBOUT	16,88596	-12,72495	0	conglomérat métamorphisé	Groupe de Gadel	0,001
DB07RIM67a	MBOUT	16,88336	-12,66873	0	grès métamorphisé	Groupe de Gadel	0,001
DB07RIM75a	KIFFA	16,34693	-11,97703	0	grès	groupe d'Oujeft - formation d'Oja	0,001
CT07RIM08_01	AKJOUJT	19,61453	-14,17876		brèche de carbonate/silice	Formation d'Irarchene el Hamra	0,001
CT07RIM37-1	OUED_EL_HAMR A	26,33772	-8,53738	-435,9	Tuf métamorphisé pyritique à veine de quartz	Goupe de Blekhzamat - formation d'Aguel Nebkha	0,001
CT07RIM44-1	GUELB_ER_RICH AT	21,10309	-11,39881	400,1	dolomite	groupe d'Atar -formation de Tifounke	0,001
CT07RIM44-2	GUELB_ER_RICH AT	21,10309	-11,39881	400,1	dolomite	groupe d'Atar -formation de Tifounke	0,001
CT07RIM45-1	GUELB_ER_RICH AT	21,10309	-11,39881	400,1	brèche siliceuse	groupe d'Atar -formation de Tifounke	0,001
CT07RIM46-2	GUELB_ER_RICH AT	21,10424	-11,38902	409,8	brèche à dolomite silicifiée	groupe d'Atar -formation de Tifounke	0,001
CT07RIM48-1	MOUDJERIA	17,43202	-12,93219	95,5	quartzite à veine de quartz	formzation de Gaoua (?)	0,001
CT07RIM54-5	MBOUT	16,84516	-12,75505	75,4	tuf felsique	Groupe de El Mseigguem - formation d'Ouechkech	0,001
CT07RIM57-1	MBOUT	16,6761	-12,7034	44,4	brèche à veine d'oryde de fer/quartz	Groupe d'El Ghabra - formation de l'Oued Erdi	0,001
CT07RIM58_1	MBOUT	16,27813	-12,57414	60,2	Oxyde de Mn/baryte	Groupe d'El Mseigguem - formation de Bathet Jmel	0,001

<u>Echantillon N°</u>	<u>Feuille 200 K</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Altitude (m)</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Nom de l'unité</u>	<u>Susceptibilité X10⁻³ SI</u>
EA07RIM59	KIFFA	16,34693	-11,97703	106,1		Groupe d'Oujeft	0,001