

Geol. vjesnik	Vol. 40	Str. 337—350	Zagreb 1987.
---------------	---------	--------------	--------------

UDC 553.44

Izvorni znanstveni rad

Les gîtes plombo-zincifères Koudiat El Behmia (El Menaa), Tunisie

Ivan JURKOVIC¹, Boris ŠINKOVEC¹ et Boris BERCE²

¹Faculté des Mines, de Géologie et de Pétrole, Pierottijeva 6, YU — 41000 Zagreb

²Institut de Géologie, Parmova 33, YU — 61000, Ljubljana

Les auteurs ont décrit la stratigraphie, la paragenèse et la genèse des gîtes Koudiat El Behmia (El Menaa) situés environ 20 km au sud-ouest de la ville du Kef en Tunisie.

The paper deals with the stratigraphy, paragenesis and genesis of the lead-zinc deposits Koudiat El Behmia (El Menaa) situated cca 20 km south-west of the town of Le Kef, Tunisia.

Les indices de minerais plombo-zincifères de la région examinée sont dispersés sur les collines appartenant au plateau qui s'étend au SO du Kef (fig. 1). Le relief est onduleux, avec les calcaires sur les sommets et les marnes dans les parties plus basses. Ce sont des altitudes entre 450 et 600 mètres au-dessus du niveau de la mer, respectivement 200 m environ au-dessus du plateau avoisinant, les cotes plus hautes se trouvent dans les parties occidentales.

L'accès est possible par une piste mauvaise, à partir de la piste Le Kef-Guarn Alfaya, menant aux indices sur le Koudiat El Behmia (El Menaa) éloigné 1 km, Koudiat Zag et Tir (2 km), Koudiat Oum Hadhoud (4 km), Djebel el Gassaa (6 km), et de la route Le Kef-Oued Mellegue vers les indices sur le Djebel et Tarabia (2 km). Les indices de minerais apparaissent à la hauteur de 470—550 mètres. La pluviométrie est de l'ordre de 600 mm par an. Dans les vallées coulent quelques oueds, mais seulement l'Oued el Kohol retient l'eau pendant la majeure partie de l'année.

P. Sainfeld (1952) a écrit: »Le Koudiat El Behmia (El Menaa) a été exploré, de 1900 à 1905, en descenderie et allongements, dans la lentille principale; de 1905 à 1910, un puits d'extraction, avec deux niveaux, permit de produire une centaine de tonnes de calamine calcinée à 37% Zn, et une vingtaine de tonnes de galène. En 1934, ces travaux furent remis en état, puis, abandonnés en 1926.«

En 1963 on a fait sur la base du contrat entre l'Office des Mines, Tunisie et l'entreprise géologique »Electrosond«, Zagreb des études géologiques détaillées. La carte géologique de surface du 2.500^e fut levée et élaborée par Boris Berce et Boris Šinkovec, la carte géologique des travaux souterraines au 500^e par Boris Berce, l'échantillonnage par Vje-

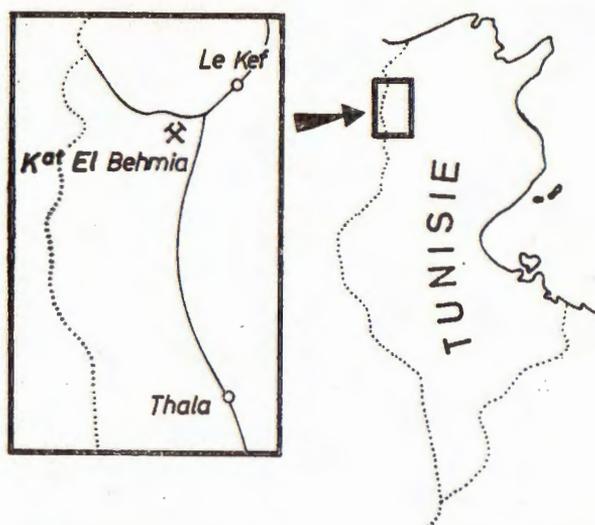


Fig. 1. Situation du gîte Koudiat El Behmia (El Menaa) en Tunisie.

Sl. 1. Položaj ležišta Koudiat El Behmia (El Menaa) u Tunisu.

koslav Kubelka et Josip Cmički. L'examen microscopique des échantillons de minerais, la détermination de la paragenèse et de la genèse ont été exécutés par Ivan Jurković.

Stratigraphie et tectonique

La structure géologique du terrain examiné est très simple (fig. 2). La région est constituée de couches triasiques, crétacées et quaternaires (I. Grimani-B. Šinkovec-B. Berce, 1963).

Le Trias diapirique est composé de brèches argilo-gypseuses, de calcaires dolomitiques, et de dolomie, par endroits de grès; les brèches sont le membre dominant. Le Crétacé est constitué de marmo-calcaires massifs cénomaniens-turonien. Le Quaternaire est composé de croûtes calcoargileuses, des argiles et des éboulis.

La structure tectonique de la région examinée est en conformité avec la région plus large de l'anticlinal de Debadih (G. Castany, 1953; F. P. Burollet-P. Sainfeld-F. Dalbiez, 1956), renfermant dans son coeur un grand diapir avec des couches triasiques. Des bouleversements dans cette partie du flanc sud-oriental de l'anticlinal de Debadih et la formation du synclinal de Tebaga se sont déroulés le long de l'intrusion diapirique des couches triasiques vers le Sud et le Sud-Est, c'est à dire lors de la formation de l'apophyse triasique le long de la ligne Djebel es Saadine-Koudiat Zag et Tir-Koudiat El Behmia.

La lame triasique a causé certains bouleversements importants, se manifestant en structures à gradins. Les relations mutuelles Trias-Crétacé sont conditionnées par les deux systèmes de faille, notamment celles de

direction NO-SE et NE-SO, transversales et perpendiculaires à la direction des couches. Le long de ces failles s'aperçoivent de moindres déplacements.

Le corps de minerais

La position structurale des marnocalcaires maestrichtiens par rapport au diapir triasique, respectivement par rapport à deux systèmes de failles avec les brèches tectoniques, est favorable comme un milieu dans lequel il est possible de trouver de la minéralisation.

Nos travaux de prospection sur le terrain de Koudiat El Behmia ont montré que la minéralisation est visiblement localisée. Les indices de minerais dans le Sud de la région examinée aux dimensions trop modestes, afin d'être l'objet d'une exploitation. Ils ont été explorés en plusieurs endroits par une série de tranchées et de petites carrières le long du contact des couches triasiques et crétacées. Uniquement dans la partie septentrionale a été constatée une zone minéralisée d'une longueur de 200 mètres et d'une puissance de 1 à 2 mètres. Le corps de minerais principal avait les dimensions 60x25x2.5 mètres (Fig. 2); il est très bouleversé par des failles. Cette zone n'est pas grande étant donné que la galerie orientale a donné des résultats négatifs. Ce corps de minerai a été exploré à deux niveaux par un puits et allongements. La bordure des lames triasiques présente une brèche de friction autochtone, au contact de roches très diverses, et qui comporte des zones d'enrichissement, généralement lenticulaires, gîte de contact associés à des gîtes filoniens transversaux.

Près du contact, se présente une minéralisation plombo-zincifère importante en stockwerk et substitution mais l'extension de tels gîtes est limitée.

Les anomalies géochimiques indiquent la localisation de la minéralisation et confirment les conclusions ci-haut exposées et lesquelles sont en conformité avec les données constatées sur le terrain.

Le corps de minerais se trouve dans la brèche tectonique au contact Trias-Crétacé; il est fortement bouleversé par des failles. La minéralisation se manifeste comme l'imprégnation fissurale, le remplissage de minces fissures de l'ordre d'mm, sans directions privilégiées dans des brèches tectoniques très diverses or comme les zones broyées au contact de Trias.

La galène et la blende sont les minéraux principaux hypogènes. Dans les parties supérieures du gîte (la première galerie) l'oxydation de ces deux minéraux est très forte, la blende est complètement oxydée en smithsonite et en «calamine», l'oxydation de la galène en cérusite est partielle et par endroit très variable.

La néocalcite et la barytine sont des minéraux de gangue et relativement subordonnés.

On a analysé les échantillons du minerai de l'horizont supérieur des travaux souterrains sur le plomb, le zinc et l'argent. Pb et zinc ont été déterminés par la méthode polarographique jusqu'à la quantité de 15%. Les pourcentages plus hauts ont été établis par la méthode de l'absorption atomique et par la méthode photométrique à l'aide du dithionite. Les analyses ont été faites par N. Ferlan, à l'Institut de chimie »Boris Kidrič«, Ljubljana.

Tableau (Tablica) 1
 Analyses chimiques des échantillons plombo-zincifères — Kat El Behmia
Kemijske analize olovno-cinkanih uzoraka — Koudiat El Behmia

Echant. Uzorak	% Pb	% Zn	% Ag	Echant. Uzorak	% Pb	% Zn	% Ag
ELM 2	6,90	27,0	0,002	ELM 10	4,97	17,40	—
ELM 3	7,85	17,9	—	ELM 11	4,97	6,10	—
ELM 4	3,72	11,25	<0,001	ELM 12	7,75	10,50	—
ELM 5	12,00	8,00	0,0015	ELM 13	6,60	16,60	0,001
ELM 6	2,48	18,00	0,001	ELM 14	4,05	17,00	—
ELM 7	17,90	12,45	0,001	ELM 15	17,20	10,40	<0,001
ELM 8	4,50	3,07	0,002	ELM 16	1,95	20,80	—
ELM 9	13,60	17,90	0,0015				

L'échantillon ELM 4 contient 1,25% BaO et 0,12 % SrO.

Fig. 2. Esquisse géologique de la région du Koudiat El Behmia (El Menaa), faite par B. Berce et B. Šinkovec

Légende:

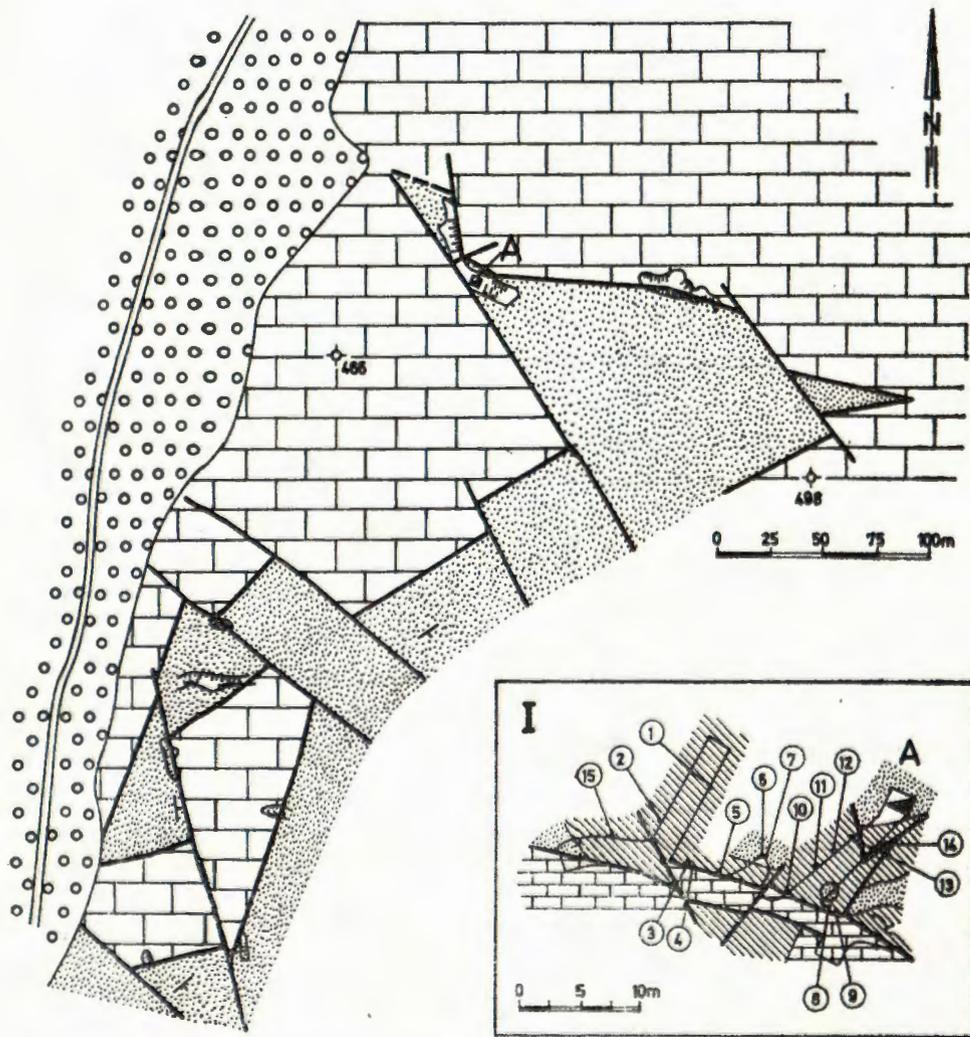
1. Quaternaire (croûtes calco-argileuses, argiles, éboulis)
 2. Cénoomanien-Turonien (marno-calcaires)
 3. Diapir triasique (brèche de calcaire dolomitique et de dolomie, par endroits de grès)
 4. Zone minéralisée
 5. Failles
 6. Pendage des couches
 7. Échantillonnage
 8. Travaux miniers (tranchées et carrières)
- A puits d'extraction
 I Esquisse géologique des travaux souterrains, faite par B. Berce

Sl. 2. Geološka skica područja Koudiat El Behmia (El Menaa), izrađena od B. Berce i B. Šinkovec

Legenda:

1. Kvartar (karbonatno-glinovite kore, glina, šljunak)
 2. Cenoman—turon (laporoviti vapnenjaci)
 3. Dijapirski trijas (breče dolomitičnog vapnenjaka i dolomita, mjestimice pješčenjak)
 4. Mineralizirana zona
 5. Rasjedi
 6. Nagib sloja
 7. Mjesta uzorkovanja
 8. Rudarski radovi (raskopi i dnevni kopovi)
- A Rudarsko okno
 I Geološka skica podzemnih rudarskih radova, izradio B. Berce

Le Koudiat el Behmia (El Menaa)



La galène de l'échantillon ELM 4 et la barytine de l'échantillon ELM 5 ont été analysés par le grand spectrographe autocolliné Hilger avec optique de quartz et de verre dans la rangée des longueurs des ondes de 2300 à 4700 Å et de 5000 à 9000 Å (Tableau 2). L'analyse a été effectuée par Miroslava Zlotović à l'Institut pour les matières nucléaires, Beograd.

Tableau (Tablica) 2

Analyses spectrographiques de la galène et de la barytocélestite (en ppm)
Spektrografske analize galenita i baritocelstina (u ppm)

Echant. Uzorak	Minéral mineral	Éléments principaux	Mg	Mn	Fe	Ca	Al	Ag	Zn	Sr	Pb
ELM 4	galène (+)	Pb	100	10	220	100	tr	tr	1300	240	
ELM 5	barytocélestite (++)	Ba, Sr	84	tr	316	60	500				447

(+) Cu, Bi, As, Sb non détectés; (++) Na, K non détectés

Les résultats sont obtenus par comparaison visuelle des lignes spectrales de l'échantillon analysé avec les mêmes lignes sur les plaques de standard.

La substance argileuse de la gangue du minerai de l'échantillon ELM 2 a été analysée par la méthode thermogravimétrique et par l'analyse thermique différentielle. Les analyses furent élaborées par O. Šarc-Lahodny et V. A. Laktić, à l'Institut de chimie physique, de l'Université de Zagreb. Les analyses ont prouvé que la substance argileuse est constituée d'illite et de l'halloysite. Les mêmes résultats ont été obtenus par diffraction des rayons X au moyen de la méthode de Debye-Scherrer, faites par Mladen Šiljak et Biserka Michalek à l'Institut »Electrosond«, Zagreb.

La roche encaissante du corps de minerai est un calcaire d'un gris tacheté montrant la structure cryptocristalline à microcristalline. Par des mouvements tectoniques antérieurs à la minéralisation, toute la roche avait été bréchifiée. Le système dense de fractures, fissures, craquelures a été de nouveau refermé par de la néocalcite à structure microgrenue jusqu'à celle à grains fins, due à la recristallisation de la roche calcaire encaissante. Les fissures plus grandes, comme aussi les parties bréchiques ouvertes de la roche sont minéralisées par de la néocalcite à structures plus grossières: à partir des structures à grains fins, à travers celles à grains minces et moyens, jusqu'à celles à grains grossiers. Dès que le système ouvert devient plus large, les structures de néocalcite sont à grains plus grossiers. La minéralisation est du type bréchique. Le ciment de la brèche est constitué de néocalcite, barytine, galène, blende et des minéraux hypergènes. En s'éloignant des parties minéralisées l'intensité de la recristallisation diminue.

La paragenèse

Par l'étude microscopique on a établi la paragenèse suivante:

minéraux hypogènes: la galène, la pyrite, la néocalcite, la barytine, la barytocélestite, le quartz, la néodolomite (ankérite), l'halloysite et l'illite;

minéraux hypergènes: la goéthite, la lépidocrocite, la cérusite, la smithsonite.

La galène est l'essentiel minéral métallifère; elle se trouve dans la gangue néocalcitique. La galène cristallise grossièrement et se présente en moindre ou majeurs agrégats granulaires. Elle est oxydée considérablement ou partiellement en cérusite suivant les contours des agrégats de grains de galène, au contact avec les minéraux de gangue ou suivant les craquelures et le long des clivages. Par places, la galène est cataclasée par la tectonique plus jeune que la minéralisation. De moindres masses minces et agrégats de galène sont presque complètement oxydées en cérusite. Les résidus de galène existent seulement dans les parties centrales des agrégats plus grands de galène.

La pyrite est développée presque entièrement sous forme de minces masses irrégulières, pour la plus grande partie oxydée en goéthite et lépidocrocite. Ça et là dans la masse d'hydroxydes de fer, on aperçoit les grains minces de la pyrite résiduelle. Localement, la pyrite se trouve en quantité importante, étant aussi presque complètement oxydée.

La néocalcite est le principal minéral de gangue. Elle montre les structures hétérogrenues: à partir des structures à grains fins jusqu'à celles à grains moyens. Elle est le résultat de la recristallisation de la roche-magasin. La recristallisation se manifeste en formes de nids minces, de veinules lenticulaires et d'agrégats de calcite à cristallisation plus grossière, en dedans de la masse de la roche microcristalline à cryptocristalline. Les parties minéralisées par les sulfures sont formées de néocalcite transparente ou mi-transparente et de barytine du type »Volnyi«. Dans l'espace interstitiel de la néocalcite on aperçoit la goéthite en pseudomorphoses de pyrite, mais aussi des imprégnations fines de goéthite en poudre.

La barytine est de type »Volnyi« (F. Braun, 1932); elle montre les structures collomorphes typiques: sphérolitiques et en éventails radiaux. Dans toutes les deux textures, elle présente les structures fibreuses. Les fibres à longueurs différentes forment les sphérolites plus ou moins grandes, les semiphérolites, les éventails plus ou moins ouverts respectivement formés, ou bien elles affectent la forme de palmes. Par places, on aperçoit les structures hypidiomorphiques. Par endroit, on remarque aussi l'accroissement rythmique-rubanné des éventails et de sphérolites. Les interstices de ces formes collomorphes de barytine sont remplis de néocalcite à structures granulaires.

La barytocélestite a été identifiée par l'analyse chimique et par l'analyse spectrographique semiquantitative; le strontium remplace le baryum en quantité significative dans la molécule de barytine.

Le quartz vient sous forme de grains corrodés dans la néocalcite ou il forme des agrégats plus ou moins grands. Malgré la corrosion du quartz, on peut conclure que le quartz est déposé en formes idiomorphiques. Dans la roche-magasin recristallisée, s'aperçoit la silicification: le quartz est en majorité idiomorphe, en cristaux isolés ou en agrégats à grains plus ou moins nombreux, à structure allotriomorphe granulaire, ou en cristaux intimement associés. Les grains plus grands et cristaux de quartz sont pleins de poudre de calcite, occlus lors de la croissance des cristaux. La silicification n'est plus répartie également dans la roche encaissante minéralisée. Localement, la silicification est à peine remarquable.

La néodolomite (ankérite) se trouve dans les particulières zones plus fortement silicifiées, à côté de la néocalcite et du quartz. Elle est soit idiomorphe, soit en formes arrondies par suite de la corrosion de néocalcite. On voit nettement le clivage rhomboédrique de ce minéral, quoique les deux orientations de clivage ne soient pas de mêmes intensité. Le biréfringence est très forte. Le minéral est entièrement transparent. Elle se trouve dans la masse de néocalcite.

Lillite et l'halloysite se trouvent dans des zones altérées des salbandes et elles sont identifiées par diffracton des rayons X.

La goethite et la lépidocrocite sont les produits d'oxydation des minéraux sulfurés — de la blende, de la pyrite et de la ferrodolomite (ankérite). Elles se présentent en poudre, en minces amas et agglomérations ou en pseudomorphoses de pyrite. Elles se trouvent dans le calcaire recristallisé, ainsi que dedans des agrégats de néocalcite ou dans l'espace interstitiel de la néocalcite.

La cérusite et la smithsonite sont les produits d'oxydation de la galène et respectivement de la blende. Elles présentent les formes collomorphes suivantes: rythmiques-rubanées, fibro-radiées, hypidiomorphiques-granulaires. Les structures sont cryptocristallines à microcristallines. Les particulières zonules dans ces textures sont lessivées et poreuses.

Le problème de la genèse

Le gîtes métallifères en Tunisie sont situés, à peu près exclusivement, dans les régions très plissées qui occupent la moitié septentrionale du pays. L'orographie générale présente une série de dépressions, en direction NE-SO (Ch. Gottis-P. Sainfeld, 1952; P. Sainfeld, 1956).

La couverture, formée de couches triasiques, jurassique, crétacés, tertiaires et quaternaires, est très épaisse. Dans le Nord, seulement apparaissent quelques affleurements de roches éruptives. Les plis dirigés E-O en Algérie, subissent au voisinage de la frontière tunisienne, une torsion vers le Nord, les amenant en direction Nord-Est.

D'après G. Castany (1953) on peut distinguer en Tunisie les unités tectoniques suivantes: (1) la zone des massifs cristallins (le petit archipel de la Galite), (2) la zone du flysch (la région de Kroumirie et la région de Tabarka à Bizerte); (3) l'Atlas tunisien: la partie septentrionale est caractérisée par une puissante série crétacée, à faciès bathyal, par-

courie par des lames de Tras extrusif, la partie sudorientale est en bordure du Sahel et de la plate-forme saharienne.

La partie septentrionale de l'Atlas tunisien est divisée en deux zones: la sous-zone des écaillés de Bizerte aux Ouargha, caractérisée par de nombreuses écaillés de calcaires éocènes et la sous-zone de dômes, caractérisée vers le SO par la présence de brachyanticlinaux crétacés et de vastes synclinaux éocènes, jalonnés par des lames triasiques. La sous-zone des écaillés présente deux alignements de gîtes plombo-zincifères, la seconde comprendrait le Semene, Aïn Grich, El Haouria, Djebba, Nebeur et Zag et Tir. (Ch. Gottis-P. Sainfeld, 1952, p. 17). Cette zone est caractérisée par deux séries d'accidents: les uns longitudinaux profonds et les plus importants injectés par des lames triasique et les autres transversaux, se réduisant les fractures, mais ayant dû faire rejouer les premiers, en accentuant la montée du Trias. Au croisement, apparaissent les riches zones minéralisées, en relation avec deux systèmes de fractures de glissement postérieurs et à 45° des direction principale (Ch. Gottis-P. Sainfeld, 1952, p. 19).

Le district minier du Koudiat Zag et Tir comporte trois petit gîtes: Zag et Tir (A. Granotier-P. Sainfeld, 1949; P. Sainfeld, 1956; I. Jurković et al., 1986), Koudiat El Behmia (El Menaa) et Djebel Tarabia (I. Grimani et al., 1963).

D'après les résultats de V. Perthuisot (1978 et 1981) et de H. Rouvier (1977) on a divisé La Tunisie septentrionale en trois zones (P. Rouvier-V. Perthuisot-A. Mansouri, 1985): (1) zone de Nappe au Nord-Est caractérisée par les déformations tangentielles très marquées, (2) Graben tunisien, une zone très plissée avec le grand nombre de diapirs triasiques (la ligne Tunis-Teboursouk-Le Kef); (3) Zone de Shelf (Plate-forme) au Sud et à l'Est qui représente le prolongement du Craton de Sahara, une zone plissée avec un nombre limité de diapirs visibles. Le Trias (zone de chevauchement) est composé de sédiments neritiques — grès, dolomies et une séquence supérieure d'évaporites (gypse et sels avec les intercalations dolomitiques). Le Trias a été une unité paléogéographique homogène. Le Jurassique et le Crétacé sont composés de sédiments marins d'une grande puissance (plus que 5.000 m) au Nord et en faciès de récifs sur la Zone de Shelf (argiles, argilo-calcaires, marnes, conglomérats). Le Tertiaire est composé de roches très diverses et de puissance très variable.

Ville et Coquard (1852) ont constaté, comme les premiers auteurs les relations entre le Trias et les gîtes minéraux en Algérie (Ch. Gottis-P. Sainfeld, 1952, p. 11). D'après L. Pervinquier (1903) les failles qui limitent le Trias ont livré passage aux eaux minéralisées provoquant la déposition de gîtes calaminaires. P. Termier (1908) a écrit qu'une strate blendeuse sédimentaire triasique aurait été dissoute par l'intermédiaire des eaux de circulation puis reprecipitée à l'état de calamine dans des terrains de tous les âges. A. Brives (1918) a remarqué qu'une minéralisation, résultant de la destruction d'une vieille chaîne hercynienne se serait accumulée du sein des bas-fonds et lagunes triasiques. Le remaniement de ces gîtes plombo-zincifères primitifs proviendrait des gîtes à allure filonienne, les gîtes d'impregnation et de substitution et des gîtes sédimentaires.

D'après L. Glangeaud (1935) le minerai de Pb et Zn a été mis en place au moment de l'intrusion des éruptifs, soit au contact de ces éruptifs directement dans le complexe gypso-salin triasique, soit à une certaine distance dans les couches liasiques, puis elle est repartie postérieurement à la suite des montées du Trias dans les plis diapirs et grâce aux circulations aquifères reprenant les éléments chimiques du Trias (les gîtes émigrés). J. Bolze—H. Schneiderhöhn (1951) ont élaboré la hypothèse des gîtes hydrothermaux secondaires: la zone broyée au contact du Trias avec ses épontes, crée au début du Tertiaire, a livré un passage facile à des eaux externes. Ces eaux chaudes et salées ont facilement dissous et transporté les sulfures des minéralisations du socle hercynien. Le dépôt secondaire dans la série de couverture s'est effectué après l'émersion définitive de la région lors de la dernière phase orogénique, dans les mêmes chenaux de circulation, en bordures des diapirs.

Ch. Gottis — P. Sainfeld (1952) et P. Sainfeld (1956, p. 161) ont écrit: »Le matériel triasique s'est injecté, dans les accidents longitudinaux, et les plissements succesifs ont accentué cette tectonique jusqu'à la phase paroxysmale récente; ... la minéralisation s'est déposée au contact et au voisinage du Trias qu'elle accompagnait dans son mouvement ascensionnel. Les lames triasiques représentent de véritables failles vivantes en action depuis le Crétacé jusqu'à l'époque actuelle et l'on peut concevoir, qu'elles soient restées en relations constantes avec les accidents du socle: les venues thermominérales proviendraient alors, soit de minéralisations anciennes du socle soit directement des magmas éruptifs profonds. Les gîtes primitifs, soit dans le Trias ou le Lias, soit dans les accidents du socle, auraient été dissous et leurs éléments transportés par des eaux, peut-être externes de solutions salines dans leur transport au contact du Trias.« Les gisements téléthermaux plombo-zincifères tunisiens sont donc, d'après P. Sainfeld (1956), des gîtes émigrés ou hydrothermaux secondaires, et qu'on peut admettre qu'il n'y a eu qu'une seule venue, très récente, d'âge mio-pliocène. La finesse de grain, l'allure concrétionnée et rubanée des minerais indiquent des dépôts à basse température- gîtes téléthermaux.

D'après P. Routier (1963, p. 367—370) la minéralisation plombo-zincifère, initialement distribuée dans le Trias, a été transportée dans des formations bien postérieures (A. Moisséeff, 1959). Ce transport s'est effectué principalement à la faveur de la montée diapirique du Trias, de son étalement en nappe au-dessus des calcaires du Crétacé supérieur et des marnes de l'Eocène inférieur, enfin de son écoulement dans un lac pontien. Ces phénomènes se sont déroulés après la fin de l'Oligocène. Selon A. Emburger (1965) on ne peut admettre une origine unique pour les trois types de gîtes plombo-zincifères au Maroc et en Tunisie: des filons minéralisés, des gîtes pénéconcordants et des gîtes stratiformes diagénétiques: lorsqu'on s'élève dans la série stratigraphique plus s'élève le caractère stratiforme. Chaque type se formant au cours de périodes séparées et selon des processus variant d'un type à l'autre, bien que la source originelle de Pb puisse être unique.

I. Jurković (1968) a prouvé la présence de nombreuses gouttelettes du pétrol dans les carottes de forage dans le chantier minier du

Djebel Azered (Foussana) en Tunisie. C'est l'indication d'une circulation des eaux salées du Trias salifère dans les couches aptiennes immédiatement au-dessous d'une discontinuité intraformationnelle.

Les minéralisations de plomb et de zinc en Tunisie se situent sur les axes de diapirisme triasique (des structures positives) mais dans des zones de subsidence plus vaste (des structures négatives), là où l'effet de subsidence cesse (P. Nicolini, 1970). D'après le même auteur (l. c. p. 735) les gisements de Pb—Zn se situent non loin des accidents majeurs, mais de préférence au voisinage d'accidents majeurs, sur les failles satellites, au voisinage des diapirs mais sur le pourtour ou en dehors du Trias salifère. Le diapirisme s'est manifesté d'une manière précoce, dès le Crétacé inférieur. Cette montée du Trias n'a pu s'effectuer qu'en déterminant de profonds modifications sédimentologiques au voisinage du diapir. L'emplacement de ces diapirs a été marqué, dès le Crétacé moyen, par la présence de haut-fonds, avec les modifications géométriques et sédimentologiques. En Tunisie, il existe six étages ou formations renfermant des concentrations en Pb—Zn: Burdigalien, Lutétien, Campanien, Albien et Tithonique.

L. Vassileff — A. Popov (1979) ont divisé les gîtes tunisiens de Pb—Zn en quatre groupes: (1) les gîtes associés au Néogène continental or situés immédiatement au-dessous (portant un peu de Sb et As), dans la zone des nappes; (2) les gîtes de fractures hypothétiquement associés au volcanisme néogène, portant un peu de Hg et As, également dans la zone des nappes; (3) les gîtes dans les roches qui enveloppent les diapirs triasiques or dans les brèches de couverture de Trias, dans le Graben tunisien. A ce groupe appartiennent les gîtes de Zag et Tir groupe; (4) les gîtes dans les couches néritiques (spécialement au récifs) au dessus or au contact de diapir.

A. B. Carpenter et al. (1974), I. M. Lange — R. C. Murray (1977), E. L. Ohle (1980) ont exprimé l'opinion que »warm metal-chloride-bearing connate brines are the mineralizing fluids« responsables pour la formation des gîtes plombo-zincifères de Mississippi type (Alpine type lead-zinc deposits). A. H. G. Mitchell — M. S. Garson (1981) ont systématisé les gisements de plomb et zinc en Afrique du Nord au »Mississippi Valley type« or »Alpine type lead-zinc deposits«. H. Rouvier — V. Perthuisot — A. Mansouri (1985) écrivent qu'un grand nombre de diapirs triasiques en Tunisie sont accompagnés par les stratabound gîtes plombo-zincifères. Le diapirisme est le facteur déterminant pour la formation de ces gîtes. Ils ont divisé la montée des diapirs en quatre stades: initial, ascendant, pénetrable et déformable. La source de ces métaux est inconnue. Le transport des métaux remobilisés des couches salifères triasiques est favorisé par les eaux salées (warm chloride-bearing connate brines). Le dépôt s'est effectué dans les roches-magasins de la couverture. Le diapirisme a commencé à la fin du Crétacé et il a continué de percer au commencement de l'orogénèse alpine (l'Eocène) étant le plus fort au Néogène. Les gîtes métallifères peuvent être remobilisés par chaque phase de la montée diapirique.

Caractéristiques paragénétiques et génétiques du gîte du K^{at} El Behmia

La minéralisation s'est déroulée dans la zone particulière, au contact entre le diapir triasique et des marno-calcaires maestrichtiens. Deux systèmes de failles, transversales et perpendiculaires à la direction des couches avec les brèches tectoniques sont les positions très favorables comme un milieu pour l'ascension des eaux hydrothermales dans leur transport au contact du diapir triasique.

Les corps de minerais, constitués de faisceaux et de lentilles, s'est formé dans les système tectoniques ouverts des zones broyées, par remplissage de ces systèmes. En mesure moindre s'est effectuée aussi l'imprégnation par substitution des salbandes immédiates.

La galène domine comme mineral du gîte. Le mineral de la gangue (la barytine et la néocalcite) ne s'entrevoit qu'en quantité subordonnée.

Les caractéristiques microphysiographiques indiquent que la paragénèse s'est déposée des solutions épithermales.

La montée du diapir triasique, probablement pendant de l'orogénèse alpine, a été le facteur décisif pour la formation du gîte du Koudiat El Behmia (El Mena).

Reçu le 6. 1. 1987.

REFERENCES

- Bolze, J. — Schneiderhöhn, H. (1951): Métallogénie hydrothermale dans les monts de Tebourouk, Tunisie. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, tome I, p. 381—388, Paris.
- Braun, F. (1932): Morphologische, genetische und paragenetische Trachtstudien an Baryt. *N. Jb. Minr., Abh., Beil. Bd. 65, Abt. A*, p. 173—222.
- Brives, A. (1918): Contribution à l'étude des gîtes métallifères de l'Algérie, Alger.
- Burollet, F. P. — Sainfeld, P. — Dalbiez, F. (1956): Carte géologique au 50.000^e, feuille 44, Le Kef et notice explicative. — Service des mines, de l'industrie et de l'énergie, p. 40, Tunis.
- Carpenter, A. B. — Trout, M. L. — Pickett, E. E. (1974): Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead-zinc-rich oil fields brines in central Mississippi. — *Economic Geology*, 69, p. 1191—1206.
- Castany, G. (1953): Carte géologique de la Tunisie au 500.000^e (2^e édition) et notice explicative. — Publ. Serv. géol. Tunisie, Tunis.
- Emberger, A. (1965): Caractères polygénétiques des minéralisations plombifères de la haute Moulouya (gisement d'Aouli, de Mibladen et de Zeida, Maroc). *C. R. Acad. Sc., Paris*, 22 mars 1965, t. 260, p. 3433—3436.
- Glangeaud, L. (1935): Origine des gîtes métallifères du Nord de l'Algérie. — *Congr. Int. Mines, Mét. et Géol. appl.*, Paris, tome I, p. 145—158.
- Gottis, Ch. — Sainfeld, P. (1952): Les gîtes métallifères tunisien. XIX^{ème} Congr. Géol. Inter., *Monographies régionales, Tunis, 2^{ème} sér., no. 2*.
- Granotier, A. — Sainfeld, P. (1949): Les gisements de plomb et de zinc en Tunisie. *Ann. Mines et Géol.*, no. 5, II^{ème} Série: Mines et Techniques Connexes, Direction des travaux publics, p. 40, Tunis.
- Grimani, I. — Sinkovec, B. — Berce, B. (1963): Géologie détaillée des régions Zag et Tîr et Tarabia, A. Texte, p. 18, Zagreb—Tunis (rapport inédit). B. Cartes et coupes géologiques au 500^e, au 2.500^e et au 500^e.
- Jurković, I. (1968): Gisements plombo-zincifères de Djebel Azered, Tunisie. Première partie: Stratigraphie et Tectonique. Dolomitisation et silification. Age de minéralisation. — Nations Unies, Fond Spécial, New York, 1968, p. 136—162.

- Jurković, I. (1975): Caractéristiques générales des gisements plombo-zincifères du Djebel Hamra en Tunisie Centrale. *Acta geologica VIII/6*, 77—84 (1—8) Prirodoslovna istraživanja 41, JAZU, Zagreb.
- Jurković, I. — Grimani, I. — Sinkovec, B. (1986): Les gîtes plombo-zincifères Koudiat Zag et Tir et Koudiat Oum Hadhoud, Tunisie. — *Geološki Vjesnik, Vol. 39*, p. 225—235, Zagreb.
- Lange, I. M. — Murray, R. C. (1977): Evaporite brine reflux as a mechanism for moving deep warm brines upward in the formation of Mississippi-Valley type base metal deposits. — *Economic Geology*, 72, p. 107—109.
- Mitchell, A. H. G. — Garson, M. S. (1981): Mineral Deposits and Global Tectonic Settings. — Academic Press, London—New York, p. 405.
- Moisseef, A. (1959): Étude géologique et métallogénique du district minier El Grefa-Bazina, Le Semène, Tunisie (unpubl.) (cit. in P. Routhier: Les gisements métallifères, tome I, p. 367).
- Nicolini, P. (1970): Géologie des concentrations minérales stratiformes, p. 792, Paris.
- Ohle, E. L. (1980): Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi-Valley type. Part II. — *Economic Geology* 75, p. 161—172.
- Perthuisot, V. (1981): Diapirism in northern Tunisia: Structural Geology, v. 3, p. 231—235 (cit. in H. Rouvier et al. (1985): Pb—Zn deposits and Salt-Bearing Diapirs in Southern Europe and in North Africa. — *Economic Geology*, vol. 80, p. 666—687).
- Pervinquière, L. (1903): Étude géologique de la Tunisie centrale, Paris.
- Routhier, P. (1963): Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. Tome I, p. 867, Paris.
- Rouvier, H. (1977): Minéralisations plombo-zincifères et phénomène karstique. Exemple tunisien: le gisement du Djebel Hallouf. — *Mineralium Deposita*, v. 6, p. 196—206.
- Rouvier, H. — Perthuisot, V. — Mansouri, A. (1985): Pb—Zn Deposits and Salt-Bearing Diapirs in Southern Europe and North Africa. — *Economic Geology*, vol. 80, pp. 666—687.
- Sainfeld, P. (1952): Les gîtes plombo-zincifères de Tunisie. — *Ann. Mines et Géol.*, no. 9, Tunis.
- Sainfeld, P. (1956): The Lead-Zinc-Bearing Deposits of Tunisia. — *Economic Geology*, vol. 51, No. 2, p. 150—177.
- Termier, P. (1908): Notes de tectonique tunisienne et constantinoise. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (4), tome 8, p. 103—123.
- Vassileff, L. — Popov, A. (1979): Formations minérales et zones métallogéniques de la Tunisie. — *Geologica Acta*, v. 7, no. 4., p. 43—56.
- Ville — Coquand (1852): (cit. in Péron, 1883: »Essai d'une description géologique de l'Algérie«.) — *Ann. des Soc. géol. XIV*.

Olovno-cinkana ležišta Koudiat El Behmia (El Mena) u Tunisu

I. Jurković, B. Sinkovec, B. Berce

Olovno-cinkarne pojave nalaze se oko 20 km jugozapadno od grada Le Kef u središnjem Tunisu (sl. 1). Rudonosni teren izgrađen je od trijaskih, krednih i kvartarnih naslaga (sl. 2). Trijaski dijapir koji sadrži glinovitogipsne breče, vapnoviti dolomit, dolomit te mjestimice pješčenjak u tektonskom je kontaktu s cenomansko-turonskim laporovitim vapnenjacima. Kvartarni sedimenti se sastoje od glina, glinovito-vapnovitih okorina i obronačnih nanosa.

U tektonskom pogledu šire područje pripada prostranoj antiklinali Debadih u čijem je središtu velika trijaska dijapira. Istraživani teren rudnih pojava K^{at} El Behmia karakteriziran je s dva sistema rasjeda transverzalnim (SZ—JI) i okomitim na slojeve (SI—JZ) i pokazuje stepeničastu građu.

Rudne pojave u južnom dijelu snimljenog terena su vrlo skromnih razmjera, istraživane su sistemom raskopa i jaraka. Na sjevernom dijelu rudne pojave su značajnije te su osim dnevnim kopovima istraživane i podzemno, u dva visinska nivoa, duž tektonske granice trijas—kreda.

Mineralizacija se javlja u tektonskim brečama ili zdrobljenim zonama cenomansko-turonskih laporovitih vapnenjaka neposredno na kontaktu sa trijaskom dijapirom. Orudnjenje je u vidu štokverka kojeg izgrađuju brojne mineralizirane prsline i pukotine s međuprostorima koji su slabije ili jače impregnirani rudom, odnosno metasomatski izmijenjeni. Zapažena su mjestimična obogaćenja rudom nepravilnih lećastih oblika. Rudna zona je značajno poremećena rasjednom post-rudnom tektonikom.

Detaljnim mikroskopskom analizom te parcijalnim kemijskim, spektrografskim, rentgenografskim, diferencijalno-termičkim, termogravimetrijskim analizama utvrđena je ova parageneza: od hipogenih minerala galenit, pirit, neokalcit, barit, baritocelstin, kvarc, neodolomit (ankerit), haloazit i ilit. Prisutnost sfalerita koji je gotovo potpuno oksidiran utvrđena je tek u donjem istražnom horizontu. Od hipogenih minerala identificirani su gerit, lepidokrokrit, ceruzit i smitsonit.

Glavni rudni minerali su galenit i sfalerit. Dok je galenit djelomice oksidiran u ceruzit i to vrlo neravnomjernim intenzitetom, sfalerit je u gornjem horizontu potpuno oksidiran u smitsonit i »kalamina« a netaknut oksidacijom nađen je tek sporadično u nižem horizontu.

Barit sa značajnijim sadržajem stroncija, kolomorfni struktura, niske temperature postanka (tip »Volnyi«) te fino-zrnati do srednje-zrnati neokalcit su glavni minerali jalovine, ali podređeni u odnosu na sulfide. Neokalcit je nastao prekrystalizacijom kriptokristalastog do mikrokristalastog sivkastog vapnenjaka, matične stijene orudnjenja, koji je u predrudnoj fazi intenzivno kataklaziran i brečiran.

Ostali minerali rudišta: pirit, baritocelstin, kvarc, haloazit, neodolomit i ilit su malih količina ili tek akcesorije. Jedino piritu ima mjestimične u vidljivijim količinama. Haloazit i ilit su ograničeni na neposredne, alteracijom zahvaćene salbande.

U nastavku rada dat je historijski pregled publiciranih stavova o genezi tuniskih olovno-cinkanih ležišta. Većina autora ističe značajnu ulogu u metalogenezi trijaskog dijapirizma koji je započeo u toku krede, a dosegao najveći intenzitet u neogenu. Tektonski pokreti vezani za kretanje dijapira otvorili su puteve za ascenziju mineraliziranih otopina. Mišljenja o porijeklu tih otopina, porijeklu metala i mehanizmu obaranja rudne supstance se razlikuju. Jedni autori vežu porijeklo metala na hercinsku metalogenezu, drugi na trijaski saliferni kompleks stijena. U odnosu na porijeklo otopina jedni istraživači smatraju da su to juvenilne otopine, ali većina se priklanja mišljenju da se radi o konatnim, slanim vodama zagrijanim konvekcijskom cirkulacijom u sukcesiji stijena ispod danas orudnjenih pokrovnih sedimenata. Ascenzijom mineraliziranih otopina i njihovom depozicijom stvarana su stratiformna, »stratabound«, karstna i žična ležišta olova i cinka.