

APPORT DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE A L'ETUDE DU REMPLISSAGE

Abderrezak DJERRAB

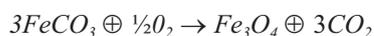
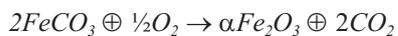
Introduction

La susceptibilité magnétique est l'une des techniques les plus utilisées pour identifier les différentes couches stratigraphiques, étudier la minéralogie magnétique et détecter les foyers au sein du remplissage des grottes.

En général la susceptibilité magnétique augmente en présence de couches argileuses riches en différents types d'oxydes de fer (magnétite, maghémite, ...) et diminue en présence de couches sableuses formées pendant un climat sec.

La roche encaissante et l'environnement proche jouent un rôle très important dans le développement de la susceptibilité magnétique.

Dans les milieux karstiques du bassin méditerranéen, la succession des périodes humides pendant l'hiver, et chaudes pendant l'été, favorise l'oxydation de la sidérite (FeCO_3) présente dans la roche encaissante (calcaire) en magnétite (Fe_3O_4), maghémite (Fe_2O_3), hématite et en d'autres oxydes non stables selon les deux réactions suivantes:



Les deux oxydes obtenus (la magnétite et la maghémite) vont subir plusieurs oxydations très complexes et être transformés en hématite (Ellwood *et al.* 1986), ce qui donne un aspect rougeâtre à tous les sédiments (Pyrénées-Orientales, Côte d'Azur et Andalousie).

Des argiles ferrifères (chlorites et/ou glauconites) $\text{Fe}_4\text{Al}_2\text{Si}_{10}(\text{OH})_{18}$ peuvent contribuer à l'enrichissement du sédiment en différents types d'oxydes de fer par les mêmes processus d'oxydoréduction décrits auparavant (Ellwood *et al.* 1986).

Récemment, la susceptibilité magnétique a été large-

ment utilisée pour étudier les lœss en Chine. Tite et Linigton (1975) montrent que les minéraux magnétiques, plus particulièrement la maghémite, sont le résultat de l'alternance des phénomènes d'oxydoréduction pendant la pédogenèse.

Verosub *et al.* (1993) ont focalisé leurs efforts sur l'étude du rôle du climat par rapport au développement des paléosols. Ce problème est moins compliqué dans l'étude des remplissages des grottes car, une fois les sédiments déposés, ils conservent souvent leur structure et, en général, ne sont pas altérés par les phénomènes de pédogenèse.

L'objectif dans le cadre de ce travail a consisté à mettre en évidence les points suivants:

- les variations de la susceptibilité magnétique tout le long du remplissage de la grotte des Conques;
- l'identification des principaux niveaux stratigraphiques;
- l'apport des paramètres magnétiques: χ_{bf} , χ_{fd} , ARA, SIRM, dans l'étude paléoclimatologique et dans la détermination des différents types de grains magnétiques et de leurs tailles;
- la reconnaissance des différentes composantes magnétiques et leurs paliers de saturation de rémanence pour l'ensemble des échantillons, et leur signification dans l'étude du type et de la taille des grains magnétiques.

Méthodologie

Des mesures de la susceptibilité magnétique volumique (κ_{bf}) ont été réalisées sur le terrain chaque 5 cm aussi bien verticalement qu'horizontalement, à l'aide d'une sonde MS2F (fréquence 958 Hz) connectée à un appareil de type Bartington MS2.

La susceptibilité magnétique massique a été mesurée au laboratoire sur 14 échantillons prélevés sur les coupes. Ces échantillons ont été tamisés pour éliminer tous les grains de diamètre supérieur à 2 mm. Ensuite, des mesures de la susceptibilité magnétique massique (χ_{bf}) à basse et à haute fréquence (0,46 kHz et 4,65 kHz) ont été faites au laboratoire de préhistoire de Tautavel, en utilisant le même appareil MS2 (relié à une sonde MS2B).

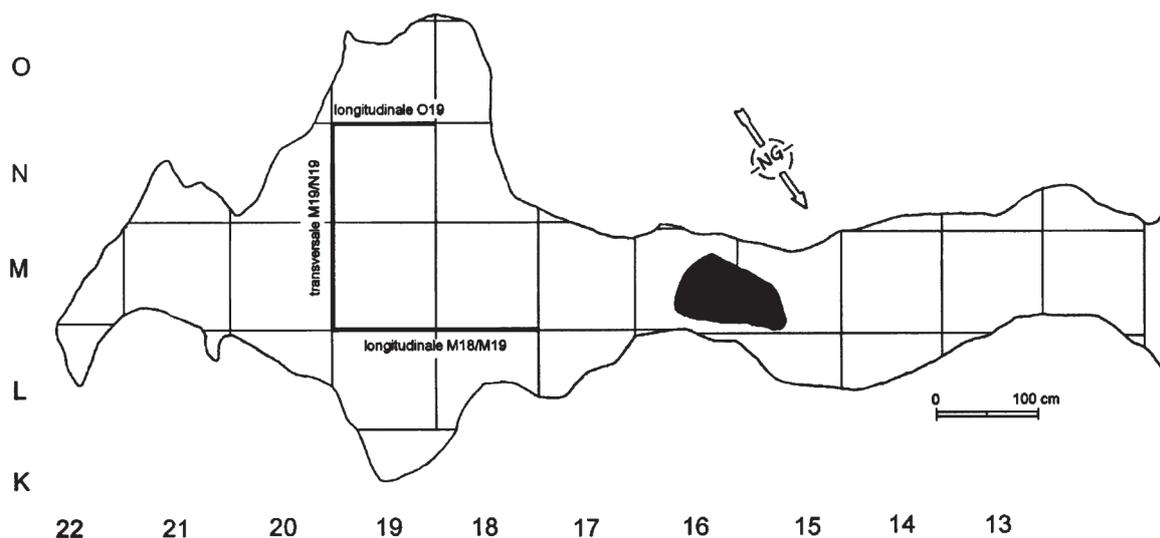


Figure 1. Plan de la grotte des Conques (Vingrau, Pyrénées-Orientales) et localisation des coupes étudiées.

L'aimantation rémanente isothermale de saturation (SIRM) a été mesurée sur les 14 échantillons en poudre (les quatre premiers échantillons ont été prélevés sur la coupe stratigraphique longitudinale N19/O20 à X=50 et le reste des échantillons a été prélevé sur la coupe stratigraphique M19/N19 en M à X=85). Pour ce faire on place l'échantillon dans un électro-aimant, puis on applique un fort champ magnétique (1 T) suivant le nord de l'échantillon, enfin on mesure la SIRM dans un magnétomètre de type "spinner". La dernière étape consiste à mesurer l'aimantation rémanente anhystérique (ARA) en appliquant un faible champ direct de 0,2 mT, puis un fort champ alternatif de 0,12 T sur l'échantillon dans le sens inverse de l'aimantation à saturation. On place alors l'échantillon dans le magnétomètre afin de mesurer l'ARA acquise.

Quelques échantillons ont subi la procédure proposée par Lowrie (1990). Premièrement, on applique un IRM le long de l'axe Z de l'échantillon dans un champ de 1000 mT, ensuite, un second IRM est appliqué le long de l'axe X avec un champ de 100 mT et, enfin, un troisième suivant l'axe Y dans un champ de 50 mT. Finalement, les échantillons sont désaimantés thermiquement. Cette procédure donne une bonne séparation des différentes composantes magnétiques et de leurs champs coercitifs (Lowrie 1990; Westphal *et al.* 1998).

Résultats

Les cartes de la susceptibilité magnétique volumique (κ_{bf}) montrent la présence de trois niveaux de susceptibilité différente (fig. 2:1-3).

Niveau 1: Correspond à la couche C1 décrit par les sédimentologues. Il se localise entre -40 et -60 cm (fig. 2:1), (κ_{bf}) est faible par rapport aux niveaux sous-jacents, ne dépassant pas $50 \cdot 10^{-5}$. La susceptibilité magnétique massique (χ_{bf}) est com-

parable à la κ_{bf} (fig. 3:1). Le facteur de la susceptibilité magnétique (χ_{fd}) est supérieur à 10% (fig. 3:2). L'aimantation rémanente isothermale de saturation (S.I.R.M) est supérieure à $10 \cdot 10^{-2} \cdot A \cdot m^2/kg$ (fig. 3:3). L'aimantation rémanente anhystérique (A.R.A) est inférieure à $6 \cdot 10^{-4} \cdot A \cdot m^2/kg$ (fig. 3:4).

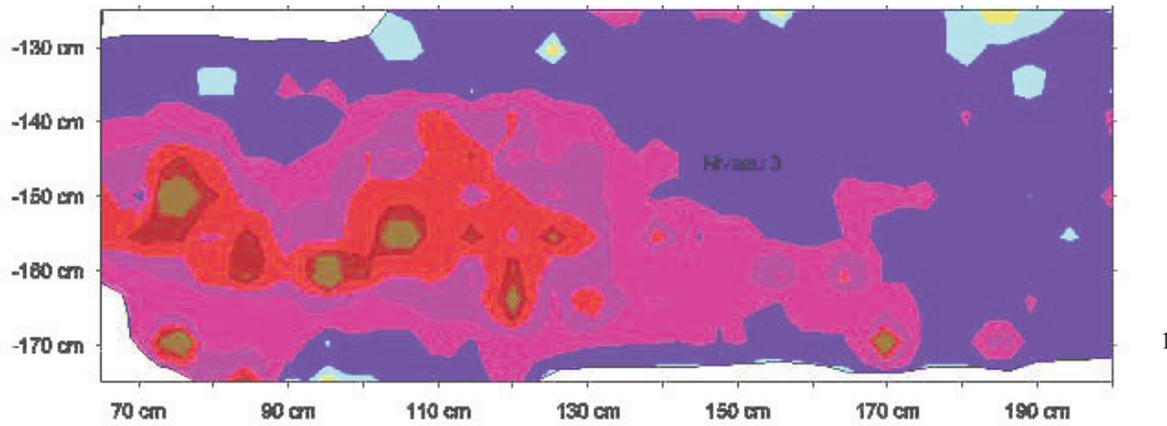
Niveau 2: Correspond aux couches C2 et C3, et se localise entre -60 et -120 cm (fig. 2:2-3). La susceptibilité volumique varie entre 40 et $80 \cdot 10^{-5}$, la χ_{bf} est supérieure à $40 \cdot 10^{-5} m^3/kg$ (fig. 3:1). La A.R.A est supérieure à $6 \cdot 10^{-4} A \cdot m^2/kg$ (fig. 3:4), et les valeurs de la S.I.R.M sont comparables avec celles de la couche précédente. La χ_{fd} est légèrement inférieure à celui de la couche supérieure (fig. 3:2).

Niveau 3: Correspond à la couche C4, commence à -120 cm (fig. 2:1-3), de couleur rougeâtre, montre des valeurs de κ_{bf} et de χ_{fd} plus élevées que les deux niveaux précédents (fig. 3:1). Le χ_{fd} varie entre 6 et 11 % (fig. 3:2). Les mesures de A.R.A sont groupées autour de $10 \cdot 10^{-4} \cdot A \cdot m^2/kg$ (fig. 6.D), et la S.I.R.M varie entre 7 et $17 \cdot 10^{-3} \cdot A \cdot m^2/kg$ (fig. 3:3).

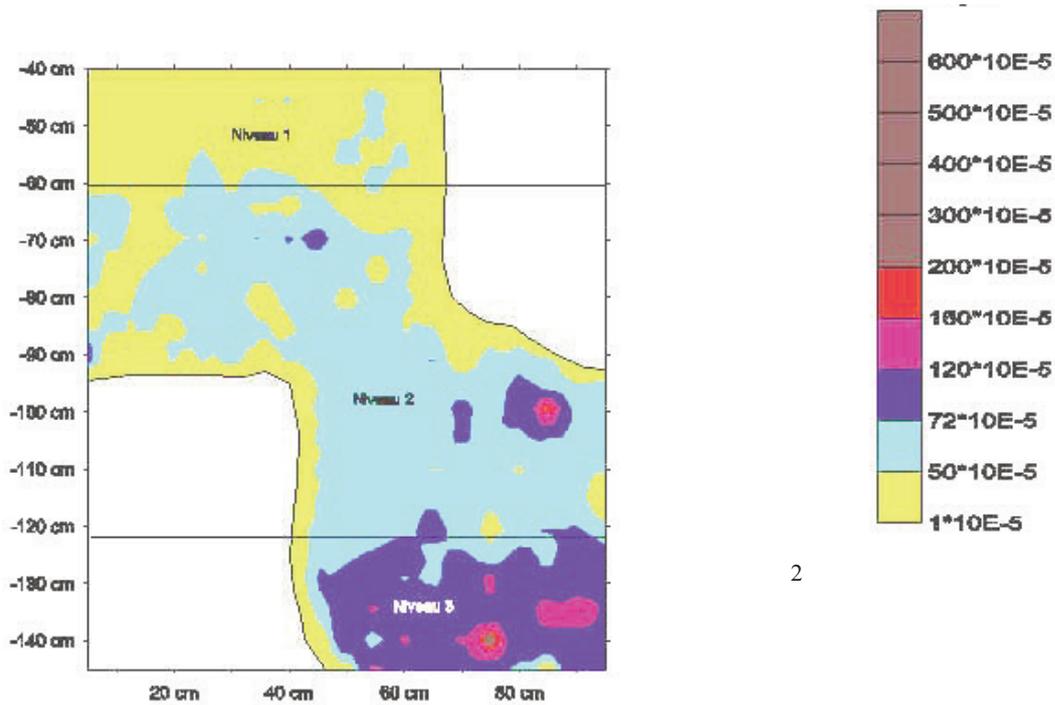
Les courbes de l'aimantation à saturation des quatre échantillons (2C1, 4C2, 6C3 et 10C4) montrent que ces derniers se saturent à 90% à 100 mT (fig. 5). Le champ coercitif de la rémanence (B_0)_{cr} est faible pour l'ensemble des échantillons, il varie entre 15 et 20 mT (fig. 5).

Le diagramme proposé par Lowrie montre que les trois échantillons 1C1, 3C2 et 6C3 présentent une faible force de coercivité et deux à trois points de Curie (entre 300 et 400°C, à 580°C et à 680°C) (fig. 6).

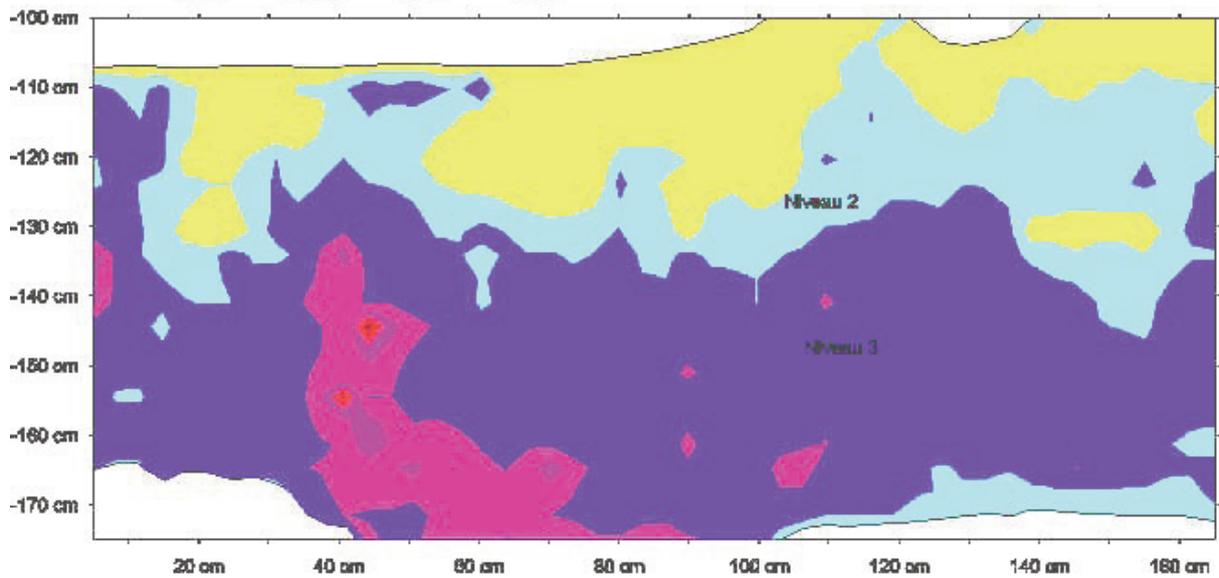
La courbe de la susceptibilité magnétique volumique (κ pour 0.6 grammes en poudre) en fonction de la température de l'échantillon 13C4 (0.6 g) (fig. 7:2) indique que la κ diminue à 360°C, augmente légèrement entre 400 et 550°C,



1



2



3

Figure 2. 1. Représentation graphique en deux dimensions de la susceptibilité magnétique volumique sur la coupe transversale M19/N19; 2. Représentation graphique en deux dimensions de la susceptibilité magnétique volumique sur la coupe longitudinale N19/O19; 3. Représentation graphique en deux dimensions de la susceptibilité magnétique volumique sur la coupe longitudinale M18/M19.

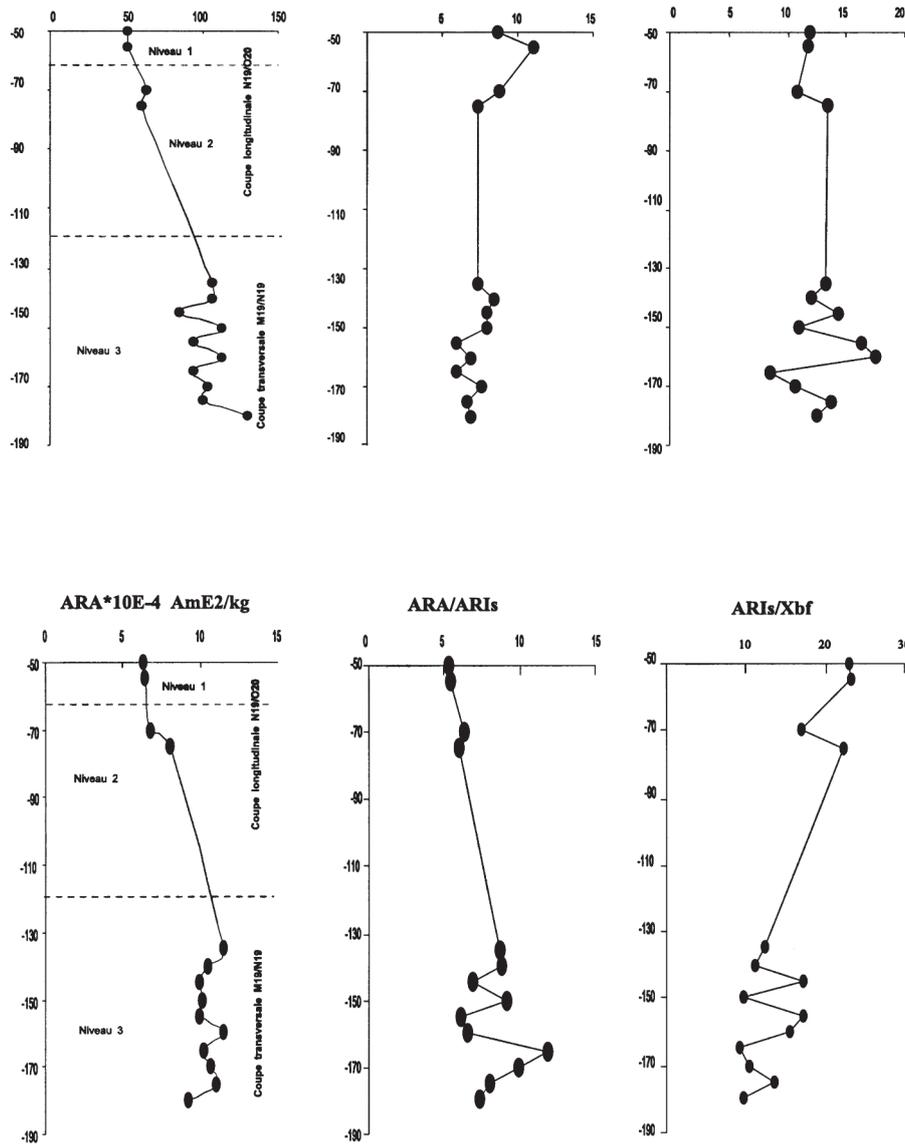


Figure 3. Mesures des paramètres magnétiques: 1. Susceptibilité magnétique à basse fréquence (m^3/kg); 2. Facteur de la susceptibilité magnétique; 3. Aimantation Rémanente Isothermale de saturation ($10E^{-3} A.m^2/kg$); 4. Aimantation Rémanente Anhystrérique ($10E^{-4} A.m^2/kg$); 5. ARA/SIRM; 6. SIRM/Xbf en kAm^{-1} .

et montre un pic à $500^\circ C$ qui ressemble à celui de Hopkinsan (variation de H_c avec T) puis chute fortement à $575^\circ C$. La courbe de la susceptibilité magnétique pendant le refroidissement de cet échantillon montre une augmentation de la κ liée à la formation des nouveaux oxydes de fer à une température supérieure à $580^\circ C$. Pour l'échantillon 4C2 (fig. 7:1), on constate une diminution de la κ à $580^\circ C$. La courbe de refroidissement de cet échantillon est semblable à celle de l'échantillon 13C4.

Interprétation

Concernant le niveau 1, les résultats obtenus montrent que la susceptibilité magnétique massique est relativement moins élevée que celle des autres niveaux (fig. 3:1). Le facteur de fréquence de la susceptibilité magnétique est le plus élevé

entre 7 et 11% (fig. 3:2). Il semblerait que cette différence soit due à la présence des grains de diamètre compris entre 0.016 et 0.036 μm (domaine de transition des grains monodomaines en grains superparamagnétiques) (B.A. Maher 1988). Cette constatation ne permet pas d'exclure cependant la présence des grains monodomaines et multidomaines. L'étude sédimentologique de la fraction fine de ce niveau indique la présence de 50 à 60% d'éléments fins (50% de limon et d'argile et 20% de sable fin) et 30% de $CaCO_3$. La fraction fine dans le niveau 2 (C2 et C3) est comprise entre 40 et 50% (70% de limon et argile et 21% de sable fin). Le niveau 3 est plus riche en fraction fine, elle varie entre 90 et 95% du sédiment du niveau; les limons et les argiles sont bien représentés (73,4%) (Alahyane 1994). A partir de la répartition de la fraction fine (limon et argile), on constate que le pourcentage de celle-ci diminue de la base vers le sommet, ce qui est en concordance

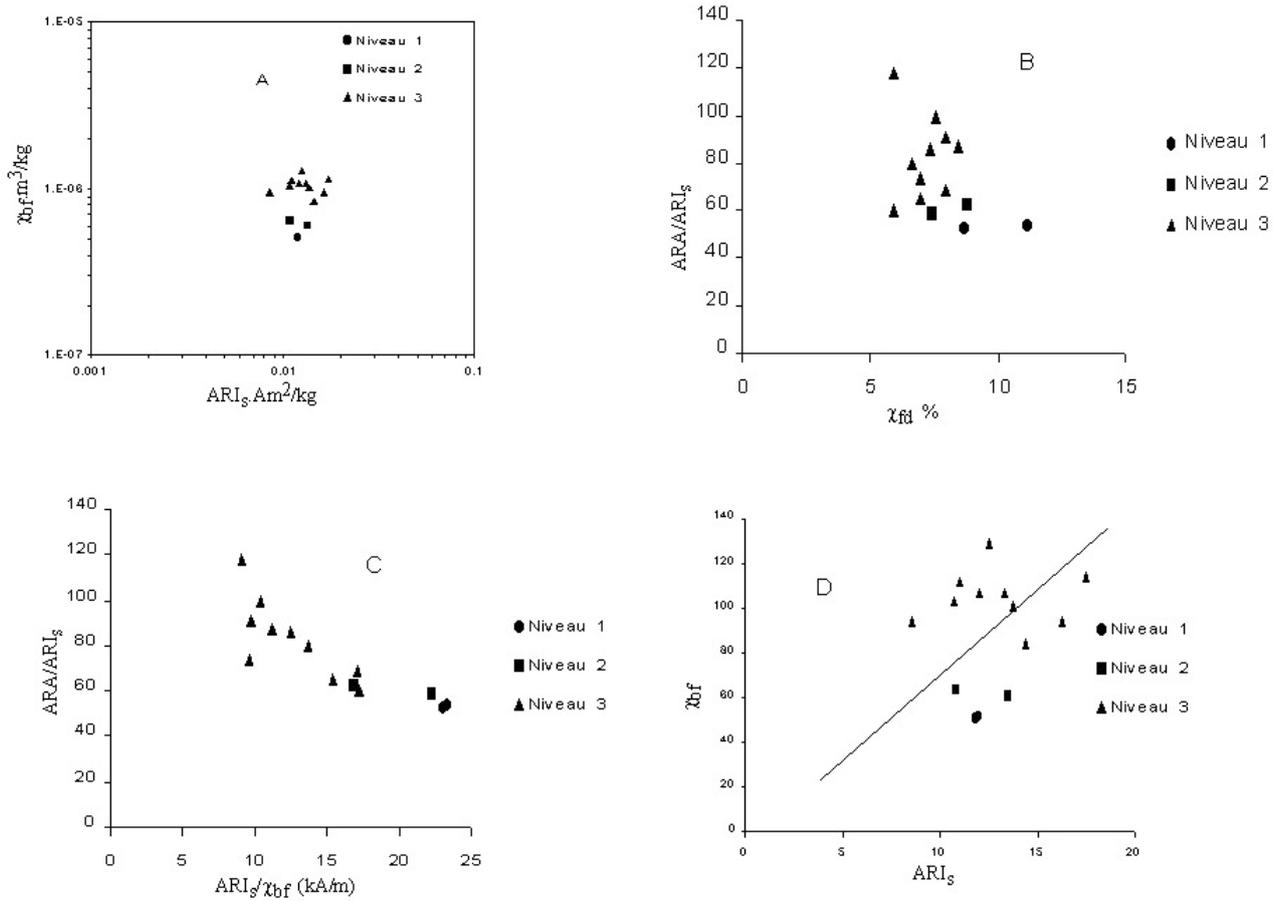


Figure 4. Diagrammes des paramètres magnétiques: A. Diagramme logarithmique de la susceptibilité magnétique massique (m^3/kg) en fonction de l'Aimantation Rémanente Isothermale de Saturation ($\text{A.m}^2/\text{kg}$); B. $ARA/SIRM$ en fonction du facteur de la susceptibilité χ_{fd} en %; C. $ARA/SIRM$ en fonction de la $SIRM/X$; D. χ_{bf} en fonction de la $SIRM$.

avec les valeurs de la susceptibilité magnétique volumique et massique.

Beaucoup de chercheurs ont montré que les paramètres magnétiques tels que: χ_{bf} , S.I.R.M, A.R.A, $ARA/SIRM$, et $\chi_{bf}/SIRM$ reflètent la nature, la taille et la structure des grains magnétiques (Zhou 1990; Thompson 1980).

La $SIRM$ varie peu dans les niveaux 1 et 2, alors que dans le niveau 3 elle varie d'une façon aléatoire entre 5 et $20 \cdot 10^{-3} \cdot \text{A.m}^2/\text{kg}$ (fig. 3:3). La courbe de l'ARA montre une allure semblable à celle de la χ_{bf} (fig. 3:4), et les valeurs augmentent progressivement du sommet vers la base du remplissage. Les valeurs des deux paramètres révèlent que les grains magnétiques des niveaux 1 et 2 sont relativement homogènes, tandis que le niveau 3 est constitué par un mélange non homogène. Au niveau du diagramme logarithmique proposé par R. Thompson et F. Oldfield en 1986 (fig. 4:1), on constate que les grains sont groupés dans une zone caractéristique de la magnétite (grains monodomaines, multidomaines et superparamagnétiques).

La variation du rapport $ARA/SIRM$ est liée directe-

ment à la présence des grains magnétiques porteurs de la rémanence et n'est pas affectée par la présence des grains paramagnétiques ou diamagnétiques (Zhou 1990). Dans notre cas ce rapport montre une bonne corrélation avec la partie supérieure de la courbe de la χ_{bf} (niveaux 1, 2 et une partie du niveau 3), ce qui indique que les oxydes de fer de cette partie du remplissage ont une composition minéralogique plus stable et plus homogène que ceux de la partie inférieure. Cela est confirmé par le graphe en fonction χ_{bf} de $SIRM$ (fig. 4:4), qui montre une relation linéaire pour l'ensemble des échantillons du niveau 1 et 2, et des points dispersés de part et d'autre de la ligne de tendance du niveau 3.

La courbe du rapport $SIRM/\chi_{bf}$ a une allure inverse à celle de la susceptibilité magnétique massique. Théoriquement, dans les domaines de transition des grains monodomaines aux grains superparamagnétiques, la $SIRM$ tend à augmenter, et la χ_{bf} tend à diminuer, tandis que dans le cas des grains monodomaines ou multidomaines, la $SIRM$ montre des valeurs très élevées. Au contraire, l'abondance des grains superparamagnétiques tend à diminuer la $SIRM$. Le résultat de ce rapport donne des valeurs plus élevées dans la partie supérieure du remplissage (niveau 1 et 2) (fig. 3:6), ce qui est

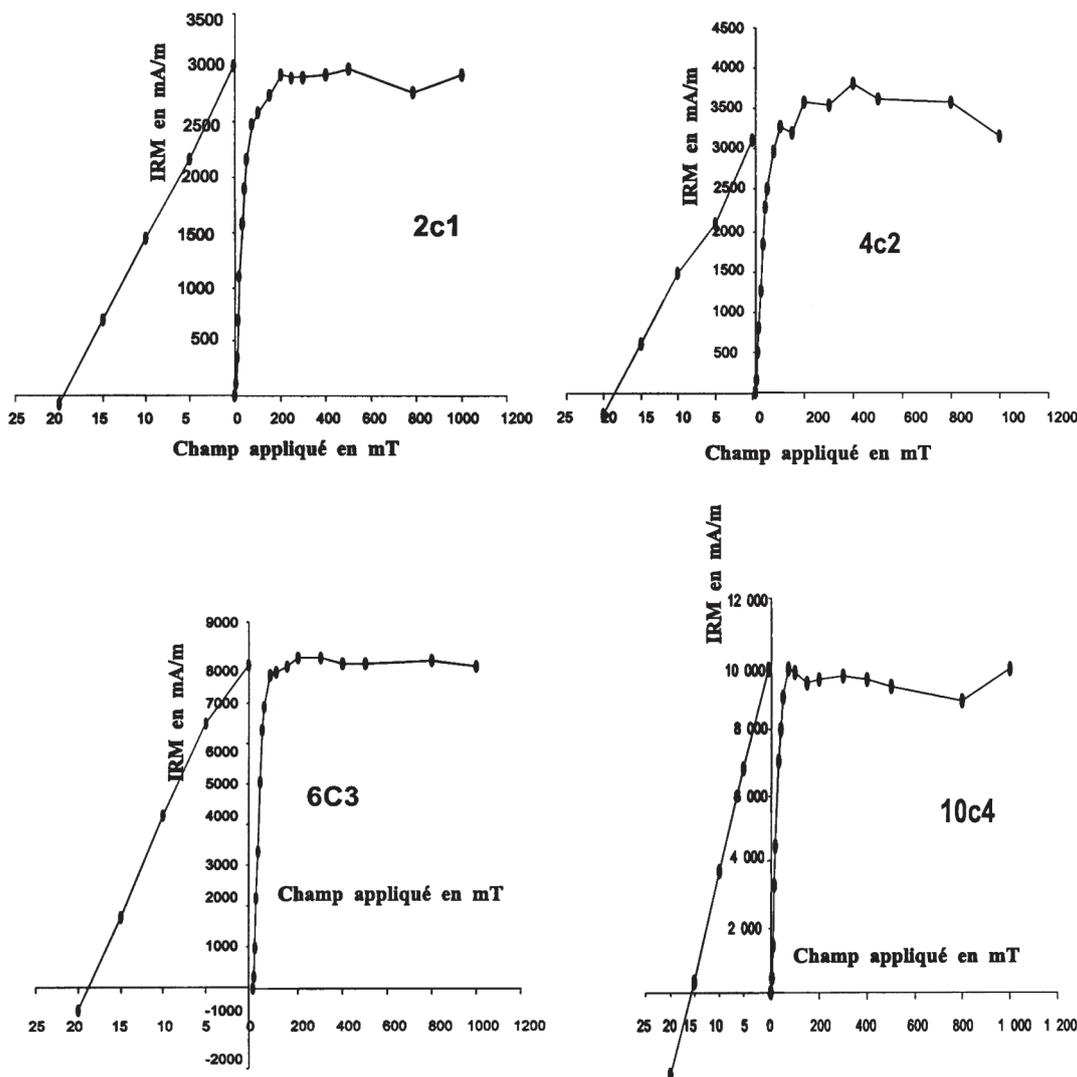


Figure 5. Courbes d'acquisition de l'aimantation à saturation des échantillons: 1. 2C1; 2. 4C2; 3. 6C3; 4. 10C4.

probablement dû à l'abondance des grains fins (diamètre entre 0.016 et 0.036 μm) au sommet et d'un mélange des grains à la base (SP, SSD et MD).

Les deux graphes: ARM/SIRM en fonction de χ_{fd} (fig. 4:2) et ARM/SIRM (fig. 4:3) en fonction de SIRM/ χ_{bf} montrent que les échantillons du niveau de base (niveau 3) ont une susceptibilité et un rapport de ARM/SIRM plus élevés que dans les autres niveaux (fig.4:2-3). Les deux graphes mettent en évidence la granulométrie des grains magnétiques du remplissage; on remarque ainsi que les grains du niveau 3 sont plus fins que ceux des niveaux 2 et 1. Ce résultat est en contradiction avec celui du paragraphe précédent (χ_{fd}). Les résultats du facteur de la susceptibilité (χ_{fd}) étant controversés par de nombreux chercheurs, nous préférons la seconde interprétation. On considère donc que la taille des grains magnétiques diminue progressivement du sommet vers la base et que la susceptibilité magnétique augmente dans le même sens. Cela confirme sans aucun doute la présence d'un fort pourcentage de grains magnétiques à la base du remplissage.

Les courbes de l'aimantation à saturation de l'ensemble des échantillons montrent une SIRM de 90% à 100 mT (fig. 5). L'analyse des courbes d'acquisition progressive de la rémanence isothermale de magnétisation (IRM) indique que toutes les courbes ont la même apparence et que les valeurs de l'IRM sont 3 fois plus élevées à la base (10C4 et 6C3) (fig. 5:4) qu'au sommet du remplissage (fig. 5:1) (10000 mA/m pour le niveau 3 (échantillon 10C4), et 2900 mA/m pour le niveau 1 (échantillon 2C1). Le champ coercitif de la rémanence (B_0)_{cr} est faible, il augmente légèrement de la base vers le sommet (de 15 à 20 mT) (fig. 5). Ces résultats confirment que le niveau 3 est plus riche en grains magnétiques que les niveaux 1 et 2.

Les trois diagrammes de Lowrie présentent une bonne séparation des différentes composantes magnétiques. L'axe Y (coercivité faible) de l'échantillon 1C1 du niveau 1 (fig. 6:1), montre une forte dominance de la maghémite (entre 300 et 400°C) et une faible présence de la magnétite. La courbe de l'axe X (coercivité moyenne) du même échantillon ne montre

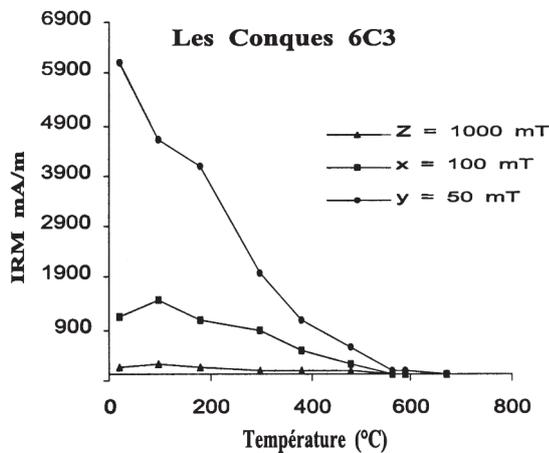
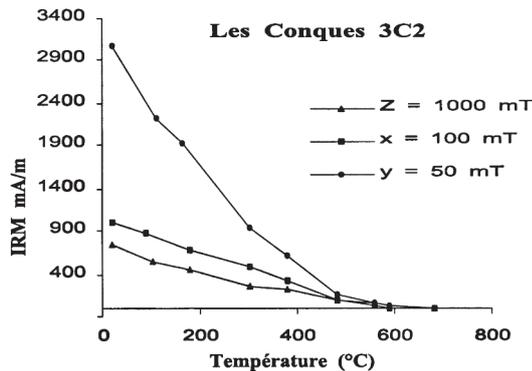
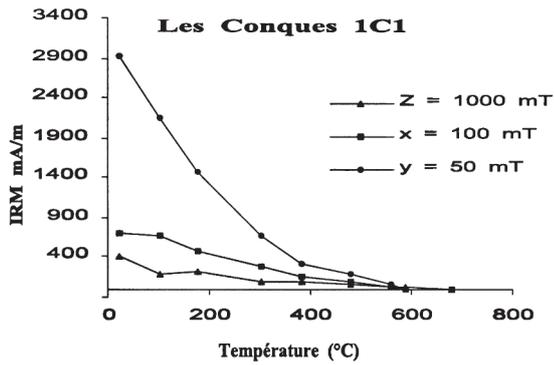


Figure 6. Diagrammes de Lowrie des échantillons: 1. 1C1; 2. 3C2; 3. 6C3.

aucune trace d'hématite au-delà de 680°C. Les deux autres échantillons (6C3 et 3C2) (fig. 6:2-3) sont plus riches en magnétite que le 1C1, avec toujours quelques traces d'hématite sur l'axe X. On note aussi que l'axe Z (coercivité forte) ne montre aucune trace de goéthite (la courbe ne montre aucune chute entre 100 et 150°C). Ces échantillons sont dominés par la magnétite et la maghémite et peut-être également par la titanomagnétite avec une faible présence d'hématite.

Les deux graphes de la susceptibilité magnétique volumique en fonction de la température pour les deux échantillons 4C2 et 13C4 (fig. 7:1-2) révèlent une légère augmentation de la susceptibilité magnétique entre la température

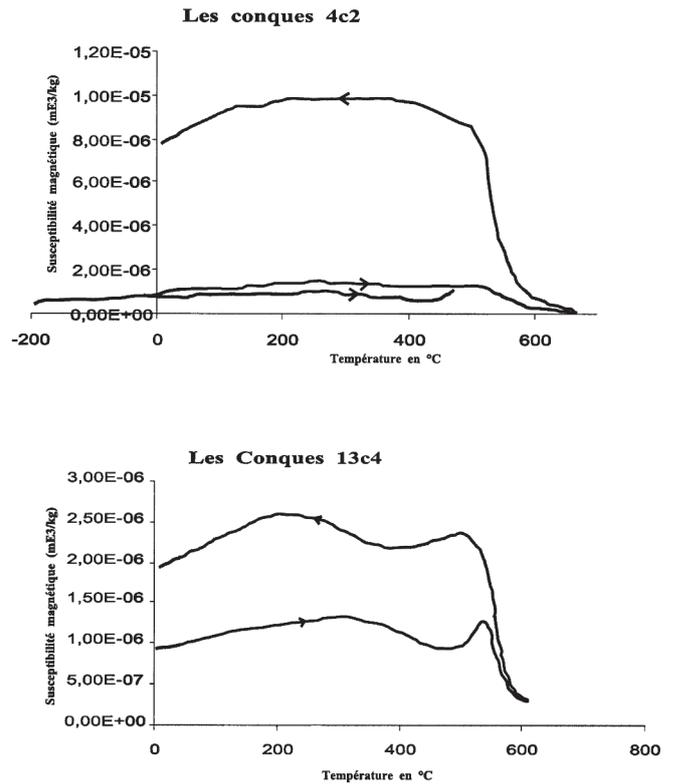


Figure 7. Courbes de la susceptibilité magnétique en fonction de la température des échantillons: 1. 4C2; 2. 13C4.

ambiante et 300°C, puis une diminution entre 300 et 400°C (point de Curie de la maghémite), principalement pour l'échantillon 13C4. Ensuite, une légère augmentation marque soit la transformation probable d'une partie de la maghémite en magnétite ou la variation de Hc avec T (pic de Hopkinson). Enfin, la susceptibilité chute considérablement à 580°C (point de curie de la magnétite) sans atteindre le zéro, cela est probablement dû à l'attribution des grains paramagnétiques. On signale aussi la présence d'hématite qui résiste à une température supérieure à 580°C et présente des plus faibles valeurs de susceptibilité magnétique (l'hématite est donc une matière antiferromagnétique).

L'échantillon 4C2 (fig. 7:1) montre une diminution de la susceptibilité magnétique entre 300 et 400°C (point de transformation de la maghémite), alors qu'entre 400 et 500°C elle reste stable. Il semblerait que cela soit dû à la transformation de la maghémite en hématite et non pas en magnétite. A 580°C, on assiste à une chute brutale de la susceptibilité magnétique provoquée par le point de Curie de la magnétite et on note la présence de traces d'hématite (TC = 670°).

Les courbes montrant l'évolution de la susceptibilité magnétique pendant le refroidissement (de 660°C à la température ambiante) confirment qu'un changement chimique a eu lieu entre 580 et 400°C et que la susceptibilité magnétique augmente brusquement. Cette constatation ne peut être expli-

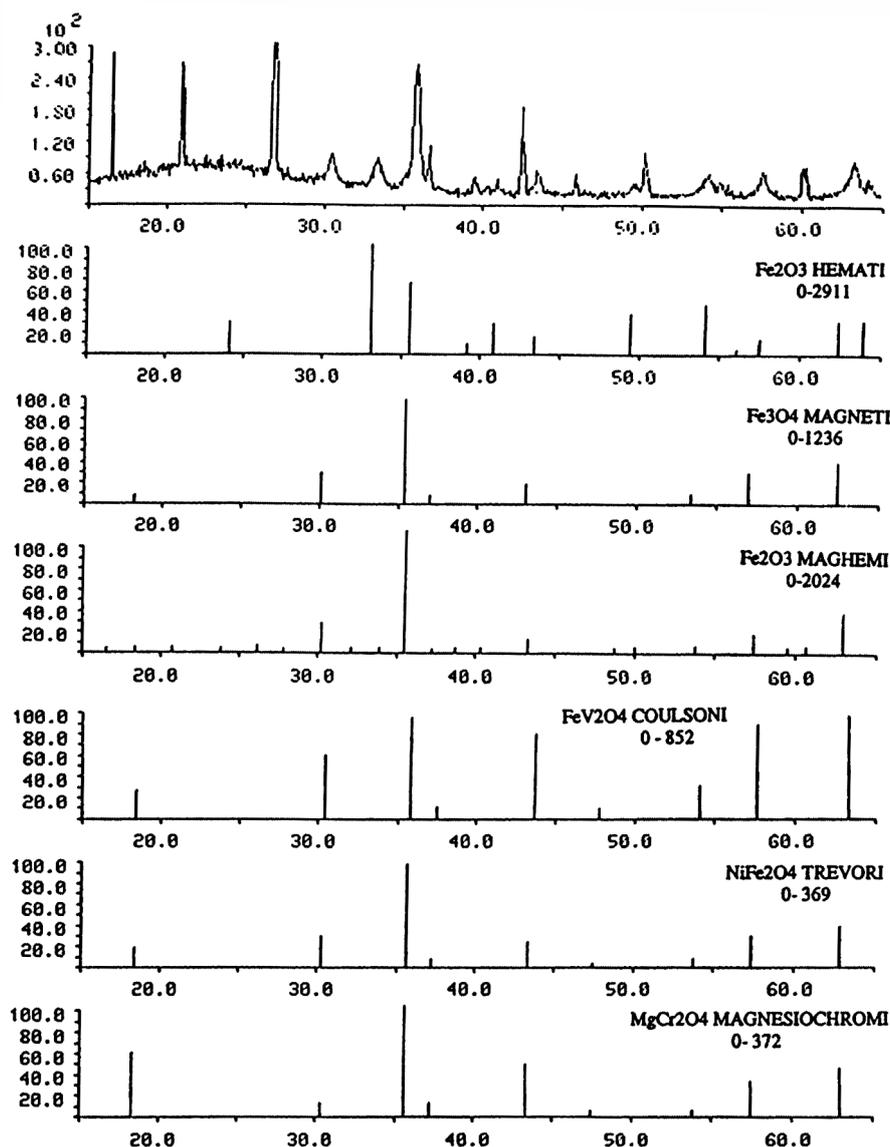


Figure 8. Analyse aux rayons X de l'échantillon 14C4.

quée que par la transformation d'un minéral ferreux présent dans les sédiments (avant et après la chauffe) en magnétite ou en maghénite. L'échantillon 4C2 (fig. 7:1) montre que le κ augmente (elle est 60 fois plus importante) de $1.6 \cdot 10^{-7}$ à 660°C jusqu'à $99 \cdot 10^{-7}$ (entre 580 et 400°C).

La courbe de la κ pendant le refroidissement de l'échantillon 13C4 (fig. 7:2) montre au début une très forte augmentation de la κ de $3.094 \cdot 10^{-7}$ à 600°C à $2.34 \cdot 10^{-7}$ (entre 580 et 450°C). Puis elle diminue à 400°C . Enfin, entre 350 et 200°C , elle augmente de nouveau grâce à la formation de nouveaux minéraux de titanomagnétite (point de Curie: 350 et 150°C) (Rochette & Fillion 1989; Lowrie & Heller 1982; Lowrie 1990).

Les analyses aux rayons X des extraits d'oxydes de fer des échantillons suivants: 8C4, 10C4 et 14C4 confirment la présence de magnétite, de maghénite et d'hématite. En plus

de ces trois minéraux, on note la présence de coulsonite (FeV_2O_4), de trévorite (NiFe_2O_4) et de magnésiochromite (MgCr_2O_4) (fig. 1:2). Il serait nécessaire d'effectuer quelques analyses géochimiques pour confirmer la présence de ces trois oxydes et pour expliquer la présence de vanadium qui semble un peu incongrue.

Conclusion

La susceptibilité magnétique volumique et massique nous a permis d'individualiser 3 niveaux du sommet vers la base. Ces résultats confirment l'étude sédimentologique effectuée par A. Alahyane, dans laquelle il montre une augmentation du pourcentage de la fraction limono-argileuse du sommet vers la base du remplissage, la susceptibilité magnétique évolue de la même façon et montre des valeurs maximales tout à fait à la base du remplissage. A partir des mesures et des calculs de quelques paramètres magnétiques (ARA, SIRM, ARA/SIRM

et $\chi_{bf}/SIRM$), on a pu mettre en évidence la minéralogie des grains magnétiques responsable de l'évolution de la susceptibilité magnétique; à la base (niveau 3), on constate que le pourcentage des grains magnétiques est plus élevé que dans les autres niveaux et que la taille de ceux-ci est plus fine.

Les courbes IRM montrent 90% de SIRM à un champ magnétique faible à moins de 100 mT attestant l'abondance de magnétite et peut-être de maghémite. De plus, il est intéressant de noter que l'IRM de la couche de base (niveau 3) est 3 fois plus importante que celle du niveau supérieur (niveau 1). Le champ coercitif des échantillons est faible (varie entre 15 et 20 mT), ce qui exclut la présence de la goéthite (de forte coercivité). Les diagrammes de Lowrie montrent que la magnétite et la maghémite sont les principaux oxydes de fer contrôlant la susceptibilité magnétique, en tenant compte de la présence d'hématite. La courbe de la susceptibilité magnétique en fonction de la température renforce cette constatation.

L'abondance d'encroûtements de composés ferreux au voisinage de la grotte (probablement de la sidérite) nous fait penser que le fer présent dans les sédiments a une origine allochtone: c'est à dire que les oxydes de fer sont le résultat de la décomposition de la sidérite.

En se basant sur cette étude, il nous semble pouvoir proposer l'existence d'un climat humide pour l'ensemble du remplissage. L'humidité paraît cependant être plus accentuée à la base (couche 4). La plus grande abondance de grains magnétiques et de fraction fine à la base, qui nous a conduit à formuler notre hypothèse, pourrait être en partie le résultat d'un déplacement de ces éléments dans le remplissage par les eaux de ruissellement.

Bibliographie

ALAYANE A., (1994) - *Étude sédimentologique du remplissage de la grotte "Les Conques" de Vingrau (Pyrénées Orientales)*. Mémoire de DEA, Muséum National d'Histoire Naturelle, Université de Perpignan.

BAILLS H., (1996) - Les Conques. Un site magdalénien dans la vallée de Tautavel - Vingrau (Pyrénées Orientales). *Cypselia* XI:7-18.

ELLWOOD B.B., BALSAM W., BURKART B., LONG G.J., BUHL M.L., (1986) - Anomalous magnetic properties in rocks containing the mineral siderite: Paleomagnetic implications. *Journal of Geophysical Research* 9-1(N° B 12):12779-12790.

ELLWOOD B.B., MCPHERSON J.G., SEN GUPTA B.K., MATTHEWS M., (1986) - The proposed Eocene - Oligocene stratotype, SW Albania: Not ideal due to magnetostratigraphic inconsistencies, palaios.

LOWRIE W., HELLER F., (1982) - Magnetic properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20:171-192.

LOWRIE W., (1990) - Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical research letter*, vol. 17-2:159-162.

MAHER B.A., (1986) - Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.* 42:76-92.

ROCHETTE P., FILLION G., (1989) - Field and temperature behavior of rémanence in synthetic goéthite: paleomagnetic implications. *Geophysical Research letter* 16:851-854.

THOMPSON R., OLDFIELD F., (1986) - *Environnemental Magnetism*. Allen and Unwin, London, 227 p.

THOMPSON R., STOBER J.C., TURNER G.J., BLOEMENDAL J., DEARING J., OLDFIELD F., RUMMERY T.A., (1980) - Environmental applications of magnetic measurements. *Science* 207:481-486.

TITE M.S., LININGTON R.E., (1975) - Effect of climate on the magnetic susceptibility of soils. *Nature* 256:565-566.

VEROSUB K.L., FINE F., SINGER M.J., TENPAS J., (1993) - Pedogenesis and paleoclimatic: Interpretation of the magnetic susceptibility record of chinese loess- Paleosoil sequence. *Geology* 21:1011- 1014.

WESTPHAL M., GUREVITCH E.L., SAMSONOV B.V., FEINBERG H., and POZZI J.P., (1998) - Magnetostratigraphy of the lower Triassic volcanics from deep drill SG6 in western Siberia : evidence for long-lasting Permo-Triassic volcanic activity. *Geophys. J. Int.* 134:254-266.

ZHOU L.P., OLDFIELD F., WINTLE A.G., ROBINSON S.G., WANG J.T., (1990) - Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature* 346:737-739.