



Available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 337 (2005) 745–753



<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Geomaterials (Ore deposits)

## Constraints on the ore fluids in the Sando Alcalde Au–Ag epithermal deposit, southwestern Peru: fluid inclusions and stable isotope data

Anne-Sylvie André-Mayer<sup>a,\*</sup>, Laurent Bailly<sup>b</sup>, Catherine Lerouge<sup>b</sup>,  
Alain Chauvet<sup>c</sup>, Jacques Leroy<sup>a</sup>, Éric Marcoux<sup>d</sup>

<sup>a</sup> UMR CNRS 7566 G2R, université Henri-Poincaré, BP 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France

<sup>b</sup> BRGM, REM/MESY, av. Claude-Guillemain, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France

<sup>c</sup> Laboratoire « Dynamique de la lithosphère », Isteem, université Montpellier-2, CC 60, 34095 Montpellier cedex 5, France

<sup>d</sup> ISTO, bât. « Géosciences », université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans cedex 2, France

Received 7 October 2004; accepted after revision 22 March 2005

Available online 13 May 2005

Presented by Zdenek Johan

### Abstract

The Sando Alcalde ore deposit (southwestern Peru) has been studied in order to characterize the physicochemical parameters of the ore fluids and to determine the fluid process (mixing or boiling) which involves the precious metal mineralization. Mineralogy,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$  isotopic values and fluid inclusion data give arguments in favour of a boiling phenomenon. This conclusion corroborates fluid inclusion studies previously performed in this area on the low-sulphidation epithermal deposits of Arcata, Orcopampa and Apacheta, where boiling has been described as the main factor for ore deposition. **To cite this article:** A.-S. André-Mayer et al., *C. R. Geoscience* 337 (2005).

© 2005 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

### Résumé

**Contraintes sur les fluides minéralisateurs du gisement Au–Ag de Sando Alcalde, Sud-Ouest du Pérou : données des inclusions fluides et des isotopes stables.** Le gisement de Sando Alcalde (Sud-Ouest du Pérou) a été étudié pour établir les caractéristiques physico-chimiques des fluides minéralisateurs ainsi que les processus fluides (ébullition ou mélange) qui conduisent à la minéralisation précieuse. Les données minéralogiques, fluides et isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ ) convergent vers un processus d'ébullition. Cela corrobore les études des inclusions fluides menées antérieurement dans cette région sur les gisements épithermaux de type *low-sulphidation* d'Arcata, Orcopampa et Apacheta, où un phénomène d'ébullition est décrit comme

\* Corresponding author.

E-mail address: [anne-sylvie.andre@g2r.uhp-nancy.fr](mailto:anne-sylvie.andre@g2r.uhp-nancy.fr) (A.-S. André-Mayer).

le principal facteur du dépôt de la minéralisation précieuse. **Pour citer cet article :** A.-S. André-Mayer et al., C. R. Geoscience 337 (2005).

© 2005 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

**Keywords:** Peru; Epithermal low-sulphidation; Fluids; Boiling; Oxygen isotope

**Mots-clés :** Pérou ; Épithermal *low-sulphidation* ; Fluides ; Ébullition ; Isotope de l'oxygène

## Version française abrégée

### 1. Introduction

Les phénomènes d'ébullition ou de mélange sont considérés comme les principaux processus minéralisateurs dans les gisements épithermaux de type *low-sulphidation* [19]. Cette constatation résulte d'observations directes dans les systèmes géothermique actuels [31], de la connaissance géochimique des complexes métalliques associés à ces dépôts [27,28], ainsi que de modélisations numériques de ces processus minéralisateurs [12,25,32]. Pour documenter la compréhension de ces processus minéralisateurs, une étude couplée de la minéralogie, des inclusions fluides ainsi que des isotopes de l'oxygène a été menée sur le gisement de Sando Alcalde situé dans le Sud-Ouest du Pérou.

### 2. Contexte géologique

Le système de veines minéralisées de Sando Alcalde fait partie du district de Shila (Fig. 1). Cette région est constituée d'un soubassement de roches sédimentaires, intrudé par des unités complexes de roches volcaniques d'âge Néogène (Fig. 1). Différents gisements d'or et d'argent sont localisés dans les roches volcaniques calco-alcalines d'âge Miocène inférieur à moyen. Des données de terrain montrent que la majorité des corps minéralisés est constituée d'une association entre une veine principale d'orientation est-ouest et des veines secondaires orientées N120–135°E [7–9].

### 3. Minéralogie

Deux principaux stades de dépôts sont observés. Le premier consiste en un assemblage complexe de quartz, adulaire, pyrite, galène, sphalérite, chalcoppyrite, électrum et silicates de manganèse remplissant les

veines principales. Le second stade porte l'essentiel de la minéralisation précieuse, avec un assemblage complexe de quartz, sphalérite, chalcoppyrite, pyrite, adulaire, galène, tennantite-tetraédrite, polybasite-pearcécite et électrum (Fig. 2). La teneur en Au de l'électrum varie du stade 1 au stade 2, ainsi qu'en fonction de l'altitude de l'échantillon (Fig. 2B). Dans la gangue, les minéraux de manganèse, carbonates et silicates sont abondants (Fig. 2C) et présentent une composition similaire à ceux d'autres gisements épithermaux, Orcopampa (Pérou), Cirotan (Indonésie) et Cavnic (Roumanie) [20,22] (Fig. 2B). De l'adulaire rhombique à aciculaire est observée en association avec la calcite lamellaire (Fig. 2A).

### 4. Caractéristiques physico-chimiques des fluides minéralisateurs

Des études microthermométriques et par spectrométrie Raman ont été réalisées sur les inclusions fluides associées à la minéralisation. Deux types d'inclusion ont été observés : des inclusions aquo-carboniques à phase liquide dominante (Lw-c) et des inclusions aquo-carboniques à phase vapeur dominante (Vw-c). Le détail des analyses microthermométriques est présenté dans le Tableau 1. La Fig. 3A montre une répartition statistique des températures d'homogénéisation de ces deux types d'inclusion. Les deux types d'inclusion s'homogénéisent dans la même gamme de température autour de 300 °C, qui est ainsi considérée comme la température de piégeage de ce fluide en ébullition, même si quelques rares valeurs sont observées en dessous.

### 5. Les isotopes de l'oxygène

Des analyses isotopiques de  $\delta^{18}\text{O}$  ont été réalisées sur les minéraux de gangue du stade 1 à différents niveaux du gisement. Les résultats présentés dans le Tableau 2 montrent des valeurs habituelles pour ce

type de minéralisation dans cet environnement volcanique [14]. Les compositions isotopiques de l'oxygène dans le fluide hydrothermal ont été calculées à partir des équations de fractionnement quartz-eau de Matsuhisa et al. [23], en considérant une température de 300 °C.

## 6. Discussion sur les processus minéralisateurs

### 6.1. Évidence d'un processus d'ébullition

Un processus d'ébullition semble exercer un contrôle majeur sur le dépôt de la minéralisation. Du point de vue des fluides, la présence de plans d'inclusions vapeur possédant le même rapport liquide/vapeur et de tailles similaires est également un fort indicateur d'ébullition, car un tel remplissage ne peut être lié à des phénomènes d'étranglement [4]. L'homogénéisation des deux types de fluides (l'un à phase vapeur dominante, l'autre à phase liquide dominante) dans la même gamme de température fournit également un argument en faveur de l'hypothèse selon laquelle ces deux fluides résultent du piégeage synchrone de deux phases immiscibles résultant d'un phénomène d'ébullition. D'un point de vue minéralogique, la présence de calcite lamellaire ainsi que celle d'adulaire rhombique sont de forts indicateurs d'un phénomène d'ébullition [11,21,30].

## 7. Les contraintes isotopiques

En l'absence de données isotopiques et sans connaissance de la composition isotopique des eaux météoriques de cette région à cette époque, deux hypothèses peuvent expliquer la composition intermédiaire des fluides hydrothermaux entre des eaux météoriques et magmatiques : un mélange entre eaux météoriques et eaux magmatiques et/ou un équilibre des eaux météoriques avec les roches volcaniques encaissantes [14,18,29].

Les données isotopiques de l'oxygène montrent une corrélation entre l'altitude et les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$  (Tableau 2). Un contrôle thermique du fractionnement de l'oxygène ne peut expliquer l'évolution des données  $\delta^{18}\text{O}$  observées, car les températures estimées par microthermométrie sont relativement homogènes et aucune évolution liée à l'altitude n'a pu être mise en évidence. Les processus fluides susceptibles de faire évoluer les données isotopiques en  $\delta^{18}\text{O}$

sont le mélange et/ou l'ébullition. Un processus de mélange va avoir tendance à appauvrir les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ , alors qu'une ébullition va au contraire enrichir le fluide en  $\delta^{18}\text{O}$  [16]. Un processus d'ébullition ascendant semble donc être le mieux adapté pour expliquer l'évolution des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  observée à Sando Alcalde.

## 8. Conclusion

À Sando Alcalde, les données minéralogiques des inclusions fluides et des isotopes de l'oxygène témoignent qu'un processus d'ébullition est responsable du dépôt de la minéralisation précieuse. Cela corrobore les études réalisées dans ce secteur sur les gisements de même type d'Arcata, Orcopampa et Apacheta [1,2,6,15,20].

## 1. Introduction

Boiling and mixing appear as the most efficient of many processes that can lead to the deposition of ore- and gangue minerals in a low-sulphidation-type epithermal system [19]. They effectively control compositional changes like pH and mineral solubilities in hydrothermal fluids, thus constraining mineral deposition. This assumption is corroborated by direct observations of geothermal fields [31], geochemistry of metal complexes [27,28] and numerical modelling [12,25,32]. Simple cooling of hydrothermal fluids [12], or dilution by cold groundwater [17,32], or interaction with surrounding wall rock [32] seems to be of less importance in governing ore deposition in such an environment.

A mineralogical, fluid inclusion and stable isotopic study was carried out on the Sando Alcalde vein system, part of the Shila district (southwestern Peru), to document and discuss the mechanisms responsible for the ore deposition in a case-study of an Andean low-sulphidation deposit.

## 2. Geological framework

The Sando Alcalde vein system is a part of the Shila district hosted by Neogene volcanic rocks (Fig. 1).

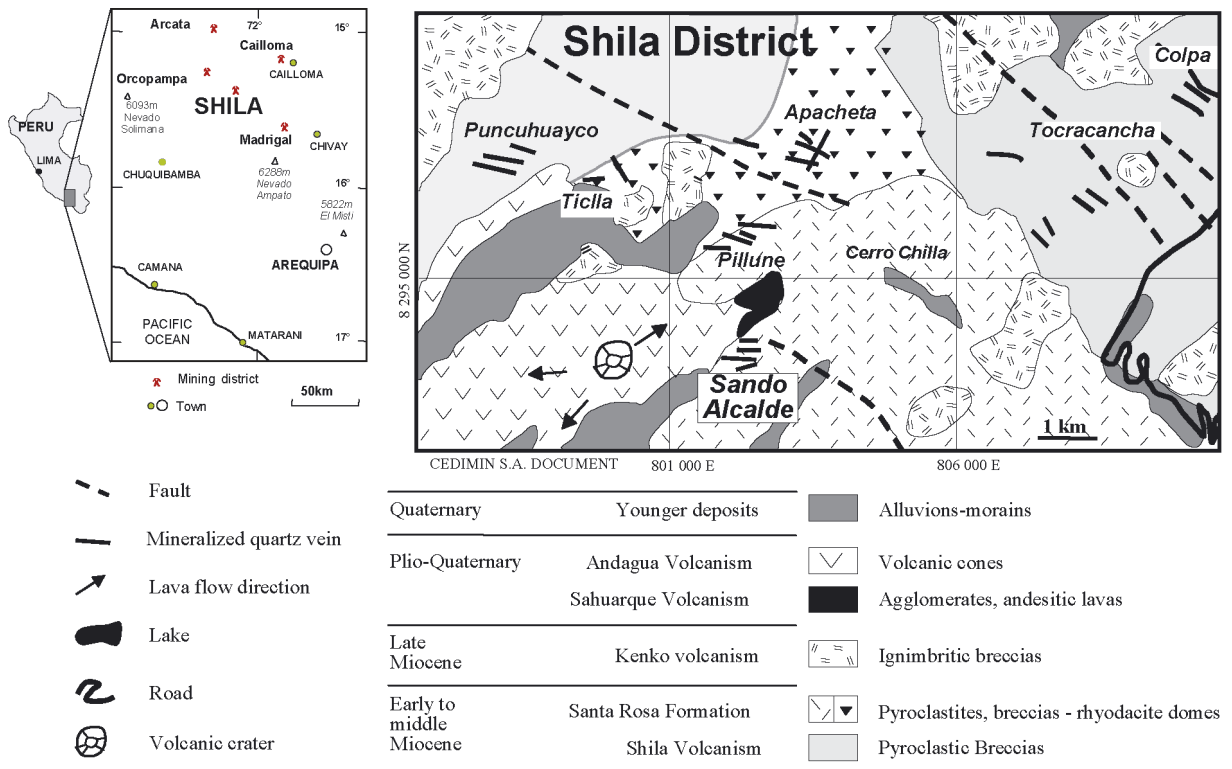


Fig. 1. Geological map of the Shila district. The location of the main deposits of the district is indicated (modified from a CEDIMIN SA document).

Fig. 1. Carte géologique du district de Shila. Les principaux gisements constituant ce district sont indiqués (modifié d'après un document Cedimin SA).

The area is underlain by a folded sedimentary basement and overlain or intruded by a complex unit of Neogene volcanic rocks. Precious-metal ores are found within Early to Middle Miocene calc-alkaline volcanic rocks that include lava flows and volcanic breccias. The Shila district includes the Apacheta, Pillune, Sando Alcalde, Puncuhuayco, Ticlla, Tocracancha, and Colpa deposits, each consisting of several mineralized veins (Fig. 1). Mining of the Shila veins began in 1990 by the CEDIMIN SA Company. Until 1997, the mine produced more than 400 000 tons of ore, with ca. 10 g/t of gold and ca. 260 g/t of silver from Apacheta, Pillune and Sando Alcalde veins. Field observations have shown that most of the mineralized bodies consist of the systematic association of a main east–west vein and secondary N120–135°E veins, formed during strike-slip tectonics [7–9].

### 3. Mineralogy

Two main stages of ore deposition have been identified. Stage 1 consists of an assemblage of quartz, adularia, pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, electrum, Mn-silicates and Mn-carbonates filling the main east–west-trending veins. Stage 2 carries most of the precious mineralization. It consists of quartz, Fe-poor sphalerite, chalcopyrite, pyrite, adularia, galena, tennantite–tetrahedrite, polybasite–pearceite and electrum (Fig. 2A). The distribution of Au content in electrum increases from stage 1 to stage 2 and according to the elevation of samples (Fig. 2B).

The gangue is composed of euhedral quartz crystals, abundant Mn-bearing silicates and Mn-carbonates (Fig. 2). The composition of silicates lies along the rhodonite ( $\text{MnSiO}_3$ )–bustamite ( $\text{CaMnSiO}_3$ ) tie line, whereas the composition of carbonates evolves from

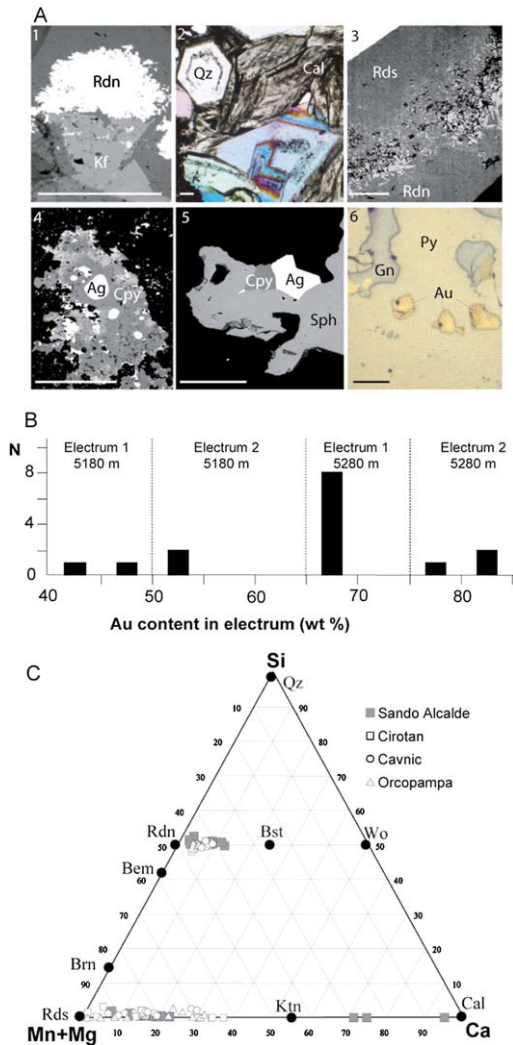


Fig. 2. (A) Photomicrographs showing the vein mineralogy of the Sando Alcalde deposit with typical gangue (1 to 3) and ore mineral (4 to 6) assemblages. Microphotographs Nos. 2 and 6 were taken in reflected light, whereas the others result from SEM backscatter analyses. Scale bar is 100  $\mu\text{m}$ . (B) Distribution of Au content in electrum of the stage 1 (electrum 1) and the stage 2 (electrum 2) considering the elevation of samples (5180 and 5280 m). (C) Composition of the silicates and carbonates of manganese constituting the gangue minerals of Sando Alcalde (grey squares). These compositions have been compared with those of Cirotan (Indonesia, white squares), Cavnic (Romania, white circles), and Orcopampa (Peru, white triangles) deposits [20,22]. Qz = quartz, Rdn = rhodonite ( $\text{Mn}[\text{SiO}_3]$ ), Prx = pyroxmangite, Bem = bementite, Rds = rhodocrosite ( $\text{Mn}[\text{CO}_3]_2$ ), Ktn = kutnahorite ( $\text{CaMn}[\text{CO}_3]_2$ ), Cal = calcite, Wo = wollastonite ( $\text{CaSiO}_3$ ), Bst = bustamite ( $\text{CaMn}[\text{SiO}_3]_2$ ), Kf = adularia, Ag = argentite, Cpy = chalcocopyrite, Gn = galena, Py = pyrite and Au = gold.

rhodocrosite to manganiferous calcite, the later often occurring as platy crystals (Fig. 2B). Similar mineralogical compositions were observed in the epithermal low-sulphidation deposits of Orcopampa (Peru), Cavnic (Romania) and Cirotan (Indonesia) (Fig. 2B) [20,22]. Adularia, having a rhombic morphology type [11], is also observed in ore veins.

#### 4. Physicochemical characteristics of the ore fluids

The fluid inclusion microthermometric studies were carried out by using a Chaixmecha heating-freezing stage [24]. Salinity, expressed in wt.% NaCl, was calculated from microthermometric data using equations from Bodnar [3]. The presence and molar fraction of gas ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$ ) were determined in individual fluid inclusions by Raman spectroscopy [13].

##### 4.1. Petrography of fluid inclusions

The fluid inclusions are either primary or secondary in origin, using the criteria of Roedder [26] and Bodnar et al. [4]. Two types have been identified and include, according to Boiron et al. [5]:

- *aqueous-carbonic liquid-rich inclusions (Lw-c)*, commonly with 10 to 30 estimated vol.% vapour, are observed as primary inclusions in sphalerite (stage 1) or as secondary inclusions in quartz (stages 1 and 2) and calcite (stage 1). Their size ranges from 3 to 120  $\mu\text{m}$  with a majority between 10 and 20  $\mu\text{m}$ ;
- *aqueous-carbonic vapour-rich (Vw-c) inclusions*, with more than 90 estimated vol.% vapour, occur as primary and mainly as secondary inclusions in

Fig. 2. (A) Photographies des veines minéralisées du gisement de Sando Alcalde avec des assemblages minéralogiques typiques de la gangue (1 à 3) et du minéral (4 à 6). Les photographies 2 et 6 ont été prises en lumière réfléchie, alors que les autres résultent d'analyses au microscope électronique à balayage. La barre d'échelle représente 100  $\mu\text{m}$ . (B) Teneur en Au de l'électrum observé dans les stades 1 (électrum 1) et 2 (électrum 2) en fonction de leur altitude (5180 et 5280 m). (C) Composition des carbonates et silicate de manganèse qui constituent les minéraux de gangue (carrés gris). Ces compositions ont été comparées avec celles des gisements de Cirotan (Indonésie, carrés blancs), Cavnic (Roumanie, cercles blancs) et Orcopampa (Pérou, triangles blancs) [20,22].

quartz (stages 1 and 2). Their size is constant, between 3 to 30  $\mu\text{m}$ .

#### 4.2. Microthermometric and Raman results

Results of the microthermometric and Raman studies are presented in Table 1 and Fig. 3.

##### 4.2.1. The aqueous-carbonic liquid-rich fluids (Lw-c)

In sphalerite (stage 1), primary inclusions present ice-melting temperatures ( $T_{\text{mice}}$ ) ranging from  $-2.5$  to  $-4.8$  °C (4.2–7.6 wt.% NaCl), and homogenization temperatures ( $T_{\text{h}}$ ) in the liquid field ranging from 285 to 315 °C. In quartz and calcite of stages 1 and 2, the Lw-c fluids have a  $T_{\text{mice}}$  from  $-0.1$  to  $-6.5$  °C (0.2–9.9 wt.% NaCl) and  $T_{\text{h}}$ , always to the liquid phase, ranging from 278 to 325 °C. Fig. 3A shows the statistical repartition of the  $T_{\text{h}}$ . 79% of these temperatures are comprised between 290 and 310 °C. The low eutectic temperature ( $< -30$  °C) indicates the presence of bivalent cations in ice fluids. Presence of minor  $\text{CO}_2$  in the gaseous phase was detected by Raman spectroscopy, but with a too low concentration to be quantified. No clathrate formation is observed during microthermometric tests.

##### 4.2.2. Aqueous-carbonic vapour-rich fluids (Vw-c)

Freezing and heating experiments were restricted to the largest inclusions with good optical properties because of the small volume of the liquid phase. The Vw-c inclusions show  $T_{\text{mCO}_2}$  ranging from  $-58.0$  to  $-59.5$  °C. Rare  $T_{\text{hCO}_2}$  values, between  $-4.3$  and  $+2.6$  °C (in vapour phase), indicate low density fluid of carbonic fluid. Clathrate melting temperatures range from  $-1.3$  to  $+7.0$  °C. The rare  $T_{\text{h}}$  values, always for the vapour phase, are between 250 and 300 °C, with 90% of values around 300 °C. Raman gas analyses indicate the presence of major  $\text{CO}_2$  (75.9–100 mol%), subordinates  $\text{N}_2$  (0–24.1 mol%) and traces of  $\text{H}_2\text{S}$  (Fig. 3B). Presence of these last two gases explains the depression of  $T_{\text{mCO}_2}$  from  $-56.6$  °C.

## 5. Stable isotopic data

Stable isotopic oxygen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) data have been obtained on gangue minerals of stage 1 (adularia and quartz) at different levels in the deposit (from 5180 m

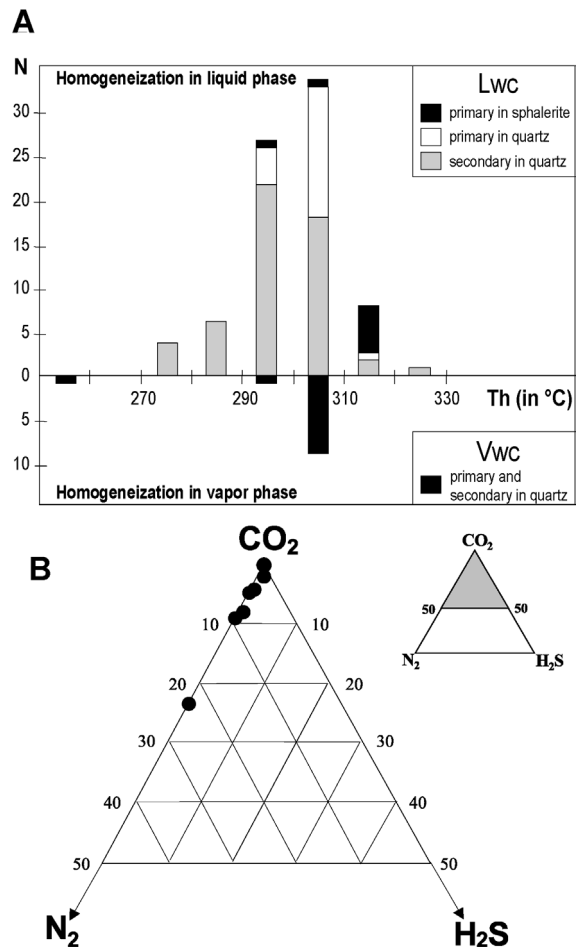


Fig. 3. (A) Distribution of the homogenization temperatures ( $T_{\text{h}}$  in °C) of the different observed fluids. (B) Ternary  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{S}$ - $\text{N}_2$  diagram showing the composition of the gaseous phase for the Vw-c fluids. See text for details.

Fig. 3. (A) Distribution des températures d'homogénéisation des différents types de fluides rencontrés. (B) Diagramme ternaire  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{S}$ - $\text{N}_2$  montrant la composition de la phase gazeuse des inclusions fluides de type Vw-c. Voir texte pour les détails.

to 5330-m height). Oxygen was extracted from quartz and adularia and analysed with the method of Clayton and Mayeda [10]. Results are presented in Table 2. The  $\delta^{18}\text{O}$  values are comprised between 3.1‰ and 6.3‰ for adularia and 3.5‰ and 5.7‰ for quartz. The quartz-adularia oxygen fractionation varies between  $-0.6$  to  $+1.1$ ‰; this indicates that quartz and adularia do not crystallize at equilibrium. These data are consistent with this type of mineralization in a volcanic

Table 1

Microthermometric data. Abbreviations for the different microthermometric parameters are defined in the text. (*n*) = number of measurements

Tableau 1

Données microthermométriques. Les abréviations des différents paramètres microthermométriques sont indiquées dans le texte. (*n*) = nombre de mesures

Inclusion type	Host mineral	Mineralization stage	Type	$T_{m_{ice}}$ (°C)	$T_h$ (°C)	Salinity in wt % NaCl	$T_{m_{CO_2}}$ (°C)	$T_{h_{CO_2}}$ (°C)	$T_{m_c}$ (°C)
Lw-c	sphalerite	1	primary	−2.5 to −4.8 (10)	285 to 315 (8)	4.2 to 7.6			
		1 and 2	primary	−3.1 to −6.5 (24)	305 to 321 (20)	5.1 to 9.9			
	1 and 2	secondary	−0.1 to −1.7 (63)	278 to 325 (50)	0.2 to 2.9				
Vw-c	Qz	1 and 2	primary and secondary	–	250 to 300 (10)	–	−58.0 to −59.5 (8)	−4.3 to +2.6 (8)	−1.3 to +7.0 (14)

Table 2

$\delta^{18}O$  isotopic data. The last column indicates the calculated  $\delta^{18}O$  values for related hydrothermal fluids using the fractionation equation for isotopic compounds of oxygen [23]

Tableau 2

Données isotopiques  $\delta^{18}O$ . La dernière colonne indique les valeurs calculées pour le fluide hydrothermal [23]

Sample name	Height	Mineral	$\delta^{18}O_{minerals}$ (‰)	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰)
SHS PE62a	5180 m	adularia	+3.1	−1.7
		quartz	+3.5	−3.4
SHS PE61f	5230 m	adularia	+3.9	−0.9
		quartz	+5.0	−1.9
SHS PE58e	5280 m	adularia	+6.3	+1.5
		quartz	+5.7	−1.2
SHS PE59a	5330 m	adularia	+5.2	+0.4
		quartz	+5.5	−1.4

environment.  $\delta^{18}O$  of hydrothermal fluids has been estimated from  $\delta^{18}O$  quartz (Table 2) using the oxygen quartz-water fractionation of Matsuhisa et al. [23] and considering the trapping temperature condition of 300 °C estimated from microthermometric studies.

## 6. Constraints on ore deposition

### 6.1. Boiling evidence

Boiling appears to exert a major control on the location of ore. The presence of many fluid-inclusion planes (secondary inclusions) containing only Vw-c inclusions with similar size and liquid/vapour ratio is a strong indicator of boiling as such filling cannot be linked to necking-down phenomena [4]. Moreover, the Lw-c fluid (liquid dominant) and the Vw-c fluid (vapour dominant) have a similar range of homog-

enization temperature around 300 °C (Fig. 3A). The trapping temperature condition of this boiling fluid should thus be this 300 °C value even if lower values have been observed in some rare fluid inclusions. The coexistence of liquid-rich (Lw-c) and vapour-rich (Vw-c) primary and secondary inclusions in quartz from stage 1 and 2 suggests that boiling is not restricted to one stage, but occurs repeatedly during vein formation.

Presence of platy calcite and rhombic adularia is a strong mineralogical indicator of boiling [11,12,21,30]. The release of CO<sub>2</sub> to the vapour phase during boiling leads to a pH increase in the solution, causing a shift from the illite stability domain to that of adularia, and the precipitation of calcite and adularia [30]. For Dong and Morrison, rhombic adularia might also be formed under rapidly changing conditions implying rapid crystallization conditions at low temperature

and this most likely happens when violent boiling is further protracted.

## 6.2. Stable isotopic constraints

Isotopic oxygen values obtained on quartz and adularia minerals and estimated oxygen values deduced for the ore fluids are similar to those described for this type of deposit in such a volcanic environment [14]. In lack of hydrogen isotopes values and without the knowledge of isotopic meteoric water in this region at this time, two assumptions can be made to explain the isotopic compositions of estimated ore fluids: a mixing between meteoric and magmatic water and/or an equilibration of meteoric water with surrounding volcanic altered rocks [14,18,29].

The oxygen isotope data show correlations between sample elevation and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$  values. Samples from the lowest elevations (5180 m) have the lightest  $\delta^{18}\text{O}$  (+3.1‰), whilst the highest (5330 m) are isotopically heavier (+5.2‰) (Table 2). Considering that the stable isotopic composition of hydrothermal minerals depends on the temperature of formation and the geochemistry of the ore fluids, the vertical evolution of the isotopic oxygen values must be linked to a variation in these parameters. A temperature control of oxygen fractionation cannot explain the wide range of  $\delta^{18}\text{O}$ , since estimated temperatures by microthermometry are restricted to the same values (Table 1 and Fig. 3A) and the fact that no drastic temperature evolution with depth has been established. Thus, the isotopic variation must result from changes in fluid composition. Fluid processes able to change isotopic oxygen data are mixing or boiling. A mixing process will tend to deplete  $\delta^{18}\text{O}$  values, whereas a boiling process will tend to enrich these values [16]. An upward boiling process is therefore the most suitable process that could explain this  $\delta^{18}\text{O}$  evolution with elevations.

## 7. Conclusion

At Sando Alcalde, mineralogy, fluid inclusion data and isotopic values give strong arguments for a boiling phenomenon instead of fluid mixing for the ore formation. This conclusion corroborates fluid inclusion studies previously performed in this area, on the

low-sulphidation epithermal deposits of Arcata [6], Orcopampa [15,20] and Apacheta [1,2], where boiling is described as the main fluid process for ore deposition.

## Acknowledgements

This work has been carried out within the framework of the French Metallogeny research program (GdR Métallogénie and Transmet, gold theme). Two anonymous reviewers are sincerely thanked for their constructive comments. Thanks are due to Cedimin SA for its financial and field support and T. Lhomme for the Raman spectroscopy analyses.

## References

- [1] A.S. André-Mayer, Fluides et fracturations dans les gisements de type porphyre et épithermal, thèse, université Henri-Poincaré, Nancy, 2000.
- [2] A.S. André-Mayer, J.-L. Leroy, L. Bailly, A. Chauvet, E. Marcoux, L. Grancea, F. Llosa, J. Rosas, Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apacheta low-sulphidation epithermal gold–silver deposit, southern Peru, *Miner. Deposita* 37 (2002) 452–464.
- [3] R.J. Bodnar, Revised equation and table for determining the freezing point depression of  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$  solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57 (1993) 683–684.
- [4] R.J. Bodnar, T.J. Reynolds, C.A. Kuehn, Fluid inclusion systematics in epithermal systems, in: B.R. Berger, P.M. Bethke (Eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, *Rev. Econ. Geol.* 2 (1985) 73–97.
- [5] M.-C. Boiron, S. Essaraj, E. Sellier, M. Cathelineau, M. Lespinasse, B. Poty, Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence, *Geochim. Cosmochim. Acta* 56 (1992) 175–185.
- [6] H. Candiotti de Los Rios, D.C. Noble, E.H. McKee, Geologic setting and epithermal silver veins of the Arcata district, southern Peru, *Econ. Geol.* 85 (1990) 1473–1490.
- [7] D. Cassard, A. Chauvet, L. Bailly, F. Llosa, J. Rosas, É. Marcoux, C. Lerouge, Structural control and K/Ar dating of the Au–Ag epithermal veins in the Shila Cordillera, southern Peru, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 330 (2000) 23–30.
- [8] A. Chauvet, D. Cassard, L. Bailly, Process of formation of the Au–Ag Shila-Paula epithermal vein system (southern Peru), in: *Proc. Int. Symp. on Andean Geodynamics*, Göttingen, 1999, pp. 159–162.
- [9] A. Chauvet, L. Bailly, A.-S. André-Mayer, P. Monié, D. Cassard, F. Llosa, J. Rosas, J. Tuduri, Structurally controlled process of formation of the Shila-Paula epithermal Au–Ag vein system (southern Peru), *Miner. Deposita* (submitted for publication).



- [10] R.N. Clayton, T.K. Mayeda, The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, *Geochim. Cosmochim. Acta* 27 (1963) 43–57.
- [11] G. Dong, G.W. Morrison, Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin, *Miner. Deposita* 30 (1995) 11–19.
- [12] S.E. Drummond, H. Ohmoto, Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems, *Econ. Geol.* 80 (1985) 126–147.
- [13] J.-N. Dubessy, N. Guilhaumou, J. Mullis, M. Pagel, Reconnaissance par microspectrométrie Raman, dans les inclusions fluides, de H<sub>2</sub>S et CO<sub>2</sub> solides à domaine de fusion comparable, *Bull. Minéral.* 107 (1984) 189–192.
- [14] C.W. Field, R.H. Fifarek, Light stable-isotope systematics in the epithermal environment, *Rev. Econ. Geol.* 2 (1985) 99–128.
- [15] P.C. Gibson, E.H. McKee, D.C. Noble, K.E. Swanson, Timing and interrelation of magmatic, tectonic and hydrothermal activity at the Orcopampa district, Southern Peru, *Econ. Geol.* 90 (1995) 2317–2325.
- [16] W.F. Giggenbach, M.K. Stewart, Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas, *Geothermics* 11 (1982) 71–80.
- [17] J.W. Hedenquist, Boiling and dilution in the shallow portion of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, *Geochim. Cosmochim. Acta* 55 (1991) 2753–2765.
- [18] J.W. Hedenquist, J.B. Lowenstern, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits, *Nature* 370 (1994) 519–527.
- [19] J.W. Hedenquist, A.G. Reyes, S.F. Simmons, S. Taguchi, The thermal and geochemical structure of geothermal and epithermal systems: A framework for interpreting fluid inclusion data, *Eur. J. Mineral.* 4 (1992) 989–1015.
- [20] D. Hubé, Signification des minéraux du manganèse dans les gîtes épithermaux neutres à métaux précieux sur les arguments des cocardes minéralisées de Cirotan, Cavnic et Orcopampa, DEA, université Henri Poincaré, Nancy.
- [21] T.E.C. Keith, L.P.J. Muffler, Minerals produced during cooling and hydrothermal alteration of ash flow tuff from Yellowstone drill hole Y-5, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 3 (1978) 373–402.
- [22] J.L. Leroy, D. Hubé, É. Marcoux, Episodic deposition of Mn minerals in cockade breccia structures in three low-sulfidation epithermal deposits: a mineral stratigraphy and fluid inclusion approach, *Can. Mineral.* 38 (2000) 1125–1136.
- [23] Y.J. Matsuhisa, J.R. Goldsmith, R.N. Clayton, Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water, *Geochim. Cosmochim. Acta* 43 (1979) 1131–1140.
- [24] B. Poty, J. Leroy, L. Jachimowicz, Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope, l'installation de microthermométrie Chaix-Meca, *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* 99 (1976) 182–186.
- [25] M.H. Reed, N.F. Spycher, Boiling, cooling and oxydation in epithermal systems: A numerical modelling approach, *Rev. Econ. Geol.* 2 (1985) 249–272.
- [26] E. Roedder, *Fluid Inclusions*, Mineralogical Society of America, 1984.
- [27] T.M. Seward, Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37 (1973) 379–399.
- [28] T.M. Seward, The Hydrothermal Chemistry of gold and its Implications for ore Formation: Boiling and conductive cooling as examples, *Econ. Geol. Monogr.* 6 (1989) 394–404.
- [29] S.F. Simmons, Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits, in: J.F. Thompson (Ed.), *Magmas, Fluids and Ore Deposits*, Mineralogical Association of Canada, Victoria, Canada, 1995, pp. 455–477.
- [30] S.F. Simmons, B.W. Christenson, Origins of calcite in a boiling geothermal system, *Am. J. Sci.* 294 (1994) 361–400.
- [31] S.F. Simmons, P.R.L. Browne, Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: implications for understanding low-sulfidation epithermal environments, *Econ. Geol.* 95 (2000) 971–999.
- [32] N.F. Spycher, M.H. Reed, Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative *P–T* paths: implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals, *Econ. Geol.* 84 (1989) 328–359.