

Minéralisation Pb-Zn du type MVT de la région d'Ali ou Daoud (Haut Atlas Central, Maroc): caractérisations du gîte et relations avec les cortèges de minéraux argileux

Pb-Zn mineralization of the Ali ou Daoud area (Central High Atlas, Morocco): characterisation of the deposit and relationships with the clay assemblages

E.M. Mouguina¹, L. Daoudi²

RÉSUMÉ

Dans les séries sédimentaires carbonatées d'Ali ou Daoud (Haut Atlas Central), les minéralisations à Zn, Pb et Fe en amas stratiformes forment les faciès de remplissage des karsts d'une plateforme carbonatée bajocienne. Le contrôle structural joue un rôle capital dans la localisation du gîte en bordure de plateforme sur des failles synsédimentaires. Dans les niveaux dolomitiques encaissants des minéralisations, les assemblages argileux sont caractérisés par la présence de kaolinite dont la teneur varie parallèlement avec celle du minerai. Ceci suggère que la mise en place de la kaolinite et des minéralisations résulterait du même fluide hydrothermal.

Mots clés: *Haut Atlas central, Ali ou Daoud, Jurassique, Minéralisation Zn-Pb-Fe, kaolinite, hydrothermalisme.*

ABSTRACT

Zn-Pb-Fe ores in the Ali ou Daoud deposit (Central High Atlas) are found as stratiform levels and as karst fillings in carbonate platforms facies of Bajocian age. Tectonic structures (e.g., synsedimentary faults) played a relevant role in the ore emplacement. The dolomitic ore-related host-rock levels are characterized by the presence of kaolinite enrichment in clay levels in amounts directly related to the proportion of the clay minerals. The latter is evidenced by correlation between kaolinite and sulphide contents, suggesting that the installation of kaolinite and mineralisations would result from the same hydrothermal fluid.

Key words: *Central High Atlas, Ali ou Daoud, Jurassic, Mineralization, Zn-Pb-Fe, kaolinite, hydrothermalism.*

Introduction

Dans les couvertures sédimentaires carbonatées, les gisements Pb-Zn fournissent environ le quart des réserves mondiales de ces métaux (Sangster, 1990). Ces gisements sont souvent assez petits, mais les districts sont très importants avec des tailles pouvant atteindre plusieurs milliers de km² (Sverjensky, 1986; Sangster, 1990). Dans la littérature, on utilise souvent le terme de Mississippi Valley Type (MVT) pour désigner ce type de concentration, du fait de leur abondance dans le centre des U.S.A.

Les gisements Pb-Zn de type MVT sont connus depuis le Protérozoïque jusqu'au Tertiaire; mais ils

apparaissent souvent au Paléozoïque inférieur (Leach *et al.*, 2001). Les minéralisations se placent dans un contexte de bassin intracratonique, voire de rift, en bordures des zones de plate-forme stable ou épi-orogénique. Ils correspondent à des gisements épigénétiques encaissés dans des calcaires et des dolomies, dont l'extension est parfois limitée à celle des corps minéralisés. Les corps minéralisés sont très irréguliers avec une taille qui varie de quelques dizaines de mètres quand ils sont perpendiculaires au litage à quelques centaines de mètres quand ils lui sont subparallèles. Ils sont souvent associés aux zones karstiques des séries sédimentaires carbonatées. En effet, l'une des caractéristiques communes

¹ Département de Géologie, Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech. Email: mouguina@ucam.ac.ma

² Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, Marrakech. Email: daoudi@fstg-marrakech.ac.ma

des gisements MVT est l'absence de corps ignés à proximité (Heyl, 1983; Sverjensky, 1986). Les fluides minéralisateurs sont souvent de type bassin avec une salinité de 10 à 30 wt% et les températures de formations sont généralement de l'ordre de 50 à 200 °C de (Sverjensky, 1986) pouvant atteindre 250 °C dans le cas des gisements MVT «chauds» selon Touray (1989).

Dans les séquences carbonatées encaissantes des minéralisations hydrothermales de ces gîtes, les assemblages argileux sont souvent caractérisés par la présence de kaolinite (Heyl, 1983). La kaolinite peut alors résulter soit d'une altération de chlorite dans le cas du gisement à Pb-Zn de Gays Rivers (Canada) (Changnon *et al.*, 1998), soit d'une précipitation dans différents types de gisements type MVT des USA (Arkansas, Missouri, Iowa...) (Keller, 1988), ou bien interprétée comme indicateur d'un événement thermique régional tel est le cas au nord de Nova scotia (Vaillancourt & Sangster, 1984) et dans le gisement canadien d'Arctic (Randell *et al.*, 1995). Il faut noter par ailleurs, que l'association de la kaolinite à ce type de gisement n'est pas une règle général; en effet, dans le gisement type MVT de Viburnum Trend au SE de Missouri (USA), la kaolinite est totalement absente (Panno & Moore, 1994).

Au Maroc, les gisements à Pb-Zn dans un contexte carbonaté les plus connus se situent dans la région des Hauts Plateaux (Maroc oriental); il s'agit des gisements de Touissit et de Mibladen (Dagallier, 1977, Wadjinny 1989). Dans ces gisements, les karsts apparaissent naturellement sur les zones hautes en bordure de bassin. Ces gisements sont également caractérisés par la présence de la kaolinite dont l'origine est expliquée par une transformation diagénétique de l'illite détritique dans un milieu supratidale périodiquement inondé (Dagallier, 1977).

Dans la région d'Imilchil (Haut Atlas Central), les séries sédimentaires carbonatées jurassique renferment également des concentrations minérales en Zn-Pb-Fe. Bouladon (1953) signale que la mine a été exploitée dès 1951 et a estimé le tonnage extrait de la mine à 130 tonnes de minerai trié à 45% de Zn et 18% de Pb. Depuis cette date, le gîte d'Ali ou Daoud a été exploité d'une façon artisanale, comme pour les autres mines du Haut Atlas. Actuellement, le gîte est en cours de valorisation par la société Managem-ONA.

Dans cet article nous nous proposons d'étudier le gîte à Zn-Pb-Fe d'Ali ou Daoud de la région d'Imil-

chil. L'objectif de cette étude et de caractériser le gîte d'un point de vue minéralogique et structural et de déterminer la relation avec les cortèges de minéraux argileux associés à la série.

Contexte géologique du gîte d'Ali ou Daoud

Le gîte d'Ali ou Daoud (AD) se situe dans l'axe du Haut Atlas Central, à 7 km au SW du village d'Ali ou Daoud (figs. 1 et 2). La mine est située sur le flanc NE de la ride d'Ali ou Ikou (fig. 3) dans une série sédimentaire, à faciès de plate-forme, dite formation de Tisslit daté du Bajocien moyen à supérieur par Kadmiri (1998).

L'histoire géodynamique du Haut Atlas central, au cours du Trias et du Jurassique est contrôlée par le jeu d'accidents hercyniens. Ces accidents, de direction générale NE-SW, percolés par des corps magmatiques forment actuellement les rides magmatiques, dont la ride d'Ali ou Ikou, qui traversent une couverture carbonatée jurassiques qui peut atteindre une épaisseur de 6.000 m (Bernasconi, 1983). Cette région a connu des circulations hydrothermales importantes, en relation avec l'évolution de l'atlantique central (Piqué & Laville, 1993; Raïs, 2002). Ces fluides hydrothermaux qui ont circulé dans le bassin ont engendré un épisode minéralisé à dominance du zinc dans les calcaires dolomitiques de la série du Dogger du gîte d'Ali ou Daoud (Mouguina, 2004). Un métamorphisme général de bas degré, de type anchizonale dans les faciès du Toarcien au Bajocien et même épizonale dans les faciès triasiques en enclave dans les intrusions magmatiques a affecté la série (Zayane, 1992; Raïs, 2002). L'influence métamorphique des intrusions sur les sédiments est faible (Zayane, 1992)

Du point de vue lithologique, la série sédimentaire bajocienne, dans le gîte d'AD est formée de deux membres superposés (fig. 4A). Un membre inférieur qui débute par des bancs métriques de calcaires dolomitique gris et beiges bioclastiques et lumachelliques, correspondant au mur du corps minéralisé (zone I). Ce niveau est suivi par des bancs de calcaire dolomitique beige à patine rougeâtre, formant l'encaissant de la minéralisation. Sur le terrain, les limites entre les faciès calcaires et de dolomies forment un front sinuose qui encadre les karsts minéralisés et s'oriente suivant les plans de failles. Le caractère stratoïde de la dolomitisation est guidé par la présence de discontinuité le long des plans de stratification qui permettent un bon draina-

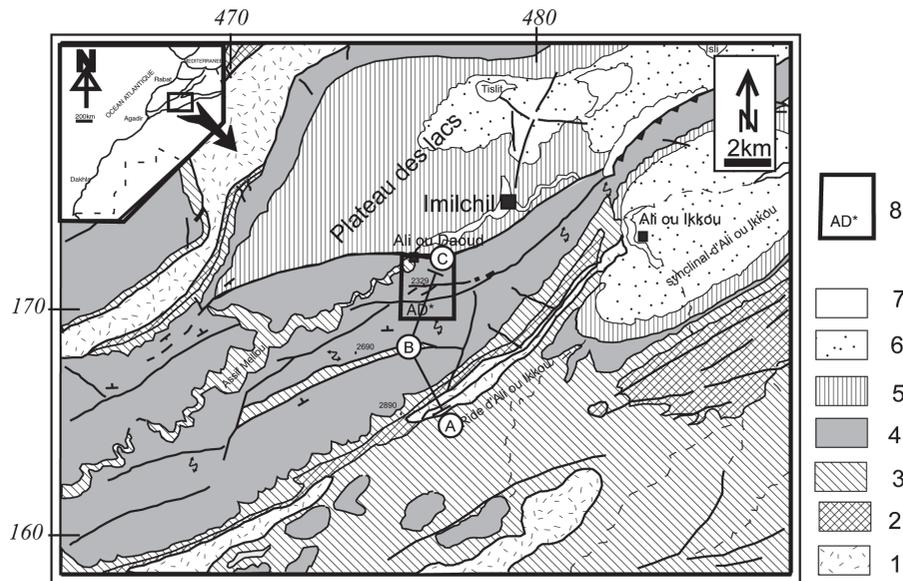


Fig. 1.—Carte géologique d'Imilchil (D'après Fadile, 2003). 1. Trias-Hettangien; 2. Toarcien-aalénien; 3. Aalénien-Bajocien; 4. Bajocien sup.; 5. Bathonien inf.; 6. Bathonien moyen à sup.; 7. Quaternaire. 8. Région étudiée d'Ali ou Daoud. (AD). A, B et C: tracé de coupe de la figure 3.

ge des fluides dolomitisants. Ce phénomène contrôle la morphologie du corps dolomitique. Le front de dolomitisation dans des gîtes à Zn-Pb dans un environnement carbonaté, est connu par les auteurs. Il a été décrit par Barbanson *et al.* (1983) et Barbanson (1987) dans la province de Santander.

Ces bancs sont surmontés par des structures de «mud mound» (zone II). Ensuite, apparaissent des bancs de dolomies géodique, correspondant au toit de la minéralisation, suivis par des bancs massifs de calcaire oncolitique noir, avec des slumps, des mudmounds à calcarénites et des stratifications obliques (zone III). Plus en haut, affleurent les niveaux marneux à intercalation de niveau marneux surmontés par des barres récifales (biostrômes) de calcaires noirs oolithiques, riches en brachiopode, bryozoires, polypiers, Trigonies, Rhyncholles, Térébratules et oursins; ces barres sont surmontés par de petits bancs marneux jaunes à vert intercalés par des niveaux de calcaires gréseux (zone IV).

Les terrains décrits ci-dessus sont surmontés en discordance angulaire, par les faciès de base du membre supérieur du Bajocien. Ils débutent par un niveau noir formé d'ankérite, surmonté par une série épaisse de 300 m, de marnes vertes à Posydonomies à intercalation calcaire (zone V). La nature des faciès carbonatés (calcaire bioclastique, oolithe, oncolithe, algues,...), les structures sédimentaires qui leurs sont associées à savoir les structures de

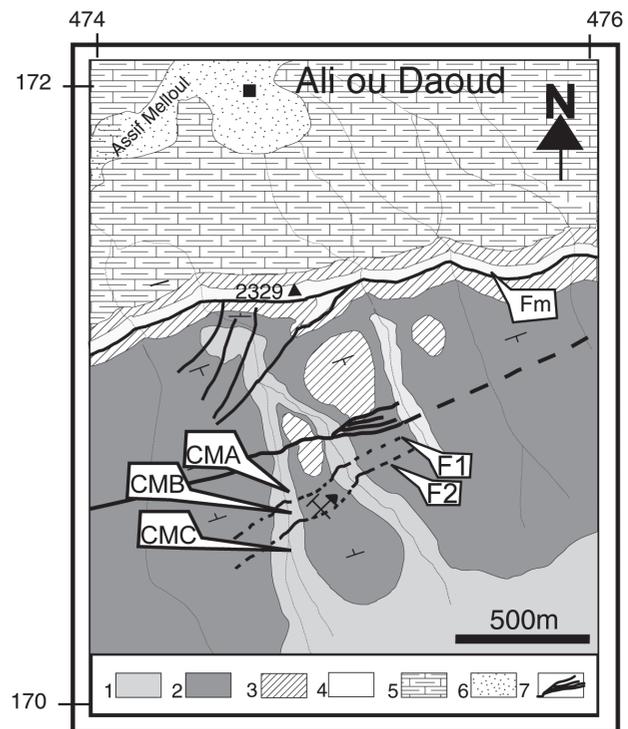


Fig. 2.—Carte géologique de la région d'Ali Daoud (Mouguina, 2004). 1. Bancs de calcaire beige du mur des minéralisations, surmonté par un banc de calcaire dolomitique gris à beige repère; 2. Calcaire massif du toit des minéralisations; 3. Alternance de calcaire récifal et de petits bancs de marnes; 4. Barre calcaire noire; 5. Marnes à intercalations calcaires; 6. Quaternaire; 7. Dyke doléritique. CMA, CMB et CMC: Coupes lithostratigraphiques. Fm. Faille majeure.

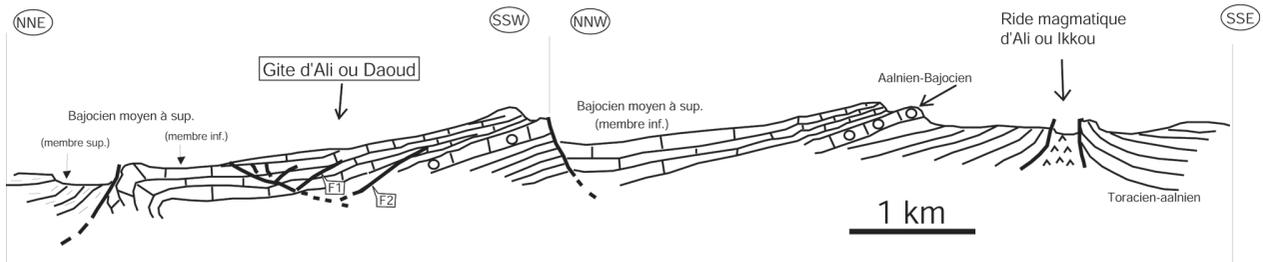


Fig. 3.—Coupe géologique du flanc nord de la ride magmatique d'Ali ou Ikkou (voir localisation dans la figure 1).

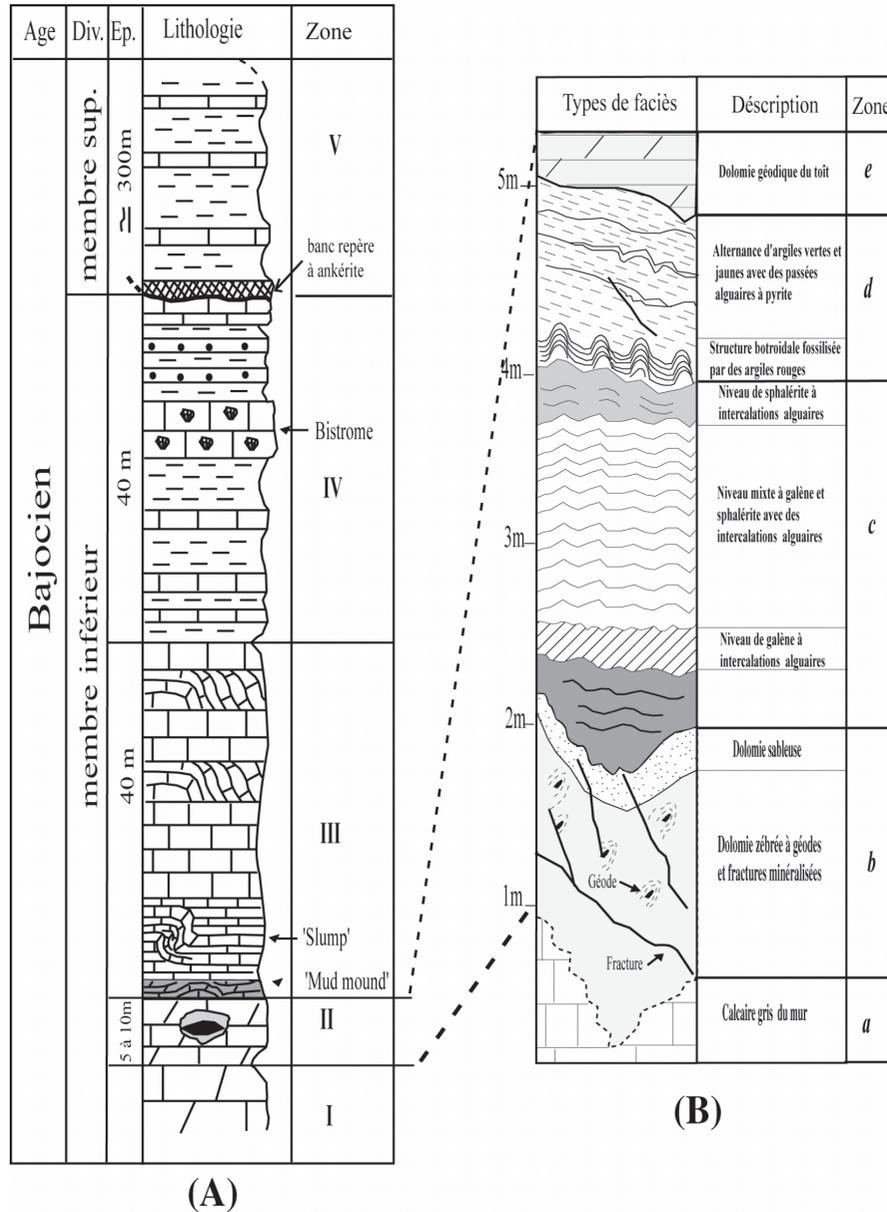


Fig. 4.—A) Colonne lithostratigraphique générale du Bajocien du gîte d'Ali ou Daoud. B) détail des faciès encaissants des minéralisations (Mouguina, 2004).

dépôts de pente «slump» et des structures de mud mound ainsi que la présence des faciès récifaux, témoignent d'un milieu de sédimentation de type plateforme intertidale à supratidale.

Matériel et méthodes

Trois coupes CMA, CMB et CMC ont été étudiées autour du gîte d'Ali ou Daoud; la coupe CMB traverse l'enveloppe des niveaux minéralisés du gîte; alors que les coupes CMA et CMC sont situées respectivement à 100 m au SE et au NW du gîte d'AD (fig. 2). Sur ces trois coupes ont été effectués une analyse détaillée des faciès de la série, du cadre structural du gîte, de la structure du minerai et une description des cortèges de minéraux argileux.

L'étude des cortèges de minéraux argileux de la série est basée sur l'analyse de plus de 50 échantillons prélevés sur les trois coupes. La fraction argileuse (particules de taille inférieure à 2 micromètres) des sédiments est identifiée par diffraction des rayons X sur pâtes orientées. Après une décarbonatation des échantillons, les argiles sont défloculées par rinçages successifs à l'eau distillée puis la fraction argileuse est extraite par décantation. La technique détaillée est décrite par Holtzapffel (1985). Les analyses ont été effectuées sur le diffractomètre aux rayons X du type Philips, de la société minière des Guemessa. Trois diffractogrammes sont réalisés systématiquement, sans traitement préalable des minéraux argileux (séchage à l'air), après saturation à l'éthylène glycol et après chauffage à 490 °C pendant deux heures. La détermination des minéraux argileux est réalisée d'après la position des réflexions 001 sur les trois diffractogrammes (Brindley & Brown, 1980). La détermination des proportions des minéraux argileux repose sur l'intensité et les surfaces relatives du pic principal de chaque minéral; l'erreur est de l'ordre de 5%. A cette technique s'ajoute l'analyse par diffraction des rayons X de la roche totale et l'observation de certains échantillons au microscope électronique à balayage.

Des mesures microthermométriques sur inclusions fluides ont été effectuées à l'Ecole Supérieure de l'Energie et des Matériaux d'Orléans. L'appareil utilisé est composé d'une platine chauffante et réfrigérante Chaix Meca (Poty *et al.*, 1976), couplée à un microscope optique munit d'un objectif Olympus 50X. L'ensemble est lié à un régulateur de -200 °C.

Résultats

Structuration du gîte

Le gîte d'AD est situé dans une série monoclinale pentée vers le NNW, formant le flanc nord de l'anticlinal éjectif d'Ali ou Ikkou à cœur magmatique (figs. 1, 2 et 3), affectée par des failles de direction E-W à NE-SW. Ces failles ont été impliquées dans une tectonique souple et cassante, témoins de l'évolution géodynamique complexe du gîte d'AD en particulier et de la région d'Imilchil, en général au Jurassique moyen (Mouguina, 2004).

La région d'AD est affectée par deux failles syn-sédimentaires principales F1 et F2 (fig. 2) de direction sensiblement NE-SW, scellées par des structures de mud mound. Ces deux failles sont bordées au Nord par une autre faille de direction NNE-SSW à remplissage d'un dyke doléritique. L'ensemble de ces failles s'inscrit dans une structure en fleur, constituant des failles de compensation pentées et enracinées, sur une faille majeure Fm de direction E-W située plus au Nord (figs. 1 et 2).

Les minéralisations à Zn-Pb et Fe sont en remplissage de karst d'une largeur de 5 m, d'une longueur de 20 m et d'une épaisseur de 3 m. Les corps minéralisés sont en amas stratiformes à niveaux laminés riches en sulfures.

Ces cavités karstiques semblent être soumise à un contrôle tectonique et paléogéographique puisqu'ils sont situés sur les plans des failles F1 et F2. Leur formation pourrait être ébauchée après émergence progressive des bancs calcaro-dolomitiques à bird-eyes, au Bajocien. Toutefois, l'absence des structures concrétionnées de stalagmite et de stalactite et la présence de surface de dissolution des faciès calcaro-dolomitiques (fig. 5, photo 1 et 2), suggère que ces cavités karstiques n'ont pas été longtemps exondées et exposées aux agents atmosphériques, mais plutôt remplis juste après leur formation par les sulfures. Le phénomène de dissolution des carbonates pourrait être accentué par les circulations ascendantes des fluides hydrothermaux minéralisateurs chargés par des métaux, comme l'a montré récemment Corbella *et al.* (2007). Les cavités karstiques du gîte d'AD peuvent être ainsi considérées comme antérieures à la minéralisation.

Une coupe verticale passant par un karst montrant de bas en haut, les faciès suivants (fig. 4B): un calcaire gris clair formant le mur de la minéralisation (zone a). Ce niveau est surmonté par des bancs (1 à 2 m) de dolomie zébrée caractérisée par des

géodes alignées et par un réseau de fractures. Ces géodes et fractures sont colmatées par des cristaux de sphalérite, de galène et de dolomie baroque (zone b). La base du karst est marqué par un niveau de dolomie sableuse surmontée par des alternances de niveaux sulfurés en amas stratiformes (zone c). Ces niveaux étalés sur une épaisseur de 0,5 m à 2 m, sont composés de lits de pyrite, galène et sphalérite alternés par des lits stromatolitiques. Ce niveau présente une zonalité minéralogique qui débute par un banc de pyrite, pouvant atteindre 0,5 m d'épaisseur, suivi d'une suite de lits minéralisés formés successivement par un niveau de galène de 0,2 m, un niveau à sulfure mixte à galène et sphalérite puis un niveau de 10 cm de sphalérite à intercalation de concrétion alguaire. La pyrite qui devient moins abondante vers le haut est largement transformée en hématite et goethite.

L'amas minéralisé est coiffé au sommet par un niveau d'argile rouge et vert d'une épaisseur de 0,5 m à 1 m (zone d); ce niveau qui forme un écran aux solutions minéralisées présente une surface parsemée de fentes de dessiccation. La partie sommitale de ce niveau se termine par une dolomie sableuse d'une épaisseur pouvant atteindre 0,5 m, qui passe vers un niveau de dolomie géodique, formant le toit de la minéralisation.

Minéralogie des argiles

Les cortèges de minéraux argileux de la série sédimentaires de la région d'Ali ou Daoud sont diversifiés (fig. 6). Ils sont composés d'interstratifiés irrégulier du type illite-smectite et de chlorite dont les proportions ne dépassent pas 10 et 20%, et de teneurs importantes et variables d'illite et de kaolinite (20 à 80% pour l'illite et 0 à 60% pour la kaolinite).

Dans la coupe CMB, située au niveau de la mine (fig. 2), les variations des proportions relatives des différents minéraux argileux permettent de mettre en évidence plusieurs zones minéralogiques:

— Dans les niveaux calcaires beiges bioclastiques et lumachelliques correspondant au mur de l'amas minéralisé, la fraction argileuse est constituée essentiellement d'illite (85 à 100%) associée à des teneurs faibles de chlorite (5 à 10%) et à des traces de kaolinite. L'illite présente un indice de cristallinité très faible (0,3 à 0,4°2 θ), indiquant un bonne cristallinité du minéral. Parmi les minéraux associés aux argiles, on trouve en abondance l'opale

CT et les feldspaths potassiques et en quantité plus faible de la gibbsite et de l'aragonite.

— Dans les bancs de calcaire dolomitique beige formant l'encaissant de la minéralisation, la kaolinite se développe de façon considérable aux dépens de l'illite, pour atteindre 60% de la fraction argileuse. La kaolinite de 10 à 15 μm de taille, est automorphe (fig. 5, photo 4). Les feldspaths et l'opale CT disparaissent et l'aragonite se développe. Cette signature minéralogique en kaolinite existe aussi au fond de la mine dans les argiles du mur et du toit de l'amas minéralisé, où la kaolinite atteint 65% d'un cortège argileux à illite et chlorite.

— Dans la série supérieure constituée d'alternances de marnes et de calcaire de la vallée d'Assif Melloul, la kaolinite est absente; la fraction argileuse redevient principalement illitique (85 à 95%).

Dans la coupe CMC, située à 100 m au NW du gîte d'Ali ou Daoud (fig. 2), les assemblages de minéraux argileux, constants, sont constitués principalement d'illite (85 à 100%) associée à des teneurs faibles de chlorite (5 à 10%) et d'interstratifiés (traces à 10%). L'illite présente un indice de cristallinité très faible (0,3 à 0,45°2 θ), indiquant un bonne cristallinité de ce minéral. La kaolinite est quasiment absente.

Diagenèse et pétrotypes de dolomite

L'environnement calcaire du gîte d'Ali ou Daoud est affecté par un «halo» de dolomite ferrifère axé uniquement sur les failles «F1» et «F2». Par contre, les observations microscopiques des faciès carbonatés situés loin des karsts minéralisés, ne montrent pas de traces de dolomitisation. Ce constat traduit une liaison directe entre faille-dolomitisation-sulfures. L'observation des microfaciès carbonatés de l'enveloppe minéralisée a permis de distinguer une phase diagénétique précoce anté-minéralisation et une phase diagénétique tardive syn-minéralisation. La phase diagénétique précoce est marquée par: la présence de la calcite sparitique et de la dolomite ferrifère (Df) dans les bird-eyes, une épigénie des tests de gastéropodes par de la Df et une cimentation des pellets par de la calcite en peigne et par de la calcite sparitique transformée en dolomie baroque. La phase diagénétique tardive est accompagnée par quatre pétrotypes de dolomite associés à la minéralisation épigénétique, à savoir, la dolomite mosaïque (Dm), la dolomite xénotopique (Dx), la dolomite baroque ou saddle dolomite «SDg» dans

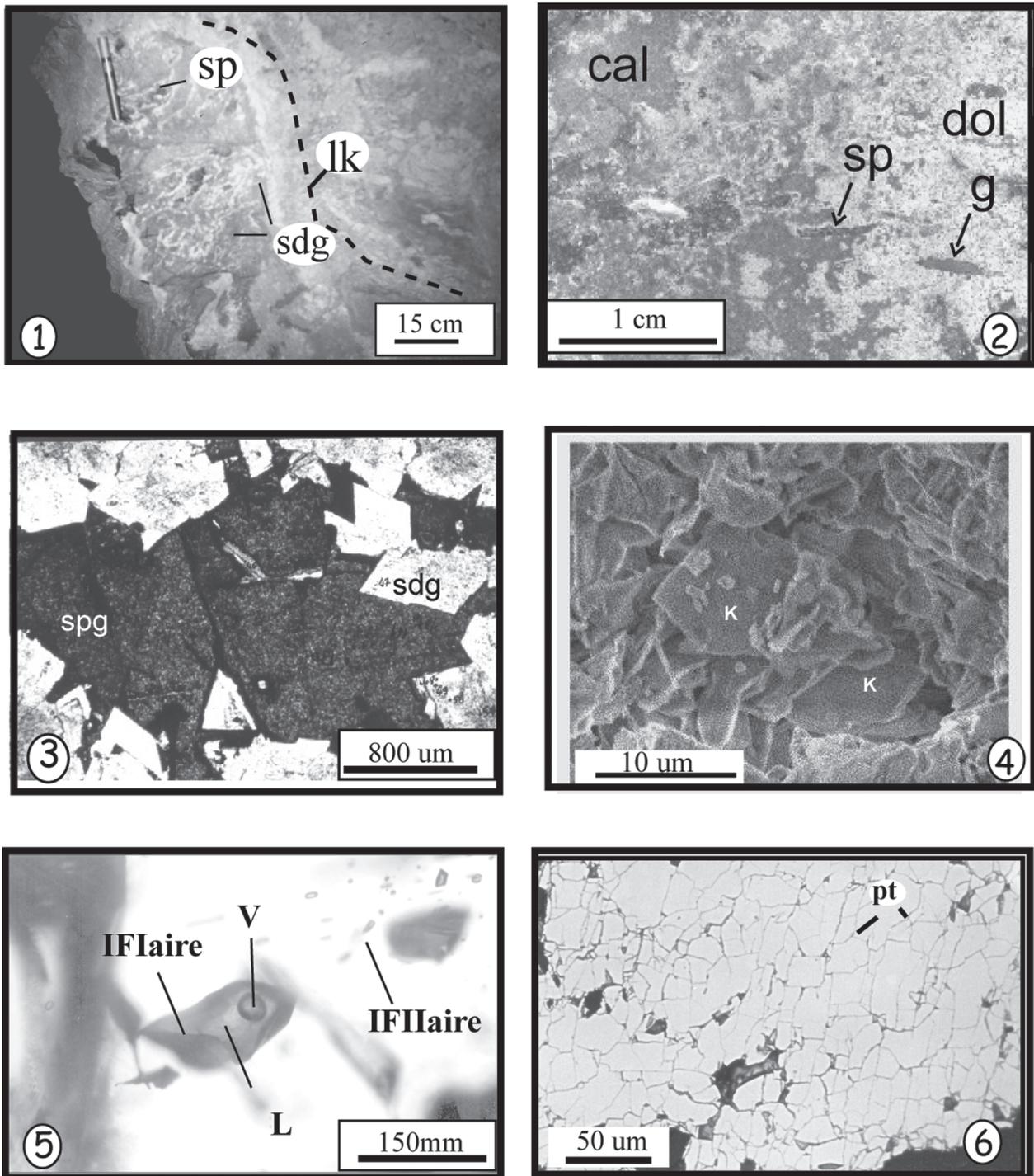


Fig. 5.—*Photo 1*: Minéralisation épigénétique tardive dans une cavité karstique affectant un faciès calcaro-dolomitique à texture géodique, avec des géodes allongées à remplissage de sphalérite (sp). Les bordures des géodes sont formées par de la dolomite baroque ou «saddle dolomite» (sdg). lk: limite inférieure du karst. *Photo 2*: Aspect macroscopique de la dolomitisation (dol) de l'encaissant calcaire (cal) suivi par un remplissage des bird-eyes par de la sphalérite (sp) et par de la galène (g). *Photo 3*: Géode à remplissage de sphalérite (sp) et à bordure formée par de la saddle dolomite géodique (sdg). *Photo 4*: Kaolinite (K) autigénique des niveaux argileux associées aux niveaux sulfurés du gîte. *Photo 5*: Inclusion fluide primaire (IFlaire) isolée de type PLv2(SAD) biphasée à phase liquide (L) et à phase vapeur (v) dans les cristaux de sphalérite. Notez les inclusions fluides secondaires (IFHaire) en arrière plan. *Photo 6*: Pyrites à texture de polygonisation ou texture granoblastique avec des cristaux étirés et à limites irrégulières. Les mesures des jonctions triples (pt) montrent une dominance des angles à 120°.

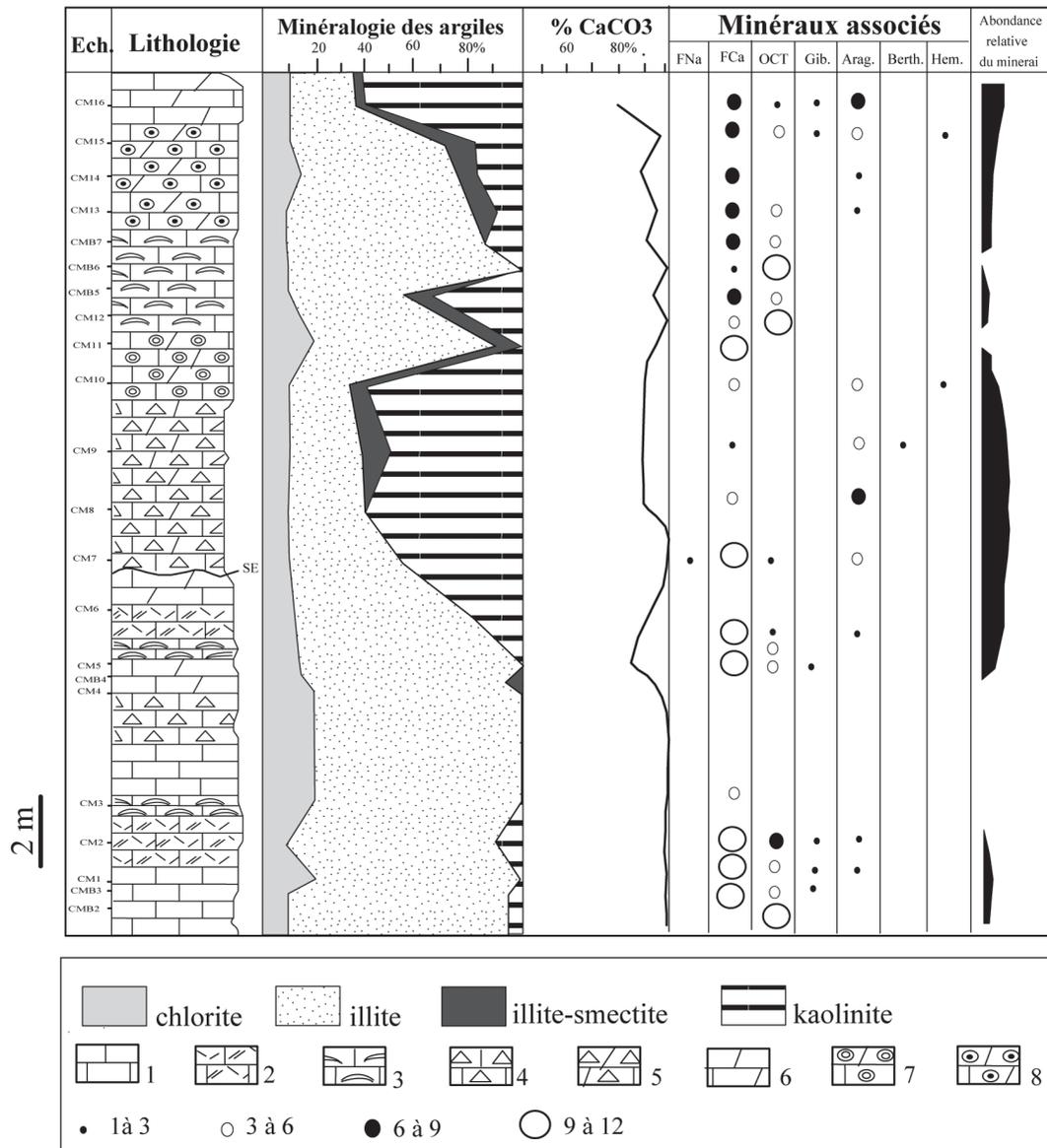


Fig. 6.—Minéralogie des argiles des niveaux carbonatés de la série du Bajocien encaissant des minéralisations du gîte d'Ali ou Daoud. 1. Calcaire gris; 2. Calcaire dolomitique bioclastique; 3. Calcaire lumachellique; 4. Calcaire à aspect bréchiq; 5. Calcaire dolomitique noir à aspect bréchiq; 6. Calcaire dolomitique; 7. Calcaire dolomitique oncolitique; 8. Calcaire dolomitique oolitique. SE: surface d'érosion.

les géodes (fig. 5, photo 3) et la saddle dolomite dans les veinules ou fractures «SDf». Ces deux derniers types tapissent les parois des fractures ou des géodes et forment des minéraux de gangue de sulfures. Les dolomites «SDg» et «SDf» sont de couleur brune et elles montrent une coloration bleue, en utilisant le ferricyanure de potassium sur cassures fraîches. Ces observations attestent de leur caractère ferrifère. Les cristaux de la dolosparite à texture en mosaïque (Dm) sont subautomorphes, plus rare-

ment automorphes. Ils peuvent inclure des reliques d'organismes et la bordure de ces cristaux est parfois sécante sur ces reliques. Ce caractère sécant de la dolomitisation, tant sur les microfossiles que sur les limites stratigraphiques démontre le caractère tardif de la dolomitisation.

Au cœur des géodes, on observe une croissance cristalline progressive qui s'effectue à partir des cristaux xénomorphe à extinction ondulée et continue par des cristaux allongés de Saddle dolo-

mite (SDg) à extinction onduleuse et à coeur impure et périphérie limpide (fig. 5, photo 3). Ces cristaux sont cimentés par de la sphalérite ou par de la galène. Ces cristaux de saddle dolomite deviennent très ferrifères et se transforment parfois en ankérite.

Inclusions fluides

L'analyse des inclusions fluides a été établie en vue de connaître les conditions de températures et de salinité des fluides minéralisateurs du gîte. Les échantillons étudiés ont été prélevés dans les minéraux de sphalérite jaune (SAD) des veinules minéralisées situées à la base des karsts minéralisés du gîte d'Ali ou Daoud. Les inclusions étudiées sont toute primaires; elles se localisent dans les plans de croissances des cristaux. Elles sont en général de grandes tailles (60 et 140 μm), et présentent des formes irrégulières avec des contours plus ou moins anguleux (fig. 5, photo 5). Les salinités exprimées en % eq. pds NaCl + CaCl₂ sont calculées d'après la méthode de projection des analyses sur le diagramme ternaire H₂O-NaCl-CaCl₂ (Vanko *et al.*, 1988; Williams-Jones & Samson, 1990). Deux grands types d'inclusions ont été distingués:

1) Des inclusions primaires de type PLv1(SAD), à phase liquide (L) et phase vapeur (v). Elles sont caractérisées par une forme tabulaire ou ovale et une taille petite de 50 à 80 μm et le volume de remplissage est faible avec une phase vapeur occupant 5 à 10% de la cavité de l'inclusion.

2) Des inclusions primaires de type PLv2(SAD), à phase liquide et phase vapeur. Elles présentent des formes irrégulières avec des contours plus ou moins anguleux. Elles sont en général de grandes tailles (entre 140 et 200 μm). La phase vapeur occupe 20 à 30% de la cavité de l'inclusion.

Les inclusions secondaires, qui sont plus abondantes, n'ont pas pu être étudiées à cause de leurs petites tailles (fig. 5, photo 5). Elles se disposent soit en plans réguliers, soit le long de microfissures des cristaux de sphalérite. La taille des inclusions secondaires varie de 10 à 30 μm . A température ambiante, ces inclusions sont de type (L+v).

Données qualitatives

Les résultats microthermométriques mesurés sur des inclusions fluides des deux types d'inclusions PLv1(SAD) et PLv2(SAD) sont exposés dans les tableaux 1 et 2. Le refroidissement rapide des

inclusions jusqu'à -170 °C, ne produit, en général aucun changement visible par rapport à leur état à la température ambiante. En laissant augmenter lentement la température (sans enclencher le système de chauffage), la prise en glace se produit entre -88 °C et -64 °C pour les deux types d'inclusions. A ces températures, les inclusions présentent un aspect finement granulaire et une couleur brune qui devient de plus en plus sombre. L'aspect finement granulaire s'estompe laissant place à un aspect granulaire grossier. L'inclusion s'éclaircit un peu. Ces observations, suggèrent l'apparition de la première phase liquide et les températures mesurées correspondent alors aux températures eutectiques. Souvent, on voit apparaître sur la surface de l'inclusion des formes dendritiques partant à partir de la bulle de vapeur et suggère la formation des premiers cristaux de glaces à la température d'eutectique (Te) (Roedder, 1984). Elle est égale à -60 et -48,5 °C, pour les inclusions PLv1(SAD) et entre -63 et -50,5 °C, pour les inclusions PLv2(SAD), avec un mode principale dans les deux cas entre -52 °C et -54 °C. Ce constat suggère un système de fluide de type NaCl + CaCl₂+H₂O, suivant les données des Te des systèmes de fluides données in Roedder (1984).

Ensuite, l'inclusion s'éclaircit de plus en plus et on peut y voir des cristaux de formes arrondies. Le refroidissement rapide de l'inclusion, entraîne le regroupement de ces cristaux en un seul cristal et montre donc qu'il s'agit de glace (Shepherd *et al.*, 1985). Les températures de fin de fusion de glace des inclusions PLv1 (SAD) varient entre Tfg = -23,3 °C et -19,4 °C avec un seul mode entre -26 °C et -24 °C. Alors que, celles des inclusions PLv2 (SAD) varient entre -26 et -21,8 °C avec un mode entre -24 et -22 °C.

L'hydrohalite se présentent sous la forme de petits cristaux jaunâtres qui disparaissent pour les inclusions PLv1(SAD) entre Thh = -24 et -10,4 °C, avec un mode principal entre -14 et -12 °C. Alors que, pour les inclusions PLv2 (SAD), les températures de fusion d'hydrohalite (Thh) varient entre -22,8 et -10,3 °C avec mode principale entre -22 et -20 °C et un autre entre -12 et -10 °C.

Lors du chauffage au-dessus de la température ambiante, on observe d'abord une diminution de la taille de la bulle gazeuse. Avant sa disparition, la bulle de vapeur présente souvent un mouvement d'agitation avant sa disparition dans tous les sens. L'homogénéisation totale s'effectue en phase liquide. L'histogramme de fréquence des températures

Tableau 1.—Caractéristiques des inclusions fluides de type PLv1(SAD) du gîte d'Ali ou Daoud

N°	Ref.ech.	Taille (µm)	VR(%)	Tpg°C	Te°C	Tfg°C	TFhh°C	Th°C	Mode	NaCl	CaCl ₂	NaCl+CaCl ₂	Na/Ca
1	DEMaA (r)	30	5	-88	-52	-22	-14,6	101	Liquide	22,5	1,5	24	15,00
2	DEMaA (r)	30	5	-67	-60	-20,7	-10,8	98	Liquide	23,5	0,25	23,75	94,00
3	DEMaA (r)	36	5	-72	-52,2	-19,5	-10,9	104	Liquide	23,5	0,25	23,75	94,00
4	DEMaA (r)	30	5	-64	-54	-21,1	-10,4	100	Liquide	23,5	0,25	23,75	94,00
7	DEMaA (r)	45	5	-66	-52,2	-20,5	-10,4	112	Liquide	23,5	0,25	23,75	94,00
9	DEMaA (r)	60	5	-85	-48,5	-22	-21,4	103	Liquide	21,5	1,5	23	14,33
11	DEMaA (r)	30	5	-81	-52,4	-22	-16,5	101	Liquide	22	1,5	23,5	14,67
12	DEMaA (r)	30	5	-67	-50,5	-21,5	-17	105	Liquide	22,5	1	23,5	22,50
13	DEMaA (r)	30	5	-82	-53	-19,4	-16,3	102	Liquide	23	0,25	23,25	92,00
14	DEMaA (r)	60	5	-74	-52,4	-22,2	-16	103	Liquide	22	2	24	11,00
16	DEMaA (r)	30	5	-64	-60	-19,4	-10,4	110	Liquide	23,5	0,25	23,75	94,00
17	DEMaA (r)	40	10	-82	-56	-19	-12,5	103	Liquide	23,5	0,25	23,75	94,00
18	DEMaA (r)	80	5	-84	-50,5	-22,2	-20,3	104	Liquide	21,5	2,25	23,75	9,56
19	DEMaA (r)	30	5	-75	-56	-21,8	-11,8	105	Liquide	23	1,5	24,5	15,33
32	DEMb(c1)	30	10	-69	-55,4	-23,3	-20,5	110	Liquide	20,5	3,5	24	5,86

VR(%): Volume de remplissage. Tpg°C: Température de prise de glace. Te°C: Température d'eutectique. Tfg°C: Température de fusion de glace. TFhh°C: Température de fusion d'hydrohalite. Th°C: Température d'homogénéisation. Mode: Mode d'homogénéisation.

Tableau 2.—Caractéristiques des inclusions fluides de type PLv2(SAD) du gîte d'Ali ou Daoud

N°	Ref.ech.	Taille (µm)	VR(%)	Tpg°C	Te°C	Tfg°C	TFhh°C	Th°C	Mode	NaCl	CaCl ₂	NaCl+CaCl ₂	Na/Ca
0	DEMaA (r)	100	20	-67	-62	-24	-16,5	102	Liquide	19,5	6	25,5	3,25
5	DEMaA (r)	140	20	-88	-53	-26	-15,8	100	Liquide	16,5	9	25,5	1,83
6	DEMaA (r)	130	20	-64	-50,5	-22	-10,3	110	Liquide	23	1,5	24,5	15,33
8	DEMaA (r)	140	20	-69	-53	-26	-24	94	Liquide	16,5	9,5	26	1,74
10	DEMaA (r)	100	20	-68	-57	-22,8	-10,7	104	Liquide	21,5	3,5	25	6,14
15	DEMaA (r)	120	20	-67	-60	-26,4	-20,3	292	Liquide	15	10,5	25,5	1,43
20	DEMaA (r)	100	20	-72	-58	-21,8	-12	240	Liquide	23	1,5	24,5	15,33
21	DEMaA (r)	140	20	-64	-57	-22,1	-11,2	102	Liquide	23	1,5	24,5	15,33
22	DEMaA (r)	120	20	-70	-53	-25	-21	250	Liquide	17	8	25	2,13
23	DEMaA(j)	100	30	-68	-53,5	-24,5	-21	254	Liquide	18	7	25	2,57
24	DEMaA(j)	200	30	-72	-63	-24,7	-22,8	290	Liquide	17,5	7,5	25	2,33
25	DEMaA(j)	100	20	-64	-56	-23,2	-22,7	146	Liquide	19,5	5	24,5	3,90
26	DEMaA(j)	100	20	-70	-57	-23,8	-21,9	160	Liquide	18,5	6	24,5	3,08
27	DEMaA(j)	110	20	-72	-53	-23,5	-22,1	170	Liquide	19,5	5,25	24,75	3,71
28	DEMaA(j)	120	20	-64	-55,5	-23,9	-19,2	154	Liquide	18,5	6	24,5	3,08
29	DEMaA(j)	100	20	-65	-55	-24	-22,2	258	Liquide	18,5	6	24,5	3,08
30	DEMaA(j)	120	20	-81	-50,5	-24	-22	153	Liquide	18,5	6	24,5	3,08
31	DEMaA(j)	200	50	-63	-50,5	-23,8	-21,6	290	Liquide	18,5	6	24,5	3,08
33	DEMb(c1)	100	20	-82	-52,2	-23,8	-22,5	151	Liquide	19	5,75	24,75	3,30
34	DEMb(c1)	120	20	-64	-53	-24	-21,5	318	Liquide	18,5	6,5	25	2,85
35	DEMb(c1)	110	20	-65	-52	-24	-20,5	132	Liquide	18,5	6,5	25	2,85
36	DEMb(c1)	120	20	-76	-62	-23,5	-21,5	132	Liquide	19,5	6	25,5	3,25
37	DEMb(c1)	100	30	-64	-54	-24	-20,5	120	Liquide	18,5	6,5	25	2,85

VR(%): Volume de remplissage. Tpg°C: Température de prise de glace. Te°C: Température d'eutectique. Tfg°C: Température de fusion de glace. TFhh°C: Température de fusion d'hydrohalite. Th°C: Température d'homogénéisation. Mode: Mode d'homogénéisation.

d'homogénéisation en phase liquide (Th °C) des inclusions PLv1(SAD) varient entre 98 et 110 °C avec un seul mode entre 100 °C et 120 °C. Alors que, les Th °C des inclusions PLv2(SAD) sont étalées et varient entre 94 et 310 °C avec un mode principale entre 100 et 120 °C, l'autre entre 140 et 160 °C et le dernier entre 240 et 260 °C. Dans le cas

des inclusions PLv2(SAD), les températures Th élevée dépassant 300 °C sont rares et s'enregistrent dans les inclusions qui ont subi une déformation plastique, sans perte de matière, «stretching» qui induit une élévation de la température d'homogénéisation (Guilhaumou *et al.*, 1988; Ulrich *et al.*, 1988). L'augmentation de la température au-delà de

la température d'homogénéisation provoque la décrépitation des inclusions

Données quantitatives

Les salinités des fluides ont été calculées par projection des température de fusion de la glace (Tfg) et des températures de fusion de l'hydrohalite (Thh), des inclusions primaires PLV (SAD), dans le diagramme ternaire du système $H_2O-NaCl-CaCl_2$ de Vanko *et al.*, 1988 et Williams-Jones *et al.*, 1990, où les points d'analyses sont projetés dans le domaine de l'hydrohalite. Les résultats ainsi obtenus, exprimées en %pds de $NaCl+CaCl_2$ sont données dans les tableaux 1 et 2. La salinité calculée des inclusions PLV1(SAD), varie entre 23 et 24% pds de $NaCl+CaCl_2$ avec une moyenne de 23,73% pds de $NaCl+CaCl_2$ et le rapport $Na/Ca_{moy} = 50,95$; alors que celle des inclusions PLV2(SAD) varie entre 24,5 et 26% pds de $NaCl+CaCl_2$ avec une moyenne de 24,91% pds de $NaCl+CaCl_2$ et le rapport $Na/Ca_{moy} = 4,6$.

Le diagramme Th °C vs salinité en %eq.pds $NaCl + CaCl_2$ (fig. 7) montre la distribution des inclusions fluides en deux domaines qui témoignent de la formation des cristaux de sphalérite d'Ali ou Daoud par un mélange de deux solutions: 1) une solution «froide» et «saline» (Th moy = 104 °C; salinité moy = 24% eq.pds $NaCl+CaCl_2$), dans le cas des inclusions type PLV1(SAD), 2) une solution «chaude» et «un peu plus saline» (Th moy = 180 °C; salinité moy = 25% eq.pds $NaCl+CaCl_2$), dans le cas des inclusions type PLV2(SAD).

Textures de déformation des minéraux

Les observations microscopiques d'un certain nombre d'échantillons orientés prélevés au niveau des microfaciès minéralisés, après attaque au HNO_3 , montrent des microtextures de recuit ou de déformation dans les sulfures des minéralisations épigénétiques. A savoir, une texture de polygonisation ou une texture granoblastique gneissique en condition dynamique (fig. 5, photo 6). Il s'agit de cristaux étirés à limites irrégulières suivant un plan orthogonal sécant sur le plan des cristaux de pyrite à texture granoblastique en condition statique décrite ci-dessus. Les mesures des jonctions triples montre aussi une dominance des angles à 120°.

Les travaux expérimentaux, dont les plus anciens remontent à 1928 par Buerger (1928a,b) montrent

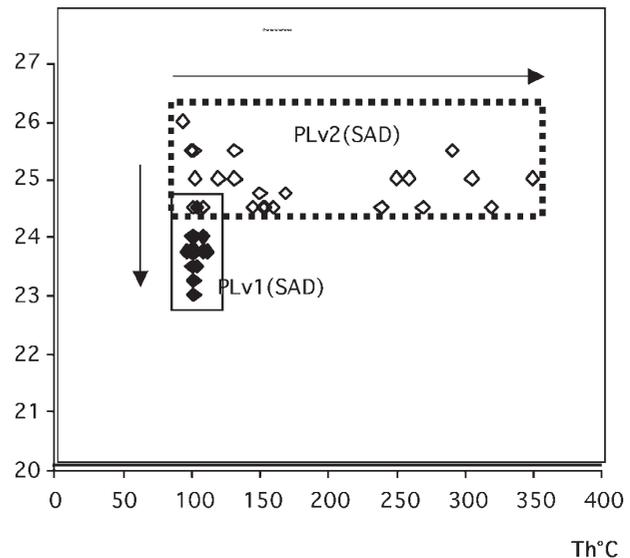


Fig. 7.—Corrélation Température (°C) - Salinité (% eq. Pds. $NaCl+CaCl_2$) des inclusions fluides primaires des cristaux de sphalérite du gîte d'Ali ou Daoud.

que le comportement de la pyrite dépend surtout du degré de l'évènement métamorphique, et donc de la contrainte tectonique, de la pression et de la température (Atkinson 1975, Cox *et al.* 1981). A ces paramètres s'ajoute la nature de la matrice dans laquelle se trouve la pyrite (sulfurée ou silicatée), sa texture (disséminée, massive, taille du grain initial) ainsi que sa capacité de recristallisation (Craig, 1983).

A des degrés de métamorphisme plus élevés, la pyrite montre un comportement ductile et peut se déformer par dislocation (Natale, 1971; Couderec *et al.*, 1980). Dans ces conditions apparaissent des textures granoblastiques avec des jonctions à points triples à 120° (Lawrence, 1972). Ces textures peuvent être générées par une recristallisation thermique, soit statique soit dynamique responsable de l'étirement des cristaux d'une texture gneissique (Rickard & Zweifel, 1975).

Interprétations et discussion

Analyse de la minéralisation

Les travaux menés par Mouguina (2004) sur le gîte d'Ali ou Daoud, montrent que les minéralisations à Zn, Pb et Fe en amas stratiformes forment les faciès de remplissage des karsts d'une plateforme carbonatée bajocienne. Le contrôle structural joue un rôle capital dans la localisation du gîte en

bordure de plateforme sur deux failles F1 et F2 syn-sédimentaires (fig. 1). De ce fait, les minéralisations sont localisées dans des zones privilégiées où les contraintes mécaniques liées aux phases épirogénique qui se répètent au cours du Dogger, ont pu constituer un volume de roches fracturées fissurées apte à servir de magasins aux minéralisations.

Les niveaux minéralisés à Pb-Zn sont associés à un métasomatisme magnésien et ferrifères témoins d'une activité hydrothermale au Dogger. Elle se manifeste par une dolomitisation intense et un enrichissement en fer de l'encaissant calcaire, avec apparition de l'ankérite. Les limites entre les faciès calcaires et dolomitiques se manifestent, par un front sinuose de dolomitisation qui encadre les amas minéralisés et qui s'oriente suivant les plans de failles. Le caractère stratoïde de la dolomitisation est guidé par la présence de discontinuité le long des plans de stratification qui permettent un bon drainage des fluides dolomitants (Mouguina, 2004). Ce phénomène pourrait être lié à une activité hydrothermale au Jurassique. La recristallisation est plus intense à proximité des espaces poreux qui ont donc joué un rôle de drain dans la circulation des fluides responsables de ces recristallisations.

Il faut souligner aussi l'importance des processus de dissolution-cristallisation postérieurs à la lithification de l'encaissant carbonaté Bajocien dans la mise en place des minéralisations et de leurs gangues. La dissolution se ferait par des eaux salines et chaudes aux dépens des volumes de calcaire dolomitique. La cristallisation se ferait par précipitation dans les vides ainsi créés de dolomite ferrifère (voir d'ankérite) des cristaux de pyrite, de sphalérite et de galène. Les sulfures sont de mise en place épigénétique et ont été apportés par un fluide ascendant de type hydrothermal, comme en témoigne la présence de minéraux de gangue de dolomite hydrothermale ainsi que les résultats d'analyses des inclusions fluides.

L'analyse des inclusions fluides permet d'avancer que l'étalement des températures d'homogénéisation des inclusions PLv2 (SAD) (fig. 7) peut être lié à un effet de réchauffement. Cette hypothèse est compatible avec les phénomènes de «stretching» observés dans les inclusions à température élevée. En effet, le fluide 2 a été chauffée sans qu'il y ait variation de la salinité; ceci peut être expliqué par un influx périodique à température variable à partir d'une même réserve de saumure (Gratz & Misra, 1987). Cette élévation thermique pourrait être liée au stade tardif de mise en place, au cœur des anticli-

naux des intrusions magmatiques, au Jurassique moyen, traversant le Trias salifère et la couverture carbonatée (Laville *et al.*, 1994).

Relation avec les cortèges minéralogiques argileux

Dans les séries bajociennes de la région du Haut Atlas central en général, la fraction argileuse des sédiments est composée presque exclusivement d'illite bien cristallisée et de chlorite (Bernasconi, 1983; Ibouh, 1995; Zayane, 1992; Igmoullan *et al.*, 2003). Ce cortège minéralogique est expliqué d'une part par l'enfouissement important des séries sédimentaires bajociennes (Bernasconi, 1983; Igmoullan *et al.*, 2003) et d'autre part par un métamorphisme de bas degré, lié au flux thermique accompagnant le rifting triasique et qui s'est probablement poursuivi jusqu'au jurassique dans le Haut Atlas central (Zayane, 1992; Piqué & Laville, 1993; Raïs, 2002). Par ailleurs, l'indice de cristallinité des illites des sédiments récoltés autour des intrusions magmatiques ne montre pas de variations en fonction de l'éloignement des faciès magmatiques (Zayane, 1992). Ceci suggère que la température des intrusions magmatiques ne semble pas avoir joué un rôle très important dans la mise en place de ce cortège minéralogique. Il semblerait donc que l'enfouissement important des séries sédimentaires bajociennes (plus de 6.000 m, d'après Bernasconi, 1983) est le facteur principal à l'origine du gradient thermique responsable de la mise en place de ce cortège minéralogique (diagenèse d'enfouissement). Les séries sus-jacentes du Crétacé faiblement enfouies de cette région, présentent en effet un cortège argileux à illite très faiblement cristallisée associée à des proportions importantes de minéraux smectitiques (Daoudi *et al.*, 2003). Les effets de la diagenèse d'enfouissement sur les assemblages argileux se traduisent en profondeur par une augmentation des proportions d'illites et de chlorite, aux dépens des minéraux de surface (smectite et kaolinite) et par l'amélioration de la cristallinité de l'illite (Chamley, 1989; Kisch, 1991).

Dans la région d'Ali ou Daoud en particulier, les échantillons prélevés loin des zones minéralisées (coupe CMC et CMA) présentent un cortège argileux, à illite dominante et chlorite (fig. 8A), identique à celui décrit précédemment dans l'ensemble du Haut Atlas central. L'illite présente une cristallinité de 0,3 à 0,4°2 θ et semble résulter d'une diage-

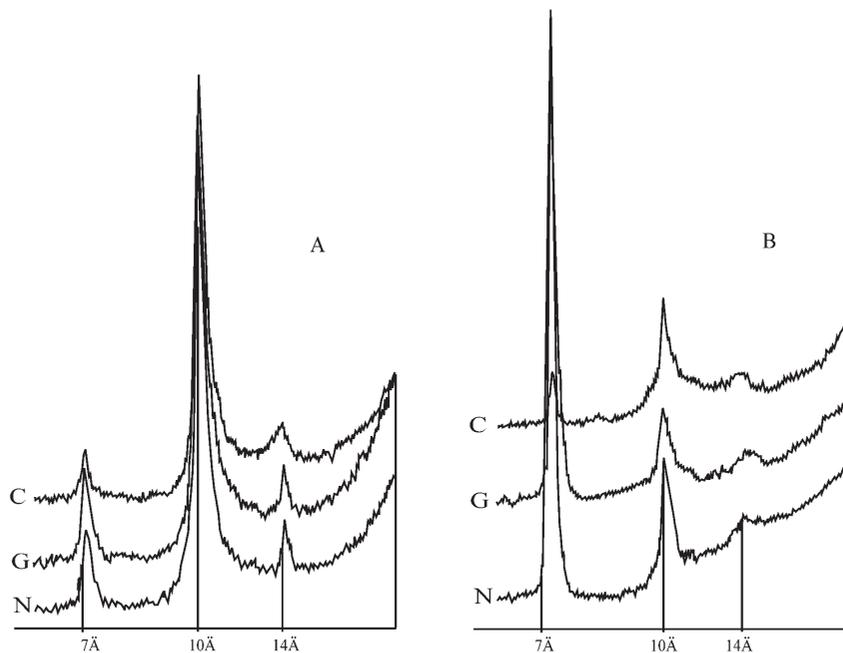


Fig. 8.—Diffractogramme type de l'assemblage argileux loin de la minéralisation (A) et près de la minéralisation (B).

nèse d'enfouissement (Kubler, 1968; Kisch, 1991). Cependant, plus près du corps minéralisé (coupe CMB), la kaolinite, toujours associée à de l'illite et à de la chlorite, est présente exclusivement dans les zones minéralisées.

Sur les diffractogrammes, la kaolinite des échantillons prélevés dans le gîte d'Ali ou Daoud, présente des pics bien individualisés à 7,15Å (fig. 8B), matérialisant une bonne cristallinité du minéral (Plançon & Zacharie, 1990). L'observation au Microscope électronique à balayage montre que les cristaux de kaolinite se présentent sous forme de plaquettes automorphes, pseudo-hexagonales à hexagonales de 2 à 5 mm de diamètre (fig. 5, photo 4). Ces cristaux sont rencontrés en film pelliculaire dans les diaclases ou dans les interstices des cristaux de dolomite des zones minéralisées de ce gisement; ils occupent aussi bien les vides intercrystallins que les cavités de dissolution. Ces caractéristiques sont celles des kaolinites authigéniques décrites dans la littérature (May, 1980; Keller, 1988; Buatier *et al.*, 2002; Buatier *et al.*, 2004). L'aspect automorphe des cristaux exclue donc une origine détritique et prouve leur néoformation in-situ. Ils résulteraient d'une précipitation chimique directe à la suite de circulations de fluides hydrothermaux qui ont déjà précipité leur stock métal, et qui se sont enrichis en Si et Al. La formation de la kaolinite

résulte en effet d'un apport d'aluminium sous forme de complexes alumineux solubles qui se combine avec la silice dissoute au niveau des cavités de la roche (May, 1980; Keller, 1988).

Dans ce contexte de circulation de fluide hydrothermale, la kaolinite peut être associée à d'autres minéraux argileux tels que la smectite, la corrensite et la chlorite (Inoue & Utada, 1991; Buatier *et al.*, 2002; Buatier *et al.*, 2004). Ce mode de mise en place de la kaolinite dans les conditions hydrothermales est également mis en évidence dans les séries plus anciennes du Trias du domaine atlasique du Maroc, où les assemblages de minéraux argileux diversifiés, semblent dépendre de deux processus: lessivage-dissolution et réarrangement-précipitation (Daoudi & Pot de Vin, 2002). Il semblerait que ce soit l'activité des cations majeurs (K, Mg...) et le pH ainsi que la rapport roche/fluide qui contrôlèrent la composition des argiles (Heroux & Chagnon, 1997, Chagnon *et al.*, 1998). Dans le cas du gîte d'Ali ou Daoud, la formation des seuls cristaux de kaolinite dans ce contexte hydrothermal, résulterait de fortes modifications des conditions de fluides hydrothermaux qui s'appauvriraient en magnésium et en fer, suite à la formation des cristaux de dolomite et d'ankérite, résultants d'un métasomatisme magnésien et ferrifères affectant l'engainant calcaire des minéralisations.

Les textures de déformation des cristaux de pyrite témoignent d'une origine anté à syntectonique de la minéralisation sulfurée d'Ali ou Daoud et par conséquent d'un rôle important joué par la pression tectonique et/ou hydrothermale, dans la déformation des sulfures. La genèse des minéralisations se fait donc par des circulations de solutions minéralisatrices chaudes synchrones aux déformations syntectoniques générées par le stade tardif de mise en place des intrusions magmatiques au coeur des anticlinaux.

Conclusion

Dans les séries sédimentaires carbonatées bajo-ciennaise d'Ali ou Daoud (Haut Atlas Central), l'ensemble des caractéristiques géologiques et structurales des gisements à Pb, Zn et Fe, en faciès de remplissage des karsts d'une plateforme carbonatée, sont celles d'une minéralisation du type Vallée du Mississippi. L'étude des relations entre les cortèges de minéraux argileux de la série carbonatée encaissante et la minéralisation Zn-Pb-Fe permet de mettre en évidence une association étroite entre la distribution de la kaolinite, et la minéralisation. L'analyse détaillée de cette association suggère une relation génétique entre la kaolinite et la minéralisation. L'association de la kaolinite (minéral de basse température) aux seuls niveaux dolomitiques qui encadrent la minéralisation suggère que sa formation est probablement liée au stade ultime de l'hydrothermalisme, responsable de la mise en place des dolomites, de l'ankérite et des sulfures. La formation des cristaux de kaolinite résulterait de fortes modifications du chimisme des fluides hydrothermaux qui s'appauvriraient en magnésium et en fer, après dolomitisation et ankéritisation des calcaires.

Ainsi, dans les séquences carbonatées encaissantes des minéralisations hydrothermales du Haut Atlas, la kaolinite pourrait constituer un outil précieux de prospection des métaux de base pour les minéralisations épigénétiques type Vallée du Mississippi.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Monsieur le Professeur J.C. Touray de l'Université d'Orléans, pour l'analyse des inclusions fluides et les responsables de la Société Reminex (groupe ONA) pour l'analyse des argiles au DRX. Nous remercions également les rapporteurs anonymes de cet article pour leurs critiques constructives.

Références

- Atkinson, B.K. (1975). Experimental deformation of polycrystalline pyrite: effects of temperature, confining pressure, strain rate, and porosity. *Economic Geology*, 70: 473-487.
- Bernasconi, R. (1983). *Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc)*. Thèse es-Sciences, Université de Neuchâtel, Suisse, 117 pp.
- Barbanson, L. (1987). *Les minéralisations Zn-Pb-Ba-Hg-Cu de socle et couverture carbonatée de la province de Santander (Nord d'Espagne)*. Thèse es-Science, Université d'Orléans, France, 292 pp.
- Barbanson, L.; Touray, J.C.; Saulas, D. & Vadala, P. (1983). Distribution à différentes échelles et chronologie relative des carbonates de l'Aptien de la province de Santander: relation entre auréole ferrifère et minéralisations Zn-Pb du type Reocin. *Chronique de la Recherche Minière*, 473: 39-48.
- Bouladon, J. (1953). *Etude géologique sommaire du gisement de plomb-zinc d'Imilchil (feuille Ouauouizarth au 1/200 000)*. Rapport n° 375/SEGM.
- Brindley, G.W. & Brown, G. (eds.) (1980). *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineralogical Society, London, 5, 495 pp.
- Buatier, M.D.; Karpoff, A.M. & Charpentier, D. (2002). Clays and zeolite authigenesis in sediments from the flank of the Juan de Fuca ridge. *Clay Minerals*, 37: 143-155.
- Buatier, M.D.; Guillaume, D.; Wheat, C.G.; Hervé, L. & Adatte, T. (2004). Mineralogical characterization and genesis of hydrothermal Mn oxides from the flank of the Juan de Fuca Ridge. *American Mineralogist*, 89: 1807-1815.
- Buerger, M.J. (1928a). The plastic deformation of ore minerals. Part 1. *American Mineralogist*, 13: 1-17, 35-51.
- Buerger, M.J. (1928b). The plastic deformation of ore minerals. Part 2. *American Mineralogist*, 13: 35-51.
- Chagnon, A. St-Antoine, P.; Savard, M.M & Héroux, Y. (1998). Impact of Pb-Zn sulfide precipitation on the clay mineral assemblage in the Gays River Deposit, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, 93: 779-792.
- Chamley, H. (1989). *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, 623 pp.
- Corbella, M.; Cardellach, E. & Ayora, C. (2007). Disolución y precipitación de carbonatos en sistemas hidrotermales. Implicaciones en la génesis de depósitos tipo MVT. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59: 83-99.
- Coudrec, J.; Bras, J.; Fagot, M. & Levade, C. (1980). Etude par microscopie électronique en transmission de l'état de déformation de pyrite de différentes provenances. *Bulletin of Mineralogy*, 103: 547-557.
- Cox, S.F.; Etheridge, M.M.A. & Hobbs, B.E. (1981). The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite. *Economic Geology*, 76: 2105-2117.
- Craig, J.R. (1983). Metamorphic futures in Apalachian massive sulphides. *Mineral Magazine*, 47: 515-525. doi:10.1180/minmag.1983.047.345.13

- Dagallier, G. (1977). Une série carbonatée littorale: le Lias moyen (à Pb-Ba) de Mibladen (Maroc): Dolomitisation et dissolution polyphasées en environnement tectonique semi-mobile. *Sciences de la Terre*, 21: 53-101.
- Daoudi, L. & Pot De Vin, J.L. (2002). Effets thermiques et hydrothermal de la coulée de basalte triasico-liasique sur les argiles du bassin d'Argana (Maroc). *Comptes Rendus Géoscience*, 334: 463-468.
- Daoudi, L.; Igmoullan, B. & Adil, R. (2003). Facteurs de contrôle de la sédimentation argileuse du Crétacé Moyen de la Haute Moulouya (Maroc). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 10: 253-260.
- Fadile, A. (2003). *Carte géologique d'Imilchil à 1/100 000*. Notes et Memoires du Service Géologique du Maroc, 397. Rabat.
- Gratz J.F. & Misra K.C. (1987). Fluid inclusions study of the Gordonsville zinc deposit, central Tennessee. *Economic Geology*, 82: 1790-1804.
- Guilhaumou, N.; Touray, J.C. & Bouhleb, S. (1988). Stretching of hydrocarbon fluid inclusions in fluorite at 200 and 400 bars confining pressure. Application to low- pressure geobarometry. *Bulletin of Mineralogy*, 111: 421-426.
- Héroux, Y. & Chagnon, A. (1997). Matière organique et minéraux des argiles appliquées à l'exploration des sulfures de métaux de base du district minier de Polaris. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 388: 125-134.
- Heyl, A.V. (1983). Geological characteristics of three major Mississippi Valley type district. In: *International conference of Mississippi Valley type lead-zinc deposits* (Kisvarsanyi G.; Grant, S.K.; Pratt, W.P. & Koenig, J.W., eds.) Proceedings volume, 27-60.
- Holtzapffel, T. (1985). Minéraux argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 12: 136 pp.
- Ibouch, H. (1995). *Tectonique en décrochement et intrusion magmatiques. Tectonogenèse polyphasé des rides jurassiques d'Imilchil. Haut Atlas central, Maroc*. Thèse de 3^{ème} cycle, Marrakech, 276 pp.
- Igmoullan, B.; Daoudi, L.; Duarte, V. & Sadki, D. (2003). Les événements tectono-sédimentaires du passage Pliensbachien-Toarcien dans le Haut Atlas de Midelt (Maroc): Influence sur les assemblages argileux. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 90: 143-152.
- Inoue, A. & Utada, M. (1991). Smectite to chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, Northern Honshu, Japan. *American Mineralogist*, 76: 628-640.
- Kadmiri, (1998). *Sédimentologie, stratigraphie et analyse séquentielle des faciès du Lias supérieur-Dogger du bassin d'Ali ou Daoud (Haut Atlas central, Maroc)*. Thèse doctorat, Faculté des Sciences de Tunis, 240 pp.
- Keller, W.D. (1988). Authigenic Kaolinite and dickite associated with metal sulfides. Probable indicators of a regional thermal event. *Clay and Clay Minerals*, 36: 153-158.
- Kisch, H.J. (1991). Illite crystallinity; recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 665-670. doi:10.1111/j.1525-1314.1991.tb00556.x
- Kübler, B. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bulletin du Centre de Recherches de Pau*, 2: 385-397.
- Laville, E.; Zayane, R.; Honnorez, J. & Piqué, A. (1994). Le métamorphisme jurassique du Haut Atlas central (Maroc); épisodes synschisteux et hydrothermaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 318: 1349-1356.
- Lawrence, I.J. (1972). The thermal metamorphism of a pyritic sulfide ore. *Economic Geology*, 67: 487-496.
- Leach, D.L.; Bradley, D.; Lewchuk, M.T.; Symons, D.T.A.; De Marsily, G. & Brannon, J. (2001). Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time – implications from recent age-dating research. *Mineralium Deposita*, 36: 711-740. doi:10.1007/s001260100208
- May, R.W. (1980). Authigenic kaolinite in Till. *Clays and Clay Minerals*, 28: 237-238. doi:10.1346/CCMN.1980.0280312
- Mouguina, E.M. (2004). *Les minéralisations polymétalliques (Zn-Pb, Cu, Co, Ni) du Jurassique du Haut Atlas central (Maroc): Contexte géodynamique, typologies et modèles génétiques*. Thèse d'état, Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech, 320 pp.
- Natale, P. (1971). Prima segnalazione di strutture di deformazione plastica nella pirite. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 27: 537-550.
- Panno, S.V. & Moore, D.M. (1994). Mineralogy of the clay-sized fraction of the Davis shale Southeast Missouri: alteration associated with Mississippi valley type ore deposit. *Economic Geology*, 89: 333-340.
- Piqué, A. & Laville, E. (1993). L'ouverture de l'Atlantique central: un rejeu en extension des structures paléozoïques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317: 1325-1332.
- Plançon, A. & Zacharie, C. (1990). An expert system for the structural characterization of kaolinites. *Clay Minerals*, 25: 249-260. doi:10.1180/claymin.1990.025.3.01
- Poty, L.; Leroy, J. & Jachimowicz, L. (1976). Un nouvel appareil pour la mesure des températures des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bulletin de la Société Française de Mineralogie et de Cristallographie*, 99: 1982-1986.
- Raïs, N. (2002). *Les roches triasico-liasiques du Maroc septentrional et leur socle hercynien: Caractérisation pétrologique, minéralogiques, cristallographiques et isotopique K-Ar de leur évolution post formationnelle*. Thèse d'état, Faculté des Sciences et Techniques – Fes Saïss, Maroc, 280 pp.
- Randell, R.N.; Héroux, Y.; Chagnon, A.; & Anderson, G.M. (1995). Organic matter and clay minerals at the Polaris Zn-Pb deposit, Canadian Arctic. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 4: 247-248.
- Rickard, D.T. & Zweifel, H. (1975). Genesis of Precambrian sulfide ores, Skellefte district, Sweden. *Economic Geology*, 70: 255-274.
- Roedder, E. (1984). *Fluid inclusions*, Reviews in mineralogy 12, Mineralogical Society of America, 644 pp.

- Sangster, D.F. (1990). Mississippi Valley-type lead-zinc. In. *Geology of Canadian mineral deposit types* (Eckstrand, O.R.; Sinclair, W.D. & Thrope R.I., eds.), Geological Survey of Canada 8, 253-261.
- Shepherd, T. J.; Rankin, A. H. & Alderton, D. H. M. (1985). *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, Glasgow (London), 239 pp.
- Sverjensky, D.A. (1986). Genesis of Mississippi Valley-type lead-Zinc deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 14: 177-199.
doi:10.1146/annurev.earth.14.050186.001141
- Touray, J.C. (1989). Etudes d'inclusions fluides et modélisation de la genèse des gîtes du type «Mississippi Valley». *Chronique de la Recherche Minière*, 495: 21-30.
- Ulrich, M.R. & Bodnar, R.J. (1988). Systematic of stretching of fluid inclusions II: Barite at 1 atm confining temperature. *Economic Geology*, 83: 1037-1046.
- Vaillancourt, P.D. & Sangster, D.F. (1984). Petrography of mineralization at the Yava sandstone-lead deposit, Nova Scotia. *Paper - Geological Survey of Canada*, 84: 345-352.
- Vanko, D. A.; Bodnar, R.J. & Sterner, S.M. (1988). Synthetic fluid inclusions: VII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O., with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 2451-2456. doi:10.1016/0016-7037(88)90303-1
- Wadjiny, A. (1989). Un panorama du district à plomb-zinc de Touissit, type de gisements stratoïdes en milieu carbonaté. *Chronique de la Recherche Minière*, 495: 15-20.
- Williams-Jones, A.E. & Samson, I.M. (1990). Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl₂-H₂O: Application to fluid inclusions. *Canadian Mineralogist*, 28: 299-304.
- Zayane, R. (1992). *La série plutonique du Haut Atlas central marocain (Région d'Ali ou Daoud): Pétrographie et géochimie, aspects métamorphique et structuraux de sa mise en place*. Thèse de l'Université de Bretagne occidentale, France, 189 pp.

Recibido el 8 de enero de 2008

Aceptado el 16 de abril de 2008

Publicado online el 22 de octubre de 2008