Bulletin du Service Géologique de l'Algérie
Vol. **34**, n° 1, pp. **5-30**, **15** fig., **2026**

ANALYSE ET INTERPRÉTATION DE DONNÉES AÉROMAGNÉTIQUES DES STRUCTURES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE GHAZAOUET (NORD-OUEST DE L'ALGÉRIE)

Samir OUGHOU[1], Atmane LAMALI[2] et Lamine HAMAI[2]

RÉSUMÉ

La région de Ghazaouet se situe sur le segment méridional de la chaîne alpine, dans la partie du domaine externe de la ceinture du Tell Atlas et s'étend parallèlement à la côte méditerranéenne du Nord-Ouest algérien. Cette étude ayant pour objectif la réinterprétation du levé aéromagnétique, essentiellement sur le plan structural afin de cartographier l'ensemble des contacts géologiques, tout en abordant leur caractère intrusif, stratigraphique et lithologique. Pour ce faire, nous avons mené un processus de traitement approfondi des données compilées et ce, en vue de cerner les anomalies magnétiques observées et de parvenir particulièrement à séparer leurs différentes sources. Toutes les cartes interprétatives issues de cette chaîne de traitement ont révélé une caractérisation succincte des différentes structures et formations lithologiques prévalentes dans la zone d'étude, notamment en incluant toute la partie offshore sur toute la ligne côtière. Une délinéation « intégrante » des différents contacts géologiques, qu'ils soient stratigraphiques, intrusifs ou tectoniques, a été donc accomplie avec une continuité en mer. Leurs différentes directions et leurs géométries en profondeur ont été aussi déchiffrées en introduisant une procédure spécifique dans ladite chaine de traitement. Nos résultats ont ramené ainsi de nombreux éléments de réponses, d'abord, sur la caractérisation de structures profondes pour ne pas entretenir que le caractère d'une tectonique superficielle affectant la zone étudiée, ainsi que sur les anomalies atypiques observées autour des surrections et/ou soulèvements tectoniques. L'analyse de ces anomalies a permis d'appréhender la physique de leur enracinement et structuration en profondeur. De telles indications peuvent orienter de nouvelles investigations beaucoup plus minières tout autour de ces structures. Par ailleurs, notre analyse sur l'aspect sismotectonique en introduisant la sismicité régionale, a démontré l'utilité de la donnée géophysique utilisée pour recenser le maximum d'éléments structuraux surtout non visibles, lesquels peuvent également contribuer à l'explication d'occurrence de séismes insoupçonnés. Au terme de cette étude ayant pour objectif la réinterprétation du levé aéromagnétique, nous avons pu donc déterminer les caractéristiques structurales et lithologiques de chaque domaine géologique via l'analyse approfondie des anomalies magnétiques observées. Plus particulièrement, les anomalies associées aux formations mag-

[1] Agence du Service Géologique de l'Algérie (ASGA), Lot 11 décembre 1960, El Biar, Algérie.

[2] Centre de recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), B.P. 63, Bouzaréah 16340 Alger, Algérie.

Auteur correspondant : Samir OUGHOU ; E-mail : samir.oughou@asga.dz; phdoughou@gmail.com.

- Manuscrit déposé sur l'ASJP le 24 mars 2025, accepté après révision le 02 septembre 2025.*
**ASJP : Algerian Scientific Journal Platform.*

matiques, où leurs délimitations depuis la surface jusqu'à leurs toits en profondeur ont été détaillées. Enfin, en regroupant les observations sur le terrain et autres satellitaires, avec nos résultats obtenus via les données aéromagnétiques, nous sommes parvenus enfin à proposer un schéma structural « plus discernable » pour la zone étudiée.

Mots-clés - Ghazaouet - Levé aéromagnétique - Filtre numérique - Volcanisme - Contacts géologiques.

ANALYSIS AND INTERPRETATION OF AEROMAGNETIC DATA ON GEOLOGICAL STRUCTURES IN THE GHAZAOUET REGION (NORTHWESTERN ALGERIA)

ABSTRACT

The Ghazaouet region is located within the southern segment of the Alpine chain, in the external domain of the Tell Atlas belt, extending parallel to the Mediterranean coastline of northwestern Algeria. This study aims to reinterpret aeromagnetic survey data, with a primary focus on structural analysis to comprehensively map geological contacts while distinguishing their intrusive, stratigraphic, and lithological characteristics. To achieve this objective, an extensive processing workflow was applied to the compiled aeromagnetic dataset in order to identify the observed magnetic anomalies and, more importantly, to discriminate between their different source components. The interpretative maps derived from this processing sequence provided a comprehensive characterization of the major structural features and lithological units within the study area, including the offshore sector along the entire coastline. An integrated delineation of the various geological contacts, including stratigraphic, intrusive, and tectonic boundaries, was successfully achieved, demonstrating their continuity beneath the offshore domain. Furthermore, the orientations and subsurface geometries of these structures were determined through the implementation of a dedicated interpretation procedure within the processing workflow. The obtained results provide significant insights into the deep structural framework of the region, highlighting that the geological evolution of the study area cannot be explained solely by superficial tectonic deformation. They also reveal the origin of atypical magnetic anomalies associated with tectonic uplifts and structural culminations. The analysis of these anomalies improves the understanding of their deep-rooted geometry and structural organization, providing valuable information that may guide future mineral exploration programs targeting these geological features. In addition, the integration of regional seismicity into the seismotectonic analysis demonstrates the effectiveness of aeromagnetic data in identifying concealed structural elements that are not expressed at the surface and that may contribute to explaining the occurrence of previously unrecognized seismic events. Overall, the reinterpretation of the aeromagnetic survey enabled the characterization of the structural and lithological properties of the different geological domains through detailed analysis of the observed magnetic anomalies. Particular attention was devoted to anomalies associated with magmatic formations, whose lateral extent and vertical geometry, from surface exposure to the roof of their subsurface bodies, were accurately delineated. Finally, by integrating field observations, satellite-based information, and the aeromagnetic interpretation, a more comprehensive and reliable structural model of the Ghazaouet region is proposed.

Keywords - Ghazaouet - Aeromagnetic survey - Digital filtering - Volcanism - Geological contacts.

I- INTRODUCTION

Notre région d'étude se situe à la jonction du Tell algérien et du Moyen Atlas marocain incluant toute l'Oranie Nord Occidentale (fig. 1a). A l'instar de nombreuses autres régions autour du pourtour méditerranéen (fig. 1b), celle-ci a été le siège d'une importante activité volcanique néogène à quaternaire, qui s'est manifestée depuis les M'Sirda, à l'Ouest, jusqu'au pointement éruptif de Mohammadia à l'Est (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Bellon *et al*., 1984 ; Mégartsi, 1985 ; Najid, 1979 ; Bendoukha, 2008).

Quelques massifs montagneux caractérisent la topographie de notre zone d'étude. À titre d'exemple, ceux imposants qui culminent à plus de 1000 m pour certains dont le massif des Traras et/ou la fameuse chaîne de Fillaoussène, autrement d'autres reliefs modérés sont omniprésents le long du littoral, depuis ceux appartenant aux régions de M'Sirda et de Souahlia, jusqu' à ceux de la région de Bouzedjar-Tifaraouine, connus comme étant les reliefs volcaniques les plus importants dans toute la zone d'étude (fig. 1b). Dans l'offshore au nord, c'est particulièrement les îles Habibas qui sont le témoignage visible de ces reliefs volcaniques. Au milieu de ces reliefs continentaux, on distingue particulièrement certaines dépressions, parmi les plus remarquables d'entre elles, celle de la moyenne-basse Tafna et/ou de la plaine de Maghnia (fig. 1b).

Par ailleurs, durant la période allant de 1969 à 1974, un levé géophysique aéroporté couvrant le territoire algérien a été réalisé par la société Nord-Américaine Aero Service Corporation pour le compte de la SONAREM (SONAREM et AEROSERVICE, 1971). Concernant les données aéromagnétiques couvrant notre région d'étude, notamment les mesures relatives à la grandeur scalaire du champ magnétique total, ont été partiellement traitées par cette société dans l'objectif d'étudier les formations volcaniques, y compris celles correspondantes aux formations volcaniques connues dans la région, en l'occurrence les basaltes miocènes, mio-pliocènes et plio-quaternaires (Paterson *et al*., 1976).

Cette étude a pour objectif principal une contribution à une interprétation qualitative de la carte des anomalies magnétiques observées et ce, à travers de nouveaux traitements approfondis de ces données issues du levé aéromagnétique précité. Nous allons revoir exceptionnellement les anomalies reliées aux corps magmatiques, en tentant de tracer leurs délimitations, depuis la surface jusqu'à leurs toits en profondeur. Un intérêt particulier est porté au cadre structural régional, depuis les structures de failles visiblement connues et/ou celles partiellement ou complètement recouvertes par l'étendue de la couverture sédimentaire.

Pour ce faire, nous présentons dans un premier temps une synthèse géologique sur la région, tout en introduisant le contexte structural, ainsi que toute l'activité volcanique associée. Puis, nous introduisons toute la partie relative aux traitements approfondis effectués sur les données aéromagnétiques sélectionnées dans cette région Nord Occidentale de l'Algérie et ce, depuis la carte d'anomalie réduite au pôle (RTP), jusqu'aux différentes techniques d'analyses spécifiques opérées [ex. Déconvolution d'Euler (DE), Signal Analytique (SA), Tilt dérivative (TDR) et le gradient horizontal (GH)]. Enfin, s'ensuivra toute l'interprétation de ces résultats de cette analyse d'un point de vue structural, tout en les intégrant dans un schéma structural le plus global possible pour notre zone d'étude.

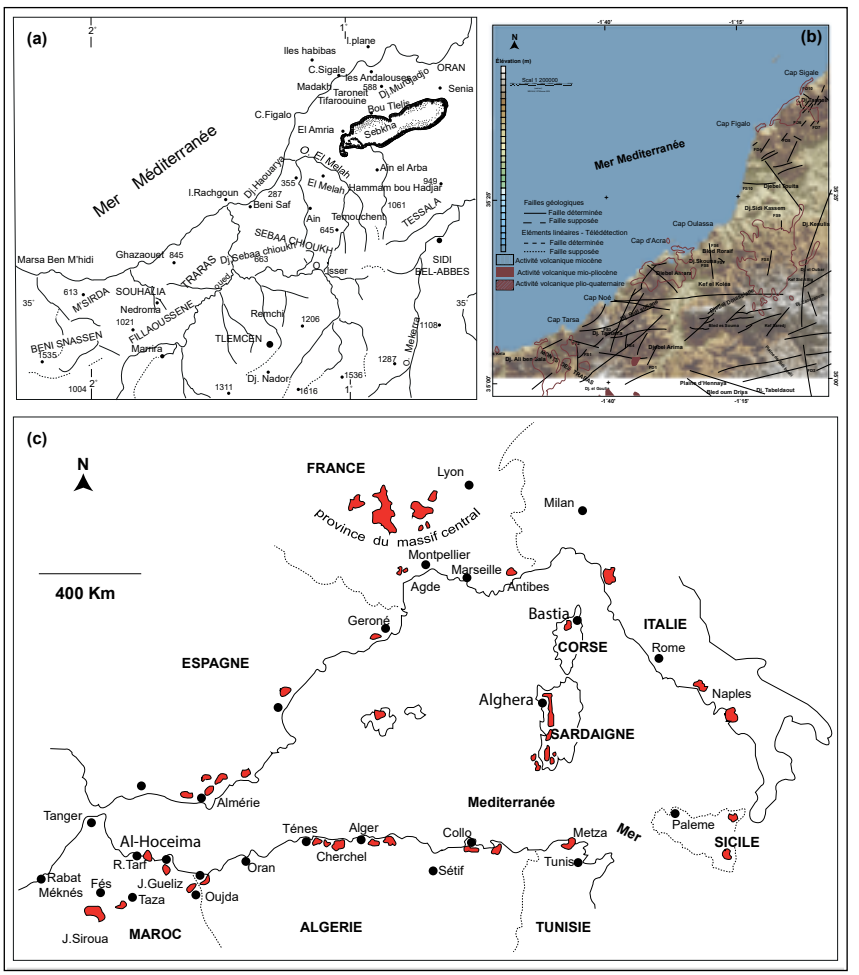


Fig. 1- (a) Situation géographique de la zone d'étude. **(b)** Carte topographique en reliefs (MNT) de la région d'étude incluant l'ensemble des failles répertoriées sur le terrain et par imagerie satellitaire. **(c)** Localisation des formations volcaniques néogènes à quaternaires dans le pourtour méditerranéen (d'après Megartsi, 1985).

(a) Geographic location of the study area. (b) Digital Elevation Model (DEM) of the study area showing the topographic relief, all faults identified from field investigations and satellite imagery. (c) Distribution of Neogene to Quaternary volcanic formations within the Mediterranean region (after Megartsi, 1985).

II- CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE

Notre zone d'étude qui se situe dans le Nord-Ouest de l'Algérie appartient au domaine externe de la ceinture du Tell Atlas (fig. 2a). Toute cette région qui s'étend parallèlement à la côte méditerranéenne depuis la frontière algéro-marocaine jusqu'à la chaîne du Dahra, se caractérise par des nappes recouvertes de sédiments et de roches volcaniques datant du Néogène jusqu'au Quaternaire. La couverture sédimentaire se distingue essentiellement par les dépôts du Miocène supérieur et du Pliocène post-nappes (Guardia, 1975 ; Thomas, 1985). Les dépôts récents du Quaternaire sont principalement représentés par les terrasses marines et alluviales. Par ailleurs, cette zone est aussi marquée par une intense activité volcanique dont l'âge a été estimé entre 0,8 à 15 Ma (Coulon *et al.*, 2002 et les référence incluses). Ce volcanisme continental est dominé par trois

faciès distincts à savoir, les faciès rhyolitique et andésitique du Miocène supérieur et le faciès basaltique du Pléistocène (Megartsi, 1985).

Sur la base de la nature et l'âge de ces séries volcaniques, les formations basaltiques affleurent de façon très remarquable particulièrement dans la région d'Ain Témouchent, en revanche, les formations andésitiques sont plus documentées dans la région de Tafna. Toutefois, la zone côtière est plus marquée par des roches de type rhyodacitique, tandis que l'île Habibas, située à 13 km de la côte, est constituée de roches purement dacitiques. Autour de cette île et le long de la côte continentale, des tufs et des brèches sont également signalés (Coulon *et al.*, 2002).

Sur le plan structural, relevant de cette partie du Tell Atlas, en sus des nappes les principales caractéristiques tectoniques sont constituées par des structures de type failles inverses avec plis asymétriques, failles normales et failles de décrochement. La tectonique « post-nappes » est plus reconnaissable en termes de marqueurs de déformation relevés dans les différentes formations géologiques. À titre d'exemples, la déformation des terrasses marines du Quaternaire témoigne d'un processus de plissement actif le long de la zone côtière. En effet, dans cette zone, des terrasses marines juxtaposées et inclinées, principalement liées au mouvement vertical, peuvent être observées sur le côté nord de l'anticlinal de Murdjadjo (Benbakhti *et al.*, 2018). Il y a également le pli très connu dans la région, celui lié à la faille NE-SO de Benzekri (fig. 2b). On relève également dans toute la zone étudiée, l'existence de nombreuses failles de directions ramifiées, à l'instar des failles NNE-SSO et des failles normales N-S, observées le long de la rivière Tafna. Ces dernières soulignent l'existence d'un système en pull-appart correspondant ainsi au bassin de Tafna (Guardia, 1975). Nous avons introduit dans la carte du MNT (fig. 1b), le jeu de failles qui sont répertoriées à présent dans notre région d'étude.

Dans les roches volcaniques, les marqueurs de déformation sont difficiles à distinguer, hormis quelques indices d'une déformation cassante observés sur certains massifs. Toutefois, des dykes et des dômes de lave se sont formés à la suite de cette intense activité volcanique dans cette région d'étude. Ce qui témoigne d'une intrusion magmatique à travers particulièrement les fractures signalées précédemment.

Sur le plan stratigraphique, il est à signaler que le substratum est d'âge paléozoïque et il est surmonté par une série de formations mésozoïques, composées de plusieurs ensembles sédimentaires. Les plus marquants sont ceux composant la séquence permo-triasique. Cette dernière se caractérise particulièrement par une série détritique pourprée, comprenant des intercalations calcaires et des roches volcaniques. Il y a également l'ensemble marno-calcaire du Crétacé supérieur sur lequel reposent les séries cénozoïques décrites plus haut (Megartsi, 1985).

III- APERÇU SUR LES DONNÉES AÉROMAGNÉTIQUES UTILISÉES

Il est à rappeler que les données utilisées correspondent au levé aéromagnétique cité précédemment, particulièrement celui effectué dans la région Nord de l'Algérie par Aeroservice Corporation (1971-1974). Contrairement aux autres régions du territoire national, ex : la partie centrale du pays et Reggane, celui-ci a été réalisé avec une certaine spécificité (Asfirane, 1995, Boukerbout et Abtout, 2010). En effet, ce levé a été effectué à partir des lignes de vol orientées plus ou moins suivant la direction NO-SE, perpendiculaires aux directions géologiques locales. La direction moyenne des lignes est autour de N20 O et les traverses sont perpen-

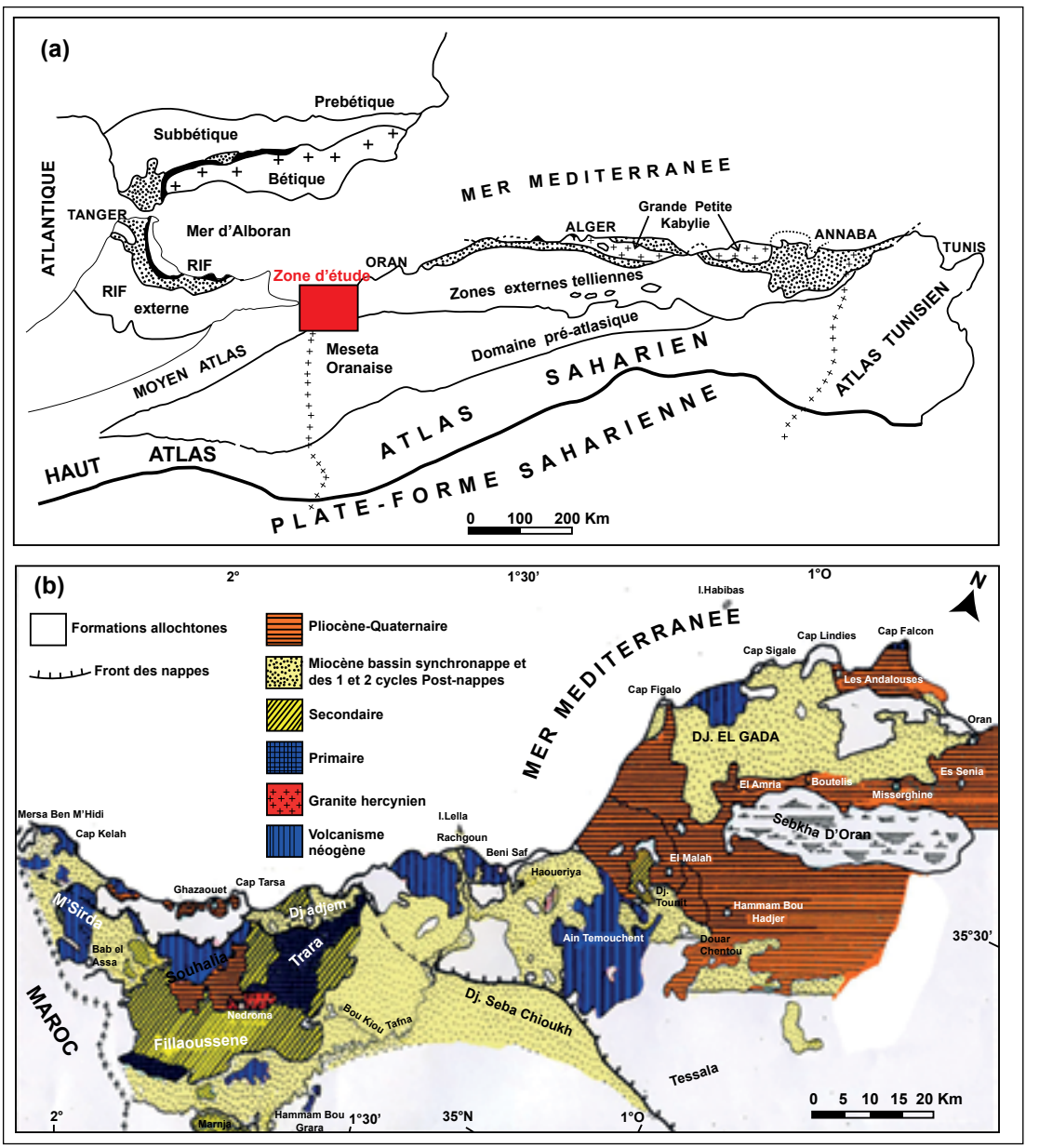


Fig. 2- a) Schéma structural du Maghreb et des Bétides, **b)** Carte géologique de l'Oranie nord-occidentale, (d'après Mouzaia, 2016 ; Megartsi, 1985).

(a) Structural framework of the Maghreb and the Betic Cordillera. (b) Geological map of northwestern Oranie (modified after Mouzaia, 2016; Megartsi, 1985).

diculaires à celle-ci. Les données relatives à la zone d'étude choisie ont été sélectionnées précisément dans un cadran géoréférencé dans un intervalle (-1°60′O ; -0°95′ O) en longitude et (35°00 N ; 35°50′ N) en latitude (échelle : 1/200 000). Il est à préciser qu'au voisinage de cet intervalle (au-delà-de 34°N en longitude, (voir le récapitulatif dans Boukerbout et Abtout, 2010), les lignes de vol principales sont espacées de 2 km et de 5 km pour les traverses, avec une altitude moyenne de 150 m par rapport à la topographie.

IV- TRAITEMENT ET INTERPRÉTATION DES DONNÉES

IV.1- Description de la carte des anomalies

L'interprétation des anomalies magnétiques du champ résiduel relatives à cette zone se fera à l'issue des différents traitements de données, effectués via des opérateurs et filtres mathématiques, qu'offre la plateforme numérique « Oasis Montaj de Geosoft ».

Pour s'assurer de la qualité et la fiabilité des données utilisées pour l'obtention de la carte des anomalies, une vérification statistique a été opérée pour appréciation via l'histogramme des valeurs corrigées de la composante régionale. La figure 3 illustre donc une indication visuelle rapide de l'histogramme pour la normale logarithmique sur une distribution asymétrique des données gridées. En effet, l'histogramme obtenu présente une distribution gaussienne et vérifiant ainsi une moyenne proche de zéro. D'après cette analyse statistique d'histogramme des données résiduelles, notre choix est donc optimal pour l'ordre de la tendance choisi pour éliminer les gradients régionaux.

La figure 4 représente quant à elle, la carte du champ des anomalies résiduelles qui ont été obtenues en faisant la soustraction de la composante régionale de celle du champ total brut. Cette carte montre une distribution très variable des anomalies magnétiques, en termes de forme, de taille et/ou d'intensité de l'aimantation des sources causatives de ces anomalies. Ceci est fondamentalement lié à la complexité géologique de la zone d'étude.

Plusieurs fortes anomalies magnétiques sont donc révélées par cette carte dont on peut observer au nord-est l'une d'entre elles, très complexe en termes de forme et d'intensité, en sus d'un gap dans les données en mer. Celle-ci s'étale le long de la côte depuis Cap Sigale à Cap Figalo en direction NE-SO avec un allongement côte-large suivant la direction E-O au niveau du Cap Figalo. Cette anomalie étalée présente des amplitudes d'intensité magnétique variable, allant de l'ordre de 80 nT jusqu'à atteindre les maximums autour de 300 nT (fig. 4). Parmi ces fortes anomalies, il y a celles observées également au voisinage du Cap Acra et Djebel Amara et qui ont une orientation presque NE-SO (fig. 4). A Djebel Sidi Kacem (fig. 4), une forte anomalie magnétique mais d'intensité inférieure, ayant une amplitude d'environ 80 nT et une forme circulaire, est bien visible. On observe également plusieurs autres anomalies positives mais de faibles amplitudes dans toute la partie sud de la carte, à l'image de celles qui se trouvent autour des Monts des Traras au SO de la carte et/ou celles qui se trouvent autour de la plaine de Sidi Abdelli au SE de la carte (fig. 4). Par ailleurs, entre toutes les fortes anomalies positives observées dans la partie NE de la carte, on remarque la présence d'une large anomalie négative allongée en direction E-O au niveau de Djebel Touita (fig. 4).

Toute cette panoplie d'anomalies magnétiques variables, s'explique par la présence de sources fortement aimantées qui se trouvent en sub-surface pour les plus fortes valeurs d'entre elles. Pour celles caractérisées par des valeurs relativement faibles, elles sont probablement dues à des structures superficielles. Les plus faibles valeurs se situent généralement au centre de la dépression et/ou au sein des faciès sédimentaires faiblement aimantés.

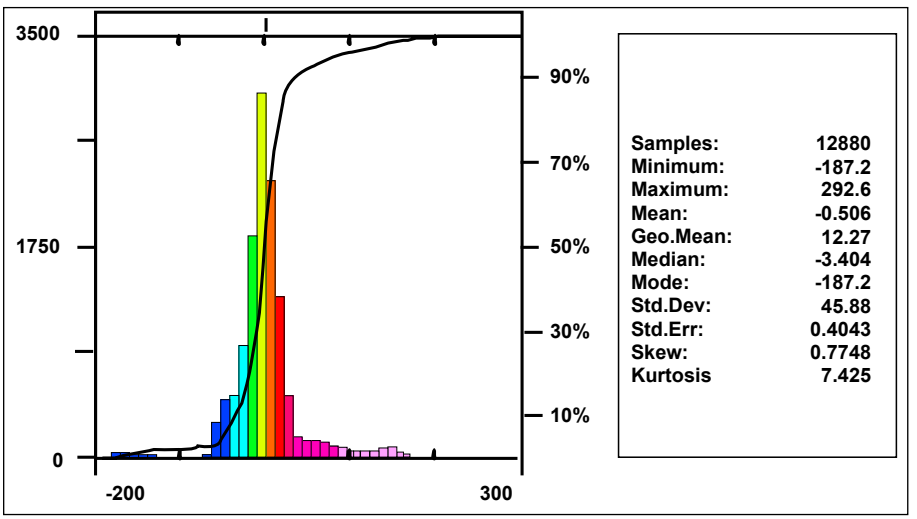


Fig. 3- Histogramme des valeurs des données de la carte d'anomalie magnétique.

Histogram of the values of the magnetic anomaly map.

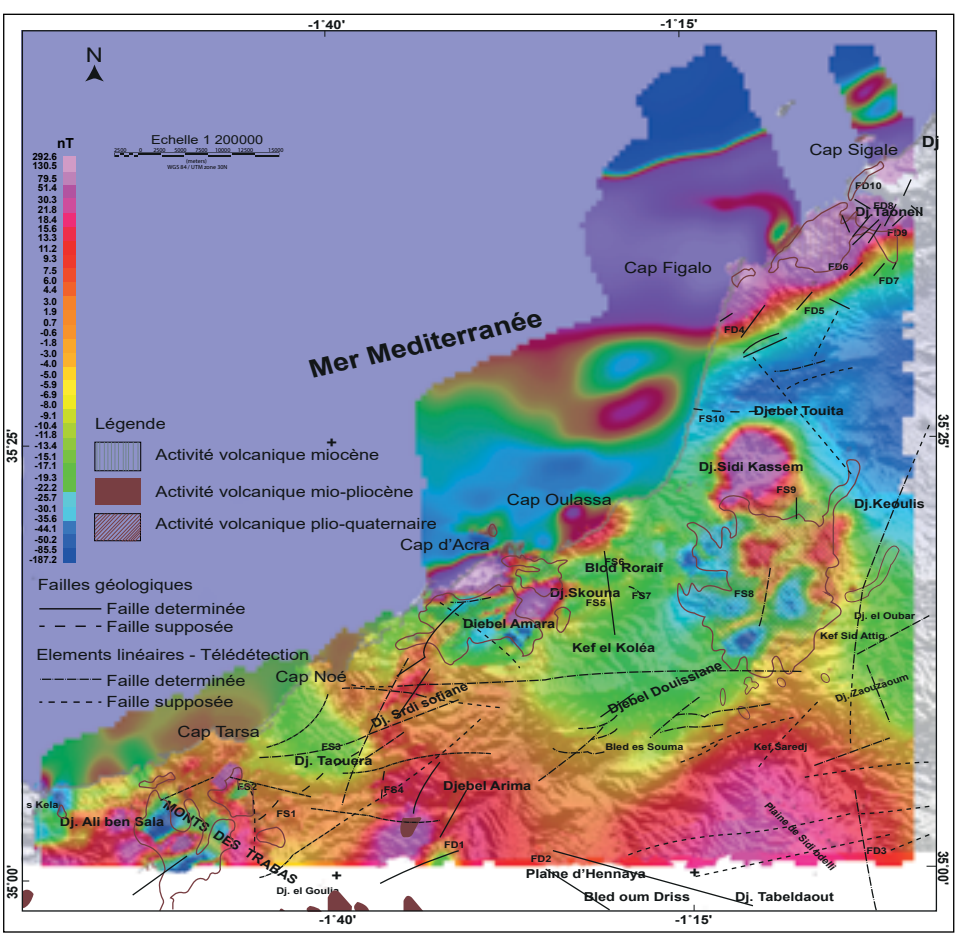


Fig. 4- Carte des anomalies magnétiques superposées sur un fond de relief topographique (MNT).

Magnetic anomaly map superimposed on a Digital Elevation Model (DEM) background.

IV.2- Interprétation de la carte des anomalies réduites au pôle

Il est à rappeler que le vecteur champ aimantation et le vecteur champ inducteur sont souvent inclinés, ce qui provoque une asymétrie dans l'allure des anomalies. Cette configuration n'est pas envisageable aux pôles magnétiques où le champ magnétique est vertical. A cet effet, une transformation dite « réduction au pôle » est effectuée. Elle consiste à calculer des pseudo-anomalies qui seraient observées dans la région du pôle magnétique où les vecteurs champs (aimantation et inducteur) sont verticaux. Ce qui permet de repositionner les anomalies magnétiques à l'aplomb des sources causatives d'anomalies (Baranov, 1957 ; Baranov et Naudy, 1964; Blakely, 1995). La carte des pseudo-anomalies est dite carte réduite au pôle.

Dans notre calcul de l'opérateur de la réduction au pôle, nous avons introduit une inclinaison de 47,7° et une déclinaison de - 0,8° du champ magnétique terrestre. Les valeurs qu'on estime correspondre au centre de la carte au début des années 1970 pour une altitude inférieure à 200 m (celle de vol était de 150 m) et ce, tout en supposant qu'elles ne varient pas d'une position à l'autre.

La figure 5 représente la carte des anomalies magnétiques de notre zone d'étude réduites au pôle. Un des avantages palpables de cet opérateur est celui de transformer les anomalies dipolaires en anomalies de pôle unique. Puis de parvenir à un repositionnement physique des anomalies, où il est à remarquer que celles-ci sont légèrement déplacées vers le nord.

En comparant cette carte obtenue (fig. 5) avec la carte géologique (fig. 2), on constate une certaine corrélation entre les anomalies magnétiques et les différents domaines et structures géologiques. En effet, les anomalies magnétiques suivent généralement la direction des structures géologiques. C'est le cas de la superposition des anomalies positives sur les formations volcaniques très documentées dans la région (mentionnées plus haut qui sont d'âge néogène à quaternaire), à démarrer de celles de Tifaraouine jusqu'à celui de Marset Ben M'Hidi, en intégrant celles de Ain Témouchent-Beni Saf-Traras, affleurant le long de la côte ouest algérienne. Les anomalies négatives sont quant à elles, plus observées sur les formations géologiques mio-plio-quaternaires comme dans le cas des formations sédimentaires situées dans la dépression entre Cap Figalo et Djebel Touita. L'anomalie de Sidi Kacem est atypique de par son amplitude moins forte que les anomalies observées sur les formations volcaniques. Elle serait donc probablement liée aux formations schisteuses dans ce secteur qui semble avoir une aimantation appréciable (fig. 5).

Toutefois, cette réduction au pôle a permis d'isoler en offshore dans le secteur de Cap Oulassa, une anomalie positive de forme circulaire qui serait probablement liée à des épanchements volcaniques vers la marge. Plus au sud à Djebel Sidi Sofiane, Djebel Taouera et Djebel Arima, les anomalies positives liées aux structures volcaniques, montrent un allongement remarquable de direction Nord-Sud, laquelle configuration n'est pas observée sur les affleurements en surface (fig. 5).

Enfin, cette carte de réduction au pôle retrace plus ou moins fidèlement les différentes structures, notamment les délimitations lithologiques prévalentes dans la zone d'étude (fig. 5).

IV.3- Analyse des anomalies par l'utilisation des filtres de prolongement

Il est à rappeler que l'application des filtres de prolongement consiste à effectuer une opération de lissage, permettant ainsi une séparation distinctive des sources causatives des anomalies magnétiques. Par conséquent, un prolongement vers le haut permet une « atténuation » des

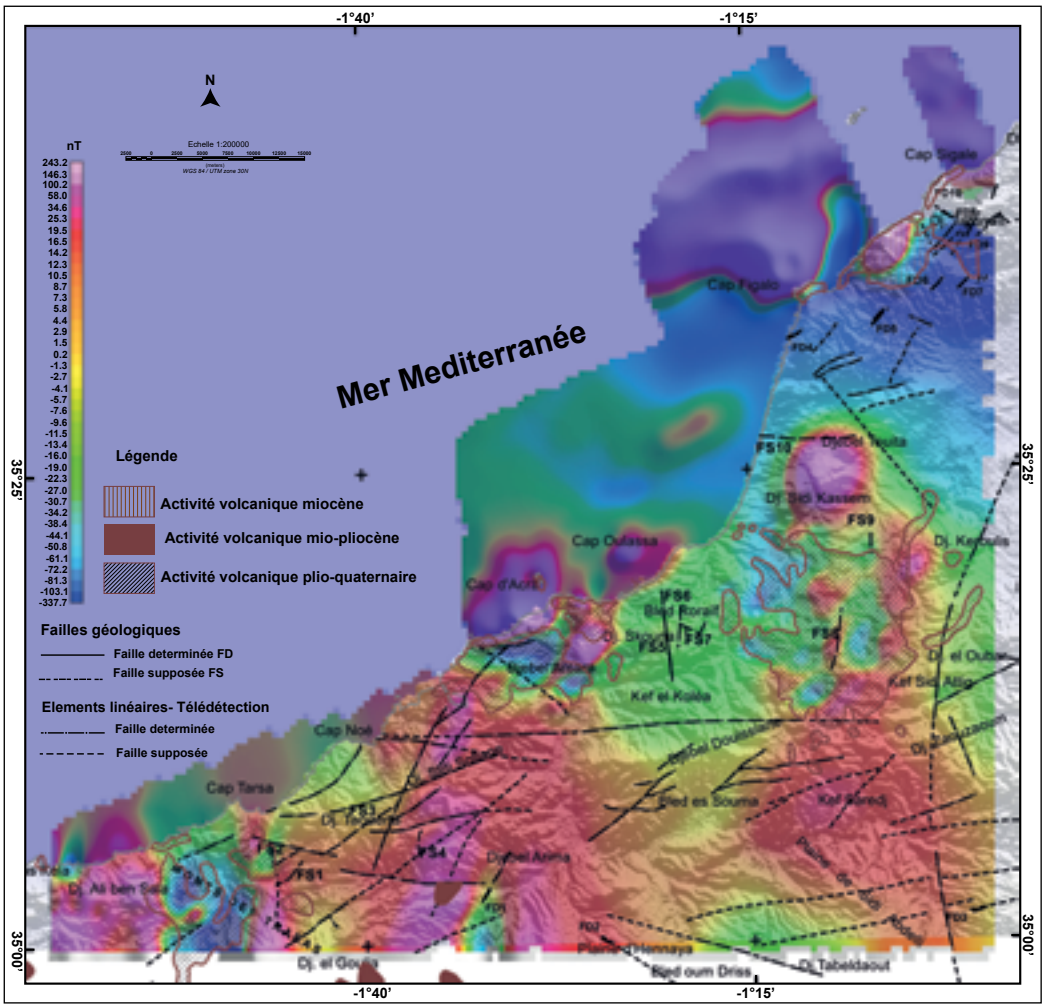


Fig. 5- Carte des anomalies magnétiques réduite au pôle superposée sur un fond de relief topographique (MNT).

Reduced-to-the-pole magnetic anomaly map superimposed on a Digital Elevation Model (DEM) background.

courtes longueurs d'ondes et qui serait d'autant plus prononcé si la distance choisie pour ce prolongement est grande (Blakely, 1995 ; Jacobsen, 1987).

Dans le but de mieux apprécier l'enracinement en profondeur des corps causatifs des anomalies positives observées, on procède généralement à un prolongement vers le haut avec des distances choisies suivant un intervalle réduit, tout en s'affranchissant des effets des sources proches de la surface.

La figure 6 représente la carte réduite au pôle prolongée à 150 m à considérer comme distance réduite qui est pratiquement celle de l'altitude de vol lors de la campagne aérogéophysique. Cette carte (fig. 6) ne s'éloigne pas de ce qu'a révélé la carte simplement réduite au pôle (fig. 5). Hormis qu'elle a permis une caractérisation géométrique meilleure des structures géologiques susmentionnées avec leur analyse à travers la carte réduite au pôle (fig. 5).

Il est à noter que ce filtre choisi illustre bien les limites des sources magnétiques, lesquelles se trouvent mieux cernées selon les différents

contours directionnels. De plus, il a permis de statuer sur le caractère superficiel de certaines sources d'anomalies. C'est le cas par exemple de l'anomalie au Nord-Est du Cap Figalo qui coïncide avec les formations volcaniques du Miocène et/ou de celles situées au sud de Sidi Kassem en relation avec une structure volcanique plio-quaternaire (fig. 6). Ceci a permis d'affirmer cette présence de faciès volcaniques récents et proche de la surface à l'instar des anomalies liées à des structures de direction NE-SO en relation avec les formations volcaniques quaternaires au voisinage de Cap d'Acra et de Djebel Amara. Similairement en allant vers l'ouest, on vérifie cette tendance aux environs de Djebel Arima, Djebel Sofiane et des monts des Traras sur les structures de direction NS liées aux formations volcaniques plio-quaternaires (fig. 6).

Les figures 7 et 8 représentent les cartes prolongées à différentes altitudes choisies pour le champ anormal réduit au pôle. Il est à remarquer que les cartes prolongées vers le haut à (0.5 - 1) km, pas de la grille à son double, fig. 7b et 7c), montrent une certaine similitude à celle du champ anormal réduit au pôle (fig. 7a) ; où on retrouve pratiquement toujours les anomalies décrites précédemment. De même, les cartes prolongées vers le haut à (2 - 4 km, fig. 7d, 7e et 7f), montrent également cette ressemblance,

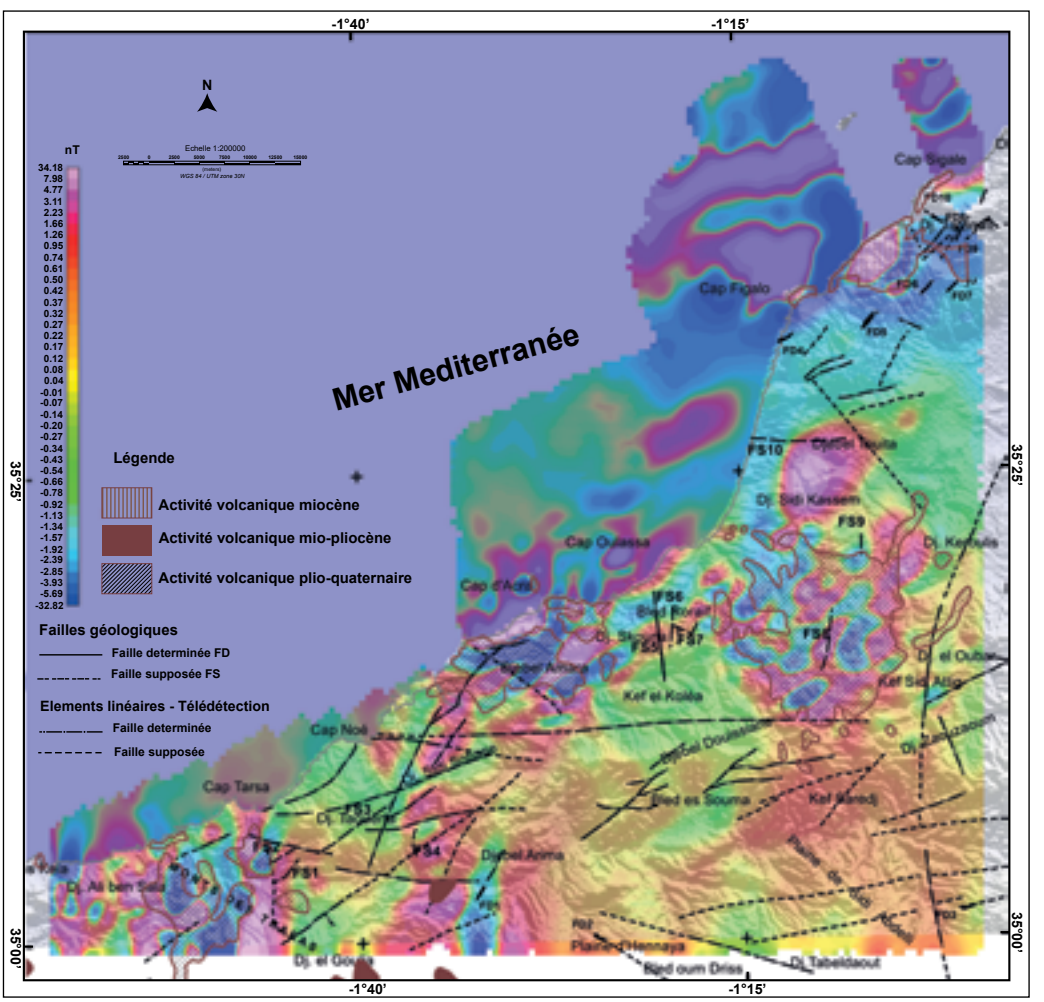


Fig. 6- Carte des anomalies magnétiques réduite au pôle, prolongée vers le haut à 150 m et superposée sur un fond de relief topographique (MNT).

Reduced-to-the-pole magnetic anomaly map upward continued to 150 m and superimposed on a Digital Elevation Model (DEM) background.

mais elles sont accompagnées, plus ou moins, d'un léger lissage des contours iso-valeurs et une légère baisse d'amplitude.

Cependant, à travers la représentation tridimensionnelle de ces cartes prolongées et combinées au MNT (fig. 8), cette baisse d'amplitude est mieux confirmée à partir de l'avant dernière prolongée (2 - 4 km, fig. 7d, 7e et 7f), on remarque un effet topographique sur l'enracinement des sources causatives d'anomalies.

Au-delà de 5 km de prolongement vers le haut (5 - 20 Km, fig. 9g, 9h et 9i), on commence à apprécier nettement la disparition de la plupart des anomalies de courtes longueurs d'ondes. Cette disparition est presque totale dans la partie continentale de la région d'étude. En effet, pratiquement à ces altitudes, on ne peut apprécier que les anomalies caractérisées par des grandes longueurs d'ondes liées aux sources profondes, à la fois bien distinguées en termes de forme et d'amplitude.

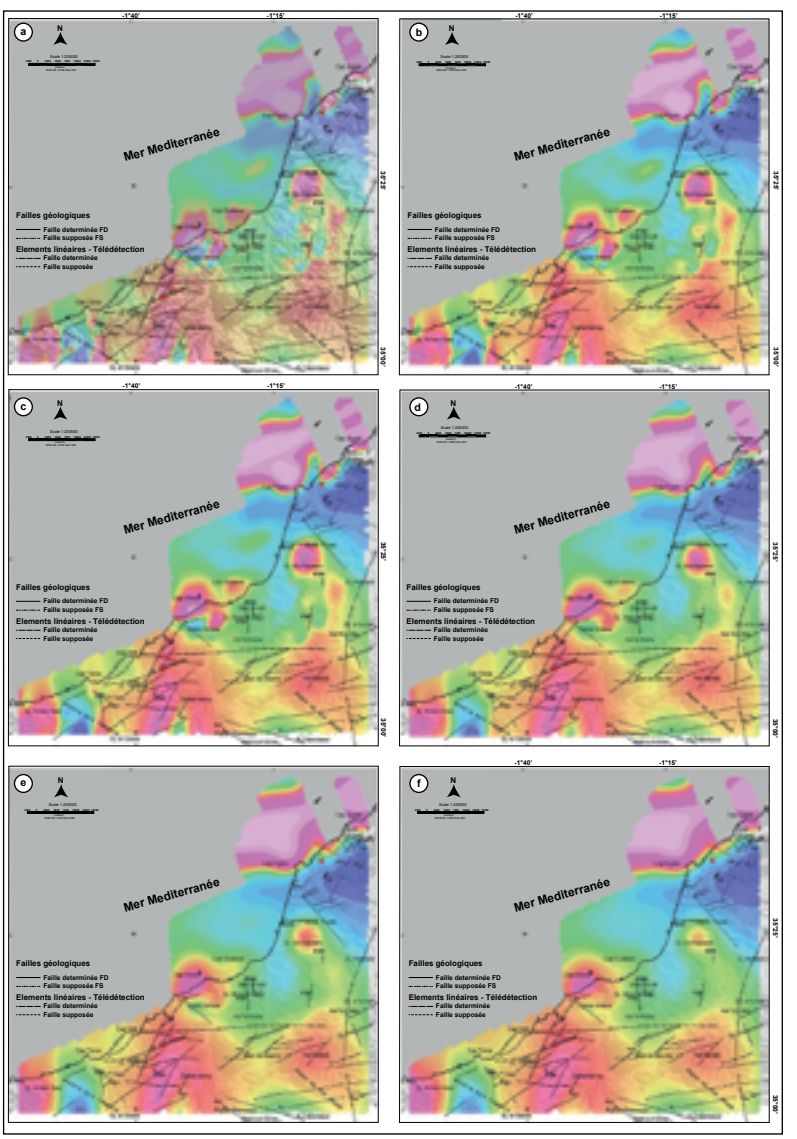


Fig. 7- (a) Carte des anomalies réduite au pôle, **(b, c, d, e** et **f)** Cartes des anomalies réduites au pôle prolongées vers le haut à 500 m, à 1000 m, à 2000 m, à 3000 m et à 4000 m, respectivement.

(a) Reduced-to-the-pole magnetic anomaly map. (b, c, d, e, and f) Reduced-to-the-pole magnetic anomaly maps upward continued to 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, and 4000 m, respectively.

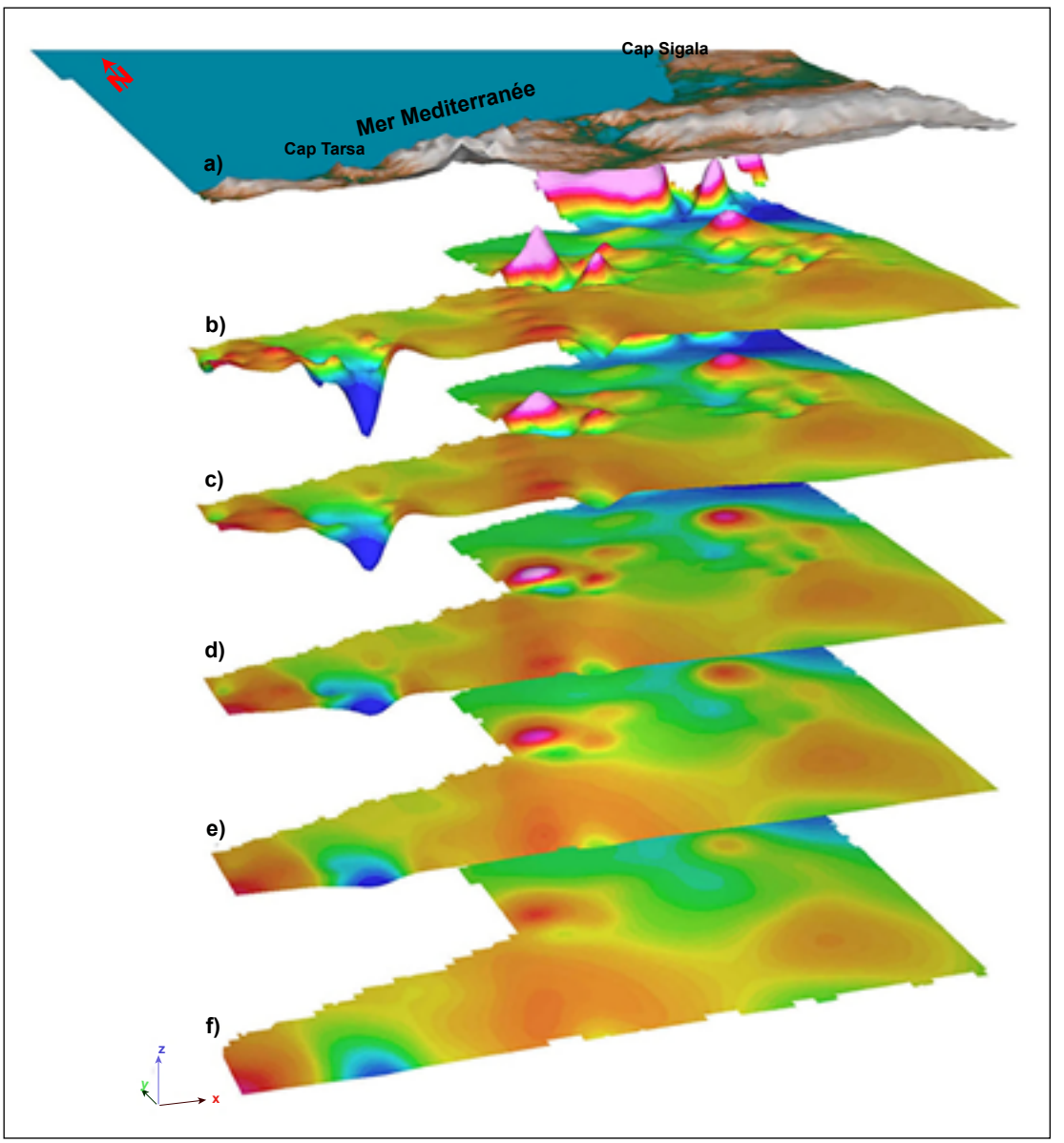


Fig. 8- Représentation tridimensionnelle, en **(a)** carte topographique (SRTM) de la région d'étude, en **(b)** carte des anomalies réduite au pôle, en **(c, d, e** et **f)** cartes des anomalies réduites au pôle prolongé vers le haut à 1000 m, à 2000 m, à 3000 m et à 4000 m, respectivement.

Three-dimensional representation: (a) Topographic map (SRTM) of the study area. (b) Reduced-to-the-pole magnetic anomaly map. (c, d, e, and f) Reduced-to-the-pole magnetic anomaly maps upward continued to 1000 m, 2000 m, 3000 m, and 4000 m, respectively.

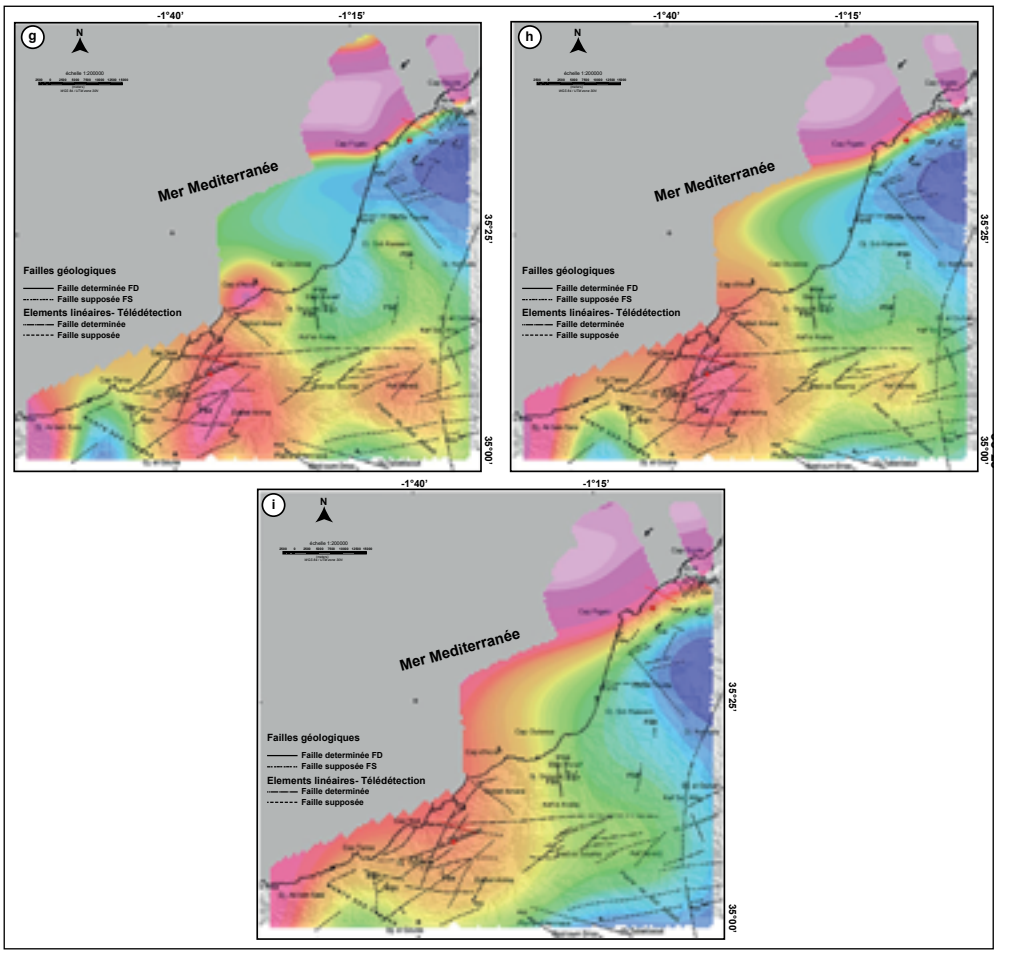


Fig. 9- Cartes des anomalies réduites au pôle prolongées vers le haut à 5 km, à 10 km, à 20 km, illustrées en g, h, et i, respectivement.

Reduced-to-the-pole magnetic anomaly maps upward continued to 5 km, 10 km, and 20 km, illustrated in (g), (h), and (i), respectively.

IV.4- Analyse des anomalies par le calcul du signal analytique

Pour rappel, le calcul du signal analytique a pour objectif de départ la détermination spatiale (x, y, z) des sources magnétiques via son « amplitude ». Cette dernière, calculée à partir des profils magnétiques, ses maximas se localisent directement au-dessus des contacts présentant un contraste d'aimantation. D'autant que ce calcul n'exige pas d'introduire les paramètres de la source et/ou ceux du champ magnétique ambiant. Ce qui permet de s'affranchir des paramètres liés particulièrement à la direction du vecteur « aimantation » et celle du vecteur champ inducteur (Nabighian, 1984 ; Roest *et al.*, 1992). Le signal analytique constitue donc un outil efficace pour améliorer l'interprétation de la carte des anomalies observées.

La figure 10a montre donc la carte de l'amplitude du signal analytique du champ anormal réduit au pôle. Le seuil de tolérance permettant de prendre en compte les maxima a été fixé à 0,018nT/m, qui, en fait, représente la moyenne statistique de tous les maximas existants dans la carte (fig. 10b). En effet, comme le montrent ces deux figures, on constate que ces maxima sont nettement visibles à l'aplomb et le long

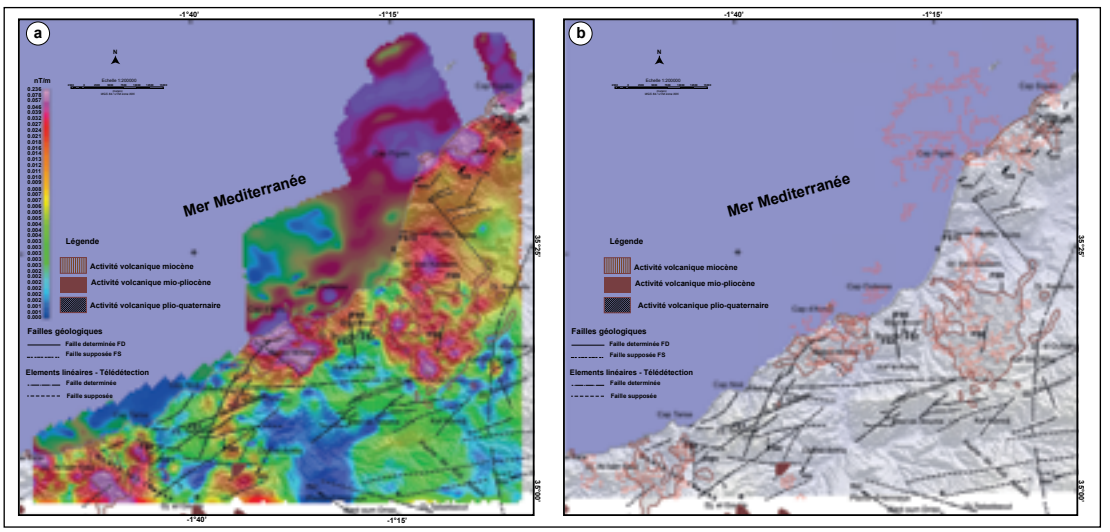


Fig. 10- (a) Carte de l'amplitude du signal analytique des anomalies réduite au pôle, **(b)** Carte illustrant la localisation des sources magnétiques à travers le signal analytique. Les croix en rouge indiquent la position des maximas de l'amplitude où le seuil minimal de détection a été fixé à 0,018nT/m. Les deux cartes sont superposées sur un fond de relief topographique (MNT)

(a) Analytic signal amplitude map of the reduced-to-the-pole magnetic anomalies. (b) Map illustrating the location of magnetic sources through the analytic signal. The red crosses indicate the position of the amplitude maxima, where the minimum detection threshold was set at 0.018 nT/m. Both maps are superimposed on a Digital Elevation Model (DEM) background.

des structures liées aux formations volcaniques superficielles. Ces dernières structures sont donc mieux révélées en comparaison avec la carte réduite au pôle.

IV.5- Analyse des anomalies par l'opérateur « Tilt dérivative »

La dérivée d'inclinaison, communément dénommée « Tilt dérivative » (TDR), a été habituellement utilisée pour cartographier les structures peu profondes et qui peuvent constituer des cibles pour une exploration minière. Elle est définie en prenant l'arc-tangente de la dérivée verticale du gradient horizontal du champ magnétique, divisée par son module (Miller et Singh, 1994 ; Verduzco *et al.* 2004).

La carte obtenue via cet opérateur (fig. 11) montre que les structures liées à de fortes anomalies magnétiques, en l'occurrence celles des formations volcaniques, se voient alignées le long des failles majeurs de direction NE-SO et NS. En termes de profondeurs, l'analyse des résultats obtenus montre que la profondeur du toit des corps magmatiques ne dépasse pas 0,7 km. Au voisinage de Djebel Amara et du Cap d'Acra par exemple, les structures révélées sont plus orientées NE-SO avec des profondeurs qui ne dépassent pas 400 m, contrairement à celles, à dominance de même orientation, sises au sud de Djebel Sidi Kassem et qui se trouvent à des profondeurs atteignant les 700 m (fig. 11).

Il est à noter que vers le nord-est de la région de Tifraouine, l'orientation NE-SO des structures (plus ou moins profondes de 600 m) est en coïncidence avec les failles connues dans cette région, alors qu'aux monts des Traras, dans la partie ouest, nous n'avons pas cette configuration. Les accidents connus sont orientés dans la direction NE-SO et ENE-OSO. Par contre, les structures révélées par l'opérateur TDR sont orientées NS et NO-SE (fig. 11). Cet opérateur a permis donc de révéler d'autres failles non documentées à ce jour, mais aussi de les distinguer en plus autant que familles de failles minéralisées des autres

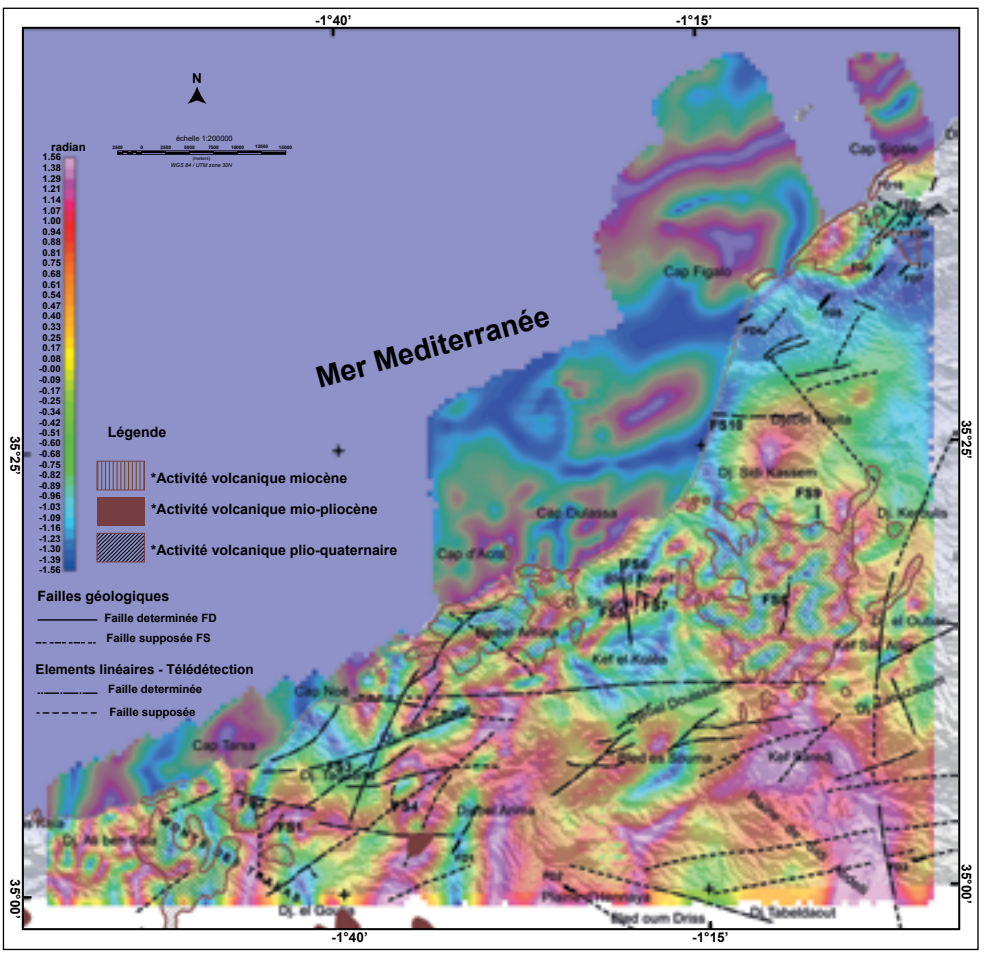


Fig. 11- Carte du champ magnétique réduit au pôle transformé par la méthode du « Tilt derivative », superposée sur un fond de relief topographique (MNT).

Reduced-to-the-pole magnetic field map transformed using the « Tilt derivative method », superimposed on a Digital Elevation Model (DEM) background.

indemnes, puisqu'elles présentent un contraste magnétique marquant. Celui-ci ne peut être qu'un indice relatif à un drainage par ladite faille d'un cortège minéralogique, très riche en éléments ferromagnétiques au sens large.

IV.6- Analyse des anomalies par l'opérateur « Gradient horizontal »

Cet opérateur consiste en des dérivées horizontales du champ magnétique dans les directions axiales X et Y. Il est généralement appliqué pour localiser les discontinuités des sources causatives d'anomalies dans le plan horizontal, notamment où des changements abrupts de contrastes (de susceptibilité magnétique, de densité, etc.) existent au-dessus des contacts lithologiques. Le gradient horizontal permet d'avoir exactement le point d'inflexion de la ligne du champ à l'aplomb dudit contact. L'ensemble de ces points d'inflexion et/ou maxima vont retracer des lignes étroites au-dessus des contacts. C'est une approche de plus pour mieux distinguer les accidents tectoniques, des contacts lithologiques et structuraux.

Dans l'optique de mettre en évidence les différents linéaments en fonction de leur prolongement en profondeur, ainsi que de suivre l'évolution de leur pendage, nous avons opéré ce gradient à nos

différentes cartes des anomalies réduites au pôle prolongées vers le haut, en l'occurrence celles obtenues à des distances échelonnées de 500 m jusqu'à 5000 m (figs. 12 et 13).

Les cartes des maxima de gradient horizontal déterminés (figs. 12 et 13), présentent une nette différenciation dans l'intensité des anomalies magnétiques caractérisant les différents domaines lithologiques et structuraux, particulièrement le long des contacts prévalent dans notre zone d'étude à l'image des failles ou accidents connus et/ou supposés. Ces derniers sont donc bien répertoriés via les alignements linéaires des maxima, tandis que les délimitations des formations volcaniques le sont via des alignements incurvés, tel est le cas à Djebel Amara, à Djebel Sidi Kassem et au nord de Cap Figalo (figs. 12 et 13). Comme aussi on observe une continuité en profondeur d'un ensemble d'accidents plus profonds (fig. 13). Cela est visible à travers l'existence de plusieurs alignements liés à ces accidents à plus de 3000 m de profondeur, tels révélés par les maxima obtenus avec le maximum de la distance de prolongement (5 km). Cependant, le décalage spatial de ces alignements depuis la surface serait donc lié au pendage desdits contacts lithologiques. Ceci a permis donc d'aboutir à un schéma structural « plus discernable » pour la région de Ghazaouat à l'échelle 1/200.000.

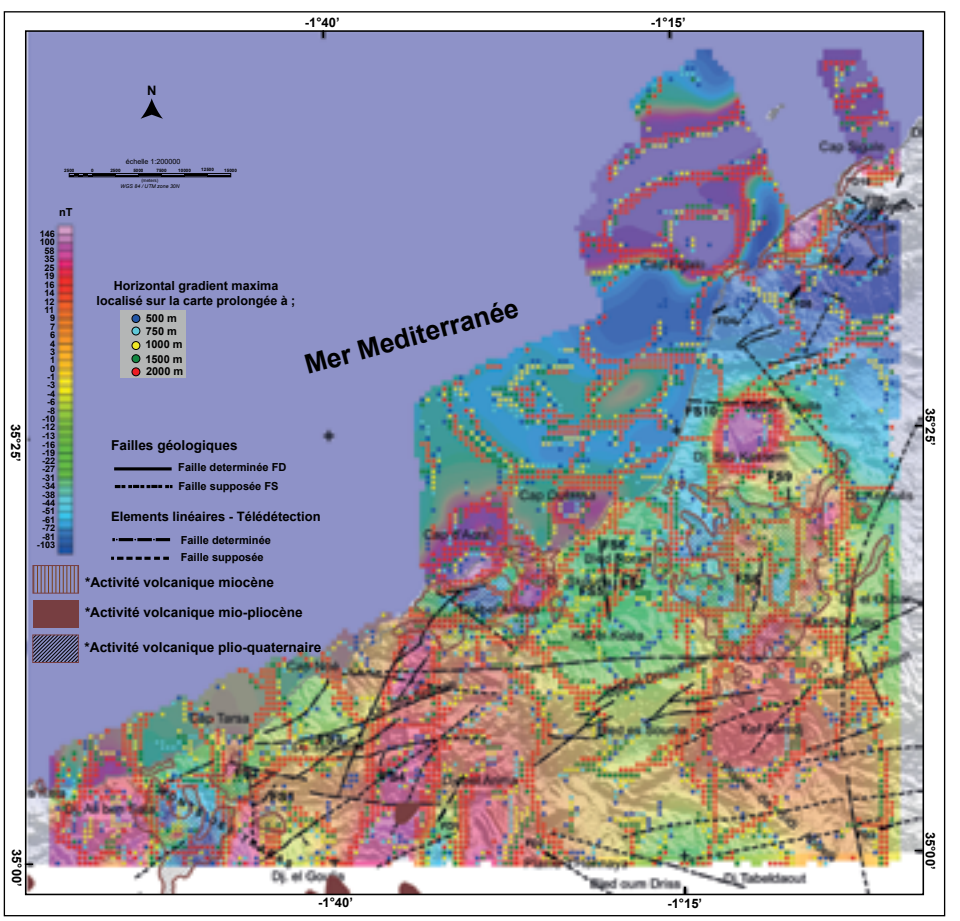


Fig. 12- Carte des différents contacts géologiques décernés par les maxima de gradient horizontal obtenus sur les cartes de prolongées vers le haut à 500 m, à 750 m, à 1000 m, à 1500 m et à 2000 m, le tout drapé sur un fond de relief topographique (MNT).

Map of the different geological contacts delineated by the horizontal gradient maxima obtained from the upward-continued maps at 500 m, 750 m, 1000 m, 1500 m, and 2000 m, all draped over a Digital Elevation Model (DEM) background.

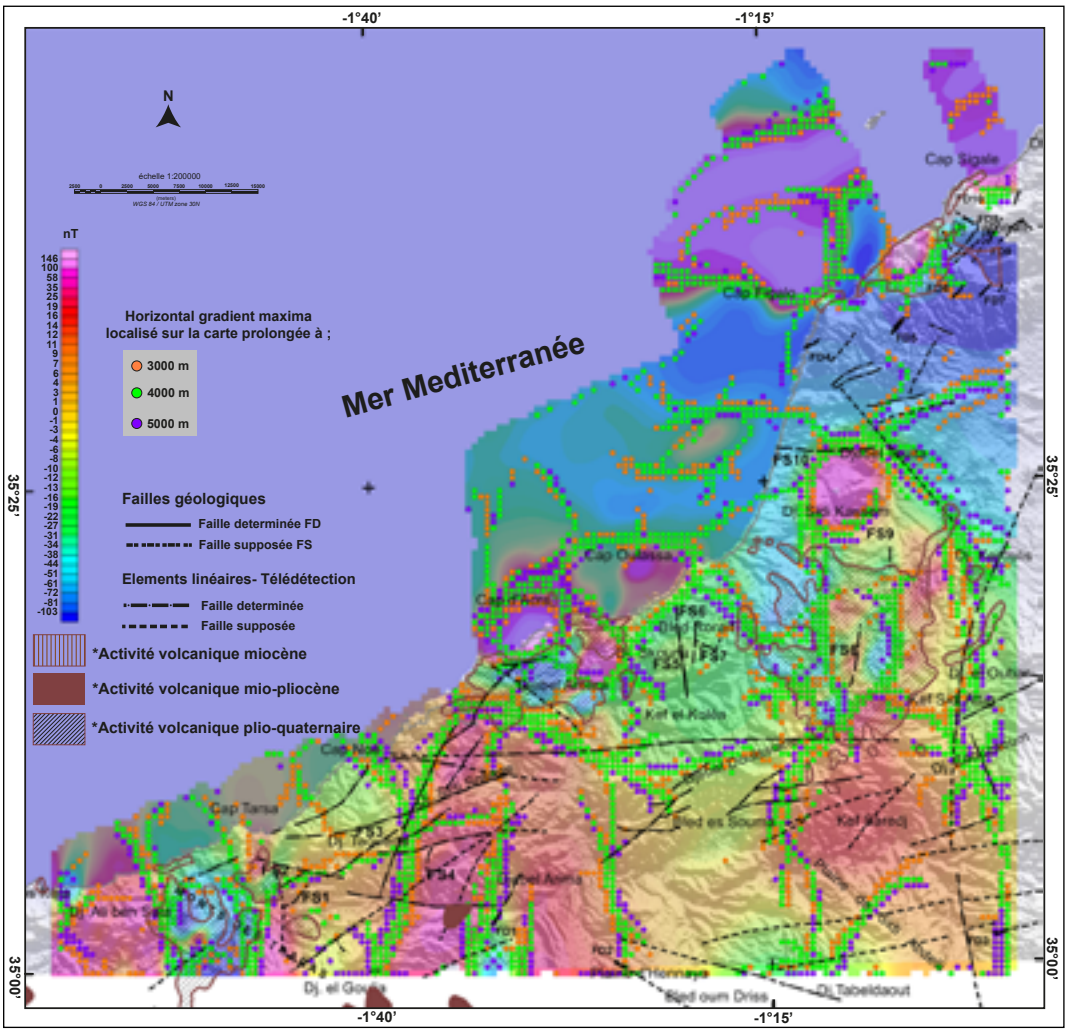


Fig. 13- Carte des différents contacts géologiques décernés par les maxima de gradient horizontal obtenus sur les cartes de prolongées vers le haut à 3000 m, à 4000 m et à 5000 m, le tout drapé sur un fond de relief topographique (MNT).

Map of the different geological contacts delineated by the horizontal gradient maxima obtained from the upward-continued maps at 3000 m, 4000 m, and 5000 m, all draped over a Digital Elevation Model (DEM) background.

IV.7- Estimation des profondeurs des sources par la déconvolution d'Euler

Pour déterminer la profondeur apparente de la source causative de l'anomalie (magnétique et/ou gravimétrique), on se réfère à l'équation d'homogénéité d'Euler (déconvolution d'Euler). Cette équation relie le champ magnétique et ses composantes de gradient à l'emplacement de la source de l'anomalie dont le degré d'homogénéité est exprimé sous la forme d'un « indice structural » (SI). Ce dernier est une mesure du taux de décroissance du champ en fonction de la distance par rapport à cette source. Il dépend de la géométrie de la source et indique le taux de variation de l'intensité du champ anormal avec la distance (Thompson, 1982 ; Reid *et al.*, 1990).

Ces derniers auteurs ont montré que pour des données magnétiques, cet indice peut prendre

des valeurs allant de 0 à 3 suivant les structures considérées (0 pour un contact, 1 pour un dyke, 2 pour un cylindre, 3 pour une sphère). Reid *et al.* (1990) ont conclu que les faibles valeurs (ex. de 0 à 1) fournissent les meilleures estimations des profondeurs.

Solutionner donc cette équation en fonction du choix approprié de cet indice, revient à déterminer, à la fois, la profondeur et la structure de la source, sans pour autant s'imposer de conditions de départ et/ou tenir compte du champ rémanent comme dans notre cas traitant du magnétisme (Moreau, 1996 ; Ravat, 1996). Les solutions minimales (profondeurs) à retenir sont au moins égales au pas de la grille et inférieures à deux fois la taille de la fenêtre de déconvolution, ainsi un taux de tolérance serait à définir pour vérifier cette condition (Reid *et al.*, 1990).

Il est à noter que dans notre cas, notre intérêt est plus axé sur la détection des sources et la détermination de leurs profondeurs, voire même la localisation des systèmes de failles et contacts dans la région d'étude. A cet effet, il faut opter pour un indice structural optimal, tout en prenant en considération le fait que les valeurs entières (0, 1, 2 et 3) susmentionnées, correspondent à des formes géométriques idéales qui n'existent pas réellement dans la nature. Pour la résolution du système d'équations d'Euler, il faut considérer une fenêtre de données (w x w = n) sur les grilles des gradients et du champ. Un point est estimé pour chaque fenêtre en utilisant les données qui s'y trouvent, ce qui produit un grand nombre de solutions. La taille de la fenêtre est donc prépondérante et le défi consiste alors à séparer les vraies solutions des fausses. C'est en fonction qu'il faudrait adopter un seuil de tolérance « Z », qui représente l'erreur sur la profondeur, autrement dit le taux d'acceptation des solutions.

Cependant, tenant compte des contraintes de la méthode et afin d'apprécier, à la fois le type et la profondeur de la source de l'anomalie, plusieurs valeurs de SI ont été testées. Enfin, trois valeurs ont été retenues et ce, en fonction des éléments de réponse apportés et jugés appréciables étant les grands volumes des données magnétiques du levé utilisé.

Les figures 14a, 14b et 14c représentent les résultats des solutions obtenues avec un seuil de tolérance de 0,75 et pour SI = 0, 1 et 3, respectivement. Les solutions sont drapées sur la carte du champ anormal réduit au pôle et ce, pour voir leur corrélation avec les anomalies observées. Après avoir soustrait l'altitude du vol pour le levé (150 m), ces solutions ont été regroupées en sept catégories que nous avons représentées par des petits cercles différenciés par des couleurs en fonction des profondeurs estimées.

Sur la figure 14a, les solutions obtenues avec SI=0 apportent une meilleure appréciation en termes de forme et d'orientation des structures en sus de l'estimation des profondeurs. Dans les monts des Traras par exemple, les sources d'anomalies observées confirment une disposition de contacts NS, notamment avec une meilleure définition des linéaments à des profondeurs qui varient entre 300 m et 1000 m. On remarque aussi une meilleure disposition géométrique et leur progression en profondeur, souvent en forme arquée ou circulaire autour de certaines anomalies, à l'image de ce qu'on observe au voisinage du domaine de Kef Seraj au SO, ou dans la région de Djebel Sidi Kassem, voire plus vers le NE dans la région de Cap Figalo. Ces formes sont typiquement liées aux formations volcaniques et les sources de leurs drains intrusifs.

En introduisant un SI = 1, les solutions obtenues ont révélé une ramification de sources superficielles (fig. 14b), tandis que pour un SI = 3 (fig. 14c), on a eu surtout une ramification de sources profondes, particulièrement autour des anomalies observées. Ceci est à relier probablement au type de sources, tels que les chambres magmatiques profondes responsables des intrusions volcaniques.

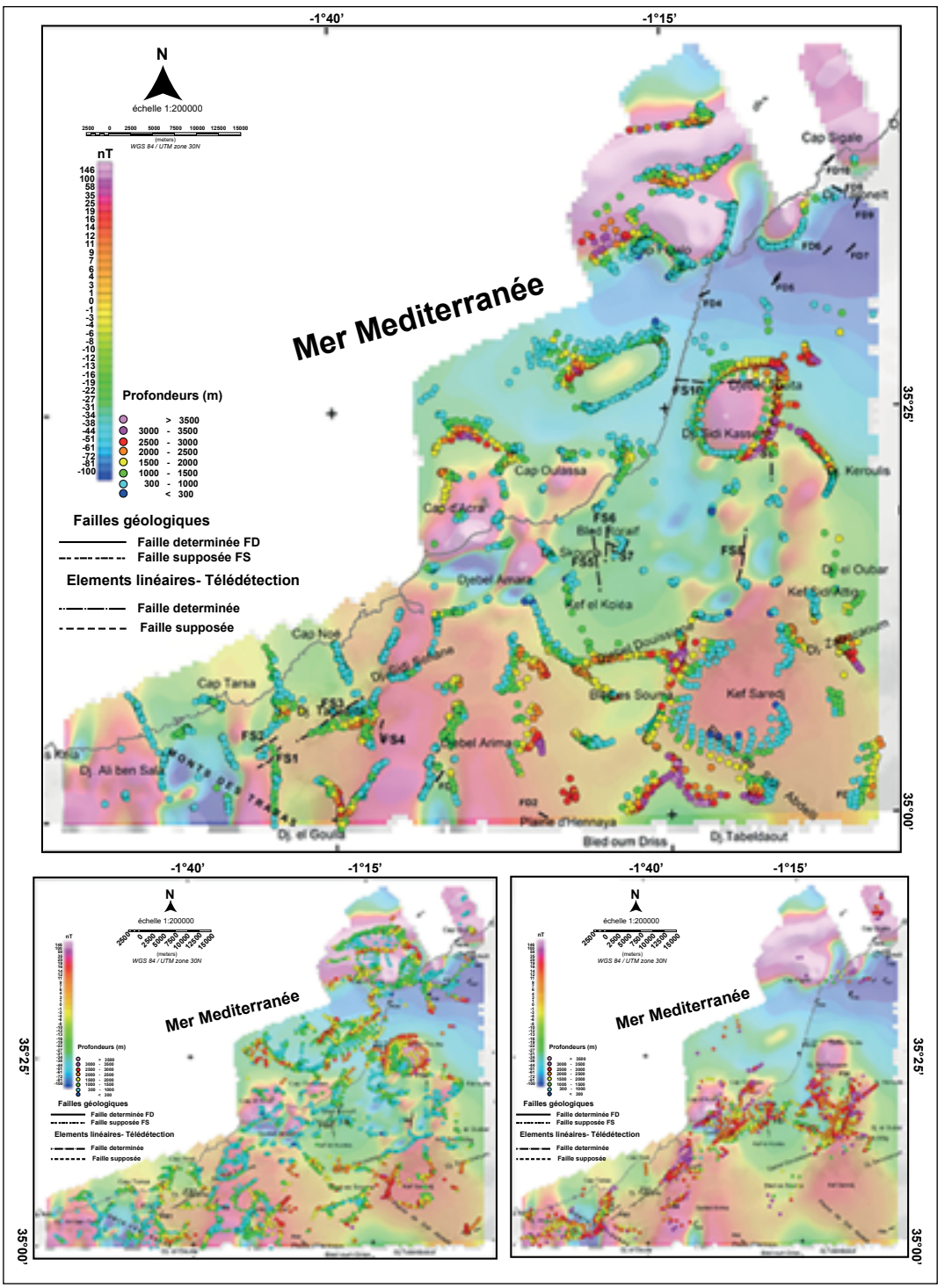


Fig. 14- Carte des différents contacts géologiques décernés par les maxima de gradient horizontal obtenus sur les cartes de prolongées vers le haut à 3000 m, à 4000 m et à 5000 m, le tout drapé sur un fond de relief topographique (MNT).

Map of the different geological contacts delineated by the horizontal gradient maxima obtained from the upward-continued maps at 3000 m, 4000 m, and 5000 m, all draped over a Digital Elevation Model (DEM) background.

V- DISCUSSION

a) Sur le plan lithologique

Malgré le fait que le levé aéromagnétique utilisé était limité en termes de données offshore, une caractérisation supplémentaire a pu être réalisée sur toute la ligne côtière. Les informations extraites de cette partie de données étaient très utiles, d'une part, pour compléter la distribution des anomalies observées en incluant toute cette marge littorale inaccessible. D'autre part, cela a permis d'identifier de nouvelles structures et/ou d'apprécier le prolongement en mer de celles d'ores et déjà examinées dans la partie continentale.

C'est le cas de l'anomalie positive isolée en offshore dans le secteur de Cap Oulassa. Cette anomalie semble peu profonde selon les cartes de prolongée vers le haut et de déconvolution d'Euler (fig. 7 et 14), puis de par sa forme circulaire, elle serait donc probablement liée à une intrusion magmatique synchrone avec les formations volcaniques qui se trouvent juste en face dans la partie continentale. Pas loin du Cap Oulassa, l'anomalie observée à Cap d'Acra précisément, s'étale quant à elle un peu plus en mer (fig. 7) et en profondeur (fig. 14), ce qui laisse supposer que la chambre magmatique desdites formations dans ce secteur serait située en mer. Similairement, on peut supposer les mêmes hypothèses pour les anomalies complexes (en termes de forme, d'intensité et de profondeur des sources) observées juste un peu plus loin vers le NE et qui se répartissent de Cap Figalo à Cap Sigale. Celles-ci présentent en plus des allongements en mer qui semblent guidés par des accidents profonds (figs. 7, 11, 13 et 14). Il n'est pas à écarter que c'est cette complexité, telle qu'elle est suggérée par nos résultats, qui aurait donné naissance aux îles volcaniques connues dans cette zone (Habibas), voire même l'existence distinguée d'une caldeira (celle de Tifraouine).

Par ailleurs, suite à notre analyse des anomalies magnétiques positives atypiques observées tout autour des surrections et/ou soulèvements tectoniques visibles dans notre zone d'étude (voir fig. 11, en repérant la toponymie des djebels), on peut avancer que nos résultats peuvent également contribuer à la compréhension de la physique de leur enracinement et structuration en profondeur. Ceci pourrait orienter de nouvelles investigations beaucoup plus minières tout autour de ces structures.

b) Sur le plan structural

Les premiers traits d'une distribution structurale des sources des anomalies observées sont révélés par la représentation de la position des maximas de l'amplitude (sources) du signal analytique du champ anormal (fig. 10b). Ces traits sont par contre indiqués globalement à l'aplomb et le long des structures liées aux formations volcaniques superficielles. Malgré cette insuffisance, on constate que nombreux de ces alignements n'ont pas été répertoriés auparavant. Ceci peut aussi renseigner sur les amenées magmatiques dont la cinématique de mise en place est forcément guidée par ce réseau imbriqué entre ces alignements structuraux.

Ce réseau structural a été complété par d'autres alignements identifiés sur les autres formations géologiques et ce, en appliquant l'opérateur de la dérivée d'inclinaison (Tilt dérivative, fig. 11). Ce dernier est plus indicatif aussi de l'orientation de ces alignements et qui sont à dominance NNE-SSO pour ne pas dire NS et NE-SO. Il est à noter que certaines de ces directions ne coïncident pas avec celles connues sur le terrain. A titre de comparaison, au NE de la région de Tifraouine, l'orientation est en coïncidence avec les failles reconnues contrairement à la région des monts des Traras (fig. 11). Ce qui confirme par le biais de cet opérateur, la probabilité de présence de structures peu profondes qui peuvent constituer des cibles pour une exploration minière et

ce, sur l'ensemble des formations, autrement quelques formations sédimentaires incluses (ex. Djebel Sidi Kassem, Djebel Arima, monts des Trara, etc.).

La délinéation des différents contacts géologiques, qu'ils soient stratigraphiques, intrusifs ou tectoniques, a été effectuée via l'opérateur gradient horizontal où les maxima retracent des lignes étroites au-dessus de ces contacts. Le suivi de leur géométrie en profondeur a été abordé en appliquant cet opérateur sur nos différentes cartes issues des prolongées vers le haut (figs. 12 et 13). En effet, ce puissant opérateur et son application à des prolongées échelonnées a participé efficacement à la délimitation de ces différents contacts.

Outre les orientations NS et NE-SO identifiées par les précédentes analyses, les orientations NO-SE et EO sont plus mises en évidence par ce gradient horizontal du champ anormal. Au regard du décalage spatial des contacts identifiés, depuis la surface jusqu'en profondeur en fonction de la distance des prolongées, démontre une géométrie de leurs plans avec des pendages. Ces derniers se voient variables en fonction du caractère structural des contacts identifiés et leurs orientations. Nous pouvons constater cela sur les contacts de direction EO qui présentent de forts pendages. Ce qui confirme leur caractère tectonique, reconnu partout au Nord de l'Algérie comme failles inverses. On peut aussi reconnaître leur caractère intrusif à travers les alignements incurvés autour des formations volcaniques prévalentes, à l'image de ce qu'on observe autour de Djebel Amara, à Djebel Sidi Kassem et au nord de Cap Figalo (figs. 12 et 13). Par ailleurs, une meilleure appréciation en termes de forme et d'orientation de ces contacts, ainsi que l'estimation de leur prolongement en profondeur, ont été apportées par la déconvolution d'Euler (fig. 14). Toutefois, l'analyse de toutes ces données sur le plan structural, montre qu'au moins une partie de ces failles ne se limite pas à une tectonique superficielle, mais qu'il s'agit au contraire d'importantes structures profondes affectant toute la croûte.

Il est à déduire qu'en regroupant les observations de terrain et autres satellitaires, avec nos résultats obtenus via les données aéromagnétiques, nous sommes parvenus à proposer un schéma structural « plus discernable » pour la zone étudiée (fig. 15).

c) Sur le plan sismotectonique

La région de Ghazaouet, bien qu'en apparence modérément sismique, fait partie intégrante de la zone de convergence active entre les plaques Afrique et Eurasie, où la vitesse relative est estimée à environ 4-6 mm/an (Nocquet, 2012). Dans ce contexte compressif, la sismicité est diffuse mais significative, comme en témoigne l'occurrence de séismes modérés à forts dans le Nord-Ouest algérien, en particulier dans la région orano-tlemcénienne (Yelles-Chaouche *et al.*, 2006 ; Maouche *et al.*, 2013). Sur le plan sismotectonique, la région est dominée par des failles compressives orientées ENE-OSO à NE-SO, souvent réactivées, dont les mécanismes sont principalement en faille inverse à composante décrochante (Meghraoui, 1988 ; Ayadi *et al.*, 2000). Ces structures participent activement à la dynamique tectonique régionale et concentrent les contraintes susceptibles de générer des ruptures sismogènes (Yelles *et al.*, 2004). Bien que Ghazaouet n'ait pas connu de séisme majeur documenté au XX^{e} siècle, sa position au sein du domaine externe du Maghreb occidental implique un risque non négligeable lié à la réactivation de failles enfouies ou méconnues.

Dans cette étude, un lien de corrélation a été recherché entre les structures délinées et l'occurrence des séismes, modérés à forts, en le représentant sur la carte du schéma structural proposé. Pour ce faire, nous avons intégré quelques données de séismes de magnitude variant de 2,6 à 5, en les superposant sur ladite carte des linéaments et des accidents interpré-

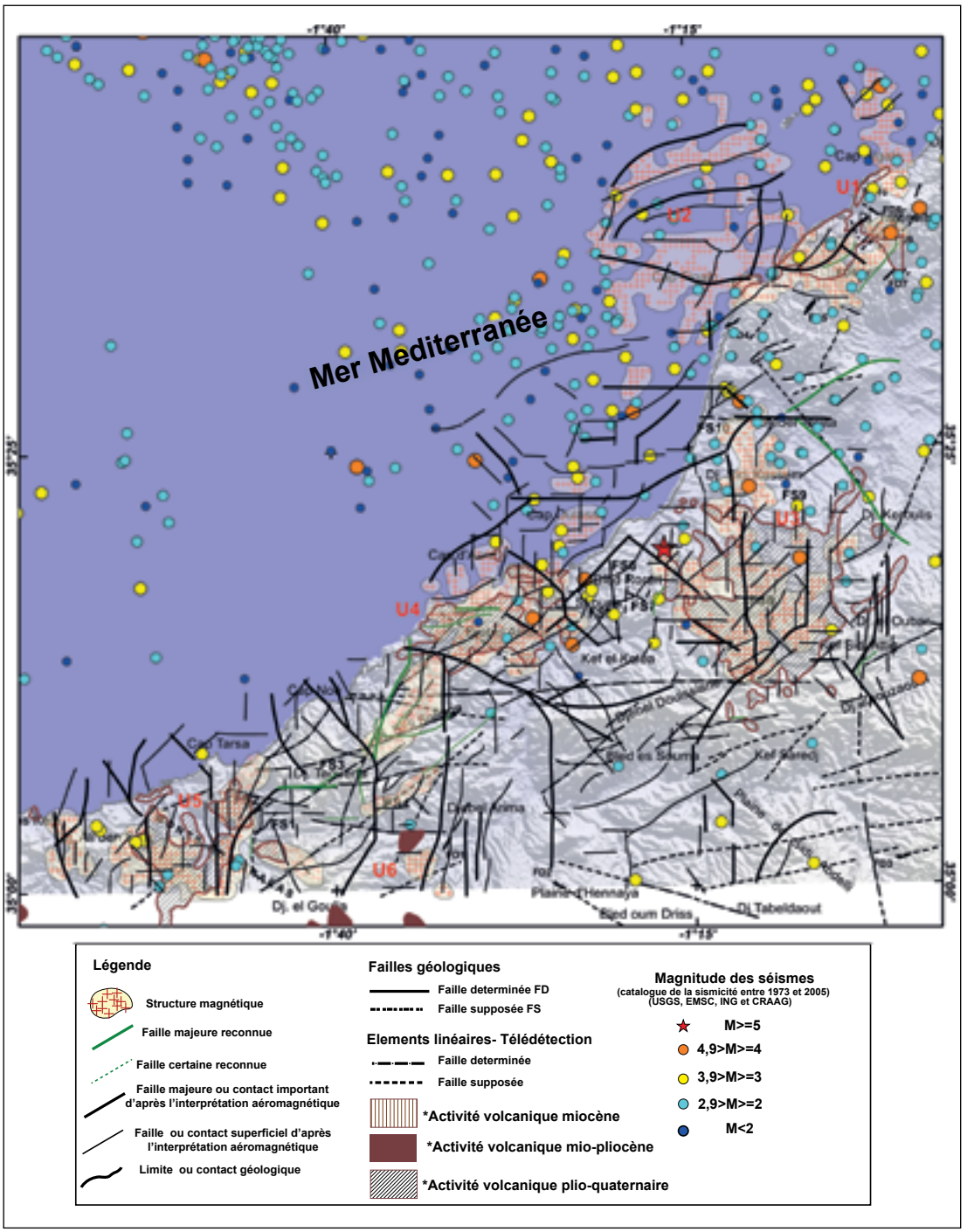


Fig. 15- Carte structurale proposée pour la région d'étude, incluant les données préexistantes avec celles issues de cette étude et les données de séismes de magnitude variant de 2,6 à 5, extraites d'une compilation de catalogues, en l'occurrence ceux du CRAAG, USGS, IGN et EMSC, pour la période allant de 1973 et juin 2025.

Proposed structural map of the study area, integrating pre-existing data with those derived from this study, as well as earthquake data with magnitudes ranging from 2,6 to 5, compiled from the CRAAG, USGS, IGN, and EMSC catalogues for the period from 1973 to June 2025.

tés grâce aux données aéromagnétiques (fig. 15). Il est à préciser que les épicentres des séismes représentés en fig. 15 proviennent d'une compilation de catalogues, en l'occurrence ceux du CRAAG, USGS, IGN et EMSC, pour la période allant de 1973 à juin 2025.

Sur la carte présentée en figure 15, certains séismes sont, en effet, projetés directement sur les contacts lithologiques recensés à partir de nos résultats. C'est le cas par exemple, aux alentours de la région Nord-Est, proche de Cap Figalo, ou dans la région de Djebel Tarnet au sud de Cap Sigale, voir aussi plus loin, à Djebel Amara et à Djebel Skouna. Ceci démontre l'importance de la contribution de la donnée géophysique au recensement du maximum d'éléments structuraux surtout non visibles, lesquels peuvent également contribuer à l'explication d'occurrence de séismes inattendus.

VI- CONCLUSION

Notre zone d'étude faisant partie du domaine externe de la ceinture du Tell Atlas s'étend parallèlement à la côte méditerranéenne depuis la frontière algéro-marocaine jusqu'à la chaîne du Dahra. Elle se caractérise par des nappes recouvertes de sédiments et de roches volcaniques datant du Néogène jusqu'au Quaternaire. De par sa localisation au sein du segment méridional de la chaine alpine (Maghrébides) et à l'articulation de deux domaines structuraux (atlasique et tellien), un tel contexte géologique et de tectogenèse, souligne donc la complexité de la zone étudiée.

Il est à déduire que la donnée aéromagnétique utilisée a été porteuse de nombreux éléments de réponses, sur d'abord, la réelle localisation des zones d'anomalies magnétiques, puis sur la délimitation des différents domaines structuraux et lithologiques dans la région d'étude. En effet, l'application des différents processus de traitement aux données utilisées, nous a permis de cerner les anomalies magnétiques observées et de parvenir particulièrement à séparer leurs différentes sources.

Toutes les cartes interprétatives issues de cette chaîne de traitement, ont révélé une caractérisation succincte des différentes structures et formations lithologiques prévalentes dans la zone d'étude et ce, en incluant toute la partie offshore sur toute la ligne côtière. Nonobstant la disponibilité de données, cela a permis d'identifier de nouvelles structures et/ou d'apprécier le prolongement en mer de celles élucidées dans la partie continentale. Une délinéation « intégrante » des différents contacts géologiques, qu'ils soient stratigraphique, intrusif ou tectonique, a été donc accomplie avec une continuité en mer. Leurs différentes directions et leurs géométries en profondeur ont été aussi déchiffrées en introduisant une procédure spécifique dans ladite chaine de traitement. Toutes ces informations ont montré enfin qu'au moins une partie de ces contacts ne se limitent pas à une tectonique superficielle, mais il s'agit au contraire d'importantes structures profondes affectant toute la croûte.

De plus, notre analyse des anomalies atypiques observées autour des surrections et/ou soulèvements tectoniques, a permis d'appréhender la physique de leur enracinement et structuration en profondeur. De telles indications, peuvent orienter de nouvelles investigations beaucoup plus minières tout autour de ces structures. D'autres parts, notre analyse sur l'aspect sismotectonique en introduisant la sismicité régionale, a démontré l'utilité de la donnée géophysique à recenser le maximum d'éléments structuraux surtout non visibles, lesquels peuvent également contribuer à l'explication d'occurrence de séismes imprévus.

Au terme de cette étude ayant pour objectif la réinterprétation du levé aéromagnétique, nous avons pu donc déterminer les

caractéristiques structurales et lithologiques de chaque domaine géologique via l'analyse approfondie des anomalies magnétiques observées. Plus particulièrement, les anomalies associées aux formations magmatiques, où leurs délimitations depuis la surface jusqu'à leurs toits en profondeur ont été détaillés. Enfin, en regroupant les observations sur le terrain et autres satellitaires, avec nos résultats obtenus via les données aéromagnétiques, nous sommes parvenus enfin à proposer un schéma structural « plus discernable » pour la zone étudiée.

REFERENCES

ASFIRANE, F., & GALDEANO, A. 1995. The aeromagnetic map of northern Algeria: processing and interpretation. *Earth and Planetary Science Letters, 136*, 61-88.

AYADI, A., BEZZEGHOUD, M., & BENHALLOU, H. 2000. Seismicity and tectonics of the Tell Atlas of Algeria. *Journal of Seismology, 4*, 117-126. https://doi.org/10.1023/A:1009863703406.

BARANOV, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics, 22*: 359-383.

BARANOV, V., & NAUDY, H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics, 29*: 67-79.

BELLON, H., GUARDIA, P., ET MAGNÉ, J. 1984. Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol. *Méditerranéenne, XI*, 255-264.

BENDOUKHA, R. 2008. Etude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme alcalinplio- quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale). *Thèse de doctorat, USTHB, Alger*.

BENBAKHTI, I, MAOUCHE, S, BELHAI, D, HARBI, A, RITZ, J.-F., RABAI, G, REZOUK, A. & DOUMAZ, F. 2018. Characterizing the active tectonics in the Oran region (Algeria) and recasting the 1790 earthquake. *Journal of Seismology 22*,1549-1561 doi:10.1007/s10950-018-9784-3

BLAKELY, R.-J. 1995. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications, *Cambridge University Press*.

BOUKERBOUT, H. & ABTOUT, A. 2010. Le levé aéromagnétique algérien : champ magnétique total ou champ d'anomalie magnétique ? *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, 21*, 183-200.

COULON, C., MEGARTSI, M., FOURCADE, S., MAURY, R.-C., BELLON, H., LOUNI-HACINI, A., COTTON, J. & HERMITTE, D. 2002. Post-Collision Transition from Calc-Alkaline to Alkaline Volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): Magmatic Expression of a Slab Breakoff. *Lithos, 62*, 87-110.https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00109-3

GUARDIA, P. 1975. Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rift externe, le Tell et l'avant pays atlasique. *Thèse de doctorat, Université de Nice*, 289 p.

JACOBSEN, B.-H. 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential field maps, *Geophysics, 52*, 1138 - 1148.

MAOUCHE, S., BELABBES, S., & CISTERNAS, A. 2013. Active tectonics and earthquake hazard assessment in northern Algeria. *Natural Hazards, 69*, 1059-1084. https://doi.org/10.1007/s11069-013-0759-7

Megartsi, M. 1985. Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie Nord Occidentale (géologie, pétrologie géodynamique). *Thèse de Doctorat d'état IST/ USTHB*, 295 p.

Meghraoui, M. 1988. Active faults and paleoseismicity in northern Algeria. *Annales Tectonicae, 2*(3), 121-128.

Miller, H.-G. & Singh, V. 1994. Potential field tilt- a new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics, 32*, 213-217.

Moreau, F., Gibert, D. & Saracco, G. 1996. Filtering nonstationary geophysical data with orthogonal wavelets. *Geophysical Research Letter, 23*, 407-410.

Nabighian, M.-N. 1984. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics, 37*, 507-517.

Najid, D. 1979. Paléomagnétisme du Miocène, Plio-Quaternaire et du Quaternaire. *Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg*, 134p.

Nocquet, J.-M. 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics, 579*, 220-242. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037.

Ravat, D. 1996. Analysis of the Euler Method and Its Applicability in Environmental Magnetic Investigations JEEG, December 1996, Volume 1, Issue 3, pp. 229-238.

Reid, A.-B., Allsop, J.-M., Granser, H., Millett, A.-J. & Somerton, I.-W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics, 55*, 80-91.

Roest, W.-R., Verhoef, V. & Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics, 57*, 116-125.

Sadran, G. 1958. Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. *Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Alger*, 535p.

Thompson, D.-T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics, 47*, 31-37.

Verduzco, B., Fairhead, J.-D., Green, C.-M. & MacKenzie, C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. SEG. *The Leading Edge*, 116-119.

Yelles, K., Meghraoui, M., Boutemer, S., & Benhallou, H. 2004. The Boumerdes earthquake of May 21st, 2003 (Mw 6.8), Algeria. *Geophysical Research Letters, 31*(20), L20608. https://doi.org/10.1029/2004GL020466.

Yelles-Chaouche, A.-K., Benhallou, H., Harbi, A., & Bezzeghoud, M. 2006. Seismotectonic framework of northern Algeria: Constraints from recent and historical earthquakes. *Geological Society, London, Special Publications, 258*, 55-72. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.258.01.05.