

Caractérisation des paragenèses et des paléocirculations fluides dans l'indice d'or de Bleïda (Anti-Atlas, Maroc)

Ahmed Barakat^{a,*}, Christian Marignac^b, Marie-Christine Boiron^c, Mohamed Bouabdelli^d

^a Département de géologie, faculté des sciences et techniques, BP 523, Béni-Mellal, Maroc

^b École des Mines de Nancy, Parc de Saurupt, 54042 Nancy, France

^c UMR 7566-G2R, Cregu, BP 23, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France

^d Département de géologie, faculté des sciences Semlalia, BP S15, Marrakech, Maroc

Reçu le 20 avril 2001 ; accepté le 19 octobre 2001

Présenté par Zdenek Johan

Abstract – Characterization of the paragenesis and the fluid palaeo-circulations in the gold showings of Bleïda (Anti-Atlas, Morocco). The gold showings at Bleïda are hosted in Late Pan-African N50–80 °E quartz–hematite–chlorite 1 tension lenses that are related to the activity of major sinistral sub-east–west thrusts. Ores result from three superimposed stages of fluid migration. Gold occurs in microcracks offsetting the earlier minerals. Fluids evolved from C–O–H–N compositions with a saline component to boiling aqueous fluids. Pressure and temperature decreased from 50 MPa and 300 °C to less than 4 MPa and 150 °C. Thus, the gold showings at Bleïda were formed in a typical geothermal (epithermal) setting, likely controlled by the Late Pan-African magmatism. To cite this article: A. Barakat et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 35–41. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Morocco / Bleïda / lens / gold / fluid inclusions

Résumé – La minéralisation aurifère de Bleïda est encaissée dans des roches métamorphiques cisailées d'âge Précambrien II inférieur. Les structures minéralisées correspondent à des lentilles de tension hématitisées liées à l'activité des couloirs de cisaillement senestres sub-est–ouest. La minéralisation résulte de trois stades superposés de migration de fluides. L'or se trouve dans les microfissures affectant les minéraux précoces. Les fluides ont évolué des compositions à C–O–H–N avec un composant salin à des fluides aqueux en ébullition. Les conditions *P–T* ont diminué de 50 MPa et 300 °C à 4 MPa et 150 °C. Ainsi, les minéralisations d'or de Bleïda ont été formées dans un contexte géothermique typique (épithermal) et ont été probablement contrôlées par le magmatisme du Panafricain tardif. Pour citer cet article : A. Barakat et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 35–41. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Maroc / Bleïda / lentille / or / inclusions fluides

Abridged version

1. Introduction

The Bou Azzer–El Graara inlier of the Pan-African belt in the Anti-Atlas is well known for the ore deposits of Bou Azzer (cobalt, silver) and Bleïda (copper). Until 1997, gold was only known as a by-product of the cobalt mining at

Bou Azzer. Following the exhaustion of the Bleïda copper mine (1997–1998), geochemical prospecting by the ONA group led to the discovery of a significant gold showing, not far from the Cu-deposit.

The objective of this work is to determinate the nature of the fluids and the physical-chemical factors controlling the gold deposition. The relative chronology between deformation events, fluid circulations and ore deposition

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : barakat@fstbm.ac.ma (A. Barakat).

was carried out, combining studies by light and electron microprobe, microthermometry and Raman spectroscopy.

2. Geological setting

The Bou Azzer–El Graara inlier, 80 km long and 20 km wide, is made up of Precambrian rocks. These latter span the whole PI (Early Proterozoic)–PIII (Late Proterozoic) interval and were involved in the Pan-African tectono-metamorphic events [13, 14]. To the southwest of this inlier, the Bleida series, which are the host for the copper-bearing massive sulphide deposit and for the gold showings, consist of volcanic–sedimentary rocks formed in a continental platform setting. They contain sandy shales, tuffaceous siltites and amphibolites. They are intruded by magmatic rocks of early PII age (granodiorites and quartz diorites) (*figure 1*).

The Pan-African events affecting this region are divided into two stages [13]. The main stage B1 is associated with a regional N90–120 °E S1 schistosity, a low-grade metamorphism and a coeval ductile sinistral east–west. The stage B2 is characterised by east–west upright folds with axial-plane schistosity (S2).

Gold occurs in a tectonic corridor (6 km long, up to 1.5 km wide) bounded by N90 ± 20 °E sinistral faults (Rouimiat fault to the south, Nord2 fault to the north). Displacement along these various faults is responsible for the development of shear corridors and consequently the installation of the mineralisation-carrying lenses. Second-order faults striking N45 ± 15 °E were observed.

3. The mineralised lenses

A series of quartz-hematite lenses, generally striking N50–80 °E, are the host for the gold occurrences. These lenses which are probably the tension joints, exhibit the following filling history: (i) stage 1, corresponding to the initial lens opening and their filling by xenomorphic quartz Q1 which is very deformed plastically during the B2 event; (ii) stage 2, characterized by the lens re-opening and the deposition of the non-deformed palissadic quartz Q2, chlorite 1 and hematite assemblage. The analysed chlorite 1 belongs to brunsvigite composition [10] (*table I*); (iii) mineralising stage 3, characterized by the deposition, mainly in earlier mineral microcracks, of a gold–bismuth–bismuthinite–galena–chlorite 2 paragenesis. Gold is native, and its microprobe analysis yielded a significant silver content averaging 15 Ag at. %. In the Foster classification [10], chlorites 2 display the diabantite composition (*table I*).

The surrounding rocks are pervasively affected by silicification and carbonation, with overprinting chlorite and carbonate as veinlets and clots. The shear-zones are hematitised.

4. Fluid inclusion study

Fluid inclusions were systematically studied in wafers from the quartz lenses, using a Chaixmeica heating–freezing stage [15]. The following succession of fluids has been determined (*table II*).

– (i) Irregular three-phase C–O–H–N inclusions Lc-w, having around 10 µm size and more than 85 vol. % of the volatile phase, are characterized by irregular shapes and occur as primary fluid inclusions in Q1. The melting temperature of solid ‘CO₂’ (T_{fCO_2}) ranges from –57.1 to –56.6 °C, indicating the presence of other volatiles. Raman spectroscopy demonstrated a systematic presence of very minor amount of N₂ (≈ 2 mol %) with in sometime CH₄ (< 1.5 mol %). The clathrates melted between 5.7 and 7.2 °C (T_{fcl}). The volatile phase is homogenized, mainly to the vapour phase, at 27 to 31 °C (T_{hCO_2}). Bulk homogenisation temperatures (T_h) could not be observed.

– (ii) Regular three-phase C–O–H–N inclusions Lw-c (around 15 µm size), with 45 to 65 vol. % of the volatile phase, occur as secondary fluid inclusion planes (FIP) in Q1 and as primary fluid in Q2; although water-rich compared to the preceding fluid inclusions, they display basically the same microthermometric behaviour and volatile composition; however, they could be homogenized, to the liquid phase, at temperature ranging from 265 to 315 °C; some of them could be decrepited before the bulk homogenisation (T_h).

– (iii) Two-phase aqueous fluid inclusions Lw, are present as secondary fluid in Q1 and Q2; they are small (around 9 µm) with regular form; the salinity is highly variable, with the ice melting temperatures (T_{fg}) ranging from –20 (close to the eutectic) to –0.2 °C with three modes, at –18/–15 °C (18.6 to 21 wt. % NaCl), –5 °C (7.9 wt. % NaCl) and –1 °C (1.7 wt. % equiv. NaCl). T_h is also variable, and occurs to the liquid phase between 110 and 250 °C.

5. Discussion

5.1. Fluid composition

The C–O–H–N fluids from the stages Q1 and Q2 are very similar. They display a linear compositional trend between two poles: a volatile-rich pole with a very low salinity, and a water-rich pole with a high salinity (extrapolated to 7.8 wt. % equiv. NaCl for the volatile-absent composition); it is likely that this trend is real and records the mixing of two end-members, a CO₂-dominated volatile phase and a saline water; thus, although stages 1 and 2 appear separated by the B2 tectonic event, there is a continuity from stage 1 to stage 2 from the fluid composition point of view.

In T_{mi} – T_h diagram applied to aqueous fluids (*figure 2*), a series of trends characterised by T_h variation at rather constant salinity may be interpreted as recording the cooling in each FIP. The observed salinity variation (0.35 to 23 wt. % equiv. NaCl) may in turn be interpreted as resulting from a boiling process somewhere beneath the deposit. Considering the 3-mode repartition of the salinity, the initial composition of the boiling fluid may be tentatively ascribed to the intermediate mode at circa 8 wt. % equiv. NaCl. This is very close to the estimated salinity of the saline component of the C–O–H–N fluids (stages 1–2), and it may be hypothesised that the stage 3

boiling fluid was identical to the water-rich end-member of the C–O–H–N fluids. In that case, the whole stage 1 to stage 3 evolution would record a single hydrothermal cycle.

5.2. *P–T evolution*

An independent temperature estimate for the Q2-hematite-chlorite paragenesis (stage 2), deduced from the chlorite 1 geothermometer [7], are around 300 ± 30 °C. Using the Lw-c isochores, the corresponding pressure estimates are 30–70 MPa. As the Lc-w isochores intersect the Lw-c isochores in the same range, we deduce that the *P–T* conditions were in the same range for the whole stage 1 to 2, with a temperature of 300 ± 30 °C and a pressure of 50 ± 20 MPa (figure 3).

For the stage 3 aqueous fluids, which are probably the mineralizing fluids, the maximal T_h (250 °C) gives average boiling pressure around 4 MPa. Using the chlorite 2 geothermometer, the estimated temperatures are around 175 ± 30 °C. The corresponding pressures range around 2 MPa. Yet, the trapping pressure was higher than 2 MPa, since condensed low-salinity fluids are observed, but no vapours. Nevertheless, a strong pressure drop is indicated between the trapping of the C–O–H–N fluids and the mineralising stage. Such a change, from 2 km to less

than 400 m in depth, is most likely to record extensional tectonics.

6. Conclusion

The gold showings at Bleida were formed in a geothermal (epithermal) environment, under decreasing temperature, in an extensional tectonic setting. The initial temperatures, close to 300 °C at a depth of 2 km, imply the existence of a heat source, likely to have been a magmatic intrusion related to the PIII volcanism. Thus, a Late Panafrican age is indicated for the gold deposition. The fluids were saline waters with a progressively decreasing volatile content, eventually boiling due to tectonic depressurization.

This superimposition of distinct stages of fracturation and of fluid circulation confirms the general evolution described in Tagragra d'Akka in the Anti-Atlas [18], in the Western-European Hercynian deposits [2, 6], in Ourika [3] and in Tichka [4], where similar successions have been identified. On the whole, the deposition of the metallic gold particles is facilitated by a tectonic maturity of the quartz veins, beginning at a deep structural level and finishing at a higher structural level.

1. Introduction

La boutonnière de Bou Azzer–El Graara, située dans la ceinture panafricaine de l'Anti-Atlas, est bien connue par différents types de minéralisations, dont les plus importantes sont le gisement de cobalt et d'argent de Bou Azzer et le gisement de cuivre de Bleïda. Jusqu'en 1997, l'or a été connu dans cette boutonnière, en association avec les minéralisations sulfoarséniées de cobalt de Bou Azzer. Après l'épuisement de la mine de cuivre de Bleïda (1997–1998), la prospection géochimique réalisée par le groupe ONA (Reminex) a mené à la découverte d'une occurrence significative d'or, à proximité du dépôt cuprifère.

L'objectif de ce travail consiste à déterminer la nature des fluides et les facteurs physico-chimiques contrôlant le dépôt de la minéralisation aurifère. La chronologie relative entre les événements de déformation, les circulations de fluides et le dépôt de la minéralisation a été déterminée en combinant les études par microscopie optique et électronique, par microthermométrie et par spectroscopie Raman.

2. Situation géologique

La boutonnière de Bou Azzer–El Graara, de 80 km de longueur et 20 km de largeur, est composée de formations d'âge Précambrien (du PI au PIII), qui ont été impliquées dans les événements tectono-

métamorphiques du Panafricain [13, 14]. Située au sud-ouest de cette boutonnière, à 80 km au sud-est de Ouarzazate, la région de Bleïda montre trois unités tectoniques, chevauchantes les unes sur les autres vers le sud, qui sont, du nord au sud : l'ophiolite de Bou Azzer (PII inférieur), la série de plate-forme de Bleïda (PII inférieur) et la formation de Tidilline d'avant-arc (PII supérieur). Les contacts chevauchants ont été remplis par les formations protérozoïques (PIII) d'Ouarzazate (figure 1).

La série de Bleïda représente l'encaissant pour le gisement de cuivre et les minéralisations aurifères. Elle est composée de roches volcano-sédimentaires et volcano-détritiques d'âge PII inférieur, formées dans un domaine de plate-forme épicontinentale. Elle comprend des schistes gréseux, des siltites tufacées et des amphibolites, avec des niveaux de gneiss. L'ensemble de ces roches est intrudé de roches magmatiques d'âge PII inférieur (gabbros, diorites et granodiorites). Les formations du PIII, discordantes sur les formations du PII, se composent de conglomérats et d'écoulements volcaniques (andésite, rhyolite, ignimbrite). Les événements du Panafricain, qui ont affecté la région, sont divisés en deux phases [13]. La phase majeure B1 est matérialisée par le développement d'une schistosité S1 régionale de direction N90–120 °E, d'un métamorphisme de faible degré et de décrochements senestres ductiles est–ouest. La phase B2 est caractérisée par une schistosité de fracture de

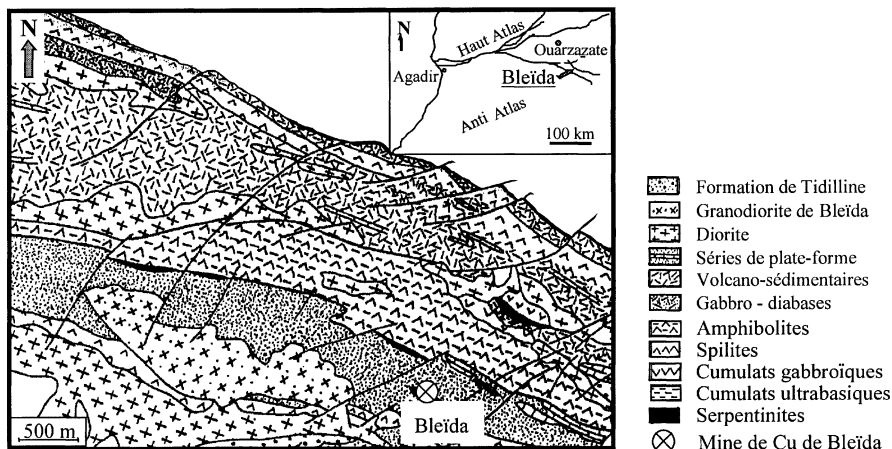


Figure 1. Situation géologique du ditricet de Bleida.

Figure 1. Geological setting of the Bleida district.

même direction que la précédente, des plis verticaux et un rejeu de décrochements senestres.

L’or apparaît dans un couloir tectonique (6 km de long, jusqu’à 1,5 km de large) limité par des failles senestres majeures orientées $N90 \pm 20^\circ E$ (faille à Rouimiat au sud, faille Nord2 au nord). Le déplacement le long de ces différentes failles est senestre ; il est responsable du développement de couloirs de cisaillement et, par conséquent, de la mise en place des lentilles porteuses de la minéralisation. D’autres petites failles observées, orientées $N45 \pm 15^\circ E$, recoupent transversalement la bande minéralisée.

3. Les lentilles minéralisées

Les séries de lentilles à quartz–hématite, orientées généralement $N50–80^\circ E$, représentent les pièges majeurs de la minéralisation aurifère. Ces lentilles jalonnent l’ensemble de la série minéralisée, et sont probablement des joints de tension associés aux failles senestres sub-est–ouest. Certaines d’entre elles ont été plissées pendant l’événement B2. L’étude minéralogique de ces lentilles minéralisées a été réalisée au microscope optique, au microscope électronique à balayage et à la microsonde électronique. L’examen minéralogique des échantillons de surface prélevés dans différentes lentilles hématitisées a mis en évidence l’histoire de remplissage suivante :

- un stade 1, correspondant à la formation des lentilles et à leur remplissage par le quartz Q1 ; ce dernier se trouve sous forme d’agrégats xénomorphes, très déformés ductilement durant la phase B2, avec un aspect microscopique sale ;
- un stade 2, caractérisé par la réouverture des lentilles et le dépôt du quartz palissadique Q2, de

Tableau I. Analyses représentatives des chlorites (a) et leurs demi-formules structurales (b).

Table I. Representative analysis of chlorites (a) and their structural half formulas (b).

(a)	Chlorite 1			Chlorite 2		
	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	28,36	28,02	27,27	32,90	30,98	31,34
Al ₂ O ₃	20,06	19,25	19,62	18,79	18,74	17,87
FeO	19,66	17,42	15,82	14,79	16,64	19,43
MgO	17,25	20,81	21,35	17,89	17,64	15,86
MnO	0,64	0,22	0,50	0,69	0,93	0,68
CaO	0,11	0,10	0,23	0,61	0,38	0,18
Na ₂ O	0,04	0,04	0,02	0,00	0,05	0,45
K ₂ O	0,04	0,00	0,02	0,78	0,49	0,96
TiO ₂	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00
Sum	86,16	85,93	84,85	86,46	85,86	86,79
(b)						
Si	2,94	2,88	2,83	3,29	3,17	3,23
Al ^{IV}	1,06	1,12	1,17	0,71	0,83	0,77
Al	2,45	2,33	2,40	2,22	2,26	2,17
Al ^{VI}	1,39	1,22	1,23	1,51	1,43	1,39
Fe	1,71	1,50	1,37	1,24	1,42	1,67
Mg	2,66	3,19	3,30	2,67	2,69	2,43
Mn	0,06	0,02	0,04	0,06	0,08	0,06
Ca	0,01	0,01	0,03	0,07	0,04	0,02
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,09
K	0,01	0,00	0,00	0,10	0,06	0,13
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Les formules structurales sont calculées selon la méthodologie de Deer et al. [8].

Structural formulas were calculated using the methodology from Deer et al. [8].

la chlorite 1 et de l’hématite ; le quartz Q2 est automorphe à texture macrogrenue et ne présente pas de signe de déformation importante ; la chlorite 1 est caractérisée par des compositions de type brunsvigite

[10], avec un rapport $Fe/(Fe + Mg)$ variable entre 0,28 et 0,4 ; les teneurs en Al^{IV} sont comprises entre 1,07 et 1,17 atomes par demi-unité formulaire (*tableau I*) ; – un stade minéralisant 3, matérialisé par le dépôt de la paragenèse économique à or natif–bismuth–bismuthinite–galène et de la chlorite 2 ; ces minéraux métalliques se trouvent sous forme d’inclusions et microfissurales dans les paragenèses antérieures ; l’analyse à la microsonde électronique de l’or natif a montré qu’il contient des teneurs de l’ordre de 15 % at. Ag ; dans la classification de Foster [10], la chlorite 2 montre une composition semblable à celle de la diabantite ; les teneurs en Al^{IV} varient de 0,71 à 0,83 atomes par demi-unité formulaire (*tableau I*), indiquant des températures de cristallisation aussi faibles que pour la chlorite 1.

Ces différents stades de percolations des fluides et de dépôt sont accompagnés d’une altération hydrothermale, qui consiste (1) en une silicification, qui affecte les roches encaissantes des fentes minéralisées, (2) en une chloritisation et une carbonatation tardive, sous forme de veinules ou de nids, (3) en une hématitisation, affectant les couloirs de cisaillement.

4. Étude des inclusions fluides

La caractérisation microthermométrique des inclusions fluides a été effectuée en utilisant une platine microthermométrique Chaixmeica [15]. Les concentrations en sel, exprimées en poids % équiv. NaCl, sont calculées à partir des données microthermométriques, en utilisant les équations de Bodnar [5]. L’analyse quantitative des espèces gazeuses est obtenue par spectroscopie Raman au Cregu (Nancy). La composition globale et le volume molaire sont calculés à partir des propriétés $P-V-T-X$ de différentes inclusions fluides dans le système C–H–O–N [1, 9, 16]. La reconstruction des conditions $P-T$ est réalisée en utilisant les données $V-X$ et les équations d’état de Kerrick et Jacobs [12] et Jacobs et Kerrick [11], pour les inclusions aquo-carboniques, et les données de Zhang et Frantz [17], pour les inclusions aqueuses.

Les inclusions fluides ont été systématiquement étudiées sur des échantillons de lentilles de quartz minéralisées. La succession suivante des fluides a été déterminée par examen des relations entre les inclusions fluides et les minéraux hôtes (*tableau II*).

(i) Les inclusions fluides aquo-carboniques triphasées (Lc-w), de forme irrégulière (environ 10 μm) avec un volume aqueux qui ne dépasse pas 15 %, sont associées au Q1, où elles sont disséminées, suggérant qu’elles sont primaires. La température de fusion du CO_2 (T_{fCO_2}) est de l’ordre de $-57,1$ à $-56,6$ °C, indiquant la présence d’autres composés volatils. La spectroscopie Raman a démontré la présence systématique

de N_2 en faibles quantités (environ 2 mol %), avec parfois du CH_4 ($< 1,5$ mol %) ; les clathrates fondent entre 5,7 et 7,2 °C (T_{fcl}). La phase carbonique s’homogénéise, principalement en phase vapeur, entre 27 et 31 °C (T_{hCO_2}). Les homogénéisations totales n’ont pas pu être observées, en raison de la petitesse des inclusions et du faible volume aqueux.

(ii) Les inclusions triphasées aquo-carboniques (Lwc), de forme régulière (10–15 μm) avec une phase volatile de l’ordre de 45 à 65 %, se trouvent sous forme de plans d’inclusions fluides (PIF) dans Q1 et sous forme primaire dans Q2. Bien qu’elles soient riches en eau, comparées aux inclusions fluides précédentes, elles présentent des caractéristiques microthermométriques et des compositions de la phase volatile similaires. Elles s’homogénéisent (T_h), en phase liquide, à des températures variables entre de 265 et 315 °C, certaines d’entre elles étant décrépitées avant l’homogénéisation totale.

(iii) Les inclusions fluides aqueuses biphasées (Lw) sont observées dans Q1 et Q2 sous forme secondaire (PIF). Elles sont de taille petite (autour de 9 μm), avec une forme régulière. La première température de fusion ($T_{eutectique}$) se situe autour de -25 °C, ce qui indique que les fluides piégés sont dominés par NaCl. La salinité est très variable, avec des températures de fusion de glace (T_{fg}) comprises entre -20 (près de l’eutectique) et $-0,2$ °C, avec trois modes : $-18/-15$ °C (18,6 à 21 % poids équiv. NaCl), -5 °C (7,9 % poids équiv. NaCl) et -1 °C (1,7 % poids équiv. NaCl). Les particules T_h sont également variables, et se forment en phase liquide entre 110 et 250 °C.

5. Discussion

5.1. Composition des fluides

Les fluides aquo-carboniques des stades 1 et 2 sont très semblables. Ils montrent une tendance compositionnelle linéaire entre deux pôles : un pôle riche en volatils avec une salinité très basse, et un pôle riche en eau avec une salinité élevée (extrapolée à 7,8 % poids équiv. NaCl pour la composition volatile absente). Cette tendance indique le mélange de deux fluides : une phase volatile dominée par CO_2 et une eau saline. Ainsi, bien que les stades 1 et 2 semblent séparés par l’événement tectonique B2, il y a une continuité du stade 1 au stade 2 du point de vue de la composition des fluides.

Dans le diagramme $T_{fg}-T_h$ (*figure 2*), appliqué aux fluides aqueux du stade 3, des séries de tendances caractérisées par la variation de T_h à salinité plutôt constante s’observent, ce qui pourrait s’expliquer par un refroidissement au niveau de chaque PIF. La variation de la salinité observée (0,35 à 23 % poids équiv.

Tableau II. Récapitulatif des données microthermométriques des différents types d'inclusions fluides.

Table II. Summary of the microthermometric data for the different types of fluid inclusions.

Stades	Types d'inclusions fluides	T_{fCO_2} (°C)	T_{hCO_2} (°C)	T_{fel} (°C)	T_{fg} (°C)	T_h (°C)
1	CO ₂ –(CH ₄ –N ₂)–H ₂ O–NaCl (Lc-w)	[–57,1 ; –56,6] <i>43</i>	[27 ; 31] <i>38</i>	[5,7 ; 7,2] <i>11</i>		
2	H ₂ O–CO ₂ –(CH ₄ –N ₂)–NaCl (Lw-c)	[–57,1 ; –56,6] <i>37</i>	[27 ; 31] <i>31</i>	[5,7 ; 7,2] <i>17</i>		[265 ; 315] <i>22</i>
3	H ₂ O–NaCl (Lw)				[–20 ; –0,2] <i>52</i>	[110 ; 250] <i>46</i>

Les valeurs en italique correspondent aux nombres de mesures.
Numbers of measurements are given in italic character.

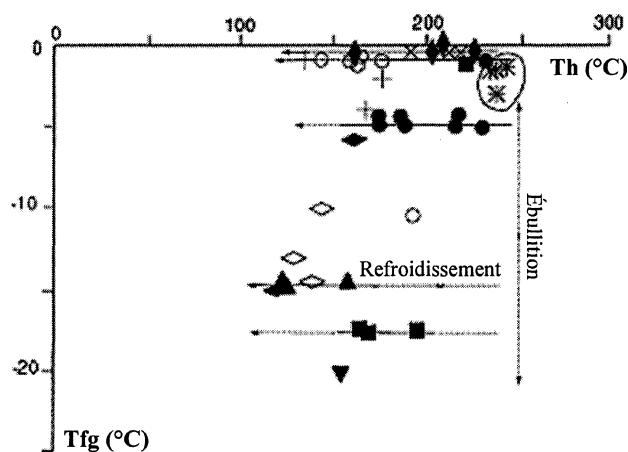


Figure 2. Diagramme T_h-T_{fg} des inclusions fluides Lw (PIF par PIF). Les marques représentent différents PIF.

Figure 2. T_h-T_{mi} diagram of the Lw fluid inclusions as a function of FIP by FIP. Spots represent different FIP.

NaCl) pourrait à son tour être interprétée comme le résultat d'un processus d'ébullition quelque part sous le dépôt. Considérant la répartition trimodale de la salinité, la composition initiale du fluide en ébullition pourrait être attribuée au mode intermédiaire d'environ 8 % poids équiv. NaCl. Cette salinité est très proche de la salinité estimée du composant salin des inclusions fluides aquo-carboniques (stades 1 et 2), ce qui peut laisser présumer que le fluide d'ébullition du stade 3 était identique aux fluides aquo-carboniques riches en eau. Dans ce cas, l'évolution de la composition des fluides est continue du stade 1 au stade 3 et indiquerait un cycle hydrothermal simple.

5.2. Évolution $P-T$

L'estimation de la température de formation de la paragenèse Q2–hématite–chlorite1 (stade 2) est donnée par la chlorite 1 [7]; elle est de l'ordre de 300 ± 30 °C. En utilisant les isochores des inclusions fluides Lw-c, l'intervalle correspondant de pression est estimé à 30–70 MPa. Pour le stade 1, on ne dis-

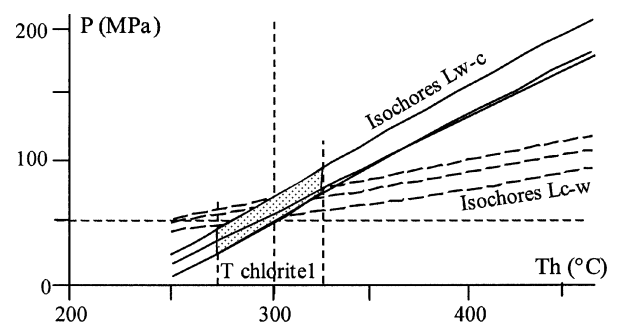


Figure 3. Isochores des inclusions fluides aquo-carboniques et estimation des conditions de piégeage.

Figure 3. Isochores of the C–O–H–N fluids and an estimate of the trapping conditions.

pose pas de contraintes pour déterminer le domaine $P-T$ de piégeage. Toutefois, l'intersection entre les isochores des inclusions fluides Lc-w et ceux des inclusions fluides Lw-c dans le même intervalle permet de déduire que les conditions $P-T$ étaient les mêmes pour les deux stades 1 et 2, à 300 ± 30 °C et à 50 ± 20 MPa (figure 3).

Pour les fluides aqueux du stade 3, qui sont probablement les fluides minéralisateurs, les T_h maximales de 250 °C donnent des pressions d'ébullition de l'ordre de 4 MPa. La chlorite 2 rapporte une estimation de 175 ± 30 °C. Les pressions correspondantes sont de l'ordre de 2 MPa. Cependant, la pression de piégeage était supérieure à 2 MPa, puisque des fluides condensés de faible salinité sont observés, mais pas de vapeurs. Néanmoins, une forte chute de pression, accompagnée d'une diminution de la température, est indiquée entre le piégeage des fluides C–H–O–N et le stade minéralisateur à fluides aqueux. Un tel changement, de 2 km à moins de 400 m de profondeur, est probablement lié à une tectonique distensive.

6. Conclusion

Les études structurale, minéralogique et des conditions $P-T-X$ des migrations de fluides montrent que

l'indice de Bleïda est affecté par une déformation cassante significative, matérialisée par différentes structures. Les structures minéralisées sont à leur tour affectées, durant leur évolution, par une déformation ductile–fragile responsable de leur microfissuration. Cette dernière est à l'origine d'un transfert significatif de métaux. Trois stades majeurs superposés de fracturation et de dépôt ont été distingués : (i) stade 1 précoce, caractérisé par le développement des lentilles remplies par Q1 (ces structures correspondent aux fentes de tension orientées N50–80 °E et formées sous une compression avec σ_1 subhorizontale) ; (ii) stade 2 matérialisé par le dépôt de la paragenèse à Q2–hématite–chlorite 1, sous des conditions P – T relativement élevées ; (iii) stade 3 minéralisant, marqué par la percolation des fluides aqueux à salinité faible et par le dépôt de la paragenèse économique à or, sous des conditions P – T modérées. Les fluides étaient des eaux salines, avec un contenu volatil progressivement

décroissant vers le stade 3, par suite d'une ébullition due à une décompression tectonique. Les minéralisations aurifères de Bleïda ont donc été formées dans un environnement géothermique (épithermique), sous une température décroissante, dans un contexte tectonique distensif. Les températures initiales, de près de 300 °C à une profondeur d'environ de 2 km, impliquent l'existence d'une source de chaleur, probablement une intrusion magmatique liée au volcanisme du PIII. Ainsi, un âge Panafricain tardif est indiqué pour le dépôt d'or.

Cette superposition de différents stades de fracturation et de percolation de fluides est similaire à l'évolution générale décrite dans le Tagragra d'Akka (Anti-Atlas) [18], dans les gisements hercyniens de l'Europe de l'Ouest [2, 6], dans l'Ourika [3] et dans Tichka [4]. Dans l'ensemble, le dépôt de l'or natif est favorisé par une maturité tectonique des lentilles de quartz.

Remerciements. Ce travail a été réalisé avec l'aide du Cregu (Nancy) et grâce à l'appui financier par les programmes PICS 45 et Otan.

Références

[1] Bakker R.J., Dubessy J., Cathelineau M., Modification in clathrates modelling. I. The H_2O – CO_2 system with various salts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60 (1996) 1657–1681.

[2] Barakat A., Percolations fluides et transfert de métaux : les gisements d'or intragranitiques de l'Europe de l'Ouest (Corcoesto, Tomino [Galice], Mokrsko [République tchèque]), thèse, INPL, Nancy, 1995, 373 p.

[3] Barakat A., Marignac C., Boiron M.-C., Cathelineau M., Bouabdelli M., Fluid circulation in the Au-bearing Ourika gneiss, Atlas of Marrakech, Morocco, *J. Afr. Earth Sci.* 30 (2000) 9.

[4] Bastoul A., Origine et évolution des fluides hydro-carbo-azotés dans les formations métamorphiques : relations avec les minéralisations associées (U, Au, graphite), thèse d'État, université Nancy-1, 1992, 311 p.

[5] Bodnar R.J., Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O – $NaCl$ solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57 (1993) 683–684.

[6] Boiron M.-C., Cathelineau M., Dubessy J., Bastoul A., Fluids in Hercynian Au-veins from the French Variscan belt, *Mineral. Mag.* 54 (1990) 231–243.

[7] Cathelineau M., Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature, *Clay Miner.* 23 (1988) 471–485.

[8] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., An introduction to the rock forming Minerals, Longman, 1985, pp. 515–517.

[9] Dubessy J., Simulation des équilibres chimiques dans le système C–O–H–N. Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides, *Bull. Mineral.* 107 (1984) 157–168.

[10] Foster M.D., Interpretation of the composition and a classification of the chlorites, *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 414A (1962) 27.

[11] Jacobs G.K., Kerrick D.M., Methane: an equation of state with application to the ternary H_2O – CO_2 – CH_4 system, *Geochim. Cosmochim. Acta* 45 (1981) 607–614.

[12] Kerrick D.M., Jacobs G.K., A remodified Redlich–Kwong equation for H_2O – CO_2 and H_2O – CO_2 mixtures at elevated pressures and temperatures, *Amer. J. Sci.* 281 (1981) 735–767.

[13] Leblanc M., Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt : Bou Azzer (Maroc), thèse, université Paris-6, France, 1975.

[14] Leblanc M., A Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer, *Nature* 261 (1976) 34–35.

[15] Poty B., Leroy J., Jachimovicz L., Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de la microthermométrie Chaixmeica, *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.* 99 (1976) 182–186.

[16] Thiery R., Vidal J., Dubessy J., Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions liquid–vapour equilibria and calculation to the study of molar volume in the CO_2 – CH_4 – N_2 system, *Geochim. Cosmochim. Acta* 58 (1994) 1073–1082.

[17] Zhang Y.G., Frantz J.D., Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system $NaCl$ – KCl – $CaCl_2$ – H_2O using synthetic fluid inclusions, *Chem. Geol.* 64 (1987) 335–350.

[18] Zouhair M., Les paléocirculations fluides dans les Tagragra d'Akka (Anti-Atlas, Maroc). Étude combinée des inclusions fluides et de la déformation des quartz aurifères : conséquences pour la métallogénie de l'or, thèse, INPL, Nancy, 1992, 384 p.