



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Los depósitos epidermales de Ag-Au de Temascaltepec (Estado de México), México

Antoni Camprubí i Cano



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – Compartir Igual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – Compartir Igual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.**

107

LOS DEPÓSITOS EPITERMALES DE Ag-Au
DE TEMASCALTEPEC (ESTADO DE MÉXICO), MÉXICO

Antoni Camprubí i Cano



UNIVERSITAT DE BARCELONA



Facultat de Geologia

*Departament de Cristal·lografia,
Mineralogia i Dipòsits Minerals*

*LOS DEPÓSITOS EPITERMALES DE Ag-Au
DE TEMASCALTEPEC (ESTADO DE MÉXICO), MÉXICO*

Memòria elaborada per n'Antoni Camprubí i Cano per tal d'optar al grau de Doctor en Ciències Geològiques, inscrita dins del programa de doctorat de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals durant el bienni 1995-97, i codirigida per la Dra. Àngels Canals i Sabaté, professora titular del Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals de la Universitat de Barcelona, i pel Dr. Esteve Cardellach i López, professor titular del Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona.

Vist-i-plau



Dra. Àngels Canals i Sabaté



Dr. Esteve Cardellach i López



Antoni Camprubí i Cano

Barcelona, juny de 1998

UNIVERSITAT DE BARCELONA

Facultat de Geologia

*Departament de Cristal·lografia,
Mineralogia i Dipòsits Minerals*

*Als meus pares,
Miquel i Dolors*

A la Sandra

And looking at the title
of my paper, I wouldn't be offended
if people told me that I may be going to talk
about something I know nothing about.

Werner F. Giggenbach (1992)

Cercàvem or i vam baixar a la mina.
I la foscor s'il·luminà de sobte
perquè érem dos a contradir la nit.

Joan Vinyoli, *Llibre d'amic*

Toda luna, todo año,
todo día, todo viento,
camina y pasa también.
También toda sangre llega
al lugar de su quietud.

Chilam-Balam

—AGRAÏMENTS—

Amb una tesi sempre passa que, vès per on, la "fa" una persona, però la "fa fer" molta gent. No ho dic pas en demèrit del treball propi: he hagut de recórrer a tot un seguit de persones per aconsellar-me, fer-me feines (també!), ensenyar-me coses que no sabia o a trobar el nord, persones que m'han animat de debò a seguir endavant, amb qui m'he pogut esbargit quan calia... En definitiva, hi ha un munt personatges als quals cal agrair el seu ajut, mestratge o bon humor durant el temps que ha calgut per dur a bon (?) terme aquesta tesi, però malauradament potser no m'he pas pogut recordar de tothom. Si per qualsevol raó m'estic oblidant de ningú, l'hi demano per endavant totes les excuses del món. A tots i a totes, doncs, la meua gratitud més sincera. Sense vosaltres hauria estat moltíssim més difícil de fer digerible el gripau.

Cal començar els agraiments personals amb l'Àngels Canals i l'Esteve Cardellach, els meus directors de tesi, no tan sols per l'oportunitat d'haver-me deixat participar en una feina tan engrescadora des de tants punts de vista, o per fer per manera que en tot moment sols m'hagués d'amoïnar per la tesi, sinó també per l'ajut, el seguiment, la feina feta, la crítica constructiva i, especialment, per la seva paciència incombustible i per tantes d'altres coses que fa de mal dir aquí a còpia de breus mots (en una sola i inacabable frase).

Als companys i a les companyes (i mestres eventuais, i no pas tan eventuais) que he tingut durant el temps que he passat al *Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals* d'aquesta Universitat, sense excloure'n ningú, però sobretot a:

- en Joan-Carles Melgarejo, amic infatigable, mestre com no n'hi ha pas gaires i fera ferotge de la mineralogia, que sempre m'ha estat accessible davant de qualsevol qüestió per inoportuna que hagi estat;
- en Jordi Tritlla, personatge polièdric que em va ensenyar a fer funcionar la platina microtermomètrica, i oracle-sibil·la-gurú-corcó (tot alhora) en qüestions informàtiques i no informàtiques, i pacientíssim company de lludriguera;
- en Jesús Solé, company de neuropaties i responsable de les anàlisis preliminars de K-Ar (no incloses a la tesi, però que consti que les va fer), i que sol·licitament m'ha ajudat a entendre de què va això de les datacions radiomètriques;
- en Salvador Galí, tutor del programa de doctorat que vaig seguir, que amablement em va oferir una taula lluny de les catacumbes i va aguantar sorollets d'allò més inaguantables quan em dedicava a torturar les mostres;
- n'Albert Soler, corresponsable de part de les anàlisis d'isòtops d'oxigen a Suïssa (més val que no esmenti la mena de mostres espantoses amb que se les va tenir...);
- el sector PBC sencer: Joaquín Proenza, Xiomara Cazañas, Sandrinha de Brito, Roberto Espínola "Espí", José Ángel Delgado "Jochi", Carles Canet, Virgínia Carmona, Lourdes Miralles i Albert Escusa, que han contribuït a fer menys ferregoses les males estones, sols que encara no entenc pas com m'han aguantat tant de temps. Pel mateix motiu, gràcies també a en Manel Labrador, a la María Luisa Arboleya, la Pura Alfonso i el conciliàbul del cafè.

A la Susanna Aguilar i en Fidel Grandia, del *Departament de Geologia* de la *Universitat Autònoma de Barcelona*, a qui he furtat de la manera més escaient possible més d'una sessió de la platina microtermomètrica.

Gràcies també a l'Adolf Samper, en Vicenç Planella, l'Enric València i en Pere Camprubí, del *Servei de Làmina Prima* de la casa, per aguantar l'allau de mostres a la qual s'han vist sotmesos i sortir-se'n tan bé. No puc pas descuidar-me d'en Jaume Qués i de la Teresa Puig, del *Servei de Preparació de Mostres* de la *Universitat Autònoma de Barcelona*, ni en la preparació de mostres ni dels seus viatges amunt i avall amb la bombona de nitrogen líquid.

A tothom dels *Serveis Científic-Tècnics* de la *Universitat de Barcelona* que s'hi ha vist involucrat: Ramon Fontarnau (microscòpia electrònica), Javier García-Veigas i Xavier Llovet (microsonda electrònica), Xavier Alcobé, Pep Bassas i Tomás Muriel (difracció de RX), Tariq Jawhari-Colin (microspectrometria Raman), Núria Ferrer i Maite Romero (microspectrometria d'infraroig). A la Pilar Teixidor i a la resta de personal del *Servei d'Anàlisi Geoquímica* de la Facultat.

A la Rosa María Prol, de l'*Instituto de Geofísica* de la *Universidad Nacional Autónoma de México*, per tot el suport moral i material que n'he rebut, i també a en Rufino Lozano, en Sergio Hernández-Lombardini, en Peter Schaaf i la Merche Morales. A en Zoltan de Cserna i en Gustavo Tolson, de l'*Instituto de Geología* de la mateixa universitat, pels seus prou interessants comentaris sobre la geologia de la zona d'estudi.

Als membres d'ara i d'abans d'*Industrias Luismin S.A de C.V.*, per la seva col·laboració del tot imprescindible: Reynaldo Rivera, Florentino Muñoz, Ramón Farías, Ricardo Flores, Román Torres, Rito Mireles i, el meu *cicerone* dins de la mina, Jesús Rosales "Chuy", i també a tots els altres el nom dels quals no he pogut pas retenir. A l'encarregat del magatzem de sondeigs de El Oro, de la mateixa empresa (em sap greu, no me'n recordo del seu nom!). Als miners de *La Guitarra*, a tots, però encara més a en Salomón de la *ranchería* de San José Potrerillos, i a la seva família, per la seva oberta i desinteressada hospitalitat, i per la seva assistència fonamental a l'hora de mostrejar els filons de la zona d'El Coloso (altrament, difícilment localitzables i correlacionables en tant poc temps).

Gràcies a en Zachary Sharp i en Johannes Hunziker, que ens van deixar utilitzar el laboratori d'isòtops estables del *Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie* de la *Université de Lausanne* (Suïssa), en diverses ocasions mentre la feina avançava. Del mateix centre, gràcies a en Raffaele Lucchini per ensenyar-nos a fer funcionar l'equipament d'isòtops estables, i més encara a en Michael Cosca, a qui dec les anàlisis termocronològiques d'argó-argó.

Als qui tant em van ajudar durant una estada al *Earth and Environmental Science Department* del *New Mexico Institute of Mining and Technology* a Socorro (Estats Units), per fer-hi les anàlisis de gasos, i encara d'aleshores ençà: Beverly Chomiak, John Vitti, Robert Nartey, Erika Maschmeyer i David Norman.

A en Samuel Goldstein i en Martin Stute, del *Lamont-Doherty Earth Observatory* de la *Columbia University* de Nova York (Estats Units), gràcies a la col·laboració dels quals ara podem disposar d'anàlisis d'isòtops d'heli i d'estronci.

Gràcies als qui em van acollir (i gairebé recollir) una estona o altra al *Department of Geosciences* de la *University of Arizona* a Tucson (Estats Units): Joaquín Ruiz, Mark Baker, Tom McCandless, Joan Guimerà, Sergio Castro, Martín Valencia i Lucas Ochoa.

A en Noel White (*BHP Minerals International Exploration Inc.*), molt especialment, i també a en Tawn Albinson (*Exploraciones del Altiplano S.A. de C.V.*, Mèxic), en Stuart Simmons (*Geology Department, The University of Auckland*, Nova Zelanda) i en Jeffrey Hedenquist (*Departament de Recursos Minerals, Servei Geològic del Japó*), moltes gràcies pel seu més que evident interès en aquest treball i els seus valuosos comentaris durant el tram final de la tesi. Igualment, l'ajut rebut d'en Carles Ayora (*Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC*), ens ha tret més d'un cop d'atzucacs aparents.

Al personal de l'arxiu del *Consejo de Recursos Minerales* de Mèxic, per la seva amabilitat i eficiència a l'hora de consultar els informes miners de la zona d'estudi.

A en Jordi Delgado, de l'*Escola Técnica Superior de Engiñeiros de Camiños, Canais e Portos, Universidade da Coruña*, gràcies per l'intent! A en Dioni Cendón, de l'*Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC*, per la seva amabilitat i paciència bíblica en tot allò que se l'ha necessitat.

A la senyora Rosario, de Ciutat de Mèxic, i a la senyora Elena, de Temascaltepec (i a les seves respectives famílies), gràcies pel seu formidable acolliment i bones arts culinàries. Més gràcies encara a tota la família Martínez Massó, pèr tot això i d'altres coses que no penso pas dir.

A tots els qui han aportat algun comentari crític o encoratjador. Als qui puguin trobar que aquest treball els comporta quelcom de profitós (i a tots/es els/les lectors/es). A les excel·lents persones que m'he trobat arreu.

Als qui hauria volgut dedicar més temps i tenir-hi més bones estones durant la gestació d'aquest treball: la Dolors Cano, la meva mare, i en Miquel Camprubí, el meu pare —el meu deute envers ells és i serà sempre infinit—; els amics Fidel Costa, Elisenda Carrasco, Rebeca Tudela i encara d'altres que ja he esmentat (o potser no); a la Sandra, a qui he robat massa instants invaluables (per pocs que siguin sempre en són massa) i de qui, en canvi, he rebut el més fonamental (i monumental) dels suports possibles.

Aquest treball ha estat finançat amb càrrec al projecte número C11-CT94-0075 (HSMU 12), concedit pel fons de recerca de la Unió Europea, dins del marc de col·laboració establert amb els països iberoamericans.*

—ÍNDICE—

RESUM	1
RESUMEN	3
ABSTRACT	5
RÉSUMÉ	7
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y MUESTREO EFECTUADO	9
SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
BREVE HISTORIA MINERA DEL DISTRITO	10
OBJETIVOS	11
CARACTERÍSTICAS DEL MUESTREO EFECTUADO	15
CAPÍTULO 2: ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LOS DEPÓSITOS	
 EPITERMALES	21
CONCEPTO DE DEPÓSITO EPITERMAL	23
LOCALIZACIÓN Y RELACIÓN CON EL VULCANISMO	23
FACTORES DE CONTROL DE EMPLAZAMIENTO	26
TIPOLOGÍAS DE LOS DEPÓSITOS EPITERMALES	27
CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS EPITERMALES DE BAJA SULFURACIÓN (BS)	33
<i>Según el estilo o forma de mineralización</i>	33
<i>Según el contenido relativo en metales base</i>	33
<i>Según el contexto geológico</i>	34
<i>Según su profundidad de formación</i>	36
<i>Según el modelo de deposición</i>	38
ORIGEN DE LOS COMPONENTES Y CONCENTRACIÓN EN LOS FLUIDOS	
MINERALIZANTES. REACCIÓN CON LAS ROCAS ENCAJANTES	39
TRANSPORTE DE METALES EN SISTEMAS EPITERMALES DE BS	43
MECANISMOS DE PRECIPITACIÓN MINERAL EN DEPÓSITOS EPITERMALES DE BS	44
<i>Ebullición</i>	44
<i>Mezcla de fluidos</i>	48
ORIGEN DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES EN DEPÓSITOS EPITERMALES DE BS	49
<i>Composiciones isotópicas de O y H</i>	50
<i>Concentraciones de cloro</i>	52
<i>Composición isotópica de plomo</i>	54
<i>Contenido de FeS en esfalerita</i>	54
CHAPTER 3: VEIN STRUCTURE, MINERALOGY, AND MINERAL CHEMISTRY	55
ABSTRACT	55
INTRODUCTION	56
REGIONAL GEOLOGY	59
VEIN STRATIGRAPHY AND INTERNAL STRUCTURE	61
<i>Stage I</i>	62
<i>Stage II</i>	64
<i>Stage III</i>	65
<i>Alteration patterns</i>	66
MINERALOGY	69
MINERAL GEOCHEMISTRY	75
<i>Sphalerite</i>	76
<i>Electrum</i>	77
<i>Miargyrite</i>	77
<i>Proustite-pyrargyrite</i>	78
<i>Argentian tetrahedrite-tennantite</i>	79
<i>Pearceite-polybasite</i>	80
<i>Billingsleyite</i>	81

<i>Stephanite-arsenostephanite</i>	81
<i>Pb-Ag and Pb sulfosalts</i>	81
<i>Greenockite</i>	82
PHYSICOCHEMICAL CONDITIONS OF ORE DEPOSITION	82
DIRECTION OF FLUID FLOW	86
SUMMARY AND CONCLUSIONS	90
APPENDIX	94

CHAPTER 4: PHYSICOCHEMICAL NATURE OF MINERALIZING FLUIDS AND DEPOSITIONAL MODEL	99
ABSTRACT	99
INTRODUCTION	100
GEOLOGY OF THE LA GUITARRA SYSTEM	102
MINERALIZATION STAGES	103
<i>Stage I</i>	103
<i>Stage II</i>	104
<i>Stage III</i>	105
<i>Summary of physicochemical conditions from mineral parageneses and vein chemistry</i>	106
FLUID INCLUSION DATA	107
<i>Stage I</i>	110
<i>Stage IIA</i>	116
<i>Stage IIB</i>	116
<i>Stages IIC and IID</i>	117
<i>Mineral geothermometry</i>	117
<i>Composition and temperature evolution of mineralizing fluids</i>	119
STABLE ISOTOPE DATA	122
<i>Analytical procedures</i>	122
<i>O and H isotopes</i>	124
<i>Discussion of the O and H isotope data</i>	127
<i>Sulfur isotope data</i>	129
DISCUSSION	132
<i>Sources of fluids and chemical components</i>	132
<i>Evolution of upwelling fluids</i>	134
<i>Mineral deposition mechanisms</i>	136
<i>Proposed model for the deposit</i>	139
CONCLUSIONS	140
APPENDIX	144

CAPÍTULO 5: ESTUDIO PRELIMINAR DE LA GEOQUÍMICA DE LOS FLUIDOS DEL SISTEMA MINA DE AGUA	149
CARACTERÍSTICAS GENERALES	149
<i>Geología de la zona</i>	149
<i>Mineralogía</i>	150
MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS	152
<i>Datos microtermométricos</i>	153
ESTUDIO DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES DE O, H Y C	158
<i>Procedimiento analítico</i>	158
COMPARACIÓN CON LOS DATOS DEL CONJUNTO LA GUITARRA-EL COLOSO	159
CAPÍTULO 6: ANÁLISIS DE GASES EN INCLUSIONES FLUIDAS	161
ANÁLISIS ESPECTROMÉTRICOS DE VOLÁTILES	161
<i>Metodología</i>	161
<i>Fundamentos geológicos del método</i>	163
<i>Resultados</i>	165
ANÁLISIS DE $^3\text{He}/^4\text{He}$	173

<i>Metodología</i>	173
<i>Fundamentos geológicos del método</i>	174
<i>Resultados</i>	176
DISCUSIÓN Y SUMARIO	178
CAPÍTULO 7: DATACIONES RADIOMÉTRICAS DEL SISTEMA LA GUITARRA	181
PROCEDIMIENTO ANALÍTICO	181
RESULTADOS	182
DISCUSIÓN	186
CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES	191
CONCLUSIONES	191
<i>Secuencia paragenética y química mineral del sistema La Guitarra</i>	191
<i>Composición y origen de los fluidos mineralizantes</i>	193
<i>Mecanismos de deposición mineral</i>	194
<i>Modelo genético</i>	195
<i>El sistema Mina de Agua e implicaciones a nivel de distrito</i>	196
DIRECCIONES DE INVESTIGACIÓN FUTURA	196
BIBLIOGRAFÍA	199
ANEXO 1: Análisis de microsonda electrónica	223
Argentita	223
Billingsleyita y antimoniobillingsleyita	223
Electrum	223
Enargita	226
Esfalerita y greenockita	226
Estefanita y arsenoestefanita	233
Miargirita	233
Pearceita-polibasita	234
Proustita-pirargirita	234
Sulfosales de Pb-Ag	237
Sulfosales de Pb	237
Tetraedrita-tenantita argentíferas	240
ANEXO 2: Análisis de volátiles en inclusiones fluidas (tablas)	245
Fase I	245
Fase II A	247
Fase II B	248
Fases II C y II D	250
Fase III	251
Sistema Mina de Agua	252

—ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS—(a)

CAPÍTULO 1

FIGURA 1.1. Situación geográfica del distrito de Temascaltepec	9
FIGURA 1.2. Mapa y esquema geológico idealizado geológico del distrito	12
FIGURA 1.3. Reconstrucción tridimensional del sistema La Guitarra	14
FIGURA 1.4. Sección longitudinal de La Guitarra y situación de muestras	17
FIGURA 1.5. Cartografía geológica de El Coloso y situación de muestras	18
FIGURA 1.6. Cartografía geológica de la zona SE del distrito de Temascaltepec	19

CAPÍTULO 2

FIGURA 2.1. Depósitos epitermales de baja sulfuración en México y en el mundo	22
TABLA 2.1. Comparación entre epitermales de alta y baja sulfuración	29
FIGURA 2.2. Contextos geológicos de los depósitos epitermales	35
FIGURA 2.3. Modelo general de los depósitos epitermales de baja sulfuración	37
FIGURA 2.4. Tipos de depósitos epitermales de baja sulfuración presentes en México	39
FIGURA 2.5. Génesis de magmas, circulación de fluidos y metalogénesis en márgenes de placa	40
FIGURA 2.6. Sumario de los estadios de evolución de un sistema porfídico-epitermal	41
FIGURA 2.7. Corte geológico esquemático sobre la metalogénesis de sistemas epitermales	42
FIGURA 2.8. Diagrama de actividades del sistema $\text{CaO-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$	45
FIGURA 2.9. Curvas de ebullición del agua según su contenido en solutos	47
FIGURA 2.10. Diagrama T- $\delta^{18}\text{O}$ del agua en depósitos epitermales de baja sulfuración	52

CAPÍTULO 3

FIGURA 3.1. Situación geológica del distrito de Temascaltepec	57
FIGURA 3.2. Mapa geológico del distrito y de la zona de La Guitarra	60
FIGURA 3.3. Corte geológico en La Guitarra	62
FIGURA 3.4. Fotografías de los tipos de mineralización en La Guitarra	63
FIGURA 3.5. Cartografía geológica en un nivel de explotación	66
FIGURA 3.6. Análisis químicos en el encajante granítico	68
FIGURA 3.7. Sucesión paragenética en La Guitarra	70
FIGURA 3.8. Distribución mineral con la elevación por fases de mineralización	72
FIGURA 3.9. Fotomicrografías de las asociaciones minerales	74
FIGURA 3.10. Variación del contenido de FeS en esfalerita (fases I y IIB)	76
FIGURA 3.11. Histograma de las composiciones de la serie proustita-pirargirita	78
FIGURA 3.12. Variación composicional a través de cristales de tetraedrita	79
FIGURA 3.13. Variación composicional de tetraedritas con la elevación	80
FIGURA 3.14. Diagrama de estabilidad de la serie miargirita-smithita/trechmannita	83
TABLA 3.1. Distribución de geotermómetros de sulfuros y sulfosales	84
FIGURA 3.15. Diagrama $\log a_{\text{S}_2}$ - $\log a_{\text{O}_2}$ de especies de Fe y el contenido de Fe en esfalerita	85
FIGURA 3.16. Diagrama $\log a_{\text{S}_2}$ -T para las fases I, IIB y III, según sus paragénesis	86
FIGURA 3.17. Modelos de flujo de los fluidos ascendentes en La Guitarra	88
FIGURA 3.18. Contornos de isovalores de Ag, Au y Hg en La Guitarra	89
FIGURA 3.19. Relación de 3.17 y 3.18 con la localización de evidencias de ebullición	90

CAPÍTULO 4

FIGURA 4.1. Mapa geológico del distrito de Temascaltepec	101
FIGURA 4.2. Esquema de la sucesión de fases en La Guitarra	104
FIGURA 4.3. Fotomicrografías de inclusiones fluidas	108
FIGURA 4.4. Análisis de hidrocarburos en inclusiones fluidas mediante FTIR	110
FIGURA 4.5. Mapa de inclusiones fluidas en esfalerita	111
FIGURA 4.6. Mapa de inclusiones fluidas en fluorita	112
FIGURA 4.7. Correlación de Th y Tm _f en inclusiones fluidas (fases I, IIA y IIB)	113

(a) Excepto las incluidas en los apéndices de los Capítulos 3 y 4, y en los anexos.

FIGURA 4.8. Correlación de Th y salinidad en inclusiones fluidas (fases I, IIA y IIB)	114
FIGURA 4.9. Th de las fases I, IIA y IIB según la elevación y situación de las muestras	115
TABLA 4.1. Datos microtermométricos de inclusiones fluidas y de isótopos de O y H	118
FIGURA 4.10. Variación de T en bandas de la fase IIB con la elevación	119
FIGURA 4.11. Correlación de Th y Tm_h en inclusiones fluidas (fases I, IIA y IIB)	120
FIGURA 4.12. Variación temporal de la salinidad y el contenido de Cl	121
TABLA 4.2. Cálculos de $\delta^{18}O$ mediante geotermómetros de sulfuros y sulfosales	122
TABLA 4.3. Valores de $\delta^{34}S$ en sulfuros de La Guitarra	123
FIGURA 4.13. Valores de $\delta^{18}O$ en La Guitarra	124
FIGURA 4.14. Variación de $\delta^{18}O$ en bandas de la fase IIB	126
FIGURA 4.15. Correlación de los valores de $\delta^{18}O$ y δD en La Guitarra	127
FIGURA 4.16. Valores de $\delta^{34}S$ en sulfuros de La Guitarra	130
FIGURA 4.17. Distribución espacial de las variables en los fluidos de las fases I, IIA y IIB	138
FIGURA 4.18. Evolución temporal de salinidad, temperatura y $\delta^{18}O$ en La Guitarra	143

CAPÍTULO 5

FIGURA 5.1. Mapa geológico de la zona SE del distrito de Temascaltepec y leyes	151
FIGURA 5.2. Correlación de Th y salinidad en inclusiones fluidas	154
FIGURA 5.3. Correlación de Th y Tm_h en inclusiones fluidas	155
FIGURA 5.4. Histograma de Th en inclusiones fluidas	155
FIGURA 5.5. Correlación de Tm_h con Th y Tm_i en inclusiones fluidas	156
TABLA 5.1. Datos microtermométricos de inclusiones fluidas y de isótopos de O, H, C y Sr	157
FIGURA 5.6. Correlación de los valores de $\delta^{18}O$ y δD	159

CAPÍTULO 6

FIGURA 6.1. Esquema del espectrómetro de masas cuadrupolar	162
FIGURA 6.2. Orígenes de fluidos mineralizantes según el diagrama N_2 -He-Ar	164
FIGURA 6.3. Representación de los análisis de gases en la fase I	166
FIGURA 6.4. Representación de los análisis de gases en la fase IIA	168
FIGURA 6.5. Representación de los análisis de gases en la fase IIB	169
FIGURA 6.6. Representación de los análisis de gases en las fases IIC y IID	170
FIGURA 6.7. Representación de los análisis de gases en la fase III	171
FIGURA 6.8. Representación de los análisis de gases en el sistema Mina de Agua	172
FIGURA 6.9. Esquema del espectrómetro de masas para gases nobles	174
FIGURA 6.10. Relaciones R/Ra de las principales fuentes terrestres	175
TABLA 6.1. Composiciones isotópicas de He en inclusiones fluidas	176

CAPÍTULO 7

FIGURA 7.1. Edad de <i>plateau</i> en ortosa del monzogranito	183
FIGURA 7.2. Edad de <i>plateau</i> y de isocrona $^{39}Ar/^{40}Ar$ - $^{36}Ar/^{40}Ar$ en adularia de la fase IIA	184
FIGURA 7.3. Edad de <i>plateau</i> y de isocrona $^{39}Ar/^{40}Ar$ - $^{36}Ar/^{40}Ar$ en adularia de la fase IIB	185
FIGURA 7.4. Distribución de los depósitos epitermales en México según edades	188

CAPÍTULO 8

FIGURA 8.1. Modelo de la evolución de los fluidos y procesos asociados en La Guitarra	198
---	-----

—NOTA INTRODUCTORIA—

Esta tesis está estructurada en ocho capítulos. En el **CAPÍTULO 1** se sitúa el distrito de Temascaltepec geográfica e históricamente, se exponen los objetivos perseguidos con el presente estudio, y se da cuenta de las características del muestreo realizado. El **CAPÍTULO 2** trata de las características generales de los depósitos epitermales y, en especial, se relacionan los mecanismos de deposición mineral, el origen de los fluidos mineralizantes y algunos de los métodos de estudio utilizados en la caracterización geoquímica de los depósitos epitermales de baja sulfuración. Las técnicas de análisis que se han utilizado para la confección de esta tesis están explicadas en las secciones correspondientes (capítulos 4 y 6). En el **CAPÍTULO 3** se explica la geología del área estudiada, la estructura interna de los filones del sistema La Guitarra, la mineralogía detallada de cada una de las fases de mineralización y la de la alteración hidrotermal, la química de los minerales metálicos, y la zonación metálica del depósito. El **CAPÍTULO 4** trata de la caracterización de la evolución geoquímica de los fluidos mineralizantes en el sistema La Guitarra mediante el estudio de inclusiones fluidas y de isótopos estables. Puesto que la longitud del capítulo 4 está restringida por tratarse de un documento sometido a publicación como artículo, hay ciertos aspectos interesantes relativos a algunos de los métodos utilizados para la determinación del origen de los fluidos mineralizantes que han tenido que ser obviados en este capítulo, pero han sido recogidos en el capítulo 2. En el **CAPÍTULO 5** se relaciona el estudio mineralógico y geoquímico preliminar efectuado en filones de la parte sureste del distrito minero (sistema Mina de Agua). El **CAPÍTULO 6** trata de los análisis de los volátiles contenidos en inclusiones fluidas de los sistemas La Guitarra y Mina de Agua, como técnicas accesorias para la determinación de los orígenes de los fluidos mineralizantes. En el **CAPÍTULO 7** se muestran las dataciones radiométricas de Ar-Ar en adularia de las mineralizaciones, y se relacionan con la evolución del magmatismo terciario en México. Finalmente, en el **CAPÍTULO 8** se exponen las conclusiones derivadas de los estudios realizados hasta el momento y se proponen las directrices a seguir en estudios futuros sobre los depósitos epitermales del distrito minero de Temascaltepec. En los anexos pertinentes se han incluido los datos que, por cuestión de la legibilidad del texto, fueron obviados en los capítulos correspondientes. Aunque la lengua utilizada en la redacción de este texto es la castellana (por tratarse del principal idioma vehicular en México), los capítulos 3 y 4 están redactados en inglés, dado que se hallan en proceso de publicación dentro del volumen 8 de la *Society of Economic Geologists Special Publication Series*, dedicado a nuevos estudios en depósitos minerales de México.

RESUM

RESUMEN

ABSTRACT

RÉSUMÉ





RESUM

El districte miner de Temascaltepec, situat al SW de l'estat de Mèxic (Mèxic), conté tres zones principals amb dipòsits epitermals de baixa sulfuració, anomenats Mina de Agua, El Coloso i La Guitarra. Aquests dipòsits es troben situats metal·logenèticament a la part meridional de la faixa argentífera que s'estén paral·lelament a la costa Pacífica de Mèxic. L'explotació minera coneguda del districte va començar al segle XVI. El jaciment més important del districte és el sistema La Guitarra, actualment explotat per Ag-Au, que es compon de diversos filons encaixats dins d'un *stock* granític tardi-laramídic, i es troba lligat temporalment i genèticament al volcanisme andesític-riolític de la Sierra Madre Occidental. Dues datacions en adularia mitjançant termocronologia d'Ar-Ar van donar edats entre 33.3 i 33.1 M.a. (Oligocè inferior). Les lleis mitjanes que conté són de 3.23 ppm Au, 311 ppm Ag, 515 ppm Cu, 0.15 % Pb i 0.29 % Zn; les lleis de tall són 1.5 ppm Au i 150 ppm Ag. Les reserves existents es van estimar en 380,000 t l'any 1997.

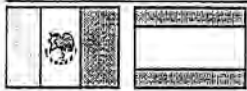
A La Guitarra s'hi han diferenciat tres fases de mineralització principals (I, II i III), i quatre subfases (A, B, C i D) a la fase II. Les associacions minerals més primerenques de cada fase són constituïdes per sulfurs de metalls de base, mentre que més tardanes contenen els minerals d'Ag i Au, l'abundor relativa dels quals augmenta amb l'alçada i el temps. La fase I no conté Au i el seu contingut de minerals d'Ag és molt baix, mentre que la fase III presenta el contingut relatiu més gran de minerals d'Ag i Au. En general, les associacions de metalls preciosos (fases I, IIB i III) comencen amb sulfosals de Cu-Ag i/o sulfosals de Pb-Ag, i acaben amb sulfosals d'Ag. Els principals minerals portadors d'Ag del dipòsit són proustita-pirargirita i tetraedrites argentíferes. Aquestes darreres es relacionen molt estretament amb l'elèctrum. El contingut d'Ag de l'elèctrum i de les sulfosals creix vers les vores de gra, amb l'alçada, i de fase a fase. Les esfalerites presenten una zonació de Fe i Cd molt variable: els continguts de FeS més alts es troben a la fase I (fracció molar de fins a 0.25), coincidint amb la presència de les associacions minerals d'Ag; a les fases IIB i III aquests continguts arriben fins a 0.16 i 0.12, respectivament.

Les temperatures de formació trobades a La Guitarra, mitjançant l'estudi d'inclusions fluïdes i geotermòmetres minerals, varien entre 80 i 266°C. En conjunt, les dades de salinitat (0.8 a 14.4% en pes de NaCl eq.), de la relació $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl})$ (0 a 0.25), de $\delta^{18}\text{O}$ (-2.2 a 6‰) i δD (-103 a -20‰), i les anàlisis de gasos (N_2/Ar entre <25 i 2526) i $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/Ra entre 0.5 i 2), a les inclusions fluïdes, indiquen la presència al sistema de fluids magmàtics i meteòrics. Les variacions en espai i temps d'aquestes variables evidencien una barreja generalitzada entre fluids magmàtics (d'origen riolític) i meteòrics (superficials i de circulació en fondària). Aquesta tendència es manifesta dins de cada mostra, entre mostres diferents de la

mateixa secció paragenètica, i entre segments diferents de la paragènesi. Malgrat això, les dades de les mineralitzacions metàl·liques de les fases I, IIB i III indiquen que van precipitar a partir de solucions hidrotermals amb un contingut de fluids magmàtics molt més gran que a les seccions estèrils del dipòsit. Per tant, la incorporació episòdica de fluids magmàtics va ésser determinant per la precipitació de minerals metàl·lics a La Guitarra. Els fluids exsolts durant el refredament dels magmes van poder ser, d'una banda salmorres amb Ag i metalls de base en solució, i vapors rics en H₂S de l'altra, neutralitzats per l'encaixant i amb capacitat de transport d'Au. L'evolució de les característiques geoquímiques dels fluids mineralitzants de La Guitarra suggereix, bé que la salinitat de les salmorres magmàtiques va minvar amb el temps, o bé que el contingut de vapors magmàtics incorporats al sistema va augmentar. Les dades de δ³⁴S de sulfurs (entre -36.5 i -0.5‰) indiquen fonts de sofre magmàtiques i sedimentàries o metasedimentàries, congruents amb la presència de fluids magmàtics i aigües meteòriques de circulació en fondària, per bé que es proposa un origen bacteriogènic pels valors de δ³⁴S més baixos.

Els mecanismes de precipitació mineral principals a La Guitarra són l'ebullició i la barreja dels fluids hidrotermals amb aigües meteòriques superficials. Ambdós mecanismes són presents tant a les mineralitzacions metàl·liques com a les seccions estèrils del dipòsit. Tanmateix pot proposar-se que el refredament conductiu fou també un mecanisme de diposició decisiu localment (fase III). Les evidències d'ebullició a les fases IIA i IIB (adulària i calcita fullosa) es troben als canals d'alimentació del sistema, inferits mitjançant les relacions Ag/Pb dels filons, per bé que la precipitació de minerals metàl·lics a la fase IIB va produir-se fonamentalment a les zones marginals dels canals.

La mineralització principal del sistema Mina de Agua, a la part SE del districte, és semblant a la fase II de La Guitarra. Així mateix, les característiques químiques i els orígens dels fluids associats són semblants. El fet que aquests fluids són de temperatura més alta (generalment per damunt de 200°C) suggereix que la formació d'aquest sistema es va produir a una fondària més gran que a la zona estudiada de La Guitarra. La falla normal del Riu Temascaltepec va fer que el bloc del sistema Mina de Agua estigui relativament alçat respecte el de La Guitarra, cosa que reforça la hipòtesi anterior. Donat que l'orientació dels filons dels dos blocs és molt semblant, es pot assumir que són continus lateralment. Això fa que, tenint també en compte el contingut metàl·lic del sistema Mina de Agua i el quimisme dels fluids que duu associats, se suggereixi que aquest sistema correspon a la part més pregona que es pot reconèixer dels dipòsits epitermals del districte.



RESUMEN

El distrito minero de Temascaltepec, situado en la parte SW del estado de México (México), consta de tres zonas principales con depósitos epitermales de baja sulfuración, denominados Mina de Agua, El Coloso y La Guitarra. Estos depósitos se hallan situados metalogénicamente en la parte meridional del cinturón argentífero que se extiende paralelamente a la costa Pacífica de México. El inicio de la actividad minera conocida en la zona data del siglo XVI. El yacimiento más importante del distrito es el sistema La Guitarra, actualmente explotado para Ag-Au, que está compuesto por varios filones encajados en un *stock* granítico tardi-larámide, y se relaciona temporal y genéticamente con el vulcanismo andesítico-riolítico de la Sierra Madre Occidental. Dos dataciones en adularia mediante termocronología de Ar-Ar dieron edades entre 33.3 y 33.1 M.a. (Oligoceno inferior). Las leyes medias que contiene son de 3.23 ppm Au, 311 ppm Ag, 515 ppm Cu, 0.15 % Pb i 0.29 % Zn; las leyes de corte son 1.5 ppm Au y 150 ppm Ag. Las reservas existentes en el año 1997 se estimaron en 380,000 t.

La Guitarra consta de tres fases principales de mineralización (I, II y III) y cuatro subfases (A, B, C y D) en la fase II. Las asociaciones minerales más tempranas en cada fase son sulfuros de metales de base, mientras que las más tardías contienen los minerales de Ag y Au, la abundancia relativa de los cuales aumenta con la elevación en el sistema y con el tiempo. La fase I carece de Au y su contenido de minerales de Ag es muy bajo. La fase III tiene el mayor contenido relativo de minerales de Ag y Au. En general, las asociaciones de metales preciosos (fases I, IIB y III) se inician con sulfosales de Cu-Ag y/o sulfosales de Pb-Ag y terminan con sulfosales de Ag. Los principales minerales portadores de Ag del depósito son proustita-pirargirita y tetredritas argentíferas. Existe una estrecha relación entre estas últimas y el electrum. El contenido de Ag en electrum y en sulfosales aumenta hacia los bordes de cristal, con la elevación y de fase en fase. Las esfaleritas muestran una fuerte variación en su contenido de Fe y Cd: los contenidos de FeS más elevados se hallan en la fase I (fracción molar de hasta 0.25), coincidiendo con la presencia de minerales de Ag; en las fases IIB y III dichos contenidos son 0.16 y 0.12 máxime, respectivamente.

Las temperaturas registradas en La Guitarra, mediante el estudio inclusiones fluidas y geotermómetros minerales, varían entre 80 y 266°C. El conjunto de datos de salinidad (0.8 a 14.4% en peso de NaCl eq.), la relación $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl})$ (0 a 0.25), $\delta^{18}\text{O}$ (-2.2 a 6‰) y δD (-103 a -20‰), y los análisis de gases (N_2/Ar entre <25 y 2526) y $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/Ra entre 0.5 y 2) en inclusiones fluidas indica la presencia de fluidos magmáticos y meteóricos en el sistema. Las variaciones en el espacio y el tiempo de estas variables evidencian la mezcla generalizada entre fluidos magmáticos (de origen riolítico) y meteóricos (superficiales y de circulación

profunda). Esta tendencia se pone de manifiesto en una misma muestra, entre muestras distintas de la misma sección paragenética, y entre secciones diferentes de la paragénesis. Sin embargo, los datos de las mineralizaciones metálicas de las fases I, IIB y III indican que precipitaron a partir de soluciones hidrotermales con una contribución de fluidos magmáticos mucho mayor que las secciones estériles del depósito. Por lo tanto, la incorporación episódica de fluidos magmáticos es determinante para la deposición mineral en La Guitarra. Los fluidos exseltos durante el enfriamiento de los magmas pudieron ser, por un lado salmueras con Ag y metales de base en solución y, por el otro, vapores ricos en H₂S, neutralizados por el encajante y aptos para transportar Au. La evolución de las características geoquímicas de los fluidos mineralizantes en La Guitarra sugiere que, o bien la salinidad de las salmueras magmáticas disminuyó en el tiempo, o bien el contenido de vapores magmáticos incorporados al sistema aumentó. Los datos de $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros (entre -36.5 y -0.5‰) indican fuentes magmáticas y sedimentarias o metasedimentarias para el azufre, congruentes con la presencia de fluidos magmáticos y aguas meteóricas de circulación profunda, aunque se propone un origen bacteriogenico para los valores de $\delta^{34}\text{S}$ más bajos.

Los principales mecanismos de deposición mineral en La Guitarra son la ebullición y la mezcla de los fluidos hidrotermales con aguas meteóricas superficiales, ambos evidenciados tanto en las mineralizaciones metálicas como en las secciones estériles del depósito, si bien se propone el enfriamiento conductivo como un mecanismo de deposición localmente decisivo (fase III). Las evidencias de ebullición en las fases IIA y IIB (adularia y calcita hojosa) se ubican en los canales de alimentación, inferidos a partir de las relaciones Ag/Pb en los filones, si bien la deposición de minerales metálicos de la fase IIB se produjo mayoritariamente en las áreas marginales de los canales.

La mineralización principal del sistema Mina de Agua, en la parte SE del distrito, es parecida a la fase II de La Guitarra, y los fluidos asociados revelan también un quimismo y orígenes similares. La mayor temperatura de estos fluidos (generalmente superior a 200°C) sugiere que la profundidad de formación es mayor que la de la parte estudiada de La Guitarra. La falla normal del Río Temascaltepec eleva el bloque que contiene el sistema Mina de Agua respecto al de La Guitarra, lo cual refuerza la hipótesis anterior. Dado que la orientación de los filones de ambos bloques es muy similar, puede asumirse su continuidad lateral. A partir de estas consideraciones, junto con los contenidos metálicos del sistema Mina de Agua y el quimismo de los fluidos asociados, se sugiere que este sistema representa la parte expuesta de formación más profunda en los depósitos epitermales del distrito.



ABSTRACT

The Temascaltepec mining district, SW of México state (Mexico), contains three main prospective areas for low-sulfidation epithermal deposits, named Mina de Agua, El Coloso and La Guitarra. These deposits are metallogenically situated in the southern part of the Mexican Silver Belt, parallel to the Pacific coast. Mining activities in this district initiated in the 16th century. The most outstanding deposit of the district is the La Guitarra system, mined for Ag-Au, that is composed by several veins hosted by a late Laramide stock of granitic rocks, and is temporally and genetically related to the andesitic-rhyolitic volcanism of the Sierra Madre Occidental. Two datations in adularia using Ar-Ar thermochronology gave ages between 33.3 and 33.1 M.a. (early Oligocene). Mill-head grades run 3.23 ppm Au, 311 ppm Ag, 515 ppm Cu, 0.15 % Pb and 0.29 % Zn; cut-off grades are 1.5 ppm Au and 150 ppm Ag. In 1997, ore reserves were estimated at about 380,000 t.

Vein stratigraphy in La Guitarra was divided into three main mineralization stages (I, II and III). Stage II consists of four sub-stages (A, B, C and D). The early metallic mineral associations of all stages are made up of base-metal sulfides, while the latest contain the precious-metal minerals, the relative abundance of the latter increasing with elevation and time. Stage I lacks Au and is very Ag-poor, while stage III is the highest grade stage in terms of Ag-Au mineralization of the system. All the precious metal-bearing associations of La Guitarra (stages I, IIB and III) show early deposition of Cu-Ag and/or Pb-Ag sulfosalts, and then late deposition of Ag sulfosalts. The most abundant silver-bearing minerals in La Guitarra are proustite-pyragyrite and Ag-tetrahedrites. A close association between the latter and electrum is found. The Ag content in electrum and sulfosalts increases from the crystal core to the border, with elevation, and from stage to stage. Sphalerites display strong zonation in Fe and Cd: the highest FeS contents are found in stage I (up to 0.25 mole fraction), coinciding with Ag mineralization; stages IIB and III show lower FeS contents in sphalerites (up to 0.16 and 0.12 mole fraction, respectively).

The formation temperatures found in La Guitarra, by means of fluid inclusion studies and mineral geothermometers, vary from 80 to 266°C. The general values of salinity (0.8 to 14.4 wt. % NaCl eq.), the $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl})$ ratio (0 to 0.25), $\delta^{18}\text{O}$ (-2.2 to 6‰) and δD (-103 to -20‰), plus volatile (N_2/Ar between <25 and 2526) and $^3\text{He}/^4\text{He}$ analyses (R/Ra between 0.5 and 2) in fluid inclusions point to the occurrence of magmatic and meteoric fluids in the system. The time and space variations of these variables indicate a general mixing between magmatic (of rhyolitic origin) and meteoric fluids (shallow and deep-circulated). Such a trend is found within each sample, between samples of the same paragenetic section, and between different paragenetic sections. However, the data from metallic mineralizations of

stages I, IIB and III indicate that their precipitation took place from hydrothermal solutions with a much higher magmatic fluid content than the barren sections of the deposit. Thus, the episodic entrainment of magmatic fluids in the hydrothermal system was the chief fact that determined the occurrence of metallic mineral precipitation at La Guitarra. The fluids exsolved during magma cooling were brines with Ag and base metals in solution, and H₂S-rich vapors neutralized by host rocks and able to carry Au. The evolution of geochemical characteristics of mineralizing fluids at La Guitarra may suggest that the salinity of magmatic brines decreased with time, or that the quantity of magmatic vapors entrained by deeply circulated meteoric waters increased. The $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides (between -36.5 and -0.5‰) point to magmatic and sedimentary or metasedimentary sources for sulfur, which are compatible with the occurrence of magmatic and deeply circulated meteoric fluids, although a bacteriogenic origin accounts for the lowest $\delta^{34}\text{S}$ values.

The main precipitation mechanisms at La Guitarra are boiling and mixing of upwelling hydrothermal fluids with shallow meteoric waters. These mechanisms are associated to both metallic mineral assemblages and the barren sections of the deposit. However, conductive heat loss is also proposed to be an important precipitation mechanism locally (stage III). Evidence of boiling in stages IIA and IIB (adularia and bladed calcite) are located within the feeder channels of the system, inferred using the distribution of Ag/Pb ratios of the veins, although the deposition of metallic minerals of stage IIB occurred mainly in the marginal zones of the channels.

The main mineralization of the Mina de Agua system, in the SE part of the district, is similar to the stage II at La Guitarra. The chemistry and sources for the associated fluids are also similar. As the mineralizing fluids are hotter (generally above 200°C) than in the La Guitarra deposit it is suggested that the Mina de Agua system was formed at a greater depth. In addition, the Temascaltepec fault divides the entire epithermal vein system into two blocks which are vertically displaced one with respect to the other, the Mina de Agua sector representing the uplifted deeper portion of the system. Given that the veins within both sectors are very similar in strike, it may be assumed that they were laterally continuous. The metal grades found in the Mina de Agua system and the chemistry of the associated fluids, plus the above considerations, suggest that this system corresponds to the deepest section of the exposed epithermal deposits within the Temascaltepec district.



RÉSUMÉ

La région minière de Temascaltepec, qui se trouve au SW de l'état de México (Mexique), est constituée par trois aires principales avec des dépôts du type épithermal de basse sulfuration, nommées Mina de Agua, El Coloso et La Guitarra. Ces dépôts se situent métallogéniquement dans la partie méridionale de la ceinture argentifère qui s'étend parallèlement à la côte Pacifique du Mexique. L'activité minière de la région est connue depuis le 16^{ème} siècle. Le gisement le plus important du district est le système La Guitarra, dont à présent on exploite du Ag-Au, qui contient plusieurs filons encaissés dans un *stock* granitique d'âge tardi-laramide, et qui est lié temporairement et génétiquement au volcanisme andésitique-rhyolitique de la Sierra Madre Occidental. Deux datations sur adulaire par moyen de la thermocronologie d'Ar-Ar donnent des âges entre 33.3 et 33.1 M.a. (Oligocène inférieur). Les lois moyennes sont 3.23 ppm Au, 311 ppm Ag, 515 ppm Cu, 0.15 % Pb et 0.29 % Zn; les lois de coupe sont 1.5 ppm Au et 150 ppm Ag. Les réserves existantes l'année 1997 furent estimées en 380,000 t.

Le gisement de La Guitarra est composé par trois stades de minéralisation principales (I, II et III), et quatre sub-stades (A, B, C et D) dans le stade II. Les assemblages les plus précoces dans chaque stade sont constitués par des sulfures aux métaux de base, tandis que les plus tardives ont des minéraux à Ag et Au, dont sa teneur relative est croissante avec l'hauteur et le temps. Le stade I n'a pas du Au et sa teneur de minéraux à Ag est très basse, tandis que le stade III présente la teneur la plus haute d'Ag et Au du système. Les assemblages aux métaux précieux (stades I, IIB et III) débutent généralement avec des sulfosels à Cu-Ag et/ou sulfosels à Pb-Ag, et finissent avec des sulfosels à Ag. Les principaux minéraux à Ag du dépôt sont la proustite-pyrargyrite et les tétraédrites argentifères. Ces dernières et l'électrum sont montrés en étroite liaison. La teneur à Ag de l'électrum et des sulfosels croisse vers les bordures de grain, avec l'hauteur, et d'un stade au suivant. Les sphalérites ont une zonation à Fe et Cd très variable: on trouve les teneurs à FeS les plus hautes dans le stade I (fraction molaire jusqu'à 0.25), qui sont localisés à l'endroit des minéraux à Ag dans ce stade; dans les stades IIB et III la teneur à FeS arrive à atteindre jusqu'à 0.16 et 0.12, respectivement.

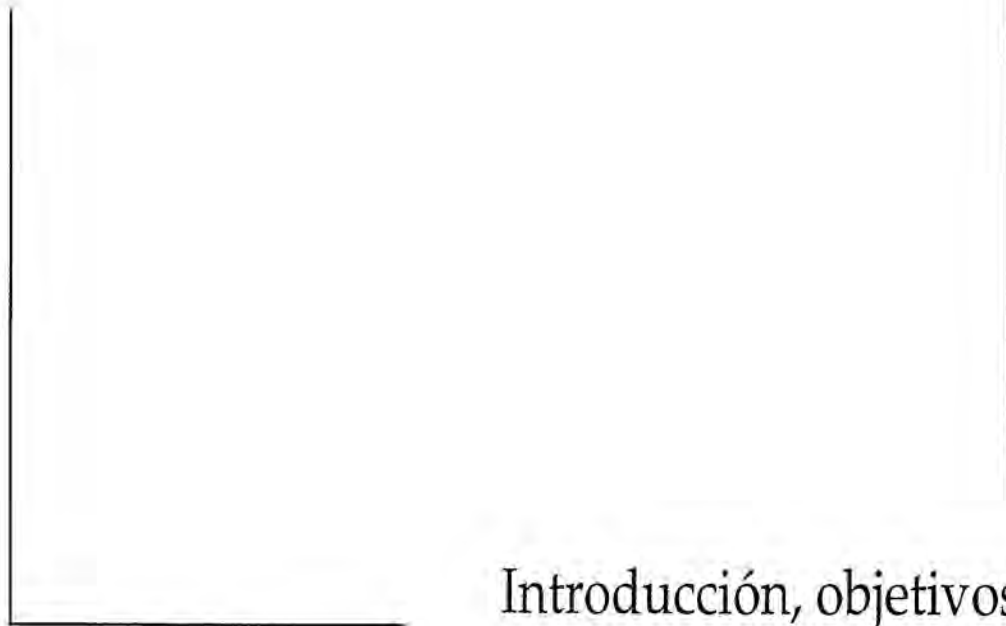
Les températures de formation du gisement La Guitarra, déterminées selon l'étude des inclusions fluides et des géothermomètres minéraux, sont entre 80 et 266°C. En somme, les valeurs de la salinité (0.8-14.4% eq. poids NaCl), de la relation $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl})$ (0-0.25), $\delta^{18}\text{O}$ (-2.2 à 6‰) et δD (-103 à -20‰), et les analyses des volatiles (N_2/Ar entre <25 et 2526) et $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/Ra entre 0.5 et 2) des inclusions fluides indiquent la présence des fluides magmatiques et météoriques dans le système. Les variations dans l'espace et le temps de ces variables ont mis en évidence la mélange généralisé entre des fluides magmatiques (à la source

rhyolitique) et météoriques (de la surface et évolués en profondeur). Telle tendance est manifestée dans chaque échantillon, entre échantillons différents dans la même section paragenétique, et entre sections différentes de la paragenèse. Malgré tout, les données des assemblages métalliques des stades I, IIB et III indiquent qu'ils furent précipités à partir de solutions hydrothermales avec des contenus de fluides magmatiques plus grands que celles associées aux secteurs stériles du dépôt. L'entraînement épisodique de fluides magmatiques fût pourtant essentiel pour avoir de la minéralisation métallique dans La Guitarra. Les fluides exsolutionnés pendant le refroidissement des magmes sousjacentes furent, d'un côté, saumures avec de l'Ag et des métaux de base en solution, et vapeurs riches en H₂S de l'autre, neutralisés par l'encaissant et capables pour transporter de l'Au. L'évolution des caractéristiques géochimiques des fluides minéralisateurs dans La Guitarra suggère, bien que la salinité des saumures magmatiques décroissait avec le temps, ou bien que la quantité des vapeurs magmatiques incorporés au système croissait. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures (entre -36.5 et -0.5‰) indiquent des sources magmatiques et sédimentaires ou métasédimentaires pour le soufre, qui sont pareilles à la présence des fluides magmatiques et eaux météoriques évoluées en profondeur, aussitôt que les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ les plus basses suggèrent une source bactériogénique.

La précipitation des assemblages minéraux principales dans La Guitarra s'agit de l'ébullition et de la mélange des fluides hydrothermaux avec des eaux météoriques de la surface. Ces deux mécanismes étaient associés à la déposition des minéralisations métalliques aussi comme aux secteurs stériles du dépôt. On propose que le refroidissement conductif était quand même un mécanisme de déposition localement décisif (stade III). Les évidences d'ébullition des stades IIA et IIB (adulaire et calcite feuilleuse) se localisent dans les canaux d'alimentation du système, inférés selon les relations Ag/Pb des filons, mais la déposition des minéraux métalliques dans le stade IIB était produite principalement dans les aires marginales des canaux.

La minéralisation principale du système Mina de Agua, dans la partie SE du district, est semblable au stade II de La Guitarra. À ce façon, les fluides qui y sont associés ont des caractéristiques chimiques et sources pareilles. Le fait que les fluides ceci ont températures supérieures (généralement plus que 200°C) que ceux-là dans La Guitarra suggère que la formation du système Mina de Agua était produite à une majeure profondeur. En plus, la faille normale de la rivière Temascaltepec haussait relativement le bloc où le système Mina de Agua est contenu respect ce de La Guitarra, et pourtant ceci indique à nouveau une formation plus profonde pour les filons de Mina de Agua. Tandis que les filons des deux blocs ont des orientations pareilles, on peut soupçonner son continuité latérale. Ça fait que, si l'on considère aussi les teneurs métalliques du système Mina de Agua et le caractère chimique des fluides associés, on suggère que ce système représente la partie la plus profonde qu'on peut reconnaître des dépôts épithermaux dans cette région.

Capítulo 1



Introducción, objetivos
y muestreo efectuado

CAPÍTULO 1:

INTODUCCIÓN, OBJETIVOS Y MUESTREO EFECTUADO

SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El municipio de Temascaltepec se halla al suroeste del estado de México (a unos 150 km del Distrito Federal), en en la parte central de los Estados Unidos Mexicanos (Fig. 1.1). Las coordenadas geográficas de la zona de estudio son de 19°05' a 19°08' Norte y de 100°02' a 100°08' Oeste. Esta región está dominada paisajísticamente por el Nevado de Toluca o Xinantécatl (*hombre desnudo* en lengua náhuatl), uno de los mayores estratovolcanes de la República, cuya cima alcanza 4542 metros sobre el nivel del mar. La actividad minera en el distrito de Temascaltepec se debe enteramente a la presencia de depósitos epitermales con metales preciosos (Ag y Au).



FIG. 1.1. Situación geográfica del distrito minero de Temascaltepec y ubicación de los principales distritos mineros y centros volcánicos recientes del estado de México y áreas adyacentes.

El distrito de Temascaltepec se halla en una de las zonas tradicionalmente más importantes de México en cuanto a la actividad minera; algunos de los depósitos minerales más conocidos dentro del estado de México y sus cercanías son (Fig. 1.1) Taxco, El Oro-Tlalpujahuá, Sultepec y Pachuca-Real del Monte (depósitos epitermales de baja sulfuración), o Tizapa-Santa Rosa (depósitos vulcanogénicos de sulfuros masivos). A nivel metalogénico, el distrito de Temascaltepec se halla enclavado en el extremo suroeste del conocido cinturón de depósitos epitermales polimetálicos de México (Damon et al., 1981; Clark et al., 1982), en el cual se incluyen los no menos famosos distritos de Taxco, Guanajuato, Pachuca-Real del Monte, Zacatecas, Fresnillo o Sombrerete. En las áreas adyacentes a este distrito se encuentran otras mineralizaciones del mismo tipo encajados en secciones estratigráficas similares, como los de Sultepec, Amatepec y Miahuatlán. Éstos, además del distrito minero que nos ocupa, fueron previamente estudiados por González-Partida (1981).

BREVE HISTORIA MINERA DEL DISTRITO

La actividad minera intensiva en esta zona (a la cual se halla estrechamente relacionada la fundación de la actual Temascaltepec) se remonta al siglo XVI, durante el inicio de la Época Colonial. De acuerdo con Cárdenas y Martínez-Pérez (1947), el descubrimiento de este distrito tuvo lugar en 1555, debido a un aventurero español que, habiendo ofrecido dicho hallazgo a la Corona de Castilla, obtuvo el perdón de sus supuestos numerosos crímenes por parte del Virrey de la Nueva España. Aún así, se sabe que en la región fueron efectuados numerosos trabajos mineros de carácter esporádico por parte de los aztecas, anteriormente a la llegada de los españoles. Los filones principales, especialmente los contenidos genéricamente dentro del antiguo distrito de Mina de Agua y Real de Arriba, fueron explotados en minería subterránea desde aquel tiempo, aunque el período de máxima actividad minera se data históricamente en el período entre 1779 y 1783. No se conoce con exactitud el monto de la producción, aunque se sabe que se extrajo una gran cantidad de mineral. Del año 1810 al 1851, la explotación sufrió un largo paro a raíz de la Guerra de la Independencia de México. Anteriormente a esa guerra, el distrito minero de Temascaltepec consta documentalmente como uno de los más productivos de México (Cárdenas y Martínez-Pérez, 1947, según crónicas de la época). El último intento de explotación a gran escala de la Época Colonial data de 1819, con la apertura de varias minas que los españoles sepultaron al ser expulsados del país. Desde 1851 hasta 1881, la explotación se llevó a cabo en minería a

pequeña escala o "gambusinaje", que agotó los tramos mineralizados por encima del nivel freático. En 1910, la empresa American Rincón Mining Co. S.A. adquirió los derechos de las antiguas minas de El Rincón por un millón de dólares de la época y se retomó la explotación a gran escala. La Revolución de 1910 no influyó tan radicalmente como lo hizo la Guerra de la Independencia, puesto que se calcula que durante el período de 1910 a 1915 se produjeron 3,008,768 onzas de plata y unas 17,000 onzas-troy de oro. En 1917 se estimaron las reservas mineras de la zona de El Rincón en 78,680 toneladas de mineral, con 1,972,500 onzas de plata y 6,870 onzas de oro, que fueron agotadas a finales de 1940 (Cárdenas y Martínez-Pérez, 1947).

Actualmente, la concesión minera de la zona pertenece a la Corporación Industrial Luismin S.A. de C.V. La Unidad Guitarra se halla en explotación, mientras que la zona de El Coloso-San José Potrerillos y las antiguas explotaciones de la zona de Mina de Agua están en fase de evaluación de recursos para su posible explotación en breve.

OBJETIVOS

El estudio de los depósitos epitermales del distrito de Temascaltepec está integrado en el proyecto de investigación *Geochemistry and alteration patterns of the outflow and peripheral zones of a fossil hydrothermal system*, auspiciado por el Fondo de Investigación de la Unión Europea mediante el contrato CI1*-CT94-0075 (DG 12 HSMU), la realización del cual involucra a investigadores de la Universitat de Barcelona, la Universitat Autònoma de Barcelona y la Universidad Nacional Autónoma de México. El principal objetivo del proyecto en cuestión trata de caracterizar las condiciones físico-químicas que llevan a la precipitación mineral en el ambiente epitermal mediante el estudio en común de un sistema geotérmico activo y uno fósil (depósito epitermal), lo que llevaría a definir posibles criterios de prospección en otros sistemas fósiles del mismo tipo. En el caso que nos ocupa, se ha llevado a cabo el estudio de un sistema epitermal.

El distrito minero de Temascaltepec presenta un conjunto de filones epitermales de baja sulfuración que son en la actualidad objeto de explotación y exploración minera. Los diversos depósitos filonianos contenidos en este distrito se han subdividido tradicionalmente en tres áreas diferentes, denominadas El Coloso, La Guitarra y Mina de Agua (Fig. 1.2). El principal reto que se plantea a partir de estos tres sistemas es conocer la extensión de los eventos mineralizantes, tomando dos hipótesis de trabajo iniciales: (1) que estas áreas pertenezcan a un mismo sistema hidrotermal, siendo representativas de tres segmentos de

profundidad de formación distintos, y (2) que se trate de sistemas individualizados, lo mismo en el espacio que en el tiempo.

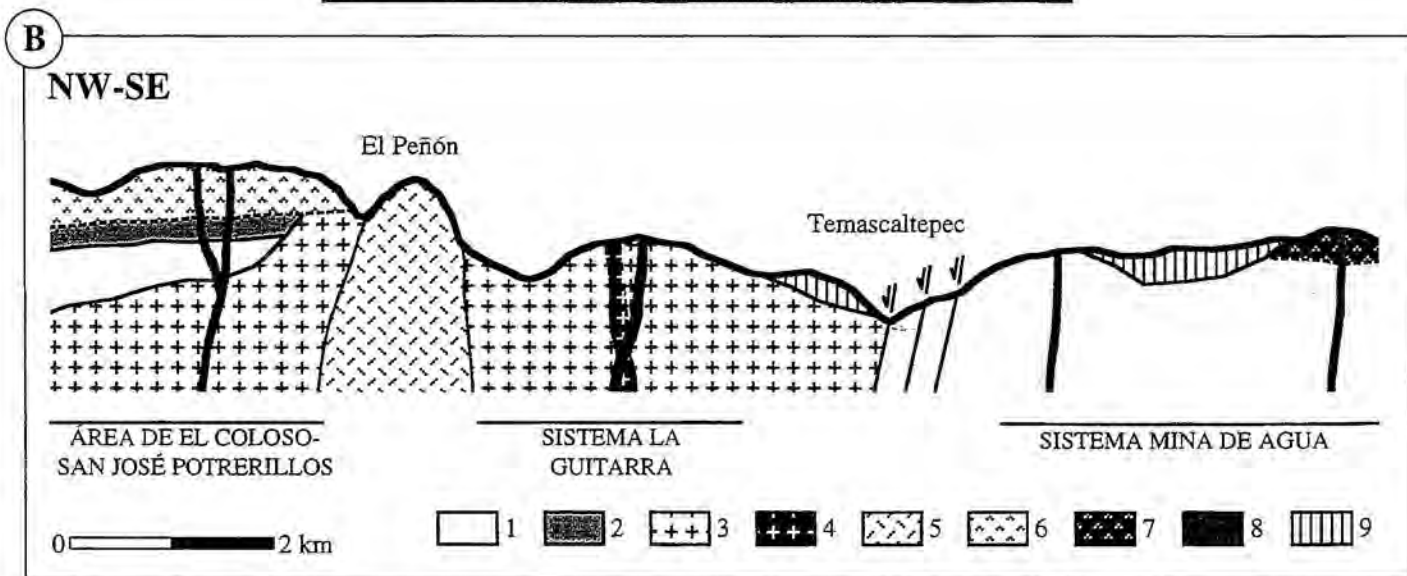
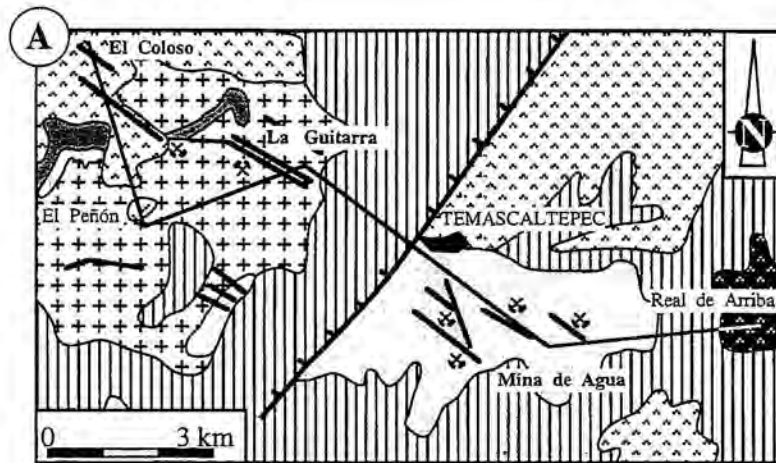


FIG. 1.2. A: Mapa geológico del distrito de Temascaltepec. B: Esquema geológico idealizado de la relación temporal entre los diversos litotipos presentes, siguiendo la línea trazada en A. Leyenda: (1) Complejo metamórfico Tierra Caliente (pre-Albiense); (2) Formación Balsas (Eoceno inferior), (3) granitos tardi-larámides (Eoceno medio) con (4) diques de pórfido y leucogranitos, (5) *neck* riolítico del EIM, (6) tobas e ignimbritas riolíticas del EIM, (7) andesitas del EIM, (8) filones epitermales, y (9) basaltos y andesitas del Plio-Cuaternario (ENTM). La orientación de los filones epitermales es aparente: únicamente se indica su ubicación con respecto a los diversos encajantes. El desplazamiento vertical total de las fallas del Río Temascaltepec es desconocido. EIM = Eje Ignimbrítico Mexicano (Sierra Madre Occidental); ENTM = Eje Neovolcánico Trans-Mexicano. Ver Capítulo 3 para la explicación de la geología general del distrito.

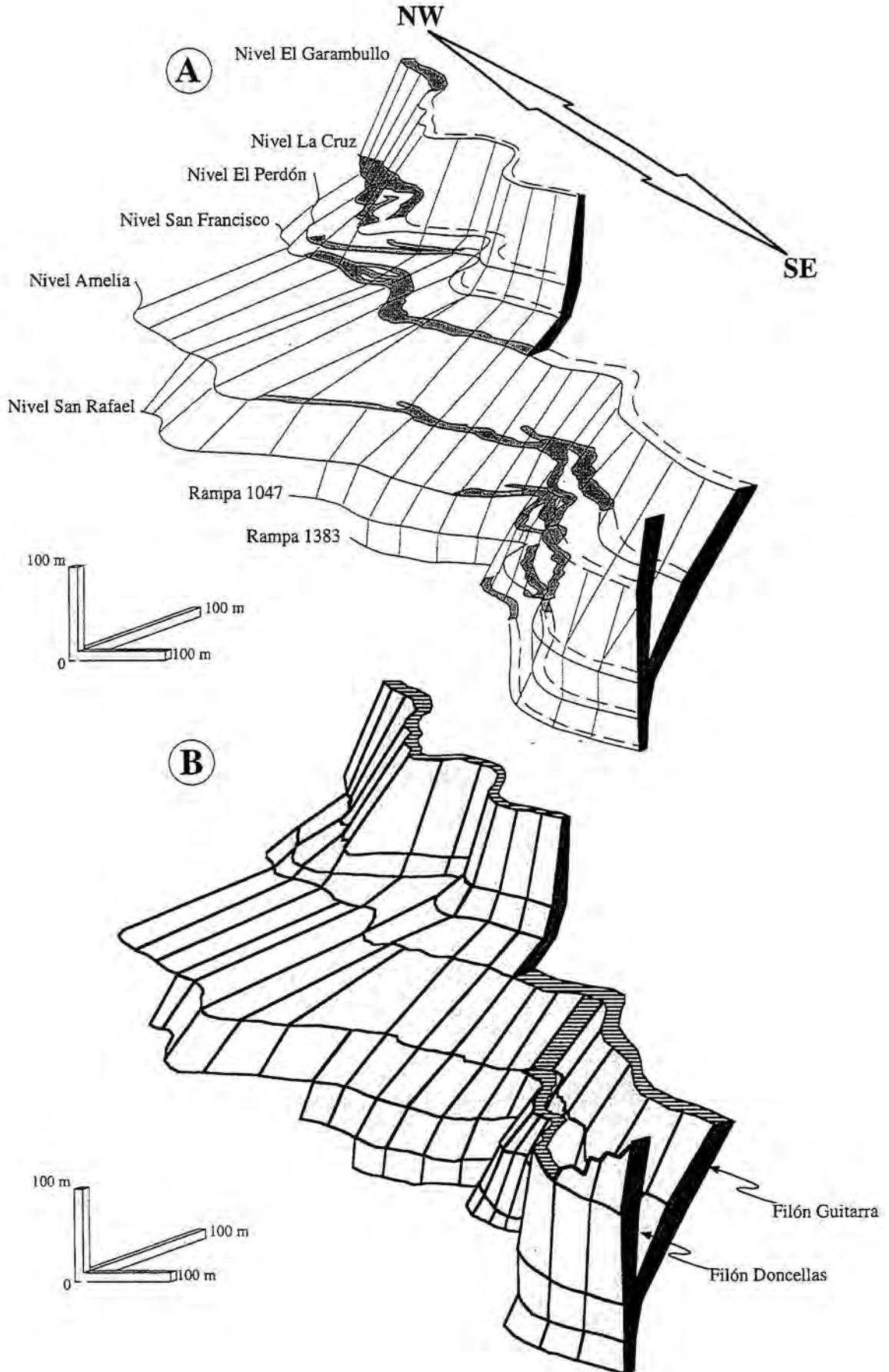
La mayor parte de la información existente hasta el momento sobre este distrito fue obtenida de cara a la evaluación de recursos para su explotación minera, o bien en relación a cuestiones puntuales surgidas a raíz de dicha explotación. Si bien se han realizado estudios de carácter mineralógico y geoquímico, aquellos no se han centrado únicamente en este

distrito, y se han supeditado a la caracterización metalogenética general de los yacimientos minerales de la zona comprendida entre los distritos de Taxco y Guanajuato. Por este motivo, se ha emprendido el estudio detallado de la mineralogía y la geoquímica de fluidos en los filones epitermales del distrito de Temascaltepec, centrado esencialmente en el sistema La Guitarra. Mediante este trabajo se propone:

- a) determinar la "estratigrafía" u ordenación temporal interna de los filones del sistema La Guitarra, dado su carácter polifásico;
- b) determinar la secuencia paragenética de las diversas asociaciones, así como la composición química de las fases minerales;
- c) caracterizar la composición de los fluidos mineralizantes y su evolución temporal;
- d) delimitar los posibles orígenes de los fluidos mineralizantes, así como de los metales y los demás componentes químicos constitutivos de las mineralizaciones;
- e) determinar los mecanismos de precipitación mineral;
- f) contribuir al conocimiento de los depósitos minerales de la misma tipología y, en especial, de los que se hallan en un margo geológico y temporal análogo;
- g) establecer la posible relación genética integral de las diferentes áreas que contienen filones epitermales en el distrito;
- h) ofrecer nuevos criterios en relación a la exploración y/o explotación minera del distrito.

Por los motivos que acaban de exponerse, se emprendió un muestreo de las tres áreas que constituyen el distrito minero de Temascaltepec, las características del cual se detallan a continuación.

(Página siguiente) **FIG. 1.3.** Reconstrucción de los filones principales del sistema La Guitarra, a partir de la cartografía de las mineralizaciones en los diversos niveles de explotación. **A:** Proyección de los filones mostrando, en sombreado claro, la parte conocida de los mismos y la estructura que puede inferirse. **B:** Reconstrucción de los filones según A. El bajo buzamiento del filón Guitarra en su parte NW, entre los niveles San Francisco y Amelia, es aparente, debido a la deformación introducida en el esquema (ver escala). La variación de potencia de los filones con la profundidad se indica mediante el sombreado oscuro en ambos esquemas. La trama de líneas horizontales en el nivel San Francisco representa el límite de la traza del filón que puede inferirse con una cierta seguridad; es decir, el hecho que por encima de esa altura, en la zona SE del sistema los filones están completamente erosionados no permite realizar inferencias en cuanto a su rumbo, potencia o buzamiento con el mismo grado de seguridad con que se ha interpretado la estructura (sombreado claro). La cartografía de los niveles de explotación fue cedida por Industrias Luismin S.A. de C.V.



CARACTERÍSTICAS DEL MUESTREO EFECTUADO

Se ha tomado como referencia el principal yacimiento del distrito de Temascaltepec, denominado La Guitarra, actualmente en fase de explotación para beneficio de plata y oro. Esto es debido al hecho que, al tratarse de una mina activa, puede efectuarse un reconocimiento geológico detallado de la estructura de la mineralización en la horizontal y la vertical de los filones y, en menor grado, de la alteración de las rocas en las cuales éstos se hallan encajados. Efectivamente, la mayoría de los trabajos realizados en la dirección propuesta anteriormente, en depósitos minerales del mismo tipo, se han beneficiado de la existencia de trabajos mineros que han permitido el reconocimiento y la caracterización "anatómica" de los mismos. Ejemplos de ello son los de Topia (Loucks et al., 1988) y Fresnillo (Gemmell et al., 1988; Simmons et al., 1988) en México, Creede (Barton et al., 1977; Hayba et al., 1985; Plumlee y Whitehouse-Veaux, 1994; Hayba, 1997) y McLaughlin (Sherlock et al., 1995) en los Estados Unidos, Antamok-Acupan (Cooke et al., 1996) en Filipinas, o Emperor (Ahmad et al., 1987) en Fiji, entre muchos otros.

El sistema La Guitarra consta de varios filones, pero la explotación minera actual se centra en los filones La Guitarra y Doncellas, que convergen en profundidad, al mismo tiempo que su potencia disminuye de forma progresiva (Fig. 1.3). El muestreo en este sistema se llevó a cabo en los niveles de mina accesibles en el estado actual de la explotación. Estos niveles son, de la parte inferior a la superior (la cota media aproximada se señala en metros sobre el nivel del mar), la rampa San Rafael (entre 2110 y 2025 m) y los niveles San Rafael (2110 m), Amelia (2175 m), San Francisco (2250 m), La Cruz (2350 m) y El Garambullo (2425 m). Otros niveles de la mina, llamados Las Ánimas y El Perdón (ambos ubicados entre los niveles San Francisco y La Cruz), no pudieron ser muestreados por ser actualmente inaccesibles. Las muestras fueron tomadas de los principales filones que son objeto de explotación en el sistema y de las rocas encajantes adyacentes. Del mismo modo, también se realizó un muestreo de superficie de la parte aflorante de los filones, incluyendo la zona de los antiguos socavones Mendizábal y Los Ángeles (en la parte noroeste de La Guitarra), ya enlazando con el muestreo efectuado sobre los filones de la zona de El Coloso-San José Potrerillos. En el conjunto de muestras utilizadas para el presente estudio se incluyeron núcleos de los sondeos disponibles de los diferentes filones del distrito de Temascaltepec, efectuados por Industrias Luismin S.A. de C.V.

En total, se tomaron muestras en un rango de profundidad de 500 metros y de 3400 metros en la horizontal a lo largo de todo el sistema La Guitarra (Fig. 1.4). La visión que nos ofrece este muestreo no es completa, dado el escaso desarrollo actual de las explotaciones mineras en la mitad noroeste del sistema. En el año 1995 se emprendió la primera campaña de reconocimiento y muestreo, durante la cual se definieron las principales fases de mineralización en que se ha subdividido el sistema. En el año 1996 se decidió llevar a cabo una segunda campaña con el objetivo de completar el muestreo de algunas fases de mineralización, y se terminó de definir la "estratigrafía" de los filones en base a nuevas evidencias. También se realizaron tres series de muestreos de las rocas encajantes para determinar posibles patrones de distribución de los elementos mayores y trazas en función de la distancia desde el filón, tanto en contacto con zonas estériles como en contacto con zonas con contenidos económicos de plata y oro. Adicionalmente, teniendo en cuenta el avance de la explotación minera, se muestrearon los rebajes más recientes del momento.

En la zona de El Coloso-San José Potrerillos se efectuó un muestreo de superficie y de los núcleos de sondeos disponibles, así como una cartografía de la traza en superficie (Fig. 1.5) de los filones siguientes: Nazareno de Anecas (continuo con La Guitarra en superficie, en su parte noroeste, y el más se le asemeja estructural y texturalmente), Soledad, Jessica, Jessica-1, Comales, Coloso, Joyalarga y San Miguel. La mayoría de muestras se tomaron del filón Nazareno de Anecas, el de mayor potencia y longitud de esta zona (Fig. 1.4 y 1.5).

En el sistema Mina de Agua, en donde se desarrollaron las explotaciones más antiguas del distrito, se efectuó el muestreo y el reconocimiento en superficie de los filones Santa Ana, Iberia y Mina de Agua, así como el muestreo de los filones San Bernabé y Socorro a lo largo de los socavones Santa Rita y San Antonio, respectivamente (ubicación en la Fig. 1.6). Del filón San Bernabé, también se tomaron muestras pertenecientes a los núcleos de sondeos establecidos para la evaluación de su reexplotabilidad. Dicha evaluación sigue en curso, a cargo de la empresa minera Industrias Luismin S.A. de C.V.

En total, se tomaron 130 muestras del sistema La Guitarra, 70 muestras de los filones de El Coloso-San José Potrerillos, y 20 más de los filones del sistema Mina de Agua. En base al muestreo realizado, se efectuó una serie de láminas delgadas, probetas pulidas y láminas doblemente pulidas (para el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas), hasta un número total de más de 300. Siempre con posterioridad al reconocimiento petrográfico de las muestras, éstas fueron estudiadas mediante diversos métodos de análisis: microsonda electrónica, microtermometría de inclusiones fluidas, isótopos estables, cuantificación de los volátiles y de los isótopos de helio contenidos en inclusiones fluidas, etc.

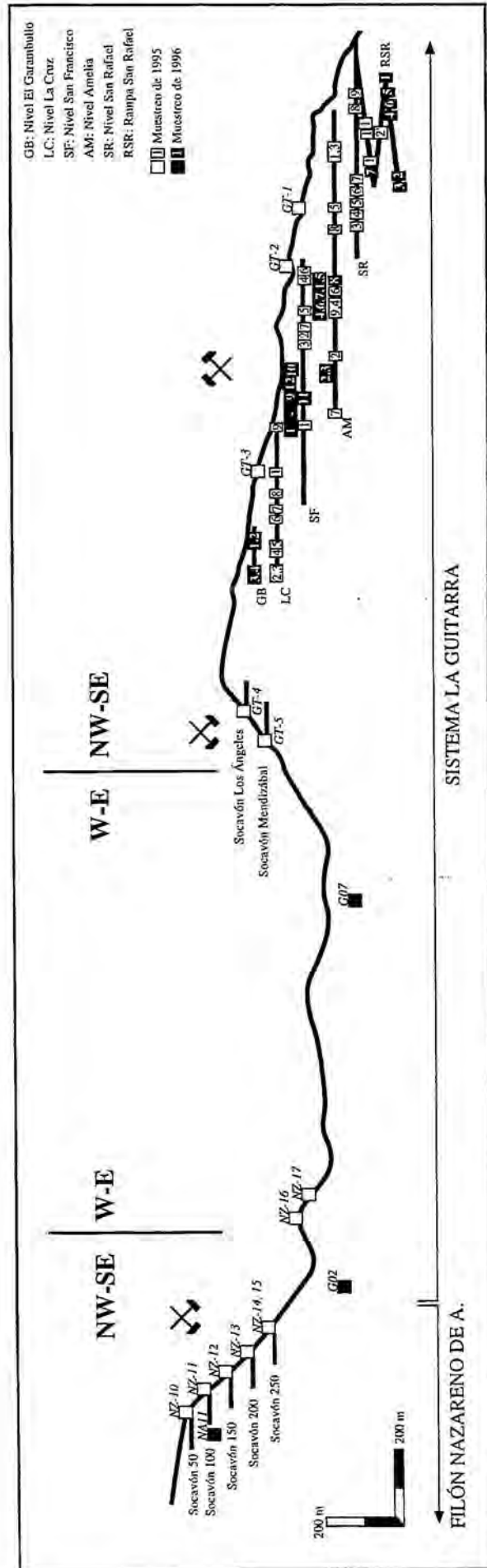


FIG. 1.4. Sección longitudinal del sistema La Guitarra y su prolongación lateral hacia el NW (área de El Coloso-San José Potrerillos), según el filón Nazareno de Antecas, indicando el muestreo realizado y la numeración establecida. El desarrollo de los niveles de mina corresponde al del año 1996. Las muestras NA11, G02 y G07 fueron tomadas a partir de sondeos realizados por Industrias Luismin S.A. de C.V.

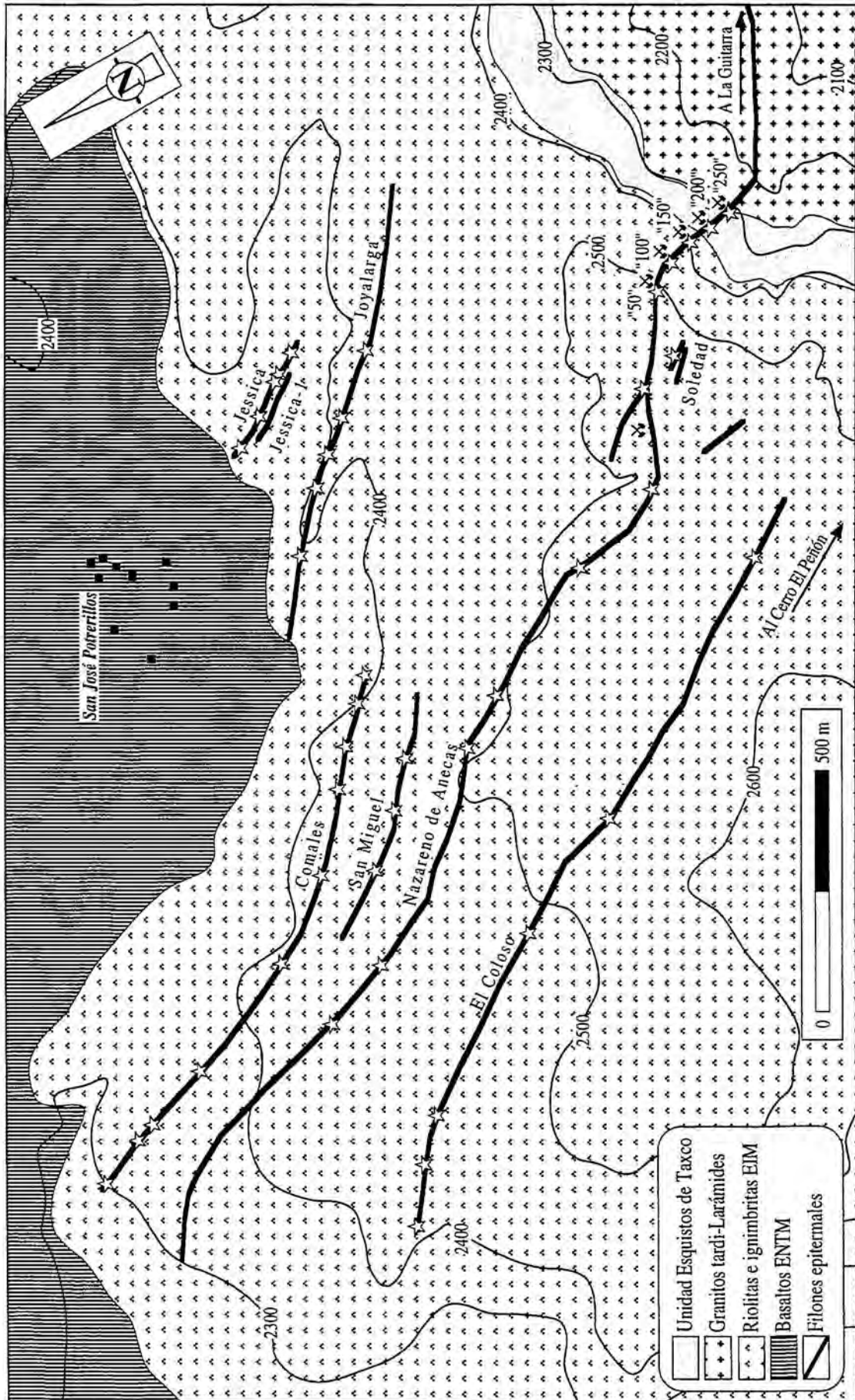


FIG. 1.5. Cartografía geológica y de la traza de los filones epitermales aflorantes en el área de El Coloso-San José Potrerillos. Tanto la cartografía geológica de la zona como la de los filones proviene de informes internos de Industrias Luismin S.A. de C. V., modificada a partir de observaciones de campo. El levantamiento topográfico no ha sido modificado del original. Las estaciones de muestreo establecidas se indican mediante estrellas.

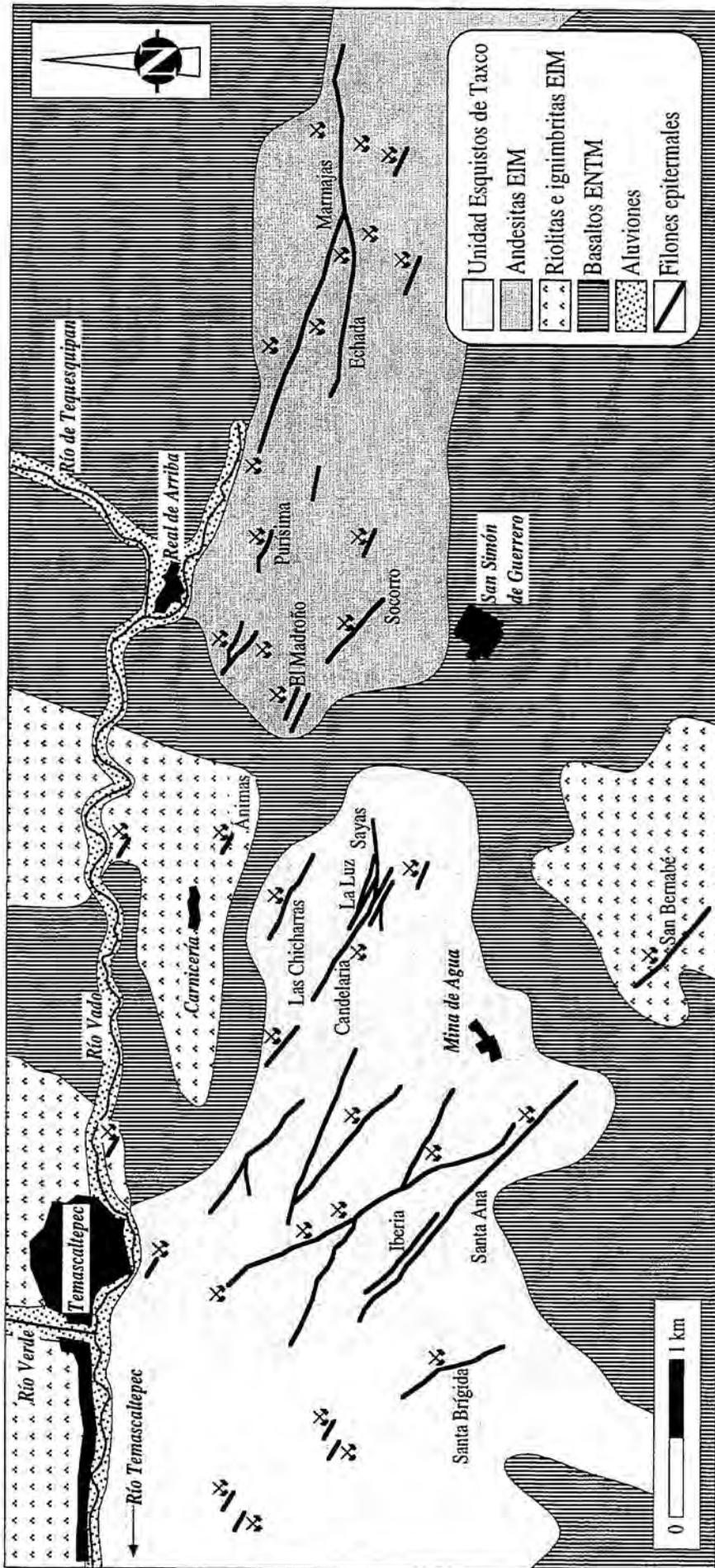
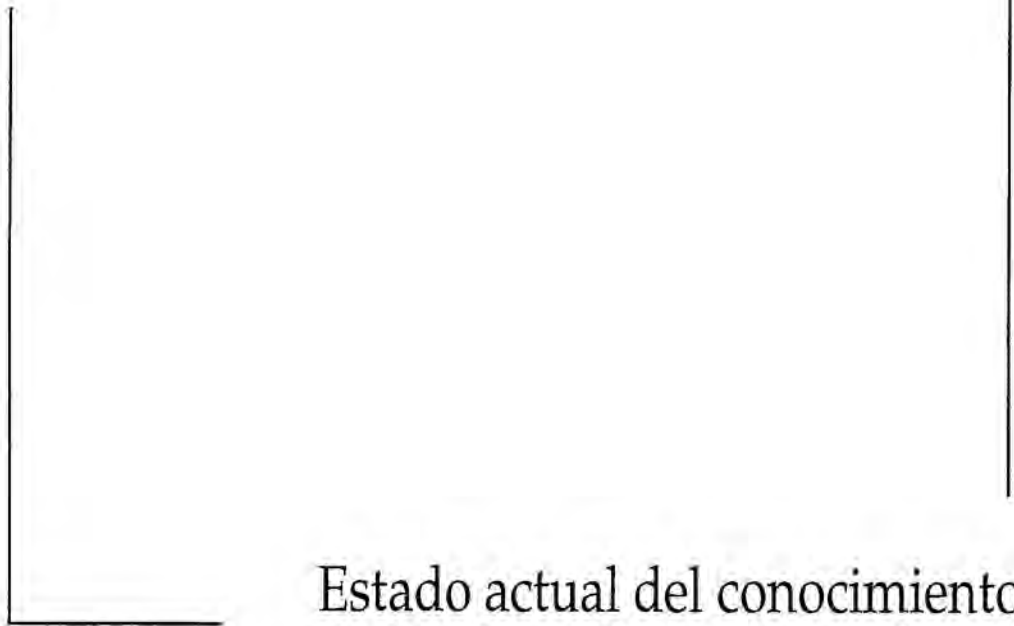


FIG. 1.6. Cartografía geológica y de la traza de los filones epitermales conocidos de la zona sureste del distrito minero de Temascaltepec, modificada de Cárdenas y Martínez (1947), Vivanco et al. (1979), y Bernal et al. (1980).

Capítulo 2



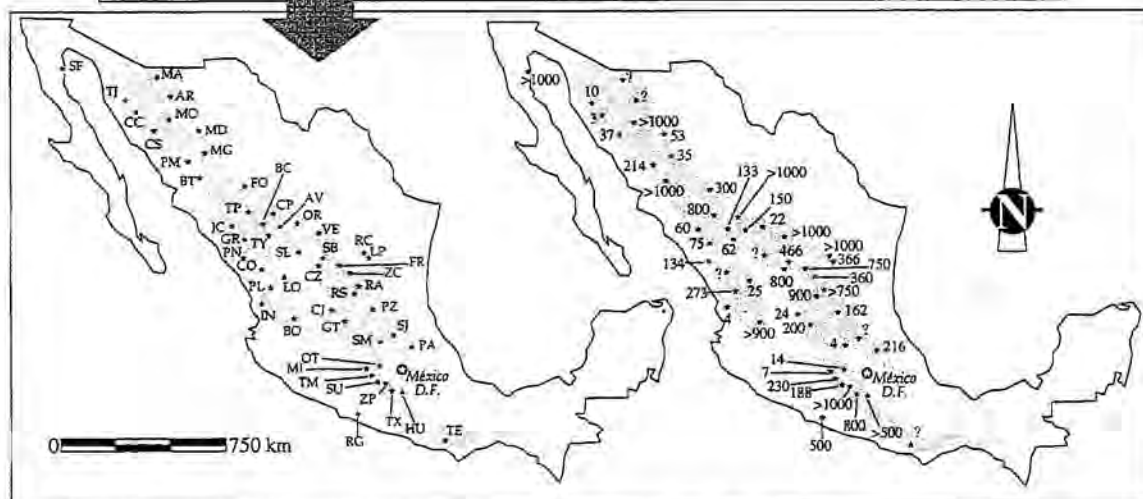
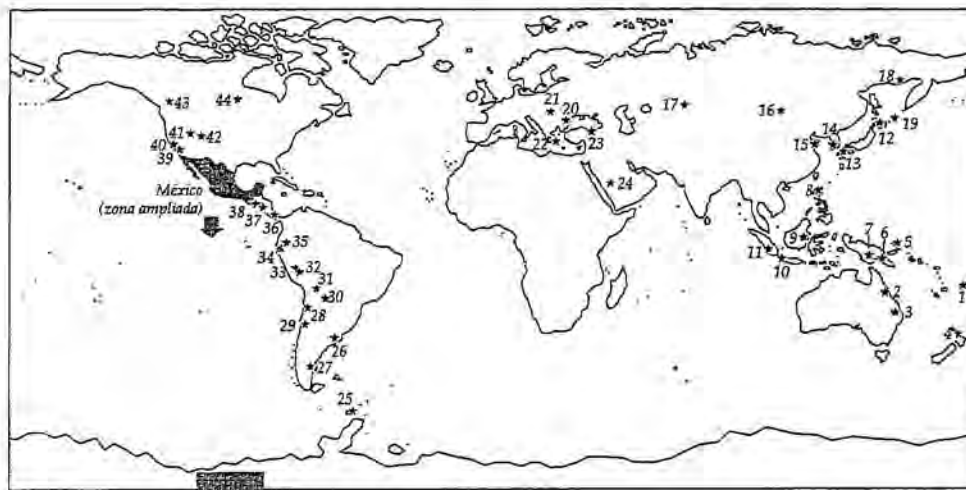
Estado actual del conocimiento
de los depósitos epidermales

CAPÍTULO 2:

ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LOS DEPÓSITOS EPITERMALES

No hay duda que, en la actualidad, los depósitos epitermales se cuentan entre las tipologías de depósitos minerales de mayor interés, tanto a nivel económico como científico. Dicho interés se debe principalmente al hecho que estos yacimientos son portadores principales de oro y plata, además de otros elementos. Con respecto al oro, si bien es cierto que estos depósitos no dejan de aportar cantidades relativamente accesorias al mercado mundial, frente a lo que son los depósitos de la cuenca de Witwatersrand o en los *greenstone belts*, van cobrando relevancia a medida que se ahondá en su conocimiento y que nuevas áreas son exploradas. El reconocimiento de los sistemas geotérmicos activos, que constituyen los análogos actuales de este tipo de depósitos, es una de las herramientas fundamentales para su conocimiento (Berger, 1991; White et al., 1995; Hedenquist, 1996). Pero es indudable que los depósitos epitermales (junto con los mesotermiales) son los de mayor importancia global entre las diferentes tipologías de yacimientos de plata. Prueba de ello es que, países cuyos yacimientos epitermales tienen la peculiaridad de ser muy ricos en plata, como México y los Estados Unidos (comparar datos en Buchanan, 1981, y Fig. 2.1), han sido históricamente, y lo siguen siendo todavía, los mayores productores mundiales de este metal. Esto es especialmente significativo en el caso de México ya que, estando la minería para plata desarrollada mayormente en filones epitermales, ocupa regularmente el primer lugar entre los países productores desde el año 1900 (Proctor, 1989; Craig et al., 1996). La producción de plata, por ejemplo, en los años 1994 y 1995 se estimó en 2325 y 2495 toneladas, respectivamente, en tanto que las de oro fueron 14.3 y 20.9 toneladas, respectivamente (*Mining Journal*, octubre 1996). Asimismo, la producción total de plata en México desde el siglo XVI excede ampliamente en cantidad a la de cualquier otro país.

(Página siguiente) **FIG. 2.1.** Distribución geográfica de algunos depósitos epitermales de baja sulfuración en el mundo (arriba) y en México (abajo). El mapa de México de la derecha contiene las relaciones Ag/Au de cada de los depósitos en que esta información es disponible. La zona sombreada en el mapa de México define el área susceptible de contener depósitos epitermales, según la distribución de los yacimientos de este tipo conocidos y las zonaciones metálicas de Pb-Zn-Ag, Au-Ag y Hg-Sb de Clark et al. (1982).



1. *Emperor*, Fiji (Alumad et al., 1987; Anderson y Eaton, 1990; White et al., 1995)
 2. *Werralie, Mt. Coolon*, Australia (Wood et al., 1990; White et al., 1995)
 3. *Cracow*, Australia (Dong y Zhou 1996; Wood et al., 1990; White et al., 1995)
 4. *Coromandel, Thames, Martha Hill*, Nueva Zelanda (White et al., 1995)
 5. *Ladalam*, Papúa-Nueva Guinea (White et al., 1995)
 6. *Kerimenge*, Papúa-Nueva Guinea (White et al., 1995)
 7. *Porgera*, Papúa-Nueva Guinea (White et al., 1995)
 8. *Antamok-Acupan*, Filipinas (Cooke et al., 1996)
 9. *Kelian*, Indonesia (van Leeuwen et al., 1990)
 10. *Cirotan, Gunung Pongkor*, Indonesia (Milési et al., 1994; Basuki et al., 1994)
 11. *Lebong Donok*, Indonesia (van Leeuwen, 1994)
 12. *Koryu*, Japón (Shimizu y Matsueda, 1993; Shimizu et al., 1998)
 13. *Hishikari*, Japón (Izawa et al., 1990; Matsuhisa y Aoki, 1994)
 14. *Jeongju-Buan, Macizo de Ryeongnam*, Corea del Sur (So y Yun, 1996; Kaneda et al., 1986)
 15. *Rushan*, China (Jianping et al., 1996)
 16. *Tsagaan-Suvarga*, Mongolia (Sillitoe et al., 1996)
 17. *Bereznyakovskoye*, Rusia (Lehmann et al., 1997)
 18. *Julietta*, Rusia (Strujkov et al., 1996)
 19. *Prasolovskoye, Islas Kuriles*, Rusia (So et al., 1995)
 20. *Baia Sprje, Baia Mare, Rumania* (Berbelec, 1997; Leroy et al., 1997)
 21. *Banská Hraduša*, Eslovaquia (Mat' o et al., 1996)
 22. *Megala Therma, Profitis Ilias*, Grecia (Kontis et al., 1994; Kiliás et al., 1997)
 23. *Mastra*, Turquía (Tüysüz y Akçay, 1997)
 24. *Mahd adhi Dhabab*, Arabia Saudita (Huckerby et al., 1983)
 25. *Miers Bluff, Isla Livingston, Antártida* (Willan y Spiro, 1996)
 26. *Cerro Vanguardia*, Argentina (Haller, 1997; Schalamuk et al., 1997)
 27. *Manatial Espejo*, Argentina (Etcheverry et al., 1997; Schalamuk et al., 1997)
 28. *Faride, Inca de Oro*, Chile (Camus y Skewes, 1991; Palacios et al., 1992)
 29. *El Bronce*, Chile (Camus, 1990)
 30. *Pulacayo*, Bolivia (Ericksen y Cunningham, 1993)
 31. *Salinas de Garcí Mendoza, Carangas*, Bolivia (Ericksen y Cunningham, 1993)
 32. *Arcata, Orcopampa, Caylloma*, Perú (Candiotti et al., 1990; Gibson et al., 1990; Petersen et al., 1990)
 33. *Casapalca*, Perú (Rye y Sawkins, 1974)
 34. *Portovelo*, Ecuador (van Thourmout et al., 1996)
 35. *San Bartolomé*, Ecuador (Mulshaw et al., 1997)
 36. *Romance-Alto la Mina*, Panamá (Kessler et al., 1990)
 37. *Abangares*, Costa Rica (Kessler et al., 1990)
 38. *El Limón, La India*, Nicaragua (Högelsberger y Sundblad, 1993; Kessler et al., 1990)
 39. *Shunake*, E.U.A. (Blaske et al., 1991)
 40. *McLaughlin*, E.U.A. (Sherlock et al., 1995)
 41. *Round Mountain, Comstock Lode*, E.U.A. (Berger y Henley, 1988; Sander y Einaudi, 1990)
 42. *Creede*, E.U.A. (Barton et al., 1977; Hayba et al., 1985; Plumlee y Whitehouse-V., 1994; Hayba, 1997)
 43. *Toodoggone, Freegold Mt., Canadá* (Diakow et al., 1991; McInnes et al., 1990; Thiersch et al., 1997)
 44. *Campbell-Red Lake*, Canadá (Penczak y Mason, 1997)
- (AR) *Arizpe*, Sonora (Cendejas-Cruz y Vázquez-Mendoza, 1997)
 - (AV) *Anino*, Durango (Albinson et al., 1998)
 - (BC) *Bacis*, Durango (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (BO) *Bolaños y San Martín de Bolaños*, Jalisco (Lyons, 1988; Scheubel et al., 1988)
 - (BT) *Batopilas*, Chihuahua (Wilkinson et al., 1988)
 - (CC) *Cerro Colorado*, Sonora (Silberman et al., 1988)
 - (CJ) *Comanja de Corona*, Jalisco (Albinson et al., 1998)
 - (CO) *Copala*, Sinaloa (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (CP) *Cerro Prieto y Mantos*, Durango (Coyle et al., 1997)
 - (CS) *Colorada*, Sonora (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (CZ) *Colorada*, Zacatecas (Albinson, 1985 y 1988)
 - (FO) *San Francisco del Oro y Santa Bárbara*, Chihuahua (Grant y Ruiz, 1988)
 - (FR) *Fresnillo*, Zacatecas (Gemell et al., 1988; Simmons, 1991)
 - (GR) *Guadalupe de los Reyes*, Sinaloa (Albinson et al., 1998)
 - (GT) *Guadalupe de los Reyes*, Sinaloa (Albinson et al., 1998)
 - (GU) *Guadalupe de los Reyes*, Sinaloa (Albinson et al., 1998)
 - (HU) *Huautla, Morelos* (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (IN) *El Indio*, Nayarit (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (JC) *San José del Cobre*, Durango/Sinaloa (Coyle et al., 1997)
 - (JO) *Llrovia de Oro*, Durango (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (LP) *La Paz*, San Luis Potosí (Gurnesich et al., 1994; García-Hoyos y Arriaga-M., 1997)
 - (MA) *Magallanes*, Sonora (Silberman et al., 1988)
 - (MD) *Mineral de Dolores*, Chihuahua (Arriaga-García et al., 1997)
 - (MG) *Maguarichic*, Chihuahua (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (MI) *Miahuañilán e Ixtapan del Oro*, estado de México (González-Partida, 1981)
 - (MO) *Moctezuma*, Sonora (Deen y Atkinson, 1988)
 - (OR) *Orito*, Durango (Albinson, 1985; Ponce y Clark, 1988)
 - (OT) *El Oro-Tlalpujahua*, estado de México (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (PA) *Pachuca-Real del Monte*, Hidalgo (Ceyne et al., 1963)
 - (PL) *Plomosos*, Sinaloa (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (PM) *Palmarejo*, Chihuahua (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (PN) *Panuco*, Sinaloa (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (PZ) *Pozos*, Guanajuato (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (RA) *Real de Angeles*, Aguascalientes (Pearson et al., 1988)
 - (RC) *Real de Catorce*, San Luis Potosí (Albinson, 1985; Ponce y Clark, 1988)
 - (RG) *Real de Guadalupe*, Guerrero (Albinson y Parrilla, 1988)
 - (RS) *Real de Asientos*, Aguascalientes (Rivera, 1993; Albinson et al., 1998)
 - (SB) *Sombrerete*, Zacatecas (Albinson, 1988)
 - (SF) *San Felipe*, Baja California Norte (Ibarra-Serrano, 1997; Norman et al., 1997)
 - (SJ) *San Joaquín*, Querétaro (Corona-Esquível y Carrillo-Martínez, 1997)
 - (SL) *Saladillo*, Durango (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (SM) *San Martín*, Querétaro (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)
 - (SU) *Sultepec y Amatepec*, estado de México (González-P., 1981; Charoy y González-P., 1984)
 - (TE) *Tejomalco*, Oaxaca (Holguín-Franco, 1997; Albinson et al., 1998)
 - (TJ) *Tajitos*, Sonora (Silberman et al., 1988)
 - (TM) *TEMASCALTEPEC*, estado de México
 - (TP) *Topia*, Durango (Loucks y Petersen, 1988; Loucks et al., 1988)
 - (TX) *Taxco*, Guerrero (Clark, 1990)
 - (TY) *Tayoltita*, Durango (Smith et al., 1982; Clarke y Titley, 1988; Conrad et al., 1992)
 - (VE) *Velardeña*, Durango (Gilmer et al., 1988)
 - (ZC) *Zacatecas*, Zacatecas (Ponce y Clark, 1988)
 - (ZP) *Zacualpan*, estado de México (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998)

CONCEPTO DE DEPÓSITO EPITERMAL

El ambiente epitermal, tal como indica la propia etimología de este término, se halla a escasa profundidad en referencia a la superficie terrestre y, en concreto, define la parte superior de los sistemas hidrotermales naturales. Lindgren (1922 y 1933) definió el término "epitermal", caracterizando este tipo de yacimientos en función de la mineralogía de las menas y de sus características texturales, así como en sus propias reconstrucciones geológicas. En la definición que estableció para estos depósitos, incluyó numerosos yacimientos minerales de metales preciosos (con presencia o no de telururos o seleniuros), metales de base, mercurio y antimonio (con estibina como mineral principal). En tales trabajos ya se sugirió que se trataba de un tipo de depósito metalífero formado a partir de fluidos acuosos influenciados por emanaciones ígneas a temperaturas relativamente bajas (<200°C) y en condiciones de presión "moderadas". En los numerosos estudios subsiguientes, a medida que el conocimiento de estos sistemas aumentaba, las condiciones de emplazamiento se han ido acotando y redefiniendo poco a poco. Buddington (1935) indicó que, en ambientes próximos a la superficie, son posibles temperaturas mayores a las descritas por Waldemar Lindgren, de modo que pronto el límite máximo de temperatura aceptado para sistemas epitermales "aumentó" hasta los 300°C (Panteleyev, 1988). Así, en la actualidad, se considera que las condiciones de formación de la mayoría de yacimientos epitermales comprenden temperaturas entre <150 y ~300°C (y eventualmente mayores), y a profundidades desde la superficie hasta 1 ó 2 km, con presiones de hasta varios centenares de bares (Berger y Eimon, 1983; Heald et al., 1987; Sillitoe, 1988; Reyes, 1990).

LOCALIZACIÓN Y RELACIÓN CON EL VULCANISMO

Cuando Lindgren (op. cit.) definió por primera vez el término "epitermal", una de sus observaciones fue que la gran mayoría de los depósitos incluidos dentro de dicha tipología tienen como encajante rocas volcánicas de edad terciaria y, por lo tanto, son de edad terciaria o posterior. Pero, a pesar de eso —más bien, precisamente por eso—, también indicó que esa no es condición *sine qua non* para otorgar tal nombre a un depósito determinado, puesto que los depósitos epitermales no se encuentran encajados únicamente en rocas de esa edad. Efectivamente, la mayoría de los depósitos epitermales conocidos hoy en día están situados alrededor del margen Circum-Pacífico (Fig. 2.1), asociados al termalismo tardío de los sistemas volcánicos operantes en ese margen desde el Terciario (White et al., 1995). En su

totalidad, los depósitos epitermales están asociados directamente a zonas de subducción en márgenes de placa pertenecientes a diferentes épocas geológicas (Silberman et al., 1976; Sillitoe, 1977). Por ejemplo, en Europa la mayoría de depósitos epitermales de relevancia están ubicados en los Cárpatos, tectónicamente asociados al cierre del Tetis durante la orogénesis Alpina (Jankovic, 1997). En Australia, abundan los ejemplos paleozoicos (Wake y Taylor, 1988; Wood et al., 1990; White et al., 1995). Pero los depósitos epitermales más antiguos que han sido descritos corresponden al Arqueano (Penczak y Mason, 1997), al Paleoproterozoico (Hallberg, 1994) y al Neoproterozoico (Huckerby et al., 1983), aunque los depósitos pre-terciarios conocidos son aún comparativamente muy escasos (Buchanan, 1981; Mosier et al., 1986). La razón de esto es muy probablemente que, en su mayoría, los depósitos más antiguos deben de haber sido erosionados o bien desfigurados por un metamorfismo superpuesto (Heald et al., 1987). En el caso de los *greenstone belts*, dada la diversidad de condiciones de emplazamiento y estilo de las mineralizaciones, algunos autores (Guha et al., 1988; Robert y Poulsen, 1996) proponen que los tipos de depósitos previos al metamorfismo fueron distintos, entre los cuales podrían incluirse también depósitos epitermales.

En el caso de los depósitos epitermales mexicanos (todos ellos netamente terciarios) su edad disminuye, a grandes rasgos, hacia el sur y hacia el este, en clara relación con la migración general del vulcanismo ácido de la Sierra Madre Occidental (ver Damon et al., 1981; Clark et al., 1982). Efectivamente, algunas edades absolutas en algunos de estos depósitos (casi todas obtenidas mediante dataciones de K-Ar, aunque algunas se obtuvieron mediante trazas de fisión o $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) son, según la distribución geográfica de los depósitos de NW a SE (ver su ubicación en Fig. 2.1):

- 48-45 (?) M.a. en Batopilas, Chihuahua (Bagby, 1979, en Wilkerson et al., 1988),
- <29.2-27.8 M.a. en Ocampo, Chihuahua (Clark et al., 1979),
- 30.6 ± 0.3 M.a. en San Francisco del Oro-Santa Bárbara, Chihuahua (Grant y Ruiz, 1988),
- <38.7 M.a. en Guanaceví, Durango (Clark et al., 1979),
- 30.2 ± 1.4 M.a. en Velardeña, Durango (Gilmer y Harder, 1987, en Gilmer et al., 1988),
- 43.8 ± 0.6 M.a. en Topia, Durango (Loucks et al., 1988),
- 40 ± 0.4 M.a. en Tayoltita, Durango (Henry, 1975, en Clarke y Titley, 1988),
- 35.7 ± 1.0 (?) M.a. en Real de Catorce, San Luis Potosí (Tuta et al., 1988),
- 30.2-29.7 M.a. en Sombrerete, Zacatecas (Tuta et al., 1988; Albinson, 1988),
- 32-28 M.a. en Fresnillo, Zacatecas (Lang et al., 1988),
- 45.2 ± 1.1 M.a. en Real de Ángeles, Zacatecas (Harder, 1987; en Pearson et al., 1988),

- 22.2 M.a. en Bolaños, Jalisco (Lyons, 1988),
- 20.8 ± 1.1 M.a en San Martín de Bolaños, Jalisco (Harder, 1987, en Scheubel et al., 1988),
- 27.4-30.7 M.a. en Guanajuato (Gross, 1975; Taylor, 1971, en Randall et al., 1994),
- 20.3 ± 0.5 M.a. en Pachuca-Real del Monte, Hidalgo (McKee et al., 1992).

La distribución de los depósitos epitermales coincide, no sólo con arcos volcánicos en márgenes convergentes (subducción de corteza oceánica-continental o oceánica-oceánica), sino también con los rifts de tras-arco asociados, como en la zona del Basin-and-Range, en los Estados Unidos (White, 1982) o en los campos geotérmicos actuales de Nueva Zelanda (Hedenquist, 1986; Christie y Brathwaite, 1986). Las regiones de derrames basálticos continentales, sean de carácter toleítico o alcalino, no contienen depósitos epitermales, y tampoco aparecen en antiguos arcos de islas ni en rifts oceánicos, éstos últimos probablemente por ser típicamente submarinos (White y Hedenquist, 1990). En el caso poco común en que los depósitos epitermales se hallan asociados con vulcanismo básico, estas rocas son de afinidad alcalina o shoshonítica, como es el caso de el yacimiento Emperor en Fiji (Anderson y Eaton, 1990).

En la mayoría de los casos, los depósitos epitermales están relacionados de forma espacial y temporal con vulcanismo subaéreo, de carácter ácido a intermedio, y el subvolcanismo asociado, aunque las rocas del basamento pueden ser de cualquier tipo. El encajante volcánico suele ser del tipo central a proximal, muy típicamente con rocas efusivas o piroclásticas (Sillitoe y Bonham, 1984), aunque excepcionalmente puede ser del tipo distal (Wood et al., 1990).

Un gran número de depósitos epitermales están asociados a estructuras de origen volcánico, en especial, calderas y complejos andesíticos, como es el caso de las San Juan Mountains de Colorado (Steven et al., 1977), en cuyo seno se hallan los conocidos distritos mineros de Creede y Summitville. Asimismo, existe un importante control de este tipo de yacimientos por parte de fallas de escala regional (Mitchell y Balce, 1990) en zonas de intensa fracturación tensional (Nesbitt, 1990). Dichas fallas determinan la localización de los depósitos y la guía para el emplazamiento de la fuente de calor magmática necesaria para la subsiguiente actividad hidrotermal (Hedenquist, 1986; Fournier, 1987), que controla la duración de dicha actividad. Pero, aunque las fallas mayores ejercen un control directo sobre el emplazamiento de la mineralización, se ha observado que ésta suele disponerse de forma preferencial en fallas subsidiarias (White y Hedenquist, 1990). El calor necesario para la

circulación convectiva de los fluidos es derivada mayormente de plutones enfriándose a profundidades relativamente cercanas a la superficie.

Los depósitos epitermales presentan un enriquecimiento general, en relación a las composiciones de los basaltos, en elementos como Ag, As, Au, B, Hg, S, Sb, Se, Te, Tl y U (Bornhorst et al., 1995), de hasta más de cinco órdenes de magnitud. Hay que destacar que este enriquecimiento se produce independientemente de la naturaleza de las rocas encajantes, cuya abundancia en estos elementos suele ser siempre muy baja. Por lo tanto, estos elementos pueden ser útiles en prospección geoquímica.

FACTORES DE CONTROL DE EMPLAZAMIENTO

Según White y Hedenquist (1990), los principales factores que influyen las condiciones físicas del ambiente epitermal y que, en último término, determinan el carácter y la localización de la mineralización, incluyen:

- la geología regional de la zona en la que se halla el depósito en cuestión, como su estructura, la estratigrafía, las intrusiones a las que se asocia la mineralización y la naturaleza de dichas rocas ígneas, factores éstos que controlan directamente el tipo y el grado de permeabilidad, así como la reactividad de la roca o rocas encajantes;
- las condiciones de presión y temperatura de los fluidos mineralizantes que, en lo que es el ambiente epitermal, se hallan estrechamente ligadas al punto de ebullición, determinado a su vez por la composición de los fluidos;
- las características hidrológicas de la zona, es decir, la relación existente entre la permeabilidad y la topografía que controla el movimiento de los fluidos, y las características de los fenómenos de recarga/descarga de fluidos, así como el acceso de aguas calentadas por vapor (*steam-heated waters*);
- las características químicas y el contenido total en gas de los fluidos mineralizantes, que son los factores determinantes en su reactividad, en su capacidad para el transporte de metales y en la paragénesis mineral, tanto por lo que respecta a la alteración del encajante como para la mineralización en sí;
- el posible desarrollo de permeabilidad contemporáneamente al hidrotermalismo y/o cambios en el gradiente hidráulico de la zona.

TIPOLOGÍAS DE LOS DEPÓSITOS EPITERMALES

Las importantes diferencias en las características químicas de los fluidos mineralizantes, responsables de deposición mineral dentro del ambiente epitermal, son la causa determinante de la caracterización de dos tipos principales de depósitos epitermales. En la literatura, un primer tipo es el llamado depósito epitermal de *enargita-oro*, *alunita-caolinita*, *ácido-sulfato*, o de *alta sulfuración* (*high-sulfidation epithermal deposit*), y el segundo recibe el nombre de depósito epitermal de *adularia-sericita* o de *baja sulfuración* (*low-sulfidation epithermal deposit*).

El término *enargita-oro* (Ashley, 1982), se definió según los dos minerales considerados como más característicos de esta tipología. La denominación de los términos *ácido-sulfato* y *adularia-sericita* fue propuesta por Hayba *et al.* (1985) y Heald *et al.* (1987) en base a la mineralogía y a los tipos de alteración de los depósitos epitermales. Posteriormente, Berger y Henley (1989) propusieron el término *caolinita-alunita* en lugar de *ácido-sulfato* para dar mayor relevancia a los minerales de alteración característicos de esta tipología.

La denominación de los términos *alta sulfuración* y *baja sulfuración* fue propuesta por Hedenquist (1987) en base al estado de oxidación-reducción de los sulfuros asociados. El primer tipo se originaría a partir de fluidos de carácter oxidado y ácido (azufre en estado de oxidación +4, o sea, "alta sulfuración", en forma de SO₂), típicos de fuentes termales ácidas próximas a volcanes; el otro tipo, en cambio, se originaría a partir de fluidos reducidos y de pH aproximadamente neutro —en los que el azufre se presenta con su estado de oxidación de -2, esto es, "baja sulfuración"—, como los hallados en sistemas geotérmicos más o menos distales a la fuente de calor principal. Por su parte, Bonham (1986 y 1988) también propuso los términos *sulfuro alto* y *sulfuro bajo*, referidos en términos análogos. La tendencia actual es de una mayor inclinación al uso de la nomenclatura de *alta sulfuración* (AS) y *baja sulfuración* (BS).

Aún así, ninguna de las nomenclaturas propuestas puede definir a uno u otro tipo si no se hacen precisiones, a veces numerosas, que no son en absoluto despreciables. Por ejemplo, algunos BS contienen muy poca o ninguna adularia, pero sí pueden contener caolinita y/o alunita, tanto de forma periférica como superpuestas a la mineralización (White y Hedenquist, 1990; Hedenquist, 1991). Sobre la clasificación de AS-BS, cabe decir que los depósitos formados en sistemas geotérmicos con pH cercano a la neutralidad (BS) suelen tener

contenidos promedios de sulfuros muy bajos, aunque localmente pueden tener contenidos mucho mayores, y algunos depósitos epitermales de metales base son muy ricos en azufre. De esta forma, el contenido en azufre no es en absoluto diagnóstico de un tipo o el otro, puesto que es variable de igual forma en ambos casos (White y Hedenquist, 1990). Algunos autores expresan sus reservas ante las denominaciones más aceptadas en la actualidad y prefieren señalar la química esencial de los fluidos de un tipo y otro o de su "inmadurez" o "madurez" (Giggenbach, 1992a), o bien los efectos "virulentos" o "benignos" de los fluidos hidrotermales sobre las rocas encajantes (Reyes, 1990 y 1991). En definitiva, el contraste fundamental de la química de los fluidos es, a todas luces, la característica menos equívoca (ver Heald et al., 1987).

Al margen de la nomenclatura utilizada, las características principales de ambos tipos de epitermales pueden resumirse en la tabla que se halla a continuación (Tabla 2.1^(a)). En esta relación no se han considerado como un subtipo distinto los depósitos epitermales con telururos y roscoelita, o *tipo alcalino* (Bonham, 1986; Richards, 1995), puesto que persisten las dificultades sobre su diferenciación de los demás tipos de depósitos epitermales. Según la definición de este grupo, algunos de los grandes depósitos que pueden considerarse como pertenecientes al subtipo de BS como Emperor en Fiji (Ahmad et al., 1987; Anderson y Eaton, 1990; Kwak 1990), Antamok-Acupan en Filipinas (Cooke y Bloom, 1990; Cooke et al., 1996), Cripple Creek en los Estados Unidos (Thompson et al., 1985), o Porgera y Ladolam en Papúa-Nueva Guinea (Richards, 1992; Richards y Kerrich, 1993; White et al., 1995) pertenecerían al subtipo de epitermales alcalinos. Así pues, en beneficio de una mayor claridad y sin ánimo de concluir nada al respecto, se ha optado por no diferenciar este subtipo del de BS. Están excluidos de esta relación los depósitos de oro diseminado del tipo Carlin o SHDG (*sediment-hosted disseminated gold*), cuyas características texturales, de ubicación regional y ambiental, etc. difieren lo suficiente de las de los depósitos epitermales como para ser considerados como un tipo de depósitos distinto (White y Hedenquist, 1990; Arehart, 1996).

(a) *Nota introductoria*: el orden de la tabla está dispuesto como "aproximación gradual" a los tipos de depósitos, esto es, desde la definición de los tipos de rocas genéticamente asociados, pasando por el reconocimiento de las evidencias de depósitos epitermales, hasta sus características más en detalle y los datos resultantes de su investigación geoquímica. De esta forma, se pretende ofrecer un orden lógico de reconocimiento y diferenciación desde el ámbito de la exploración hasta el estudio genético de los mismos. Finalmente, se hace referencia a diversos ejemplos de cada tipo, intentando cubrir al máximo su diversidad espacial, temporal, de estilo de mineralización, etc.

TABLA 2.1. Compendio de características distintivas y analogías entre depósitos epitermales de AS y BS (basado en Hayba et al., 1985; White y Hedenquist, 1990; Sillitoe, 1993; y White et al., 1995; completado a partir de Heald et al., 1987; Hedenquist y Lowenstern, 1994; Arribas Jr., 1995; Simmons, 1995; y Hedenquist, 1996). Distribución areal de los depósitos de BS en la Figura 2.1, y de los de AS en Arribas Jr. (1995).

	Epitermales de alta sulfuración (AS)	Epitermales de baja sulfuración (BS)
RECONOCIMIENTO MACRO- A MESOSCÓPICO		
<i>Rocas volcánicas relacionadas</i>	Vulcanismo subaéreo, rocas ácidas a intermedias (esencialmente andesita-riodacita). Encajante de cualquier tipo.	Vulcanismo subaéreo, rocas ácidas a intermedias (andesita-riodacita-riolita). Encajante de cualquier tipo.
<i>Controles de emplazamiento</i>	Fallas a escala regional o intrusiones subvolcánicas ⁽¹⁾ .	Cualesquiera fallas o zonas de fractura estrechamente relacionadas a centros volcánicos.
<i>Extensión de la zona de alteración periférica</i>	Área extensa (comunmente varios km ²) y visualmente prominente.	Generalmente bastante restringida y de visualización muy sutil.
<i>Alteración asociada</i>	Extensa alteración propilítica en zonas adyacentes con baja relación agua/roca. Depósitos profundos: intensa alteración pirofilita-mica blanca. Depósitos someros: núcleo de sílice masiva, con un estrecho margen de alunita y caolinita que hacia el exterior es de mica blanca y arcillas interestratificadas. Depósitos subsuperficiales: ingente alteración arcillosa. Clorita: raramente. Generalización: alt. arcillosa avanzada → acillosa (±sericítica).	Extensa alteración propilítica en zonas adyacentes con baja relación agua/roca. Gran cantidad de mica blanca en zonas con alta relación agua/roca. Alteración arcillosa dominante conforme disminuye la temperatura. Los gases escapados a partir de ebullición pueden originar alteración arcillosa o arcillosa avanzada en la periferia, o bien superpuesta a partir de fluidos profundos. Clorita: común. Generalización: alt. sericítica → arcillosa.
<i>Minerales clave de alteración proximal</i>	Alunita cristalina; en profundidad, pirofilita.	Sericita o illita ± adularia; roscoelita (mica-V) en depósitos asociados a rocas alcalinas; a veces, clorita.
<i>Geometría del cuerpo mineralizado</i>	Relativamente pequeño y equidimensional.	Tamaño variable y morfología tabular.
<i>Carácter de la mineralización económica</i>	Típicamente diseminada, tanto en zona de mica blanca-pirofilita como en sílice masiva. Poco común como relleno de cavidades o porosidad. La mineralización está asociada habitualmente a alteración arcillosa avanzada, típicamente con abundante pirita.	Característicamente como relleno de cavidades o porosidad, en filones con contactos netos con el encajante. Típico relleno de filones en bandas, comunmente con brechificaciones polifásicas. Hacia la superficie se presenta en <i>stockwork</i> o diseminada, según la naturaleza de la permeabilidad primaria y secundaria local.

RECONOCIMIENTO MESO- A MICROSCÓPICO

<i>Ganga de cuarzo</i>	De grano fino, masivo, originado principalmente por reemplazamiento; el cuarzo residual (<i>vuggy</i>).	Cuarzo y calcedonia dispuestos en todo tipo de texturas primarias, de recristalización o reemplazamiento de carbonatos ⁽²⁾ .
<i>Otros minerales de la ganga</i>	Calcedonia: ausente en su mayoría. Carbonatos: ausentes. Adularia: ausente. Alunita y pirofilita: pueden ser abundantes. Barita: diseminada con la mena. Azufre nativo: suele estar presente, rellenando cavidades. Caolinita.	Calcedonia: común, en bandas. Carbonatos: presentes, comunmente calcita y rodocrosita. Adularia: diseminada y en vetas. Alunita y pirofilita: escasas. Barita y/o fluorita: presentes localmente; la barita se halla por lo común por encima de la mena. Azufre nativo: ausente. Illita.
<i>Abundancia de sulfuros</i>	10-90% del volumen total, sobre todo de grano fino, pirita parcialmente laminada. Contenido de azufre total típicamente alto. El contenido en metales base puede ser alto (Cu).	1-20% del volumen total, pero típicamente menos del 5%, pirita predominante. Contenido de azufre total típicamente bajo. Bajo contenido en metales base (Pb, Zn), aunque en numerosos depósitos son relativamente abundantes.
<i>Minerales metálicos clave</i>	Pirita, enargita-luzonita, calcopirita, calcosina, covelina, bornita, tetraedrita-tenantita, oro (esfalerita, galena, telururos). Arsenopirita: poco común. Sulfosales de Ag: raramente. Seleniuros: prácticamente ausentes. Bismutinita: ocasionalmente.	Pirita, esfalerita, marcasita, galena, electrum, oro (sulfosales de Ag, arsenopirita, argentita, calcopirita, tetraedrita). Telururos: relativamente abundantes en algunos depósitos ⁽³⁾ . Enargita: muy raramente. Seleniuros: poco comunes. Bismutinita: muy raramente ⁽⁴⁾ .

DATOS ANALÍTICOS

<i>Profundidad de formación</i>	En su mayor parte, entre 500 (?) y 2000 (?) bajo la paleosuperficie.	En su mayor parte, entre 0 y 1000 m.
<i>Rango de temperaturas de formación</i>	Generalmente, entre 100-320°C (la mayoría entre 170-320°C; en ocasiones, hasta 480°C ⁽⁵⁾).	Generalmente, entre 100-320°C (la mayoría entre 150-250°C ⁽⁶⁾).

<i>Carácter de los fluidos</i>	En su mayor parte, de baja salinidad (1-24% en peso de NaCl eq.); algunos, de alta salinidad (hasta casi 50% en peso de NaCl eq. ⁽⁵⁾). Magmáticos; mezcla con aguas meteóricas. Pueden evolucionar desde un fluido temprano muy reactivo, que lixivía la roca, hasta otro más reducido, que puede originar la mineralización. Oxidados. pH ácido debido a HCl magmático; por desproporción de SO ₂ , es neutralizado al reaccionar con el encajante; dilución.	Baja salinidad (0-15% en peso de NaCl eq.). Aguas meteóricas; posible interacción con fluidos de origen magmático. Reducidos. pH aproximadamente neutro; puede volverse alcalino debido a ebullición; los gases separados pueden ser oxidados y producir fluidos ácidos.
<i>Diferencia de edad entre el encajante asociado y la mineralización</i>	Por lo general, entre 0,3 y 2 M.a.	Entre 1 y 10 M.a. (frecuentemente, entre 3 y 4 M.a.)
<i>Distancia lateral de formación desde el foco de calor</i>	Aproximadamente sobre la vertical del foco de calor motor del hidrotermalismo.	Hasta varios km lateralmente.
<i>Origen del azufre</i>	Profundo, probablemente magmático.	Profundo, probablemente debido al lixiviado del encajante en profundidad.
<i>Origen del plomo</i>	Rocas volcánicas o fluidos magmáticos.	Rocas precámbricas o fanerozoicas en las que se emplaza el vulcanismo.
<i>Metales predominantes</i>	Cu, Au, As (Ag, Pb)	Au, Ag (Zn, Pb, Cu)
<i>Metales presentes localmente</i>	Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te (Hg)	Mo, Sb, As (Te, Se, Hg)
<i>Clasificaciones posibles</i>	Según estilo de mineralización: en diseminaciones (Chinkuashih); en filones (El Indio); en brechas (Wafi River). Según contenido de metales base: "rico" (Motomboto); "pobre" (Nalesbitan). Según contexto geológico: estratovolcanes andesíticos; vulcanismo tipo Cordillera (Lepanto); islas con vulcanismo oceánico.	Según estilo de mineralización: en <i>stockwork</i> (McLaughlin); en diseminaciones (Cracow); en filones (Hishikari); en brechas (Kerimenge). Según contenido de metales base: "rico" (Fresnillo); "pobre" (Tayoltita). Según contexto geológico: depresiones con vulcanismo silíceo (Ohakuri Dam, N.Z.); estratovolcanes andesíticos (Woodlark); vulcanismo tipo Cordillera (Acupan); islas con vulcanismo oceánico (Ladolam). Según profundidad de formación: "someros" (depósitos de Norteamérica); "profundos", (depósitos del SW del Pacífico).

<i>Ejemplos de análogos actuales</i>	Fumarolas y fuentes termales de alta temperatura cercanas al foco volcánico.	Sistemas geotérmicos con fuentes termales de pH neutro, <i>mud pools</i> .
<i>Ejemplos</i>	<p>Argentina: La Mejicana y Nevados del Famatina⁽⁷⁾.</p> <p>Australia: Temora⁽⁷⁾.</p> <p>Bulgaria: Chelopech, Srednogorie⁽⁷⁾.</p> <p>Chile: El Indio-Tambo^(4,7).</p> <p>China: Zijinshan⁽⁷⁾.</p> <p>Corea del Sur: Seongsan-Ogmaesan⁽⁷⁾.</p> <p>España: Rodalquilar⁽⁷⁾.</p> <p>EE.UU.: Goldfield, Paradise Peak, Summitville⁽⁷⁾.</p> <p>Fiji: Mt. Kasi⁽⁷⁾.</p> <p>Filipinas: Lepanto, Nalesbitan⁽⁷⁾.</p> <p>Indonesia: Motomboto^(7,17).</p> <p>Japón: Mitsumori-Nukeishi, Nansatsu⁽⁷⁾.</p> <p>México: Mulatos⁽⁷⁾.</p> <p>Papúa-Nueva Guinea: Wafi River⁽⁷⁾.</p> <p>Perú: Ccahuarso, Cerro de Pasco, Julcani, Castrovirreyna^(4,7).</p> <p>Suecia: Enåsen⁽⁷⁾.</p> <p>Taiwan: Chinkuashih⁽⁷⁾.</p>	<p>Argentina: Cerro Vanguardia, Manantial Espejo⁽⁸⁾.</p> <p>Australia: Cracow, Mount Coolon⁽⁹⁾.</p> <p>Canadá: Freegold Mountain⁽⁶⁾, Toodoggone⁽¹⁰⁾.</p> <p>Chile: Inca de Oro⁽¹¹⁾.</p> <p>China: Rushan⁽¹²⁾.</p> <p>Corea del Sur: Jeongju-Buan⁽¹³⁾.</p> <p>EE.UU.: Comstock⁽¹⁴⁾, Creede⁽¹⁵⁾, McLaughlin⁽¹⁶⁾.</p> <p>Fiji: Emperor⁽¹⁴⁾.</p> <p>Filipinas: Antamok-Acupan^(3,14).</p> <p>Indonesia: Gunung Pongkor, Kelian⁽¹⁷⁾.</p> <p>Japón: Hishikari⁽¹⁴⁾.</p> <p>México: Fresnillo⁽¹⁴⁾, Guanajuato⁽¹⁸⁾, Tayoltita⁽¹⁴⁾, Topia⁽¹⁹⁾.</p> <p>Papúa-Nueva Guinea: Kerimenge, Ladolam, Porgera, Woodlark⁽²⁰⁾.</p> <p>Perú: Arcata, Casapalca, Caylloma, Orcopampa⁽⁴⁾.</p> <p>Rusia: Bereznyakovskoje, Julietta⁽²¹⁾.</p> <p>Turquía: Mastra y otros⁽²²⁾.</p>

Referencias en la tabla:

⁽¹⁾Relacionado con la permeabilidad, con control litológico del flujo en presencia de unidades permeables; en caso contrario, existe un fuerte control estructural (Hedenquist et al., 1994).

⁽²⁾Véase Dong et al. (1995).

⁽³⁾Véase Cooke y Bloom (1991), Cooke et al. (1996).

⁽⁴⁾Véase Ericksen y Cunningham (1993).

⁽⁵⁾Las más altas salinidades y temperaturas pueden ser debidas a una intensa etapa de alteración previa a la deposición mineral.

⁽⁶⁾Muy raramente se sobrepasan los 350°C, en cuyo caso se interpretan procesos poco usuales: véase McInnes et al. (1990).

⁽⁷⁾Incluidos en la relación de Arribas Jr. (1995).

⁽⁸⁾Haller (1997) y Etcheverry et al. (1997).

⁽⁹⁾Dong y Zhou (1996), Wood et al. (1990).

⁽¹⁰⁾Panteleyev (1988), Thiersch et al. (1997).

⁽¹¹⁾Palacios et al. (1992).

⁽¹²⁾Jianping et al. (1996).

⁽¹³⁾So y Yun (1996).

⁽¹⁴⁾Incluidos en la relación de Simmons (1995).

⁽¹⁵⁾Hayba et al. (1985).

⁽¹⁶⁾Sherlock et al. (1995).

⁽¹⁷⁾Sillitoe (1994).

⁽¹⁸⁾Mango et al. (1991).

⁽¹⁹⁾Loucks et al. (1988).

⁽²⁰⁾White et al. (1995).

⁽²¹⁾Lehmann et al. (1997) y Strujkov et al. (1996).

⁽²²⁾Tüysüz y Akçay (1997). Para más ejemplos, ver Arribas Jr. (1995) y White et al. (1995).

Dada la clara adscripción de los depósitos epitermales del distrito minero de Temascaltepec al subtipo de baja sulfuración, en lo sucesivo no se entrará en mayor detalle más que en esta tipología, en los subtipos que pueden definirse y en la descripción en profundidad de sus características.

CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS EPITERMALES DE BAJA SULFURACIÓN (BS)

Una vez establecida la primera "distinción" de los depósitos epitermales entre alta y baja sulfuración, y dada la variedad de depósitos en uno y otro tipo, pueden establecerse asimismo subdivisiones con el fin de facilitar su comprensión y su exploración. La cuestión principal es en base a qué criterios se establecen dichos subtipos (ver Tabla 2.1).

Según el estilo o forma de mineralización

Posiblemente, se trata de la forma más directa de clasificar estos depósitos. Ésta es una clasificación que nada dice sobre rocas encajantes, texturas o génesis del depósito pero, al ser el resultado de la permeabilidad del encajante durante la mineralización, dice mucho sobre sus condiciones de emplazamiento. Aunque muy pocos depósitos presentan un sólo estilo, bien pueden ponerse como ejemplo algunos depósitos en los que predomina un estilo en concreto. De esta forma, pueden establecerse cuatro tipos de mineralizaciones:

- en *stockwork* (White y Hedenquist, 1990; Sillitoe, 1993; White et al., 1995), similares a McLaughlin, EE.UU.;
- en diseminaciones (White et al., 1995), similares a Cracow, Australia, que es una forma de mineralización minoritaria en epitermales de BS;
- en filones (White y Hedenquist, 1990; White et al., 1995), tanto masivos como en "enjambres" de filones (Sillitoe, 1993), comparables a Hishikari, Japón;
- en brechas (White et al., 1995), parecidas a Kerimenge, Papúa-Nueva Guinea.

Según el contenido relativo en metales base

Este es un criterio puramente económico, en que los depósitos de BS se definen como "ricos" y "pobres" en metales base (Heald et al., 1987; White et al., 1995), con ejemplos en Providencia o Fresnillo y Tayoltita, respectivamente. Del mismo modo pueden caracterizarse

por su relación Ag/Au, en cuyo caso buena parte de los depósitos epitermales de BS de México y del suroeste de los Estados Unidos se distinguen especialmente por su alto contenido en Ag.

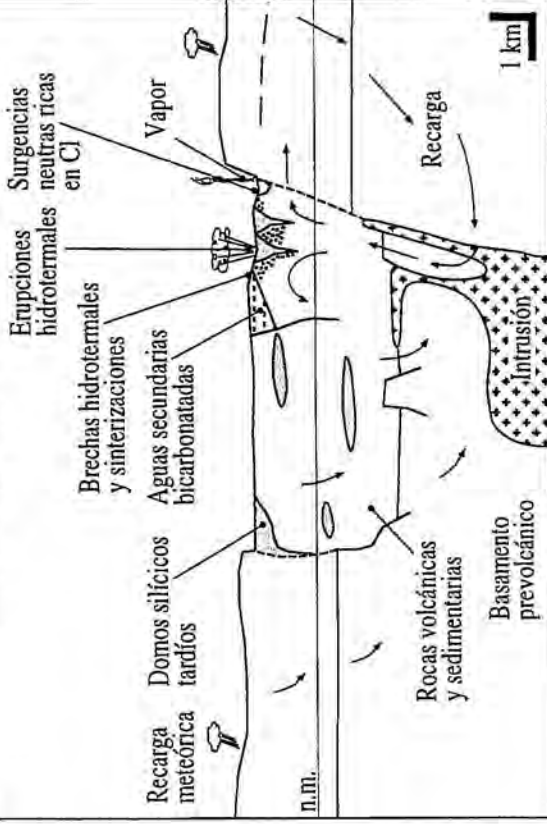
Según el contexto geológico

Se pueden considerar cuatro contextos fundamentales (Fig. 2.2) para depósitos epitermales en general, basados en la caracterización de sistemas hidrotermales activos (Bogie y Lawless, 1987; White et al., 1995), siempre dentro de un contexto geotectónico de convergencia litosférica. En todos ellos pueden hallarse epitermales de BS:

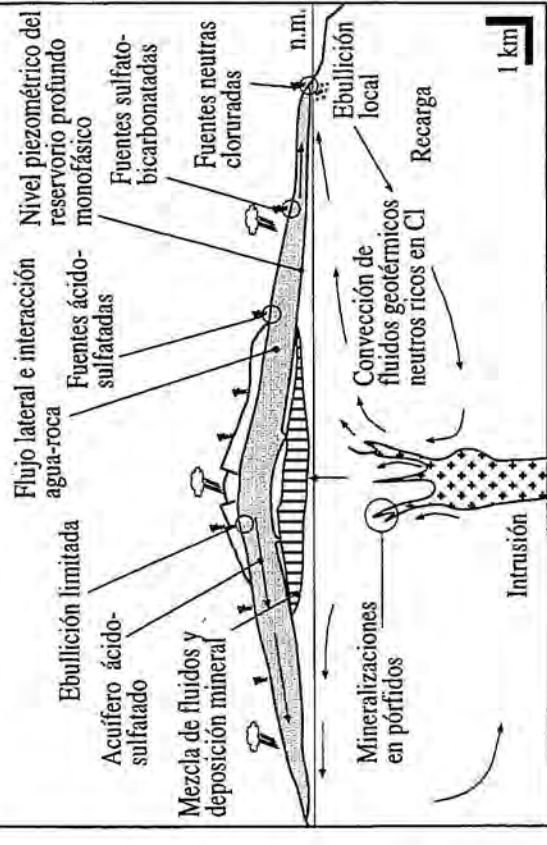
- **Sistemas hidrotermales en una depresión estructural asociada a vulcanismo ácido** (Fig. 2.2A): relieve bajo y poco variable (0-300 m); lavas ácidas con depósitos piroclásticos y sedimentarios adyacentes; por lo común con grandes calderas; aguas termales de pH neutro, con sínteres y cráteres de explosión hidrotermal; separación de fases en flujo vertical; carentes de depósitos de AS; deposición en *stockwork*, filones y brechas, estos dos últimos especialmente en profundidad; los factores de localización son litologías permeables, fallas, fracturas y márgenes de caldera; ejemplos en la zona volcánica central de Taupo y en Ohakuri Dam, Nueva Zelanda.
- **Sistemas hidrotermales en estratovolcanes andesíticos** (Fig. 2.2B): relieve alto y variable (500-2000 m); coladas andesíticas y brechas interestratificadas, normalmente con pendientes de deposición pronunciadas; comunmente con pequeñas calderas; fumarolas y solfataras, fuentes termales ácidas en los flancos y neutras a mayor distancia, raramente con sínteres; flujo vertical y lateral, alteración muy extensa debida a los gases separados; contienen fundamentalmente depósitos de pórfidos cupríferos y epitermales de AS; deposición de BS en filones con un fuerte control estructural en litologías competentes; ejemplos en Mount Ruapehu en Nueva Zelanda y Woodlark Island en Papúa-Nueva Guinea, dentro del contexto mayoritario en el SW del Pacífico.

(Página siguiente) **FIG. 2.2.** Esquemas de los diferentes contextos geológicos en que se producen depósitos epitermales, tanto de alta como de baja sulfuración (simplificado de Bogie y Lawless, 1987, y de White et al., 1995). n.m. = nivel del mar.

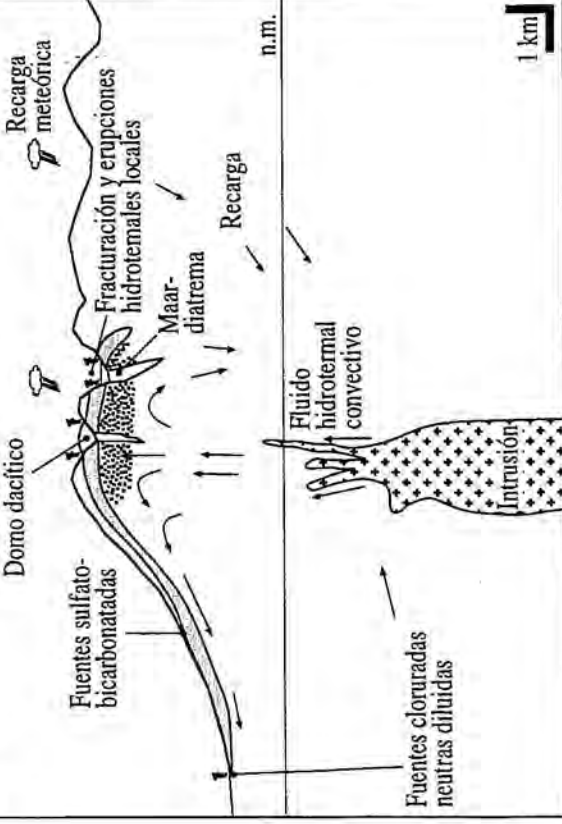
A SISTEMA HIDROTHERMAL EN UNA DEPRESIÓN ESTRUCTURAL ASOCIADA A VULCANISMO SILÍCICO



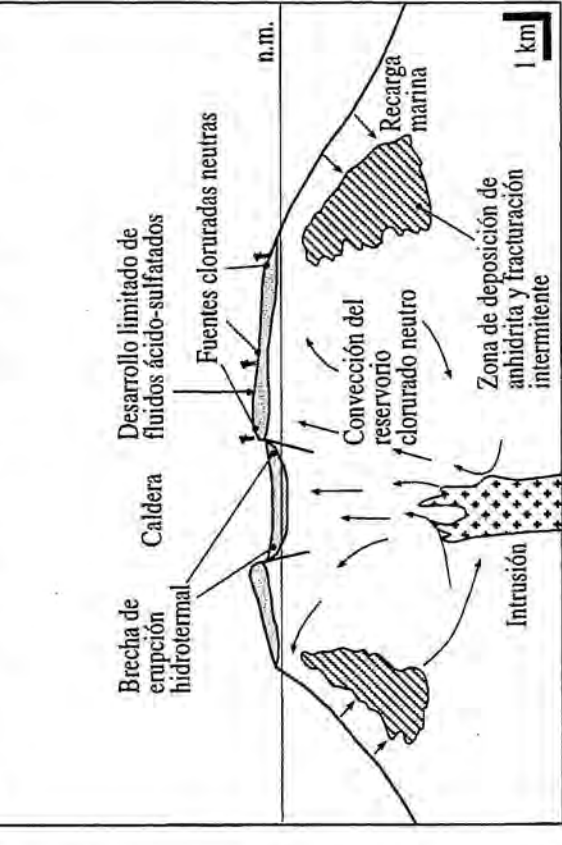
B SISTEMA HIDROTHERMAL EN UN ESTRATOVOLCÁN ANDESÍTICO



C SISTEMA HIDROTHERMAL EN CONTEXTO DE CORDILLERA



D SISTEMA HIDROTHERMAL EN UNA ISLA DE ARCO VOLCÁNICO



- **Sistemas hidrotermales asociados a vulcanismo en contexto de Cordillera** (Fig. 2.2C): relieve alto y variable (500-3000 m); centros andesíticos y domos dacíticos sobre un basamento deformado; no suele haber calderas; fuentes termales con sínteres en depresiones, fuentes termales ácidas en los flancos, y neutras a mayor distancia, cráteres de explosión hidrotermal; separación de fases en flujo vertical, con escasa alteración debida a los gases separados; con depósitos de pórfidos cupríferos y epitermales de AS; deposición de BS en *stockwork*, filones y brechas, estos dos últimos especialmente en profundidad; ejemplos en Antamok-Acupan y Lepanto en Filipinas, así como la mayoría de epitermales de Canadá, EE.UU. y México (Berger y Henley, 1989).
- **Sistemas hidrotermales en islas con vulcanismo de tipo oceánico** (Fig. 2.2D): relieve moderado y poco variable (200-500 m); lavas basálticas y andesíticas; comunmente con pequeñas calderas; puede haber fuentes termales con sínteres en las calderas, cráteres de explosión hidrotermal; separación de fases en flujo vertical, con escasa alteración debida a los gases separados; mayoritariamente, depósitos de BS, aunque se han reconocido depósitos de AS asociados a pórfidos cupríferos; deposición en zonas subsuperficiales de alta permeabilidad, fallas, fracturas y márgenes de caldera; ejemplos en Lihir Island, Papúa-Nueva Guinea, contexto ausente en toda América.

Según su profundidad de formación

Esta clasificación permite explicar la variabilidad en las características específicas de los depósitos, según si su formación es "somera" (hasta unos 1000 m de profundidad) o "profunda" (hasta más de 2000 m de profundidad; también aludida en la Tabla 2.1), puesto que los depósitos del suroeste del Pacífico se formaron generalmente a profundidades mayores que las reseñadas para los depósitos de Norteamérica (Sillitoe, 1988; Reyes, 1990), coincidiendo con las dos zonas de mayor abundancia areal de depósitos encajados en estratovolcanes andesíticos y en contexto de Cordillera, respectivamente.

Los grandes depósitos epitermales de BS del suroeste del Pacífico también suelen presentar características ciertamente atípicas, si los comparamos a los más "clásicos" de Norteamérica, tales como: (1) depósitos con temperaturas relativamente mayores (p.e. Kelian, Indonesia), mineralizaciones diseminadas en brechas aparentemente relacionadas con alteraciones previas debidas a interacción con agua marina (p.e. Ladolam, Papúa-Nueva Guinea; White et al., 1995); (2) depósitos transicionales entre mesotermal y epitermal o

"depósitos epitermales del tipo alcalino", en asociación con pórfidos alcalinos (p.e. Porgera, Papúa-Nueva Guinea; Richards, 1992; Richards y Kerrich, 1993), etcétera. También en Norteamérica han sido descritos depósitos transicionales relacionados con pórfidos (modelo general de British Columbia, Canadá; Panteleyev, 1988), en contexto de Cordillera. La presencia de enargita en algunos depósitos de BS parece sugerir ciertas afinidades con los epitermales de AS. A pesar de esto, Buchanan (1981) contempla su presencia en profundidad, por debajo del nivel de ebullición, en su clásico modelo de los epitermales de BS (Fig. 2.3). Los depósitos de BS en que se ha hallado enargita son: Tuscarora, EE.UU. (Buchanan, 1981), Ladolam, Papúa-Nueva Guinea (White et al., 1995), Thames, Nueva Zelanda (Christie and Brathwaite, 1986), Orcopampa, Perú (Gibson et al., 1990), Faride, Chile (Camus and Skewes, 1991), Portovelo, Ecuador (van Thournout et al., 1996), y San Felipe-Mexicali, México (Ibarra-Serrano, 1997).

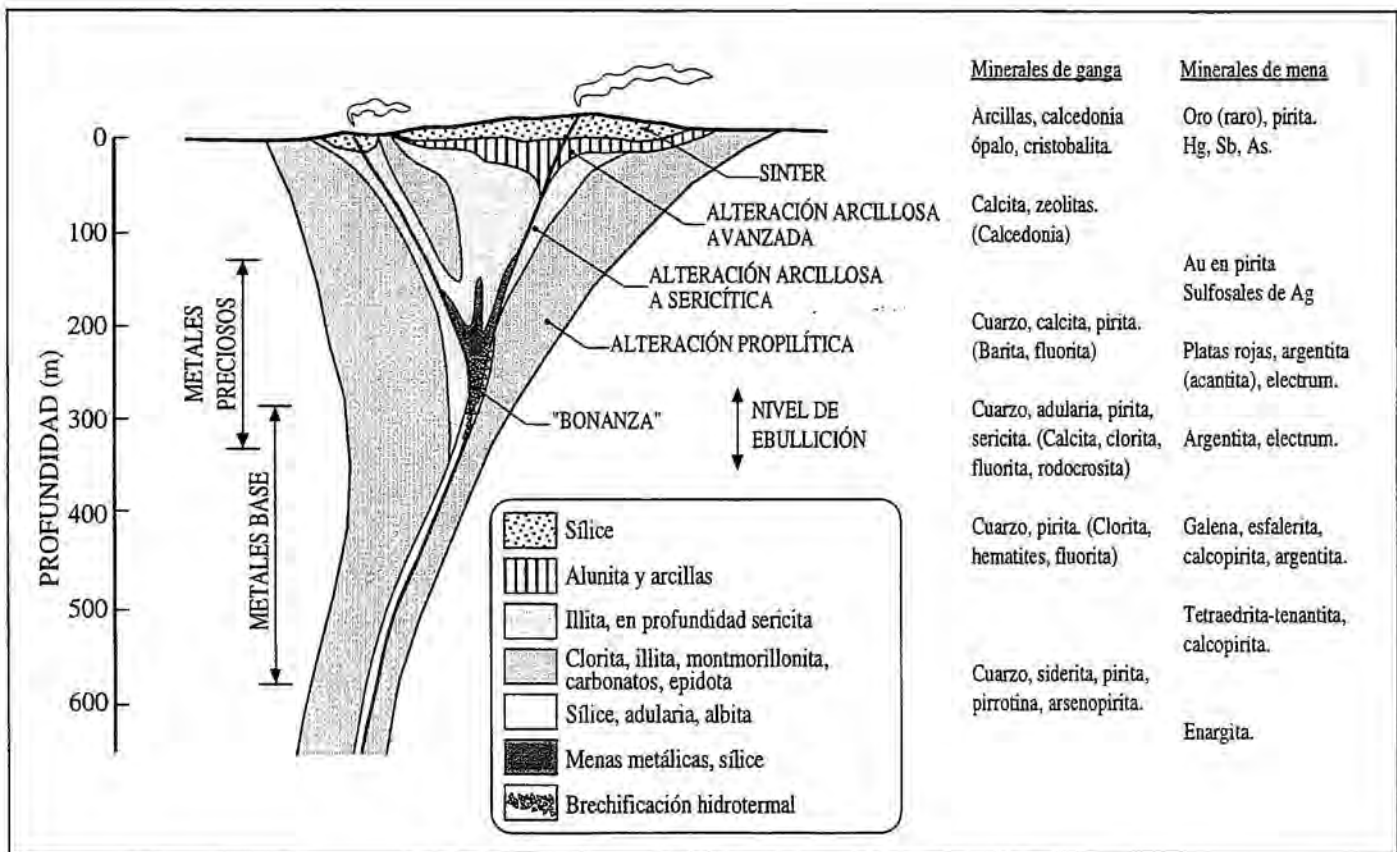


FIG. 2.3. Modelo general de formación de los depósitos epitermales de baja sulfuración, indicando la mineralogía de ganga y mena típica en profundidad (modificado de Buchanan, 1981).

Dentro de los epitermales de BS "someros" o encajados en un contexto de vulcanismo de Cordillera, pueden distinguirse características geoquímicas diferenciadas entre los depósitos ricos en plata y metales base, y los depósitos más ricos en oro. Los fluidos asociados a los primeros suelen presentar salinidades más altas y contenidos más bajos en H₂S que los segundos, en los que fue definido el término *epitermal*, con salinidades asociadas más bajas y más ricos en gases (ver Heald et al., 1987; Hedenquist y Lowenstern, 1994). Estos son factores a tener muy en cuenta en sus condiciones de deposición y transporte de metales, como se verá más adelante.

Según el modelo de deposición

Este tipo de clasificación conecta con el anterior, en el sentido que también tiene en cuenta la profundidad de formación. El segundo factor decisivo es el mecanismo a partir del cual se produjo la precipitación mineral, más en concreto, la existencia o no de ebullición. Así, se pueden definir tres tipos de depósitos epitermales de BS diferentes (Fig. 2.4):

- depósitos de "ebullición profunda" (o *vein type*), que es el más común dentro de los epitermales mexicanos (Albinson et al., 1998), como Fresnillo, Guanajuato, Pachuca-Real del Monte o Tayoltita. Suelen ser cuerpos minerales ciegos, es decir, que no afloran en superficie, relacionados con fluidos hidrotermales que inician la ebullición a $\geq 300^{\circ}\text{C}$ a profundidades de ≥ 1000 m bajo la paleosuperficie, y se dispersan lateralmente en el sistema hidrológico;
- depósitos de "ebullición somera" (o *hot spring type*), como McLaughlin en EE.UU. o San Martín en México. Se presentan a unos 300-400 m bajo la paleosuperficie, relacionados al "retraso" de la ebullición de los fluidos ascendentes en el sistema hidrotermal (Saunders, 1996);
- depósitos "profundos sin ebullición", como Sombrerete en México. Éstos se caracterizan por hallarse dispuestos en zonas verticalmente extensas, relacionados con fluidos sobrepresionados, sin experimentar ebullición, que ascienden principalmente como líquidos (Albinson, 1988).

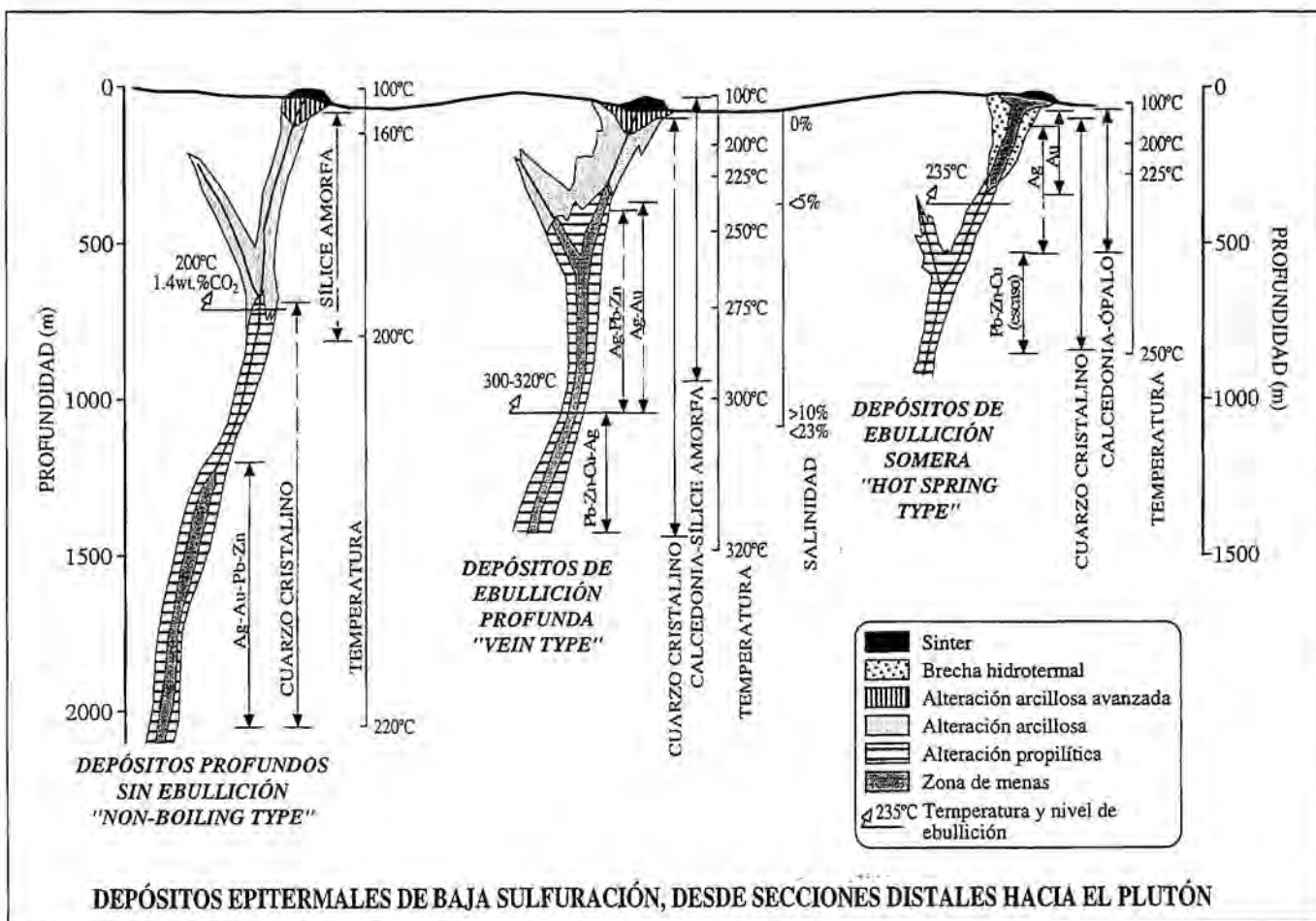


FIG. 2.4. Tipos de depósitos epitermales de baja sulfuración presentes en México, según se hallan desde secciones distales (izquierda), hasta secciones más próximas (derecha) al plutón, fuente de calor y componentes de los sistemas (simplificado de Albinson et al., 1998).

ORIGEN DE LOS COMPONENTES Y CONCENTRACIÓN EN LOS FLUIDOS MINERALIZANTES. REACCIÓN CON LAS ROCAS ENCAJANTES

El vulcanismo submarino que se da las dorsales centro-oceánicas y el hidrotermalismo asociado son responsables de la deposición de metales de base en la corteza oceánica y de su alteración. Este proceso conlleva la hidratación de las rocas que contiene la corteza en formación y la incorporación a ella de elementos tomados del agua marina, tales como azufre (en forma de sulfato) o cloro. La posterior deposición de sedimentos oceánicos también incorpora a la corteza metales diversos, e igualmente atrapa agua marina. Durante el proceso de subducción (ver Hedenquist y Lowenstern, 1994) se produce la fusión parcial de la corteza

oceánica y la deshidratación de los sedimentos oceánicos incorporados (Fig. 2.5). La generación de esta fase rica en agua es la responsable de la fusión parcial del manto suprayacente a la zona de Wadati-Benioff (Stolper y Newman, 1994). Seguidamente, los magmas producidos por este mecanismo empiezan a ascender por la corteza, diferenciándose e interaccionando de diversas formas con las rocas encajantes. Por lo tanto, hay una gran variedad de posibles fuentes de los componentes (metales, agua, halógenos, volátiles, sulfato, etc.) que luego serán fundamentales para la deposición mineral en la corteza continental (pórfidos cupríferos, skarns, depósitos mesotermales, epitermales, etc.), incluyendo la corteza oceánica subducida y sus sedimentos, el manto y la propia corteza continental.

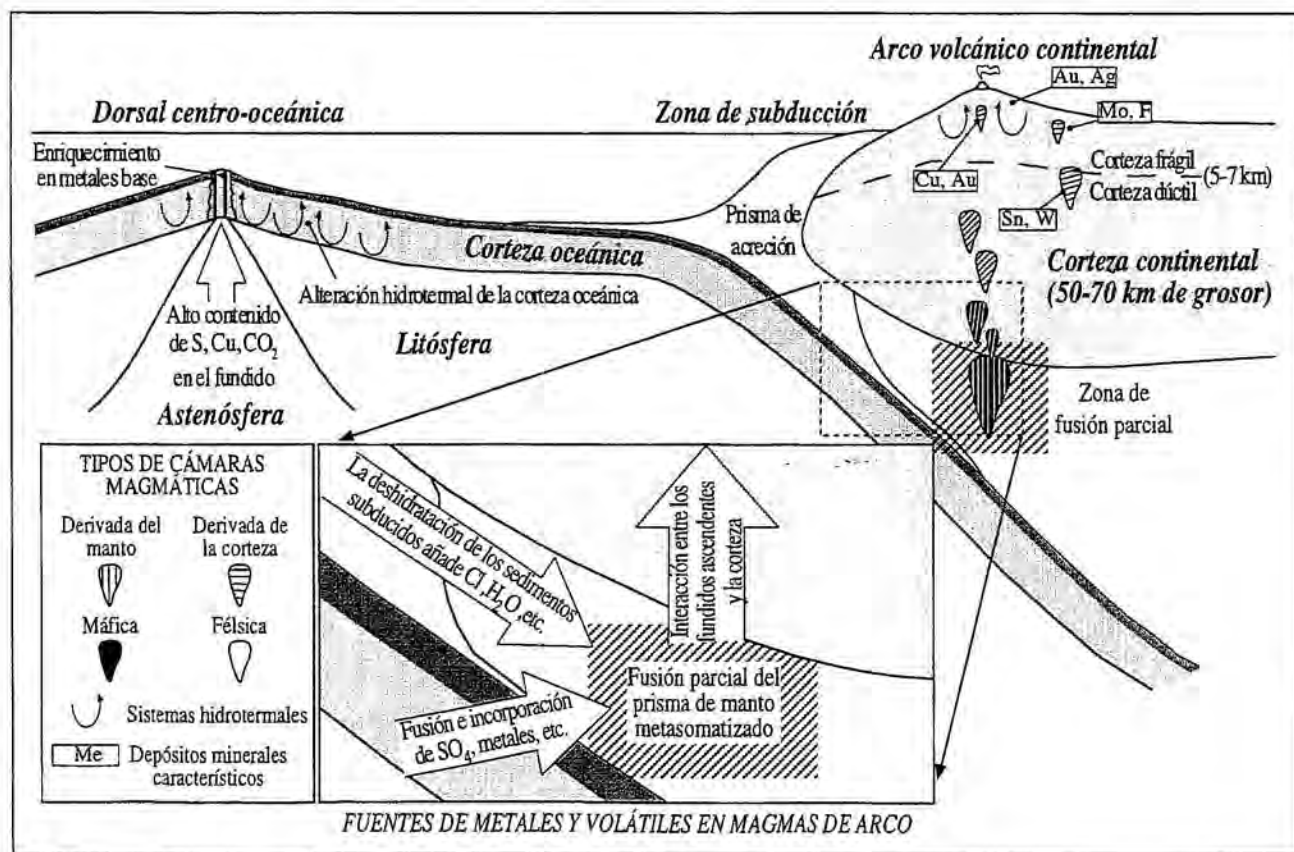


FIG. 2.5. Sección esquemática mostrando los principales factores de la génesis de magmas, circulación de fluidos y metalogénesis en contextos de márgenes de placa convergente y divergente (Hedenquist y Lowenstern, 1994). La inclinación de las líneas de las tramas referidas a los orígenes de los magmas indica aproximadamente su grado de derivación a partir del manto o la corteza continental.

Los fluidos magmáticos relacionados con la formación de depósitos epitermales (AS o BS) experimentan en profundidad una inmiscibilidad (Hedenquist y Lowenstern, 1994; Gammons y Williams-Jones, 1997), durante la cual gran parte del agua y del H_2S migran a la fase vapor. Éste, al enfriarse, se recondensa en forma de aguas de naturaleza mixta magmática-meteórica ricas en H_2S y, en consecuencia, con un alto potencial de disolución y removilización de cantidades significativas de oro en forma de complejos tiosulfurados (Gammons y Williams-Jones, 1997). Los fluidos resultantes originan depósitos de AS o BS (ver Fig. 2.6) en la parte superior de la corteza, según la capacidad de tamponamiento del pH

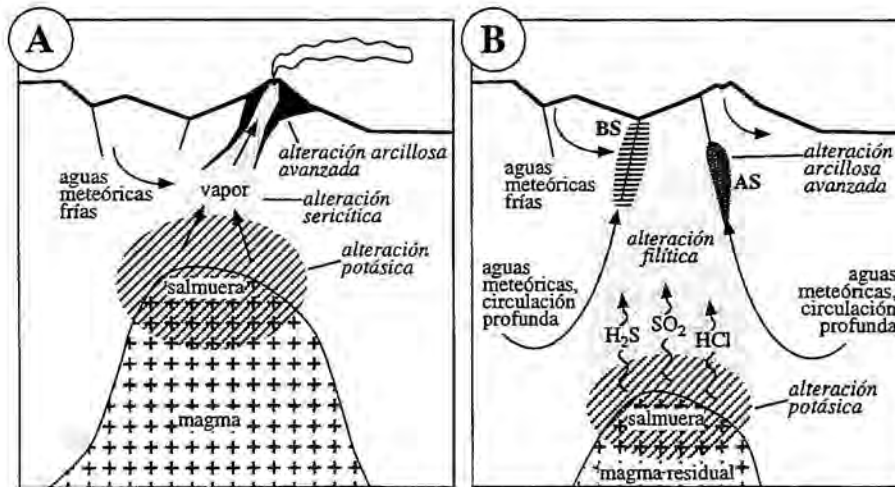


FIG. 2.6. Sumario de los dos principales estadios de evolución de un sistema porfídico-epitermal. **A:** Intrusión de magma a escasa profundidad (~4 km?), que se traduce en superficie como actividad fumarólica y erupciones volcánicas intermitentes. Los fluidos magmáticos se exsuelven durante la cristalización del fundido y emergen a partir de la zona de alteración potásica y desmezcla. El oro se fracciona a la salmuera como $AuCl_2^-$, y puede precipitar en en la zona de alteración potásica por pérdida conductiva de calor (enfriamiento conductivo), mezcla de aguas y/o ebullición. Al mismo tiempo, el ascenso de vapor rico en H_2S provoca la alteración filítica en las rocas encajantes, así como la sulfuración del hierro férrico transformándolo en pirita. A niveles someros, la mezcla con aguas meteóricas frías provoca la condensación del vapor, formando aureolas de alteración arcillosa avanzada. **B:** El fundido saturado en agua se ha retraído a mayor profundidad, permitiendo así la invasión del sistema por aguas meteóricas calentadas (de circulación profunda o "evolucionadas"), lo cual provoca la superposición de la alteración filítica sobre la zona de alteración potásica anterior (A). El H_2S y otros volátiles magmáticos ya no llegan a la superficie por ser condensados mediante la mezcla con aguas meteóricas, aumentando la capacidad para removilizar el oro depositado en la zona potásica (A). La migración de las aguas meteóricas enriquecidas en metales y H_2S acaba formando depósitos epitermales de baja sulfuración (BS) o alta sulfuración (AS), según si los fluidos y las rocas encajantes tienen o no capacidad suficiente para neutralizar los volátiles ácidos, como HCl y SO_2 (Gammons y Williams-Jones, 1997).

por parte de las rocas encajantes. En el caso de los de BS se asume una "neuralización primaria" durante la migración de los fluidos a través de la corteza (Fig. 2.7; Hedenquist y Lowenstern, 1994). Esta neutralización se traduce en las rocas encajantes como una alteración del tipo ácido-sulfato. Por lo tanto, resulta lógico pensar que al menos una cierta parte de los componentes químicos de dichos fluidos provienen de la lixiviación del encajante. Como se verá más adelante, este hecho puede comprobarse mediante el estudio de la composición isotópica de algunos elementos, como el plomo (Hayba et al., 1985).

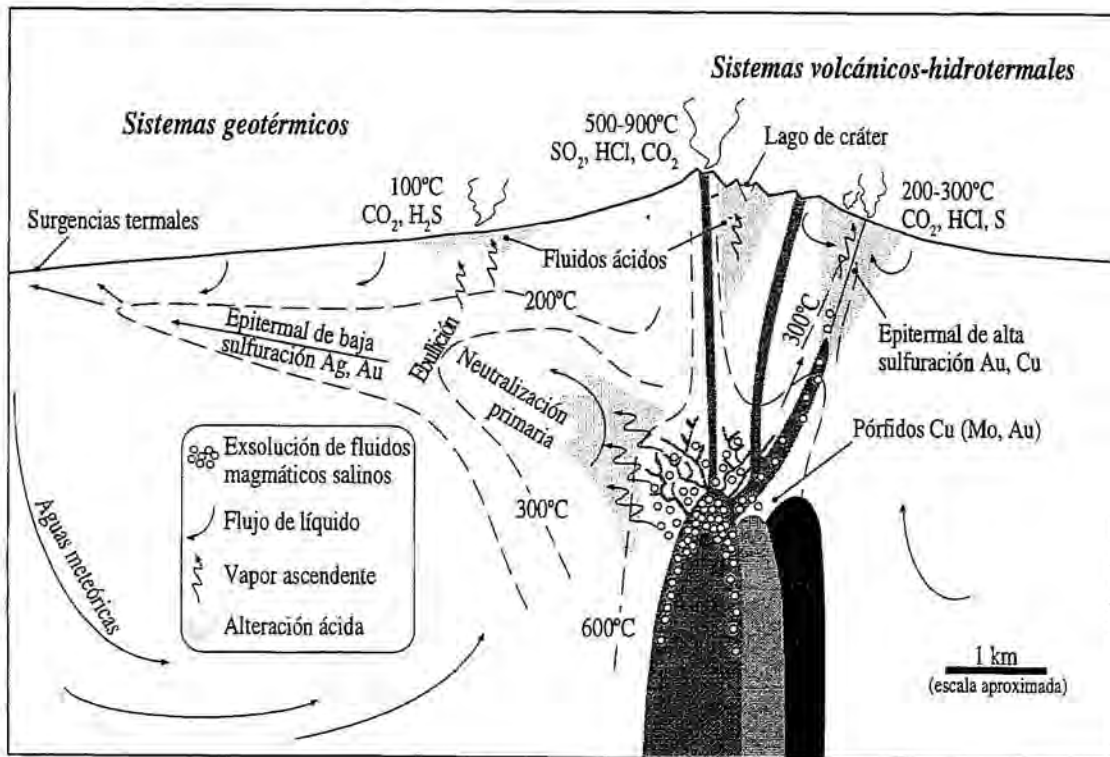
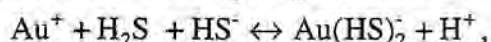


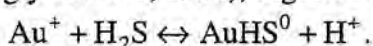
FIG. 2.7. Corte geológico esquemático mostrando las intrusiones sub-volcánicas someras, un estratovolcán asociado, y los ambiente inferidos para la formación de pórfidos cupríferos y de depósitos epitermales de alta y baja sulfuración. Los sistemas volcánicos-hidrotermales activos se extienden desde la exsolución de fluidos en los magmas hasta las fumarolas y las surgencias ácidas, e incluyen los ambientes de formación de los pórfidos cupríferos y/o los depósitos epitermales de alta sulfuración. En cambio, los depósitos epitermales de baja sulfuración se forman a partir de sistemas geotérmicos, que se caracterizan por presentar fuentes termales y géiseres de pH neutro, como los de Yellowstone (Hedenquist y Lowenstern, 1994; Hedenquist, 1996).

TRANSPORTE DE METALES EN SISTEMAS EPITERMALES DE BS

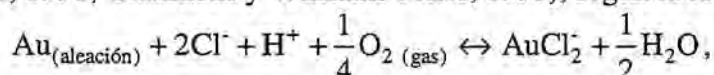
La especie $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ es muy estable a pH aproximadamente neutro, según la reacción



lo que indica que cantidades de oro geológicamente significativas, en cuanto a su capacidad de poder originar depósitos económicos, pueden ser transportadas por un fluido hidrotermal típico (Shenberger y Barnes 1989). En condiciones más ácidas, como las de los epitermales de AS o en las zonas "de raíz" de los fluidos ascendentes en epitermales de BS, la especie AuHS^0 es la dominante (Benning y Seward, 1996), según la reacción,



Sólo en un fluido rico en cloro, pobre en H_2S y con un pH ligeramente ácido (<4.5) para un rango de temperatura de 250-350°C, el oro será transportado como complejo clorurado (Hayashi y Ohmoto, 1991; Gammons y Williams-Jones, 1995), según la reacción,



en cuyo caso se espera que el oro esté asociado con un alto contenido de plata y metales base, ya que se considera que Ag, Pb, Cu y Zn son transportados predominantemente como complejos moleculares clorurados (Barnes, 1979; Ruaya y Seward, 1986; Seward, 1976 y 1984). Para los metales de base en concreto, el tipo de complejo clorurado que los transporta depende decisivamente de la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ que haya en el fluido (McKibben y Williams, 1989). Reed (1992) considera seis tipos de fluidos diferentes (definidos por sendos rangos de interacción con el encajante) a partir de los cuales se puede originar deposición mineral en el ambiente epitermal mediante fenómenos de ebullición: tres de ellos formarían epitermales de BS y, otros tantos, epitermales de AS. Según este autor, el transporte de oro como complejo clorurado sólo es importante en dos de los tres fluidos que pueden originar epitermales de AS, pero no en los otros fluidos considerados. A 500°C y 1 kbar de presión, en un modelo isobárico, la solubilidad del oro está dominada efectivamente por la especie AuCl_2^- (Gammons y Williams-Jones, 1997). Durante el ascenso y el consecuente enfriamiento conductivo de estos fluidos, según su contenido de H_2S puede que éstos se encuentren, bien dentro del campo de estabilidad de la pirita, o bien dentro del de la magnetita. En el primero de estos casos, el complejo portador de oro que será predominante en la solución ya no será AuCl_2^- , sino $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, siguiendo su camino ascendente hacia el ambiente epitermal. En el segundo caso, la solubilidad del oro disminuirá de forma constante hasta una temperatura alrededor de 300°C, por lo que su precipitación se producirá en profundidad (Gammons y Williams-Jones, 1997). Así pues, no parece posible que, en los epitermales de BS dominados

por Ag-Pb-Zn, el oro pueda ser transportado mediante el mismo tipo de complejos que estos metales hasta el ambiente epitermal.

Un pH de los fluidos mineralizantes cercano a la neutralidad y el contenido en cloro indicados arriba corresponden precisamente al caso general de los epitermales de baja sulfuración de México (Hedenquist, 1991), en los que la mineralización está además asociada a fluidos con salinidades bastante superiores, hasta el 23% en peso equivalente de NaCl, a las establecidas típicamente en epitermales de este tipo (Hedenquist y Henley, 1985; Simmons, 1995; Albinson et al., 1998).

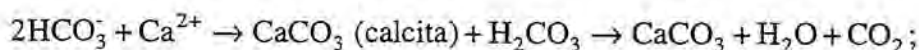
MECANISMOS DE PRECIPITACIÓN MINERAL EN DEPÓSITOS EPITERMALES DE BS

Por lo común se consideran dos mecanismos físicos principales para la precipitación mineral en epitermales de BS: ebullición y mezcla de fluidos (Giggenbach y Stewart, 1982). Estos mecanismos no suelen presentarse desligados, sino que se complementan produciendo la deposición mineral (Plumlee, 1994). Por mezcla de fluidos debe entenderse una mezcla dentro del ambiente epitermal entre aguas meteóricas descendentes y unos fluidos hidrotermales ascendentes, sea cual sea el origen de estos últimos. Los fluidos hidrotermales puede ser en sí mismos el resultado de la mezcla en profundidad de aguas meteóricas y magmáticas (ver Hedenquist y Lowenstern, 1994; Simmons, 1995; Gammons y Williams-Jones, 1997).

Ebullición

En base a estudios termodinámicos y al conocimiento de los sistemas geotérmicos actuales, se considera que existen tres evidencias mineralógicas y texturales principales que son indicativas de ebullición (Browne y Ellis, 1970; Browne, 1978; Henley, 1985; Hedenquist, 1986 y 1990; Cathles, 1991; Simmons y Christenson, 1994):

- presencia de calcita hojosa, generalmente reemplazada por cuarzo: indica que ha ocurrido ebullición, que resultó en la pérdida de CO₂, y la subsiguiente saturación en calcita, según la reacción



- presencia de adularia: indica que ha ocurrido ebullición, causando un aumento de pH, pasando del campo de estabilidad de la illita al de la adularia (Fig. 2.8), según la reacción

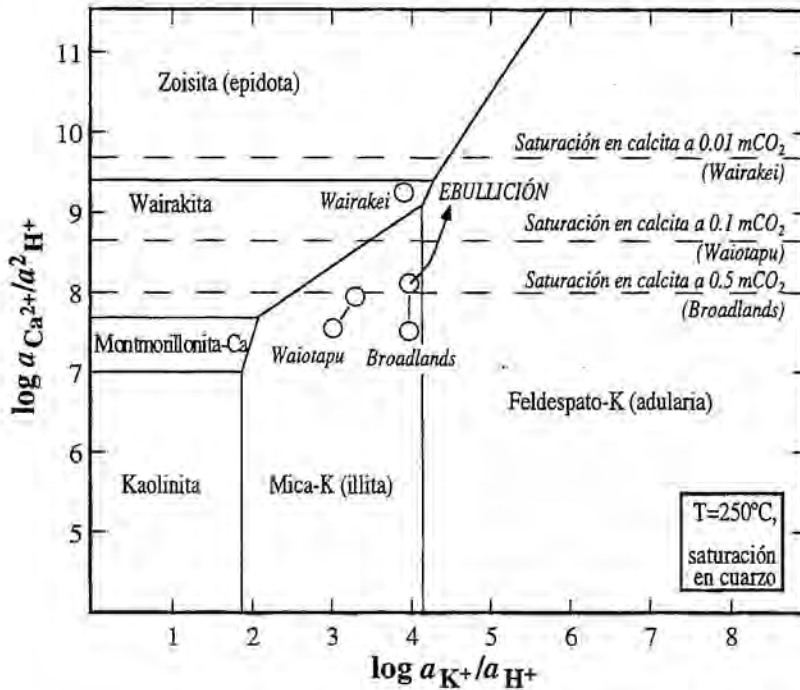
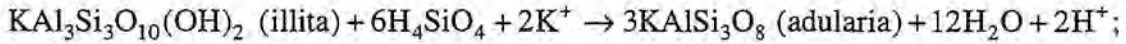


FIG. 2.8. Relaciones de equilibrio entre minerales de alteración en sistemas geotérmicos actuales y depósitos epitermales de baja sulfuración (Hedenquist, 1986), según el diagrama de actividades del sistema CaO-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (Henley y Brown, 1985).

- presencia de calcedonia: indica que se ha producido un enfriamiento brusco del fluido, a temperaturas de deposición entre 100 y 190°C (White y Hedenquist, 1990), y también puede indicar ebullición. La presencia de texturas de cuarzo heredadas de geles de sílice puede ser buena indicadora de ebullición en el ambiente epitermal (Dong et al., 1995), aunque lo más adecuado es que esta evidencia esté en consonancia con otras evidencias mineralógicas para mayor fiabilidad.

Cabe resaltar que la presencia de adularia suele notarse por encima de la de calcita hojosa, o de sus fantasmas, lo que es consistente con el consumo del ácido carbónico del líquido durante la precipitación de la calcita hojosa, que provoca el desplazamiento efectivo de las condiciones de estabilidad mineral desde el campo de la illita al de la adularia (Fig. 2.8;

Browne y Ellis, 1974; Hedenquist, 1986). En base a estudios experimentales y la comparación de éstos con las evidencias en sistemas naturales (Sakharova et al., 1994), además se ha indicado que la asociación de cuarzo-adularia puede ejercer de "trampa química" para la precipitación de oro en el ambiente epitermal .

Aparte de las evidencias mineralógicas y texturales, la ebullición puede ponerse igualmente de manifiesto mediante el estudio petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas o a partir de las relaciones entre los gases contenidos en ellas. Si en las zonas de ebullición se produce el atrapamiento de inclusiones fluidas, éstas se presentarán en un ancho rango de variación de las relaciones líquido/vapor (Hayba et al., 1985). No siempre es posible encontrar inclusiones fluidas dentro de la propia zona de ebullición, pero pueden hallarse formas indirectas para evidenciarla. Puesto que durante la ebullición se produce la separación de una fase vapor, hacia la cual se fraccionarán mayoritariamente los componentes más volátiles, y de una fase líquida, que resultará más salina, cabe esperar encontrar inclusiones líquidas relativamente salinas en minerales precipitados con posterioridad en la secuencia paragenética a inclusiones líquidas menos salinas, sin que haya necesariamente variaciones significativas en sus temperaturas de homogeneización. La existencia de una sucesión como la expuesta también puede implicar la entrada de fluidos en un nuevo pulso hidrotermal sin relación alguna con la ebullición, con lo que el estudio de inclusiones fluidas tiene que apoyarse generalmente en otros métodos de análisis geoquímico (estudio de isótopos estables, análisis de gases, etc.).

Si se ha producido la ebullición de un fluido hidrotermal, el fraccionamiento isotópico entre las fases líquida y vapor separadas inducirá a cambios en la composición isotópica de los fluidos resultantes. La magnitud del cambio isotópico del fluido hidrotermal depende de la temperatura a la cual se produce la ebullición, así como de la relación líquido/vapor en el sistema. La relación líquido/vapor, a su vez, depende esencialmente de la entalpía del fluido inicial, del intervalo de temperaturas en que ocurre la ebullición y del mecanismo de separación del vapor (Matsuhisa, 1986). Dichos mecanismos de separación pueden resumirse en separación *monoepisódica*, *continua* o *multiepisódica* (Truesdell et al., 1977). El primer caso se da cuando líquido y vapor coexisten, separándose a una cierta temperatura y produciendo un fraccionamiento isotópico considerable (Truesdell et al., 1977; Giggenbach y Stewart, 1982), que es el caso más común en depósitos epitermales. El segundo mecanismo se produce cuando el vapor migra continuamente a medida que se va formando, de forma que los fluidos evolucionan siguiendo la curva de ebullición determinada por su composición

(Fig. 2.9), en cual caso los efectos de fraccionamiento isotópico son mínimos. El tercero es un mecanismo "intermedio" entre los dos anteriores, y también lo son los efectos que produce. Sin embargo, según el mismo autor, el cambio en la composición isotópica del oxígeno del fluido producido por ebullición no es mayor del 2‰ a temperaturas superiores a 100°C.

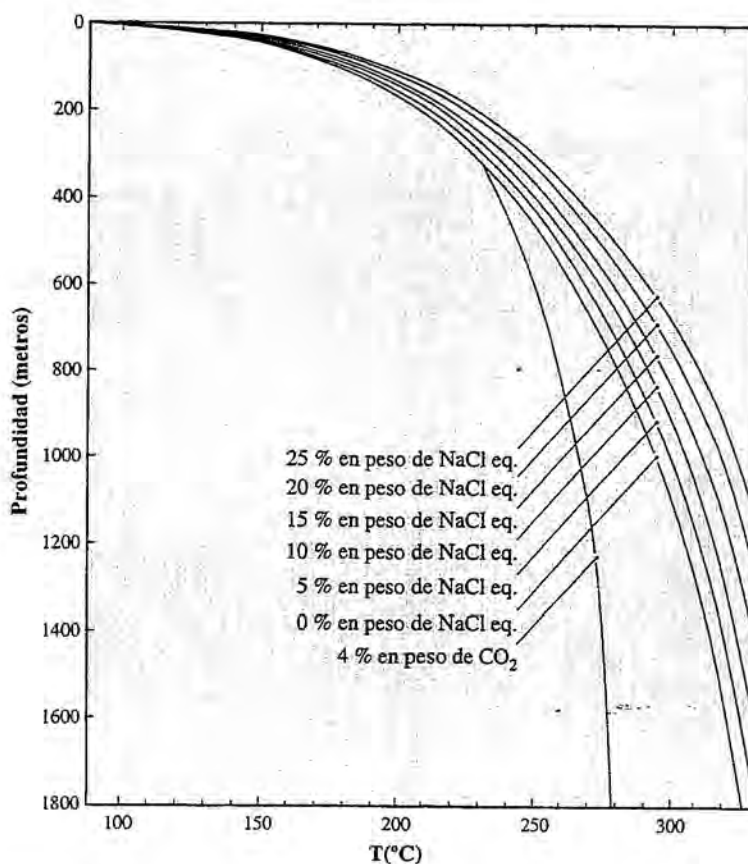
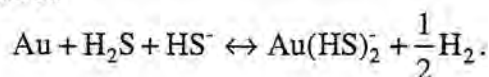


FIG. 2.9. Curvas de ebullición del agua con diferentes contenidos de NaCl (Haas, 1971) y una curva de referencia al efecto producido por la presencia de CO₂ en los fluidos (Henley et al., 1984).

El fluido hidrotermal es reducido en profundidad y, dado su carácter prácticamente neutro, su salinidad relativamente baja y su contenido relativamente alto en H₂S gas, el oro se encontrará en solución como bisulfuro (Henley, 1985; Gammons y Williams-Jones, 1997). La "liberación episódica de presión" (Buchanan, 1981) conlleva un proceso de ebullición, que se traduce en un enfriamiento, una pérdida de gases que migran con el vapor de agua y un aumento en el pH de la solución. También se ha descrito la posible existencia de ebullición debida a la caída de la presión hasta condiciones hidrostáticas, asociada a un descenso del nivel de aguas freáticas (Fournier, 1987). De este modo, la curva de ebullición para una

salinidad concreta se sitúa a mayor profundidad con lo que, un fluido situado por debajo de la curva de ebullición original, puede encontrarse por encima de la nueva curva, produciéndose una repentina y vigorosa ebullición.

La pérdida de H₂S gas subsiguiente al fenómeno de ebullición será la causa de la saturación del oro y su precipitación (Reed y Spycher, 1985; Seward, 1989; Shenberger y Barnes, 1989), según la reacción



La predicción de la precipitación de oro a partir de ebullición se confirma en sistemas geotérmicos activos (Hedenquist, 1991). El aumento de pH debido a la pérdida de CO₂ provoca un incremento en la solubilidad del oro, lo cual explicaría el por qué de la ausencia de oro a la profundidad en que se produce la inmiscibilidad entre los fluidos magmáticos. Este proceso continúa hasta que la pérdida de H₂S se convierte en el control principal de la solubilidad del oro (Seward, 1989), aunque la ebullición está condicionada al sellado del sistema. Dado este caso, vuelve a aumentar la presión, inhibiéndose el proceso de ebullición (Dong et al., 1995). Ésta también puede terminar cuando el enfriamiento conductivo del sistema y el aumento de salinidad del fluido acuoso remanente conllevan la aparición de una nueva curva de ebullición (Fournier, 1987).

Mezcla de fluidos

La mezcla de los fluidos profundos con aguas frías marginales o con aguas freáticas calentadas por vapor, sean de carácter ácido-sulfatado o bien ricas en CO₂, también puede provocar la saturación del oro. Sin embargo, si los fluidos ascendentes ya han experimentado un proceso de ebullición más o menos extenso antes de su dilución por parte de aguas superficiales, dichos fluidos pueden haber perdido ya su potencial mineralizante (Hedenquist, 1991).

Existen modelos experimentales (Brown, 1989; Spycher y Reed, 1989) en los que se indica que la mezcla de fluidos ascendentes clorurados, de pH aproximadamente neutro —carácter de los fluidos que originan los epitermales de BS—, que contengan oro, con aguas freáticas ácidas y sulfatadas, constituye un mecanismo muy eficiente para la precipitación de oro. Esta mezcla resulta en el desarrollo de alteración arcillosa avanzada, que puede incluir la presencia de alunita (Hedenquist, 1991). A pesar de todo, es muy poco frecuente encontrar este tipo de alteración en asociación directa con mineralizaciones económicas, en epitermales

de BS, como se evidencia en las relaciones sobre la mineralogía de las gangas y de las alteraciones asociadas a la precipitación mineral (White et al., 1991). La presencia de alteraciones del tipo ácido-sulfato en epitermales de BS se asocia comúnmente, bien a aguas freáticas ácidas y sulfatadas calentadas por vapor a niveles muy someros, sin mineralización asociada, o bien se trata de una superposición tardía.

La mezcla de los fluidos ascendentes con aguas calentadas por vapor ricas en CO₂ o bien aguas freáticas frías suele provocar la precipitación de los metales remanentes en solución, distribuyéndose en halos marginales o por debajo de la zona de formación de las aguas ácidas y sulfatadas. Estos halos suelen ser de carácter subeconómico, pero llegan a tener contenidos de metales preciosos que pueden ser económicos sólo que, en este caso, se asocian directamente a ebullición (Buchanan, 1981; y otros autores en Hedenquist, 1991). La mezcla de fluidos, en definitiva, sí puede tener un papel importante en la precipitación mineral, aunque tal vez restringido a las partes más someras de un sistema epitermal, excepto en zonas con relieves pronunciados, en los que estas aguas pueden penetrar hasta grandes profundidades a lo largo de fracturas (Reyes, 1990; Hedenquist et al., 1992).

ORIGEN DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES EN DEPÓSITOS EPITERMALES DE BS

Los fluidos mineralizantes en los depósitos epitermales de baja sulfuración son, por lo general, originados en su mayor parte a partir de aguas meteóricas (ver Tabla 2.1). El quimismo de los fluidos en campos geotérmicos actuales, de pH aproximadamente neutro, está determinado por la interacción de las células de convección del agua meteórica con las rocas encajantes a niveles intermedios, aunque normalmente se infiere una componente indeterminada de fluidos magmáticos en profundidad. Uno de los principales problemas en el estudio de epitermales de BS es la dificultad que entraña la detección de la componente magmática en los fluidos mineralizantes, debido a la escasez de evidencias diagnósticas de su intervención, lo cual se debe a tres procesos geológicos principales (Simmons, 1995):

- Las improntas magmáticas pueden verse enmascaradas por la interacción agua/roca desde la separación de estos fluidos, en su camino desde el magma hasta el ambiente epitermal.
- Las contribuciones magmáticas se debilitan con el tiempo, realizándose a veces como pulsos, de tal forma que su preservación en la mineralización queda circunscrita a complejos bandeados interminerales y/o zonaciones intraminerales, de escala centimétrica a micrométrica.

- La disminución de la actividad hidrotermal puede diluir o borrar por completo las evidencias magmáticas.

Se da la paradoja que, donde el magmatismo es más voluminoso, es también donde la preponderancia de las aguas meteóricas es más óbvía, debido a que la existencia de una gran fuente magmática de calor provoca células de convección de agua meteórica mayores y de funcionamiento más prolongado, que borran toda evidencia temprana que pudiera haber sobre la contribución de fluidos magmáticos (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

A pesar de los problemas derivados de la interpretación de los datos procedentes de los sistemas epitermales de BS, derivados en parte de los procesos geológicos a los que se ven sometidos los fluidos mineralizantes, es posible dilucidar el origen u orígenes de los fluidos mineralizantes. Dicha determinación puede realizarse a partir del análisis de los siguientes isótopos y componentes (Simmons, 1995): $^3\text{He}/^4\text{He}$, N_2 -Ar-He, $\delta^{18}\text{O}$, δD y la concentración total de Cl. El uso de todos estos métodos está invariablemente ligado al estudio de las paragénesis minerales y de las inclusiones fluidas.

Composiciones isotópicas de O y H

Las composiciones isotópicas de O y H en aguas de los campos geotérmicos suelen ser muy cercanas a las de las aguas meteóricas regionales, indicando que ése es su origen primario. La variación registrada en las composiciones isotópicas de O y H se debe a tres procesos principales y a sus combinaciones: (1) pérdida de vapor por ebullición, (2) mezcla de fluidos, y (3) interacción agua/roca. Dado que las rocas inalteradas contienen gran cantidad de oxígeno pero comparativamente poca cantidad de hidrógeno, la $\delta^{18}\text{O}$ tanto de la roca como del fluido cambia con suma facilidad, al contrario de lo que sucede con la δD en un proceso de interacción agua-roca.

Los datos de δD son difícilmente interpretables sin conocer la composición del agua meteórica en la época en que tuvo lugar la mineralización, pero puede inferirse a partir de las tendencias marcadas por la combinación de $\delta^{18}\text{O}$ - δD y, en depósitos muy recientes, puede utilizarse la composición del agua meteórica actual. El principal objeto de discusión en los últimos tiempos ha sido la redefinición del campo composicional de las aguas magmáticas. En los datos obtenidos de fumarolas en volcanes de Japón, Alaska y la Península de Kamchatka (Sakai y Matsubaya, 1977; Viglino et al., 1985; Taran et al., 1989), se pone de

manifiesto que el conjunto de las composiciones isotópicas más pesadas muestran valores muy homogéneos alrededor de $\delta^{18}\text{O} = +10\text{‰}$ y $\delta\text{D} = -20\text{‰}$. Las composiciones isotópicas de las "aguas magmáticas primarias" (Sheppard et al., 1969; Sheppard, 1986; Taylor, 1986), con $\delta^{18}\text{O}$ entre +6 y +10‰ y δD entre -50 y -80‰, difícilmente pueden explicar las composiciones referidas arriba. Por este motivo, Giggenbach (1992a y 1992c), defino el campo de las "aguas andesíticas", con composiciones isotópicas que esencialmente reflejan la de aguas marinas recicladas, llevadas en la porosidad de los sedimentos pelágicos de la corteza oceánica subducida hasta la zona de producción de magma (Peacock, 1990; Hedenquist y Lowenstern, 1994). Estas aguas tienen una $\delta\text{D} \approx -30\text{‰}$ (Liu y Epstein, 1984), debido al fraccionamiento isotópico existente entre el agua marina y los sedimentos pelágicos. Por lo tanto, un valor de $\delta\text{D} \approx -20\text{‰}$, característico de las "aguas andesíticas", puede representar la mezcla en profundidad de estas aguas con otras de origen meteórico.

De todos modos, el valor de δD considerado como magmático, basado en el análisis isotópico de rocas magmáticas y arcillas generadas hidrotermalmente en pórfidos cupríferos, no representa con precisión la composición del agua magmática previa a su migración desde el magma saturado, cuyo rango de variación es más restringido. Efectivamente, en base a análisis de obsidianas en numerosos complejos volcánicos (Taylor, 1992) se han hallado composiciones de δD , alrededor de -40‰, más similares a las de las aguas andesíticas que a las de las "aguas magmáticas primarias".

En el estudio de seis grandes depósitos (Antamok-Acupan, Comstock, Emperor, Fresnillo, Hishikari y Tayoltita), se halló que la correlación de sus valores de $\delta^{18}\text{O}$ y temperatura define un campo intermedio entre la curva de las aguas magmáticas y la de las aguas meteóricas, o bien solapándose a la curva de las aguas magmáticas, con enriquecimientos positivos máximos relativos a las aguas meteóricas de $\delta^{18}\text{O}$ entre el 7 y el 18-20‰. Aceptando un valor de $\delta^{18}\text{O} = +9\text{‰}$ como el máximo posible para el enriquecimiento de las aguas meteóricas debido a la interacción agua/roca, se sugiere que los fluidos en los depósitos de de Comstock, Emperor y Fresnillo tuvieron un aporte de fluidos magmáticos del 50% como mínimo, y que los de Antamok-Acupan, Hishikari y Tayoltita no tuvieron aportes de fluidos magmáticos. Sin asumir un enriquecimiento isotópico derivado de la interacción agua/roca, resultaría que todos estos depósitos contienen un contenidos de fluidos magmáticos, que varían del 10 al 90% (Simmons, 1995). Estos dos casos acotan condiciones extremas, en las que la interacción agua/roca se revela como un elemento determinante para discernir el origen último de los fluidos.

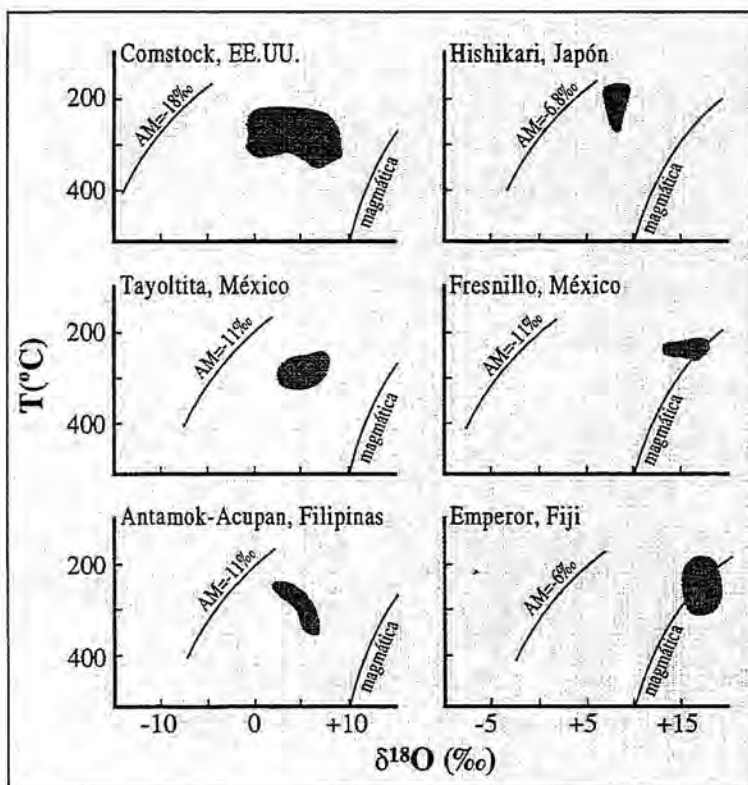


FIG. 2.10. Correlación entre la temperatura y la composición isotópica del oxígeno del agua en equilibrio con los minerales analizados en seis grandes depósitos epitermales de BS (Simmons, 1995). AM = composición isotópica del oxígeno de las aguas meteóricas locales.

Concentraciones de cloro

Las concentraciones de cloro en aguas geotérmicas de sistemas asociados a magmatismo en arco de islas, aislados de recargas de agua marina y en ausencia de evaporitas o salmueras connatas, son típicamente de unas 500-2500 ppm para sistemas relacionados con riolitas, y de 6000 a 12000 ppm para sistemas relacionados con andesitas (Hedenquist y Henley, 1985). Estas concentraciones pueden variar debido a los mismos procesos que afectan a la composición de los isótopos estables. Debido a que la recarga meteórica en sistemas convectivos profundos empieza a partir de agua prácticamente pura, las concentraciones de cloruros medidas en aguas geotérmicas son debidas necesariamente a procesos diferentes de la ebullición. Es posible calcular la concentración de cloro en el fluido pre-ebullición, para el rango de temperaturas determinado dentro del cual se produce la ebullición (Henley et al., 1984; Simmons, 1995). Según estudios experimentales, hasta varios centenares de ppm de cloro en solución pueden ser derivados de la lixiviación de rocas de la

corteza por parte de agua pura. De forma alternativa, las contribuciones magmáticas también pueden ser decisivas, aunque la transferencia de cloro magmático a las células convectivas no está todavía bien tipificado y se contempla como un proceso más complejo de lo que sería una simple mezcla (ver Fournier, 1987). De todas formas, en los casos en que la concentración de cloro es mayor de la que puede obtenerse por lixiviación del encajante, puede inferirse una fuente magmática (Simmons, 1995). Dado que los fluidos ricos en cloro y elementos alcalinos, y los ricos en agua pueden exsolverse simultáneamente, como resultado de la evolución magmática y la desgasificación (Kilinc y Burnham, 1972; Shinohara et al., 1989; Webster, 1997), pueden evolucionar a través de la corteza conjuntamente hasta mezclarse con otros fluidos y formar mayores volúmenes de fluido susceptible de provocar deposición mineral. En cuanto al origen "primario" de este cloro, tanto puede provenir del manto como derivar del reciclaje del cloro en solución contenido en la porosidad de los sedimentos pelágicos de la corteza oceánica subducida (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

Los contenidos de cloro pueden utilizarse con una cierta fiabilidad como indicadores sólo en salinidades superiores al 2.5 % en peso equivalente de NaCl. Esto se debe a que las temperaturas de fusión del hielo correspondientes a esa salinidad en el sistema H₂O-NaCl, entre 0 y -1.5°C, pueden ser debidas, no sólo al contenido en sales sino también a la presencia de clatratos durante los ensayos microtermométricos a baja temperatura (Hedenquist y Henley, 1985; Hedenquist et al., 1992). En el caso de los depósitos del distrito de Fresnillo, las salinidades más altas están estrechamente relacionadas con la deposición de sulfuros, lo cual es congruente con la capacidad de transporte de Ag-Pb-Zn por parte de complejos moleculares clorurados (Helgeson, 1964; Candela y Piccoli, 1995). La inyección recurrente de fluidos de este tipo se ha interpretado como indicación de la existencia en profundidad de un reservorio de salmueras de origen magmático, por debajo de las células de convección de aguas mucho más diluidas, teniendo en cuenta que las litologías de la zona no son favorables para la presencia de evaporitas o salmueras connatas (Simmons et al., 1988; Loucks et al., 1988; Simmons, 1991; Simmons y Browne, 1997). En este caso, la existencia regionalmente de otras mineralizaciones (Clark et al., 1982), de tipología diferente pero de la misma edad, cuyas características apuntan a un origen netamente magmático, supone un elemento más de soporte al origen magmático de buena parte de los fluidos mineralizantes.

Según estudios sobre relaciones B/Cl (Giggenbach, 1995) e isótopos de cloro (Hedenquist et al., 1990), realizados a lo largo del campo geotérmico de la zona volcánica de Taupo en Nueva Zelanda, también se pudo comprobar la presencia de cloro de origen magmático.

Composición isotópica de plomo

Los isótopos de plomo han sido utilizados en sistemas geotérmicos activos para evaluar la posible influencia magmática en los fluidos mineralizantes, tanto en sistemas con un cierto potencial económico como en sistemas cuyas concentraciones metálicas no favorecen su explotación minera (Hedenquist y Gulson, 1992), de lo que se deduce que el aporte magmático favorece la presencia de mineralización económica. Contrariamente, en los sistemas geotérmicos cuyas composiciones isotópicas de plomo sugieren que este metal deriva de la lixiviación de las rocas encajantes, los contenidos en metales preciosos son subeconómicos. Este modelo es aplicable únicamente en sistemas hidrotermales de muy baja salinidad, inferior al 2 % en peso de NaCl eq., incluyendo los depósitos epitermales. Estas salinidades son insuficientes para la lixiviación efectiva de componentes a partir de las rocas encajantes (Hedenquist y Henley, 1985). A pesar de esto, en el estudio de isótopos de plomo en depósitos epitermales de BS de México y los Estados Unidos (Zartman, 1974; Cumming et al., 1979; Doe et al., 1979; Foley y Ayuso, 1994; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995) se sugiere que una parte significativa del plomo deriva de las rocas precámbricas o fanerozoicas subyacentes al vulcanismo de edad Terciaria. De este modo, se ha interpretado que buena parte de los componentes de las menas derivan de la lixiviación de las rocas encajantes en profundidad (Hayba et al., 1985; Foley y Ayuso, 1994).

Contenido de FeS en esfalerita

En algunos depósitos se han hallado altos contenidos, hasta el 0.24 molar) de FeS en esfalerita, que se han identificado como derivados del fluido ascendente sin interacción alguna con aguas superficiales, asumiendo en ello una cierta contribución de fluidos reducidos de origen magmático (Hayba et al., 1985; Gemmell et al., 1988; Loucks et al., 1988). En estos casos y en otros, incluyendo algunos campos geotérmicos actuales, esta componente ha sido demostrada y se cree que su papel en la deposición mineral ha sido significativa.

Capítulo 3

The La Guitarra Ag-Au low sulfidation
epithermal system, Temascaltepec district,
Mexico: vein structure, mineralogy
and mineral chemistry

(accepted in the Society of Economic Geologists Special Publication Series, volume 8,
devoted to new mineral deposits in Mexico, expected to appear about the end of 1998)

CHAPTER 3:

VEIN STRUCTURE, MINERALOGY,
AND MINERAL CHEMISTRY

ABSTRACT

The Temascaltepec district is located in the southern-most part of the Mexican silver belt. It is made up of three major vein deposits. La Guitarra is the most outstanding, and it is composed of six main veins. They trend from 120° to 90° dipping steeply to the SW and S, with a strike length of more than 3.5 km and a maximum vein thickness of about 15 m (average 5 m). The veins are hosted by a late Laramide stock which consists of monzogranite and dikes of leucogranite and granitic porphyry. Mining works have been developed on six main mining levels, and show a 400 m vertical and 1200 m horizontal section.

Vein stratigraphy was divided into three main mineralization stages. Stage I occurs in a brecciated body which contains the most important base-metal mineralization of the system, and whose mineral assemblages are gold-free and silver-poor. Stage II consists of four substages (A, B, C and D), is characterized by repetitive silica banding and brecciation, and also contains the most important precious-metal mineralization in terms of volume. Stage III is displayed as centimeter-wide veinlets, and is the highest grade stage in terms of precious-metal mineralization of the system.

Stage I silver-mineral assemblage is very restricted and shows evidence of boiling. Rhombohedral adularia crystals and bladed calcite pseudomorphosed by quartz are widespread in stages IIA and IIB. Evidence of boiling coincides with both high FeS content in stage I sphalerites (up to 0.25 mole fraction) and silver mineralization. Stages IIB and III show lower FeS contents in sphalerites (up to 0.16 and 0.12 mole fraction, respectively). As sphalerite grain cores are usually iron-free, and iron content grows towards the rim displaying oscillatory banding, it is inferred that a repetitive sequence of an a_{S_2} increase culminated with silver mineral precipitation. The Ag content in electrum increases with elevation in stages IIB and III, from the crystal core to the border, and they are higher in the latter. The Ag-bearing tetrahedrite-tennantites have strong compositional zonations between Ag/Cu, Zn/Fe and Sb/As. Ag and Sb increase with height, from the crystal core to the border and from stage IIB to stage III. These features similarly occur in Ag-Cu, and Ag-Pb sulfosalts at any stage.

Mineral pairs and compositions may be used as geothermometers, considering: (1) arsenic solubility in miargyrite, (2) stephanite-arsenostephanite breakdown at high temperatures, (3) proustite-xanthoconite and pyrargyrite-pyrostilpnite dimorphic changes, and (4) opal and chalcedony occurrence. The combinations of sulfide-sulfosalt geothermometers indicate a temperature decrease with elevation and time, within each stage: from >197 to ≥ 170 in stage I, from 197 to ≥ 120 in stage IIB, and from ≥ 240 to ≥ 180 in stage III. Since opal and chalcedony were deposited before the mineralized bands in stage IIB, it is thought that the metallic mineral assemblage was associated with hotter fluids than those associated with the previous bands. The main ore stages (I, IIB and III) display a similar evolving trend in mineral deposition, as all of them start with base-metal sulfides and end with Ag-Au mineral precipitation. After base-metal sulfide deposition, ore associations point to an a_{S_2} increase with time in each stage. This is marked, for instance, in the thickest ore bands of stage IIB where enargite occurs as the latest mineral. However the a_{S_2} conditions for each stage, determined using mineral geothermometers, comprise similar value ranges. The Sb/(Sb+As) ratio distribution in stage IIB Ag-tetrahedrites indicates the main direction of fluid flow to be SE to NW, and from the lowest levels to the upper. The Ag/Pb ratio suggests the existence of several feeder channels for hydrothermal fluids during stages IIA and IIB.

The paragenetic sequence and mineral zonation in La Guitarra are similar to those described in some of the large low-sulfidation epithermal deposits in Mexico. However, the vein stratigraphy in La Guitarra indicates a complex depositional history, comparing most closely with Fresnillo and Guanajuato. The most abundant silver-bearing minerals in La Guitarra are Ag-tetrahedrites and proustite-pyrargyrite. A close association between electrum and Ag-Cu sulfosalts is found. All the precious metal-bearing stages of La Guitarra show early deposition of base-metal sulfides, followed by Ag-Cu sulfosalts, and then late deposition of Ag sulfosalts. This deposition trend traces a strong a_{S_2} decrease during base-metal sulfide assemblages and a slight a_{S_2} increase during the later Ag assemblages. Near neutral pH hydrothermal fluids are deduced from the mineralogy of the alteration assemblages.

INTRODUCTION

The Temascaltepec district is located 150 km SW of Mexico City in the state of Mexico, and it contains several Ag-Au bearing low-sulfidation epithermal vein deposits. The district lies in the southeastern part of a broad north-northwest trending belt of polymetallic epithermal deposits (Damon et al., 1981; Clark et al., 1982), which includes the Taxco, Guanajuato, Pachuca-Real del Monte, Zacatecas, Sombrerete and Fresnillo districts (Fig. 3.1). In

neighbouring areas such as Sultepec, Amatepec and Miahuatlán-Ixtapan del Oro, other vein deposits are hosted in similar stratigraphic sections; all of these have been previously studied by González-Partida (1981).

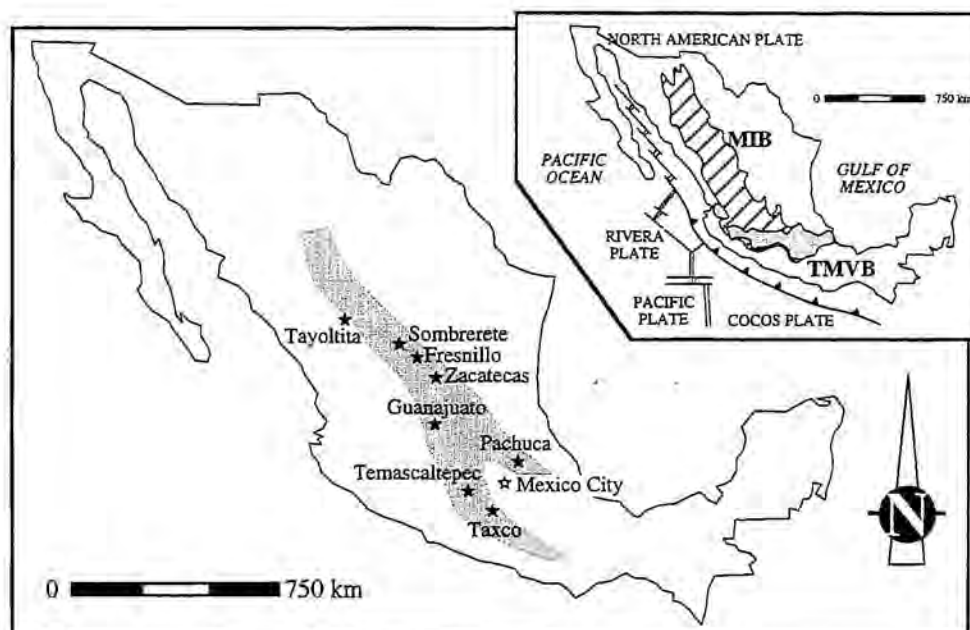


FIG. 3.1. Small map: geological sketch of Mexico showing the Mexican Ignimbrite Belt (MIB) and the trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) and present-day plates. Large map: location of the Temascaltepec district in relation to the main low-sulfidation epithermal deposits (black stars) in the Taxco-Guanajuato-Zacatecas silver belt (shaded), by Damon et al. (1981) and Clark et al. (1982).

In the Temascaltepec district, three main areas of epithermal mineralization occur from NW to SE: (a) El Coloso, (b) La Guitarra, and (c) Mina de Agua. Although the three vein areas are hosted by different rock types they probably belong to a single major hydrothermal system. According to the epithermal model of Buchanan (1981), they would correspond, respectively, to the upper ($\text{Au} > \text{Ag}$), the middle ($\text{Ag} > \text{Au}$), and the lower sections (rich in base metals) of the scheme. These metal relations are defined from the grades obtained through the exploration survey of Industrias Luismin S.A. de C.V. in the district. "La Guitarra" is derived from the characteristic multi-stage bands of silica in a similar fashion to the strings of a guitar.

Mining activities in this district initiated in 1555, being concentrated in the Mina de Agua area, and were exploited by the American Rincon mining company from 1810 until ceasing in 1940. In 1972 the Cía. Tormes S.A. explored the La Guitarra deposit, and in 1980 the Cía. Fresnillo S.A. performed an extensive drilling program. In the same year, the Cía. Minera

Arauco was formed and contracted to Peñoles S.A. the Guitarra mine. In 1993 the mining company Luismin S.A. de C.V. got Cía. Minera Arauco, started an extensive exploration program over the whole district, and increased the production of the La Guitarra deposit. The veins of this deposit are the most productive in the district: mill-head grades run 3.23 ppm Au, 311 ppm Ag, 515 ppm Cu, 0.15 % Pb and 0.29 % Zn (Lorre, 1996); cut-off grades are 1.5 ppm Au and 150 ppm Ag. In 1997, ore reserves were estimated at about 380,000 t. The total cumulated production from 1993 to 1997 is 75,800 oz Au eq., and reserves and potential resources are 300,000 oz Au eq. Within this time lapse production and potential resources increased, respectively, from 2,500 oz Au eq. and 9,000 oz Au eq. in 1993, to 29,100 oz Au eq. and 90,900 oz Au eq. in 1997. Without accounting for the historical production, the total production since 1993 plus the current reserves and potential confirm that La Guitarra is a 500,000 oz Au eq. epithermal deposit.

Mining development in the La Guitarra system allowed detailed geological examination of the veins in a vertical section of about 400 meters. Vein mineralogy, structure, wall-rock alteration, metal zonation, and conditions of deposition can be determined in this type of deposit as mining works offer broad exposure of the veins, i.e. in Topia (Loucks et al., 1988) and Fresnillo in Mexico (Gemmell et al., 1988), or Antamok-Acupan in the Philippines (Cooke and Bloom, 1990; Cooke et al., 1996).

The greatest part of the previous works in the area were focused on the regional geology and the mining resources of the district (Cruz-Ríos et al., 1977a and 1977b; Vivanco et al., 1979; Bernal et al., 1980; García-Rodríguez, 1982). Previous mineralogical and fluid inclusion data from La Guitarra system were reported by González-Partida (1981) and Charoy and González-Partida (1984). These contributions focus at a regional scale on the whole Taxco-Guanajuato metallogenetic trend. Preliminary data from fluid inclusion and stable isotope studies based on the present characterization of vein stratigraphy were given by Camprubí et al. (1997 and 1998). Vélez-Sánchez and Querol-Suñé (1986) also characterized parts of the mineralization. In order to understand the evolution of the hydrothermal system, we studied: (1) the detailed structure of the vein deposit, (2) the occurrence of vein minerals in time and space, (3) the chemical zoning of the different mineral phases, and (4) the metal ratio distribution. These aspects contribute to our interpretation of the fluid geochemistry and mineralization processes.

REGIONAL GEOLOGY

The La Guitarra vein deposit is related to hydrothermal activity associated with the latest volcanic manifestations of the Mexican Ignimbritic Belt (MIB, or Sierra Madre Occidental). In this area the MIB is partly overlain by the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). The local geology (Fig. 3.2A) is depicted by:

(a) the Taxco Schists of the Tierra Caliente metamorphic complex (Tolson, 1993), consist of black shales, phyllites and schists (greenschist facies), locally contain massive sulfide deposits, which are of pre-Albian age (García-Rodríguez, 1982), and are contained within the accretionary unit of the Náhuatl Terrane (Sedlock et al., 1993). For this unit, Colorado-Liévano (1979) and García-Rodríguez (1982) estimated a minimum thickness of 1000 m. The Arteaga Complex in Southern Michoacán, whose geochemistry corresponds to that of mid-ocean ridge basalts (Centeno-García et al., 1993), could constitute the basement of the Náhuatl Terrane. This assemblage was affected by low-grade regional metamorphism and deformed during the Laramide orogeny (late Cretaceous-Eocene);

(b) the Balsas Formation is a syn-Laramide molasse (Eocene to early Oligocene, López-Ramos, 1979) that unconformably covers the Tierra Caliente metamorphic complex. It is similar in age and sedimentary characteristics to the Guanajuato Conglomerate in the Guanajuato district (Clark, 1986), the El Morro Formation in the Pachuca-Real del Monte district (Geyne et al., 1963), the Ahuichila Formation in the Colorada and Sombrerete districts (Albinson, 1988), the Fresnillo Formation in the Fresnillo district (Albinson, 1988; Gemmill et al., 1988), and the Zacatecas Red Conglomerate in the Zacatecas district (Ponce and Clark, 1988). In the Temascaltepec district the Balsas Formation is probably early Eocene in age;

(c) a granitic stock that is classified as biotitic quartz-monzonite (Colorado-Liévano, 1979; González-Partida, 1981), with granitic porphyry and leucogranite dikes of calc-alkaline affinity, intruded at the end of the Laramide orogeny (middle Eocene). The mineralogy of biotitic quartz-monzonites consists of quartz, potassium feldspars, plagioclases, biotite (essential), zircon and apatite (accessory);

(d) rhyolites, ignimbrites, rhyolitic tuffs and andesites of the MIB, ranging in age from late Eocene to Oligocene (Mooser, 1972; McDowell and Clabaugh, 1981), were deposited after a period of uplift and erosion. In the study area the thickness of this volcanic calc-alkaline assemblage is about 350 m. It includes a rhyolite neck (Cerro del Peñón), with associated radial and non-radial rhyolite dikes crosscutting the ignimbrite-tuff suite. Another volcanic unit of the MIB present in the Temascaltepec district is formed by basal augite andesite flows about 300 m thick (García-Rodríguez, 1982), and is covered by the rhyolite-ignimbrite suite (Mooser 1972);

(e) basalts and andesites of the TMVB, which range in age from late Miocene to the present. These flows were produced from monogenetic volcanic centres related to tension faulting (Demant, 1978). The Temascaltepec River runs along one of these faults, which is the most important tectonic structure in this area.

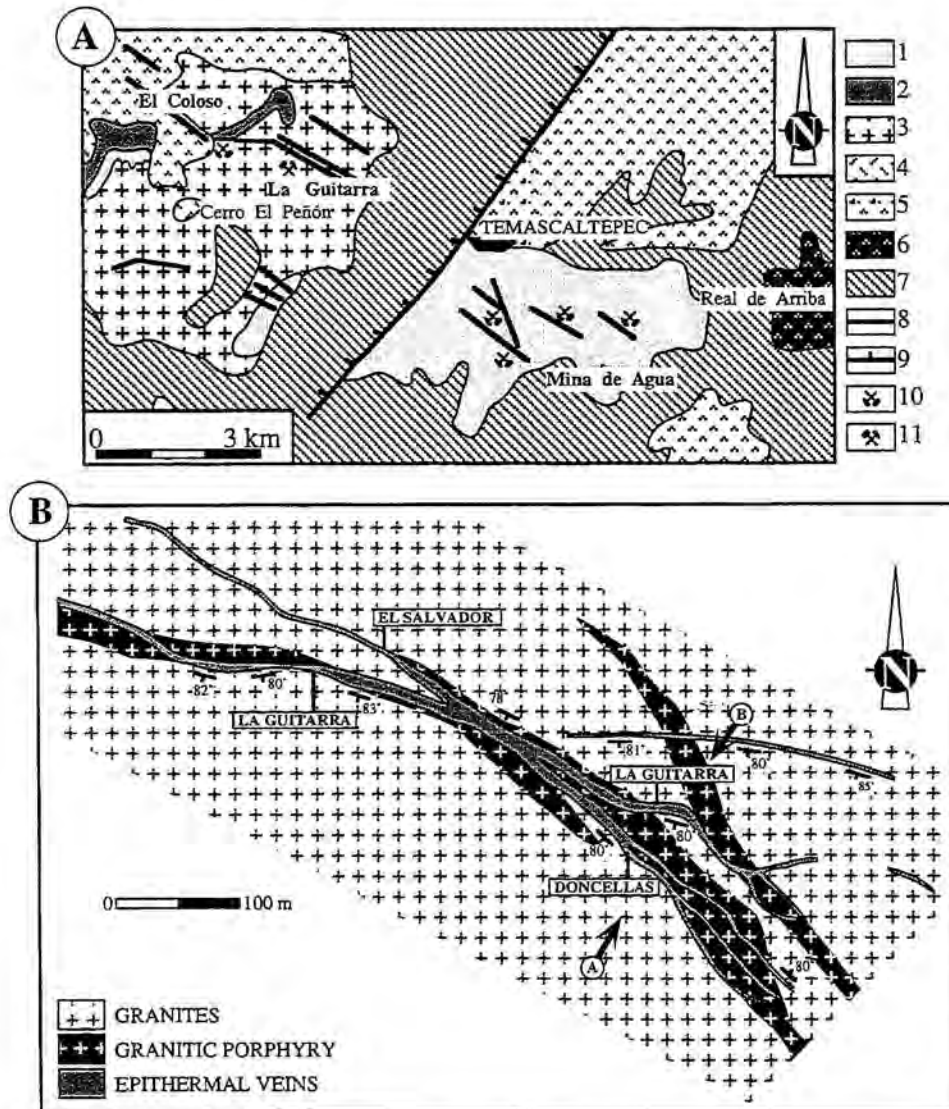


FIG. 3.2. A: Geological map of the Temascaltepec district. Key: (1) Tierra Caliente metamorphic complex (pre-Albian), (2) Balsas Formation, (3) Late-Laramidic granites (Middle Eocene), (4) rhyolitic neck (MIB), (5) rhyolitic tuffs and ignimbrites (MIB), (6) andesites (MIB), (7) basalts and andesites (Plio-Quaternary, TMVB), (8) epithermal veins, (9) Temascaltepec River normal fault, (10) abandoned mines, (11) active mines. Modified from Bernal et al. (1980) and González-Partida (1981). B: Surface vein distribution of the La Guitarra system with the location of A-B geological section of Fig. 3.3 (modified from internal reports of Industrias Luismin S.A. de C.V.)

The Temascaltepec fault divides the entire epithermal vein system, which is thought to be originally continuous from El Coloso to Mina de Agua, into two blocks which are vertically displaced one with respect to the other, the Mina de Agua sector representing the uplifted deeper portion of the system.

The epithermal veins still lack absolute dating, but some authors argue that they may belong to the Miocene (Campa et al., 1977) or, by analogies with other epithermal deposits hosted in similar geological sections, may have occurred between 35 to 30 M.a. ago (Albinson, 1988). The Mina de Agua veins are hosted by the Taxco Schists, the La Guitarra system by the late-Laramide granitic assemblage, and the El Coloso veins by these lithological units, and the rhyolites and ignimbrites of the MIB.

At La Guitarra, mining is being developed on six levels, from top to bottom they comprise (height above sea level), El Garambullo (2425 m), La Cruz (2350 m), San Francisco (2250 m), Amelia (2175 m), San Rafael (2110 m), and San Rafael ramp (from 2110 to 2025 m). Sampling was undertaken at available surface outcrops and underground workings, as well as cores from drill holes.

VEIN STRATIGRAPHY AND INTERNAL STRUCTURE

The La Guitarra deposit consists of a set of six main veins: El Salvador and Jarana veins, which are barren (Vélez-Sánchez, 1985); El Tajo and La Central veins, that are very narrow and not completely explored; and Doncellas and La Guitarra veins which are the largest of the deposit and host the main ore bodies. In its eastern-most part, the La Guitarra system strikes 120-135° (NE-SW), changing to 95° (W-E) westward, and dipping 70-90° to the SW and S respectively (Fig. 3.2B). Its strike length is more than 3.5 km, and the exposed vertical extent is about 400 m. At the San Rafael mining level, the Jarana, Doncellas and La Guitarra veins converge into a single vein; the El Tajo and La Guitarra veins converge at about the height of the Amelia level (Fig. 3.3). The maximum vein thickness is about 15 m, averaging 5 m and thinning with depth.

La Guitarra system shows a complex, polyphase history indicating various mineralizing events corresponding to major hydrothermal pulses. It is formed by three main stages of crustiform and cockade banding (Figs. 3.4A, 3.4B), brecciation and veinlet filling, which record the multiple fissure-opening events that allowed hydrothermal solutions to flow through. Three main stages of vein formation that pinch and swell along strike have been distinguished from field observations and paragenetic studies.

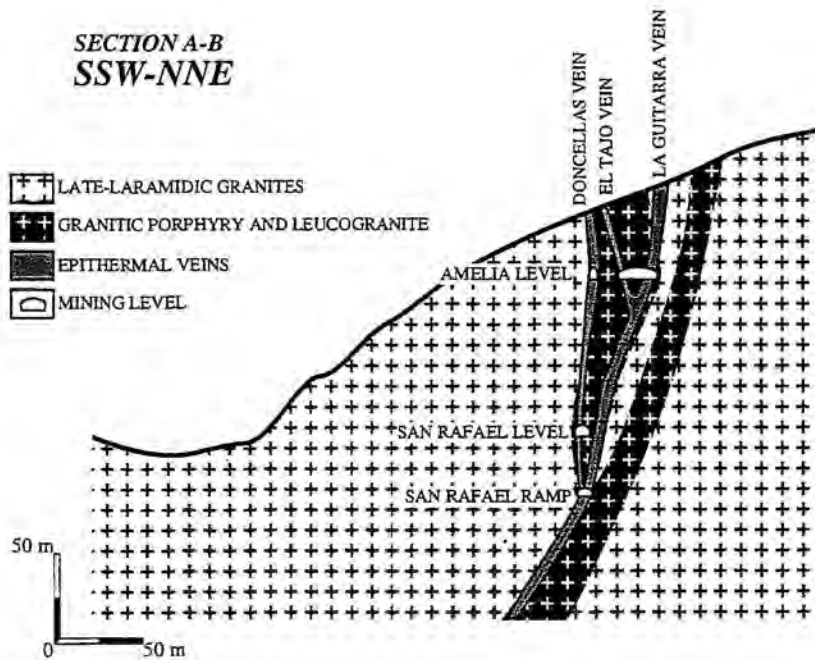
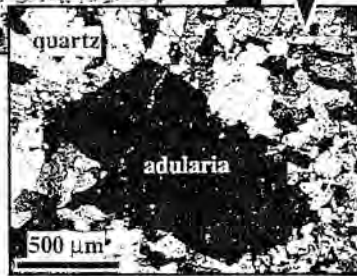
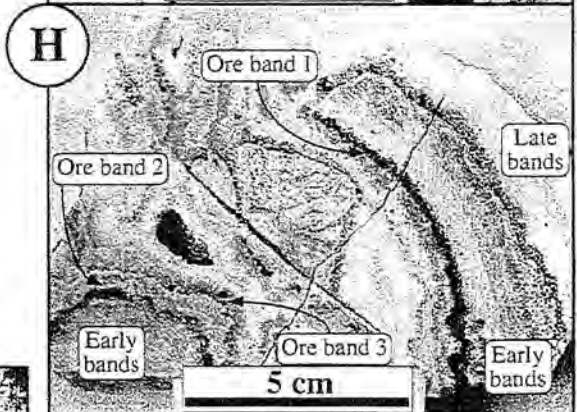
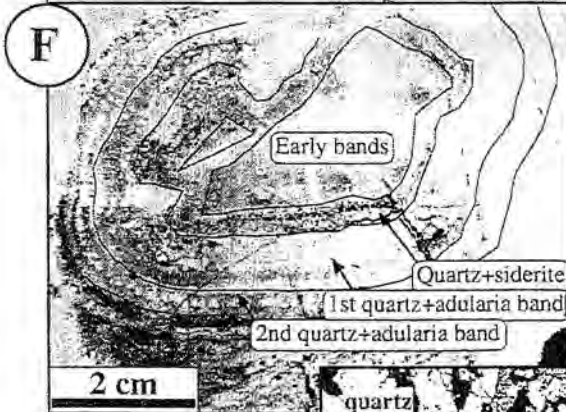
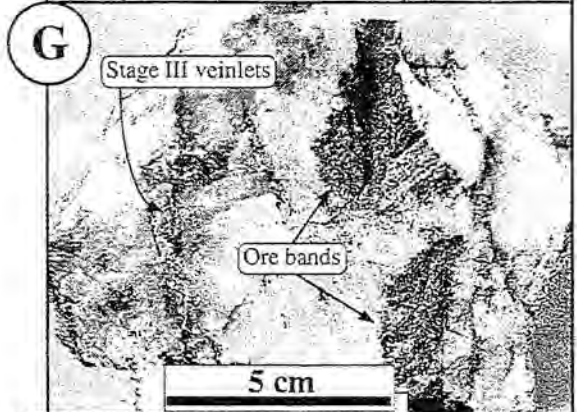
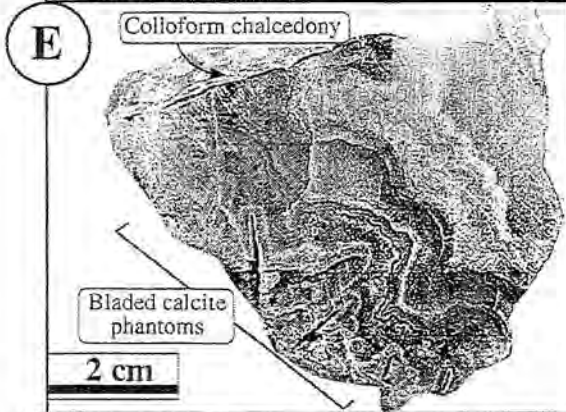
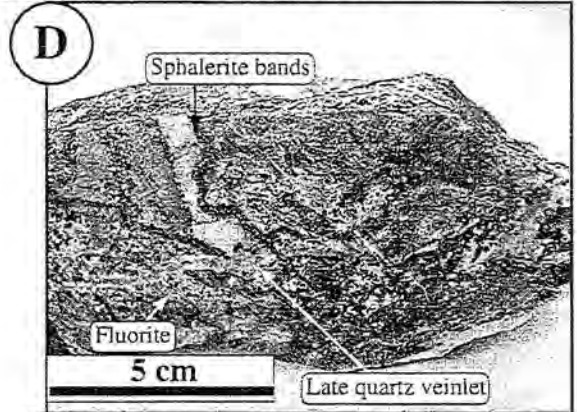
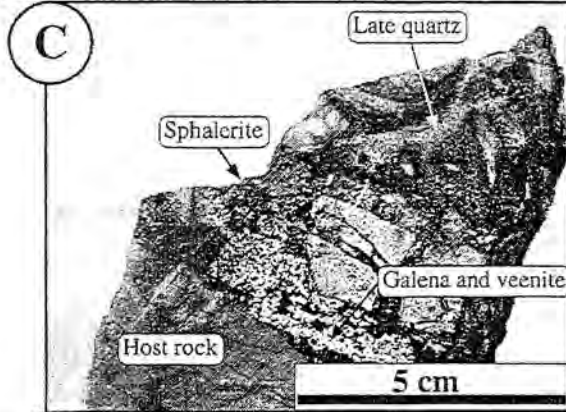
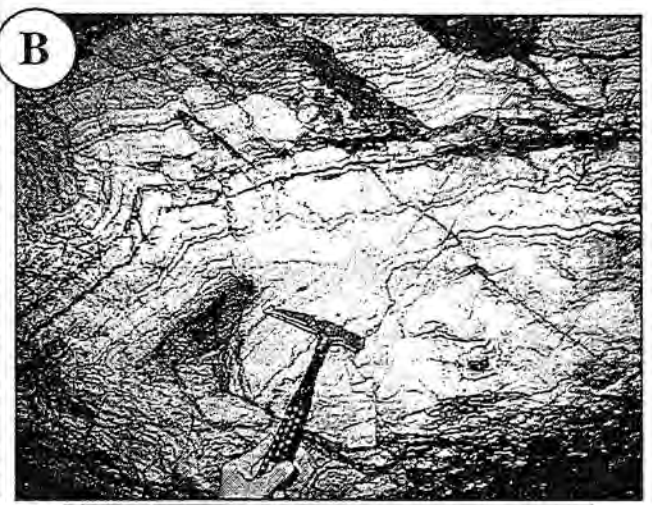


FIG. 3.3. Geological section of La Guitarra system (location in Fig. 3.2), as determined from observations in mining levels and drill cores. Modified from internal reports of Industrias Luismin S.A. de C.V.

Stage I

This is the least economically important stage as it does not contain any significant gold concentrations and is silver-poor. It is composed of a partially brecciated body of host-rock fragments up to 0.5 m in diameter, showing propylitic alteration. It contains the greatest relative amount of base-metal sulfides of the three stages within the La Guitarra system. The breccias are commonly cemented by base-metal sulfides, with greenish gray microcrystalline quartz, fluorite and carbonates, forming bands up to a few centimeters thick (Figs. 3.4C, 3.4D). In the latest bands, quartz grain size is coarser, locally forming small amethyst geodes. Bladed calcite phantoms (replaced by quartz) are evidence of boiling (Simmons and Christenson, 1994) and are found in the Amelia and San Francisco levels, where the silver mineral assemblage is more abundant. Stage I is also present in the SE part of the El Coloso area, but there it completely lacks any silver minerals and is very poorly banded.



Stage II

This is the most important stage in terms of volume, attaining maximum thickness where the major veins converge (Fig. 3.5). It contains the main precious-metal ore assemblages and is characterized by the presence of white or gray banded quartz, chalcedony and seldom opal. These bands can in turn be brecciated and cemented by newly formed bands of the same mineralogy. This type of texture is interpreted as being formed by a crack-and-seal mechanism, and it is evident on all mining levels. At the bottom of the deposit (San Rafael ramp) breccias with angular fragments are more abundant than in the upper levels, where breccia fragments are coarser and rounded, commonly consisting of detached sets of early bands (Fig. 3.4H). On the basis of cutting relations, mineralogy and textures, four main sub-stages (A, B, C and D) were defined.

The silica bands are composed of the partial or complete repetition of the following sequence: opal → chalcedony with bladed calcite phantoms → microcrystalline quartz with siderite or rhombohedral adularia → drusy quartz (sub-centimeter grains) → amethyst-quartz (centimeter crystals). However, many sets of bands are composed only of chalcedony showing recrystallization textures and microcrystalline quartz. Opal is usually recrystallized but in some samples it is still preserved its isotropic character, especially in those from the upper mining levels. Silica texture types were classified, according to Dong et al. (1995), into primary, recrystallization, or replacement textures. In stage II of the La Guitarra system, primary textures are represented by crustiform, colloform, comb, massive, moss, cockade and zonal types. The flamboyant, feathery, mosaic and ghost-sphere are considered to be recrystallization textures. Evidence of carbonate replacement by micro-crystalline quartz showing lattice-bladed, ghost-bladed and saccharoidal textures also exists.

(Previous page) **FIG. 3.4.** Photographs of mineralization styles and hand specimens from La Guitarra. **A:** view of stage IIB mineralization (Amelia level); black bands (up to 2 cm thick) are mineralized bands, notice the brecciation of early mineralized bands at left hand side of the picture. **B:** view of stage IIB crustiform banding (Amelia level); dark bands and the geode at the left hand side are made up by amethyst, marking the repetitive character of the sequential banding. **C:** crackle veinlet mineralization of stage I (San Rafael level); host rock fragments were propylitized and argillitized. **D:** banded mineralization in stage I (Amelia level); growth sequence evolves from crustiform sphalerite bands to fluorite. **E:** stage IIA colloform bands of recrystallized chalcedony, deposited on bladed calcite crystals (El Garambullo level). **F:** cockade banding of late bands on early band fragments during stage IIA (Amelia level); white dots in the hand specimen are rhombohedral adularia crystals; small microphotograph with crossed nicols of the same sample displays the crystal shape of adularia at its extinction position. **G:** hand specimen of the thickest mineralized bands of stage IIB (San Francisco level), also showing sub-centimeter stage III veinlets crosscutting them. **H:** pre- and post-brecciation banding in stage IIB (La Cruz level); early bands at the right hand side of the picture start with opal, followed by chalcedony and then by microcrystalline quartz and a sulfide-sulfosalt-electrum assemblage; mineral precipitation in late bands ends with quartz in microgeodes, at the left hand side.

Sub-stage A does not contain any precious-metal minerals and its scarce base-metal mineralization is apparently due only to fragments of stage I mineralization. There is at least one episode of brecciation (Fig. 3.4F). Successive brecciation of early bands, host rocks and stage I remnants occurred. Although it does not contain any mineralization, rhombohedral adularia crystals (Fig. 3.4F) and bladed calcite phantoms are found in the Amelia level and the San Rafael ramp, and bladed calcite (dissolved but not pseudomorphosed by quartz, see Fig. 3.4E) also occurs in the El Garambullo level.

Sub-stage B is made up of a similar banded and brecciated structure (Fig. 3.4A), with carbonates, base-metal sulfides, Ag, Ag-Cu and Ag-Pb sulfosalts, argentite and electrum, which occur disseminated or filling vugs within micro-crystalline quartz bands of sub-centimeter to centimeter thickness. The rhombohedral adularia crystals and bladed calcite phantoms occur over the exposed vertical interval of the veins within this sub-stage (see next sections). Precipitation of at least three sub-events of ore-bearing assemblages took place (Fig. 3.4H). Sub-stage B differs from sub-stage A in its more complex mineral association. Myrmekitic intergrowths between base-metal sulfides and silver-bearing sulfosalts are common.

Although sub-stage C is similar to sub-stage A in its mineralogical and textural characteristics, it is much less important in volume and completely barren. Similarly to the other sub-stages, its structure is banded also showing micro-crystalline quartz, forming bands up to 50 cm-thick. At the end of this stage, amethyst geodes are very common.

Sub-stage D consists of groups of veinlets forming breccias up to 2-3 m thick, which probably relate to small faults cross cutting the main vein system. Its metallic mineralization consists of base-metal sulfides and late stibnite. This is the only substage whose internal structure is not banded.

Stage III

This stage is formed by mm- to cm-thick late veinlets (Fig. 3.4G), becoming decimeter size when grouped in lenses. It is located preferentially in the hanging-wall or the foot-wall of the veins, although it is also found in satellite veinlets within the wallrock (Fig. 3.5). The mineral assemblage consists of quartz, carbonates and an association of sulfides, Ag, Ag-Cu and Ag-Pb sulfosalts and electrum. These minerals are also commonly found to fill quartz geodes, vugs or other open spaces. Although stage III represents a volumetrically minor part of the mineralization as a whole, it displays the richest assemblages of precious-metal minerals. Thus, this confirms the tendency of the amount of Ag-Au to increase with time, relative to base

metals. This is supported by the correlation of the metal ratios of stage III with those of stage I and sub-stage IIB.

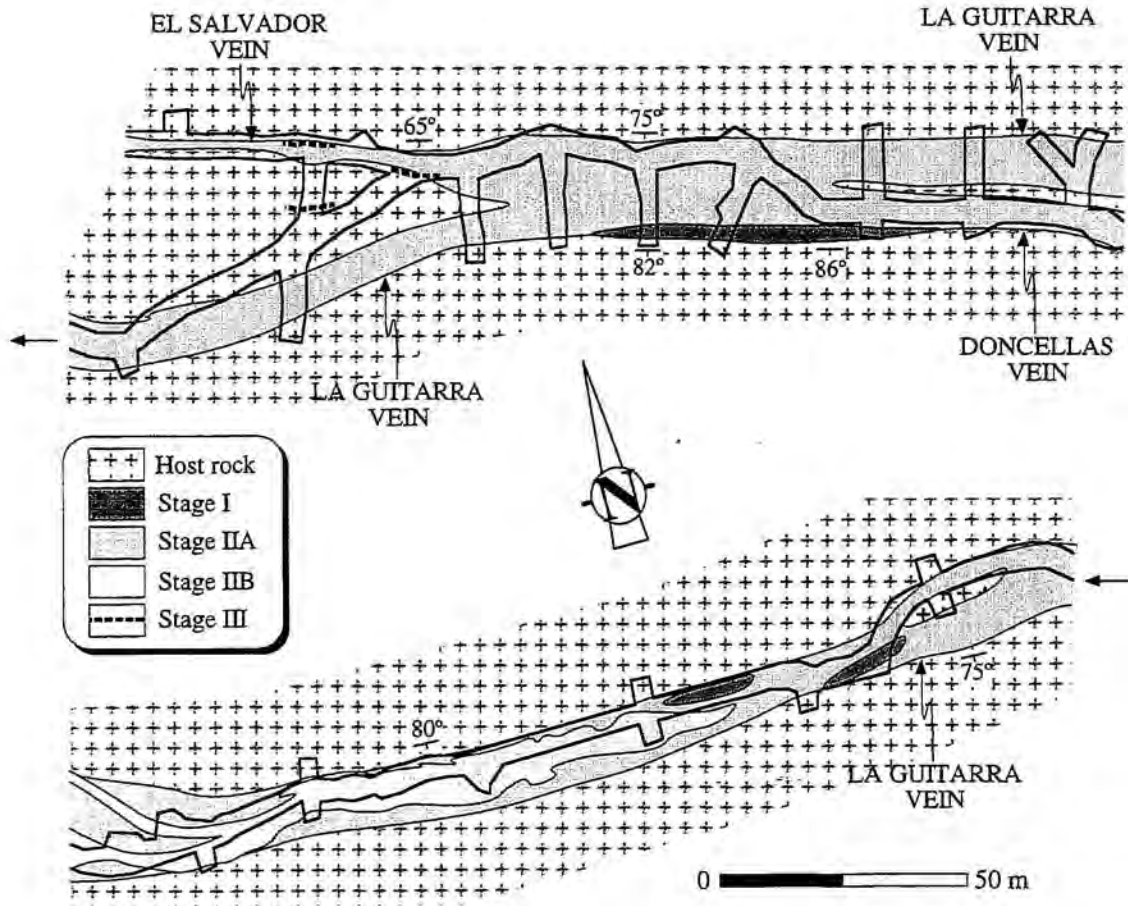


FIG. 3.5. Underground map of the Amelia level of the main mineralization stages. Notice the non-continuous record of stage I and the distribution of stage III in the vein margins and in satellite veinlets. Location of the mapped section is indicated in Figure 3.19.

Alteration patterns

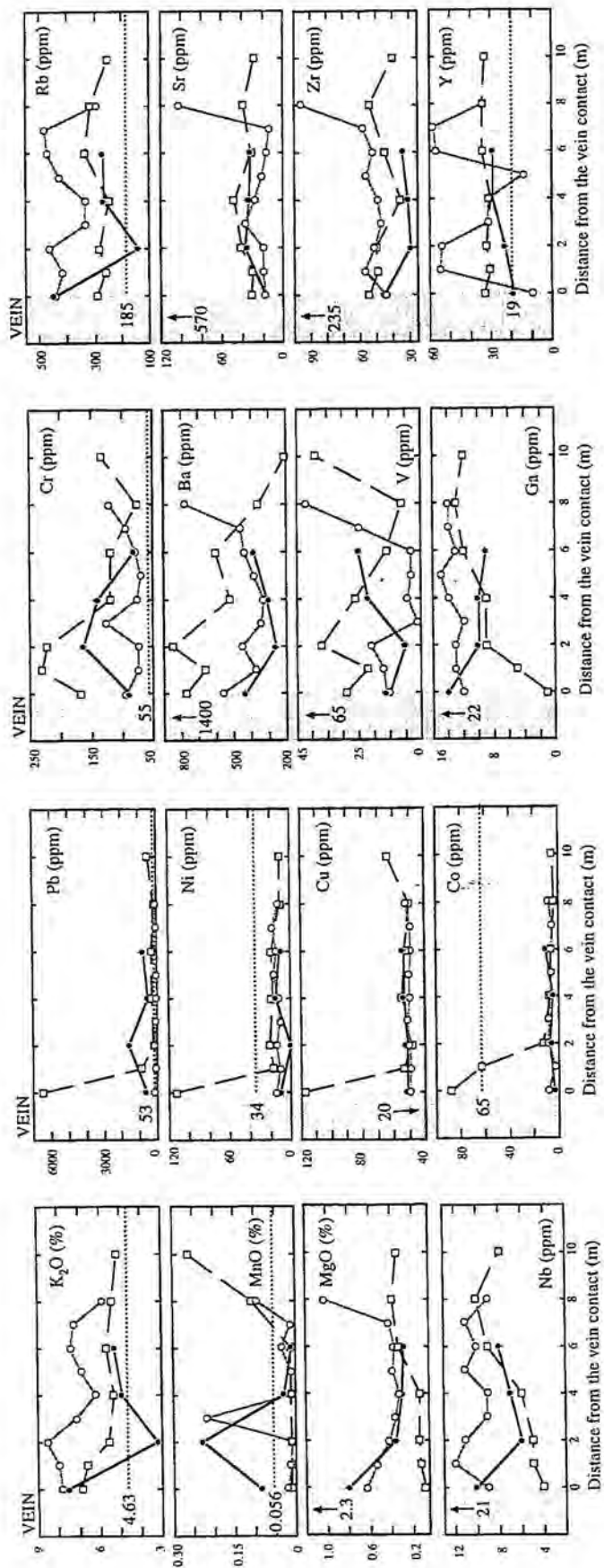
The hydrothermal alteration envelope around the veins in the La Guitarra system and neighbouring areas is generally weakly developed. This is a feature similar to that found in the Santo Niño vein of the Fresnillo district (Gemmell et al., 1988), but distinct from other low-sulfidation epithermal deposits of Mexico such as at Pachuca-Real del Monte (Geyne et al., 1963) or Guanajuato (Randall et al., 1994), where extensive alteration areas are present. The hydrothermal alteration around the veins in La Guitarra is represented by propylitic, kaolinite-illite-smectite and quartz-sericitic assemblages. For these alteration assemblages, the

replacement of primary phases by secondary phases is more pervasive in the rock matrix than in the phenocrysts.

Propylitic alteration makes up the most distal zone and consists of quartz, chlorite, calcite, siderite, pyrite, epidote, illite-smectite, brown titanite, and scarce sphalerite. Biotite is commonly altered to chlorite, but it is also replaced by quartz plus sericite, brown titanite or epidote, and even siderite. Plagioclase phenocrysts are often replaced by microcrystalline quartz and illite-smectite, but are never completely altered. Carbonates and epidote usually occur in veinlets, together with quartz and millimeter-size radial aggregates of needle-like epidote crystals. These veinlets may be found cross-cutting and partly replacing plagioclase and biotite phenocrysts. The host rock fragments enclosed within stage I show green staining by the mineral assemblage illite-smectite, chlorite, quartz, sericite and siderite; silicification (mainly quartz) is locally developed with kaolinite overprints.

In the upper part of the deposit, kaolinite-illite-smectite alteration dominates, with kaolinite, illite-smectite and quartz comprising the main minerals. Kaolinite is the most common alteration mineral of igneous potassium feldspars. The kaolinite-illite-smectite alteration assemblage is a few meters thick and its distribution with depth was not clearly observed. Kaolinite-illite-smectite alteration gives way to quartz-sericite alteration in the vicinity of the veins, and is also associated with narrow bands of silification.

Quartz-sericite haloes of less than 1 m thick are developed around the veins, but the intensity of the alteration is strong only on vein contact. These haloes consist of microcrystalline quartz, sericite, and minor illite-smectite and pyrite. In this assemblage sericite and microcrystalline quartz partially replace potassium feldspars. Epitaxial growths of alteration quartz on igneous quartz are widespread, and secondary quartz replaces igneous potassium feldspar. A total obliteration of igneous minerals within quartz-sericite haloes is exclusively found in the lowest mining levels (San Rafael ramp, and San Rafael and Amelia levels) while in the La Cruz level, even in the vein contact, about a 30% of the original rock remains unaltered. The rock matrix (mostly plagioclase, quartz and biotite) is usually altered to fine-grained quartz and sericite or illite-smectite, and millimeter-size pyrite crystals. The grain size of alteration minerals is coarser in the lower levels than in the upper. The distribution of coarser grain sizes of alteration minerals and the complete replacement of igneous minerals (including phenocrysts) coincides with the occurrence of adularia within the alteration assemblage. Adularia is a rare mineral in the alteration assemblage, and was found only in three samples as disseminated rhombohedral idiomorphic, micrometer-size crystals. The dominance of quartz-sericitic assemblage containing illite-smectite indicates that the hydrothermal fluids had near-neutral pH (Hemley et al., 1980).



Three series of geochemical analyses of samples taken from three crosscuts of the vein contact outward (up to 10 m distance) were performed to record possible major and trace element variations in the alteration zones; two of them were initiated from a stage IIA vein contact, and the third from a stage IIB vein contact. The results are depicted in Figure 3.6. A wall-rock sample taken within the quartz-sericitic halo at the contact with stage IIB mineralization shows an enrichment in Pb, Cu, Ni and Co, and depletion in Ga, Nb and MgO, when compared to samples taken where the wall-rock is in contact with stage IIA mineralization. However, no differences are observed for other elements, such as K₂O, Ba, V and Cr. Since no fresh granite could be collected, we tentatively use the fresh granitic rock compositions given by Potts et al. (1992) as a reference. When compared to fresh-rock compositions, and assuming constant mass, the sampled host rocks in La Guitarra show overall depletion of MgO, MnO, Sr, Ba, Zr, Ga, Nb, Ni, V and Co, and enrichment in K₂O, Y, Rb, Pb, Cu and Cr. However, as the extent of density and volume changes caused by the hydrothermal alteration is not known, these apparent depletions and enrichments may not be real.

MINERALOGY

The mineralogy in the La Guitarra system is comprised of complex associations of base-metal sulfides, argentite, silver and base-metal sulfosalts, and electrum as ore minerals; quartz, chalcedony, opal, carbonates, fluorite, and adularia are gangue minerals. The study of 70 polished and 130 thin sections permitted detailed identification of the mineral assemblages for each stage of mineralization (Fig. 3.7).

Stage I consists of three successive mineral associations: (1) quartz, pyrite, sphalerite, galena, fluorite, siderite, ankerite, chalcopryrite, sericite, illite-smectite and kaolinite (base-metal sulfide assemblage, BMSA); (2) quartz, veeinite and twinnite replacing galena (lead sulfosalt assemblage, LSA); (3) bladed calcite with a base-metal sulfide assemblage similar to the BMSA plus argentite (replaced by acanthite), Sb-billingsleyite, proustite-pyrargyrite, xanthoconite-pyrostilpnite, freieslebenite, andorite and miargyrite (silver mineral assemblage, SMA). In the

(Previous page) **FIG. 3.6.** Compositional patterns of altered monzogranites from the vein contact outward at the Amelia level. Black and white dots indicate compositional profiles obtained from host rock in contact with stage IIA (barren), and white squares indicate compositional profiles obtained from host rock in contact with stage IIB (main ores). Dashed lines and arrows are the mean compositions of the reported elements in fresh granites after Potts et al. (1992).

latest assemblage, pyrite is strongly dominant over the other base-metal sulfides. The deposition of Ag-Pb sulfosalts occurs prior to Ag sulfosalts. Supergene minerals are smithsonite, auricalcite, limonite and goethite. The absence of gold (native or as electrum) and Ag-Cu sulfosalts in this stage is a noticeable characteristic.

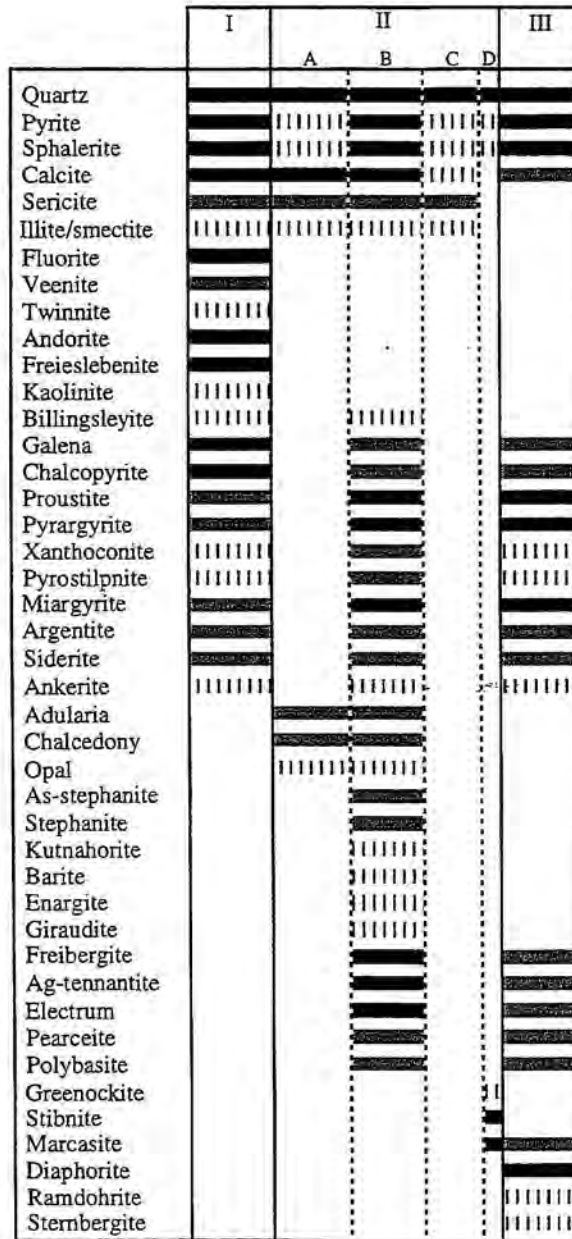


FIG. 3.7. Mineral sequence for each stage in the La Guitarra system. Dark shaded pattern shows the essential minerals, light shaded pattern the accessory minerals, and striped pattern the rare minerals.

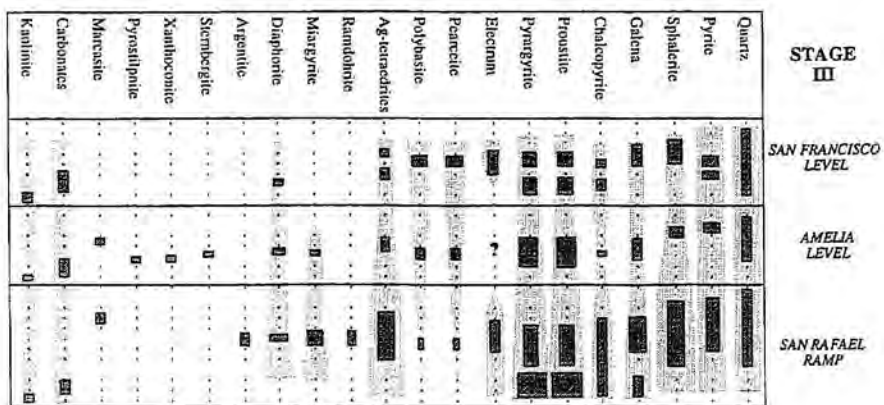
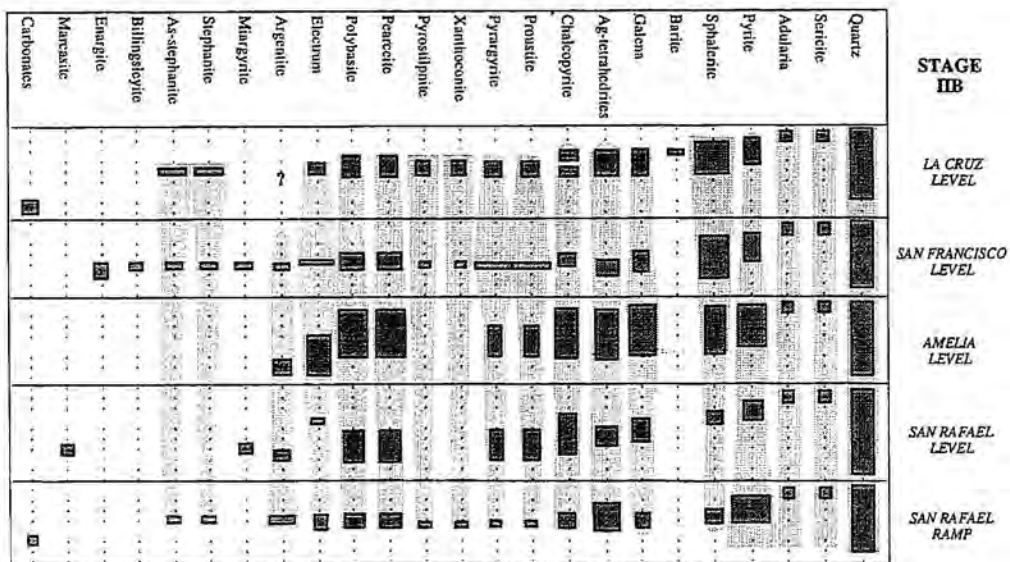
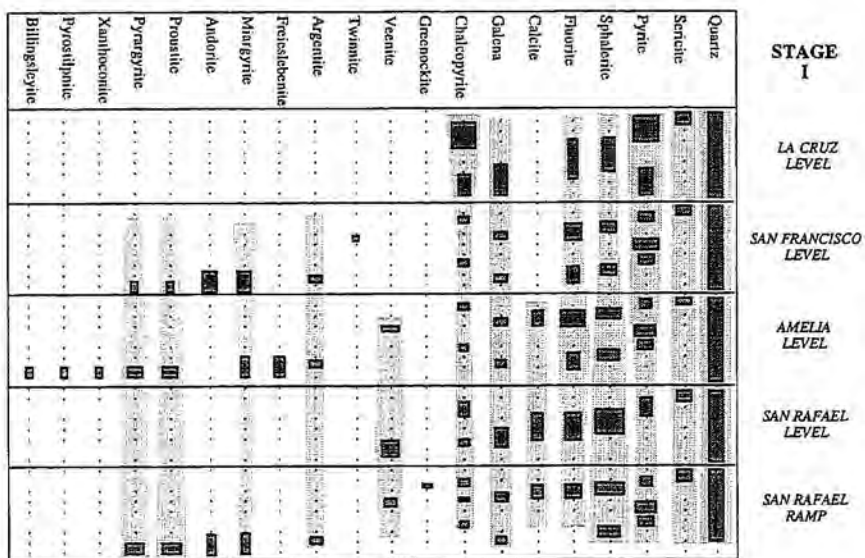
The base-metal sulfide assemblage may be found: (a) replacing enclosing rock fragments; (b) around breccia fragments; (c) disseminated in quartz bands; (d) as breccia cement, where fluorite is a more common mineral than in the other mineralization styles. This assemblage shows a characteristic succession of pyrite → sphalerite → galena → chalcopyrite. Replacement textures between them are widespread. This early assemblage shows strong variations in the relative contents of sphalerite and chalcopyrite with depth: sphalerite is the dominant mineral in the lowest mining levels, but its content decreases notably upwards, contrary to chalcopyrite (Fig. 3.8). Carbonate minerals and kaolinite are found filling vugs as the latest manifestations of this assemblage.

The replacement of galena by lead sulfosalts in cracks or grain borders is systematic at any mining level (except for La Cruz). Veenite, $\text{Pb}_2(\text{Sb,As})_2\text{S}_5$, is present from the San Rafael ramp to the Amelia level, and twinnite, $\text{Pb}(\text{Sb,As})_2\text{S}_4$, in the San Francisco level.

The silver mineral assemblage is only found in the San Rafael ramp, and the Amelia and San Francisco levels, and is less abundant in volume than the BMSA. Bladed calcite phantoms are restricted to the Amelia and San Francisco levels, coinciding with the SMA presence. This assemblage occurs as two distinct successions: (1) argentite → andorite + miargyrite → proustite-pyrargyrite + miargyrite, or (2) argentite → freieslebenite + miargyrite → argentite ± billingsleyite/Sb-billingsleyite → proustite-pyrargyrite → xanthoconite-pyrostilpnite ± miargyrite. The latter succession (Fig. 3.9) is discussed below.

As in stage I, the mineral assemblage in stage IIB ore bands starts with base-metal sulfide dominance, and it is immediately followed by deposition of the precious-metal assemblage. The stage IIB banded ore association consists of micro-crystalline quartz, pyrite, sphalerite, galena, adularia, sericite, bladed calcite (early assemblage); argentian tetrahedrite-tennantite minerals (mixed characteristics of freibergite, argentotennantite and giraudite), proustite-pyrargyrite, pearceite-polybasite, miargyrite, argentite (replaced by acanthite), electrum, chalcopyrite, xanthoconite-pyrostilpnite, stephanite-arsenostephanite, marcasite, Sb-billingsleyite, enargite, siderite, ankerite, kutnahorite and barite (late assemblage), where Ag-Cu sulfosalts occur prior to Ag sulfosalt deposition. Ag-Pb sulfosalts are noticeably absent. The supergene assemblage includes covellite, bornite, azurite, malachite, limonite, goethite and kaolinite.

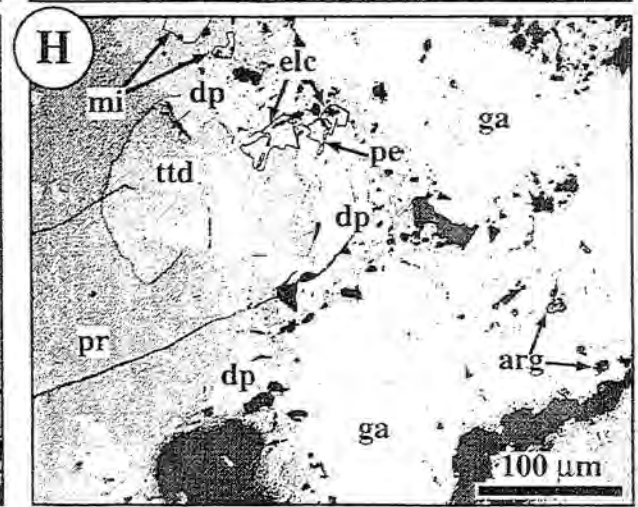
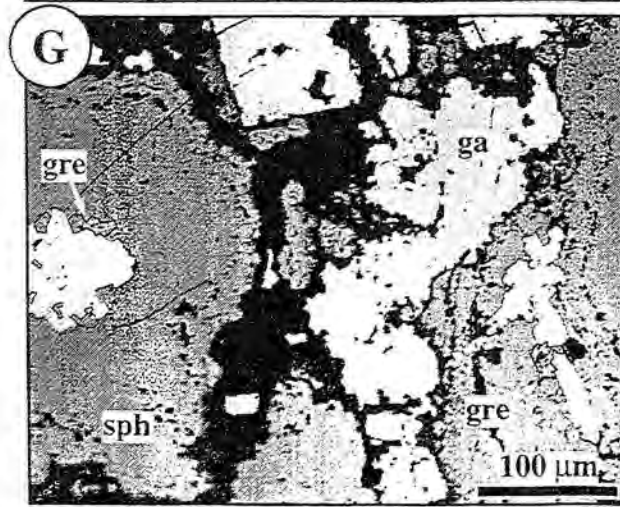
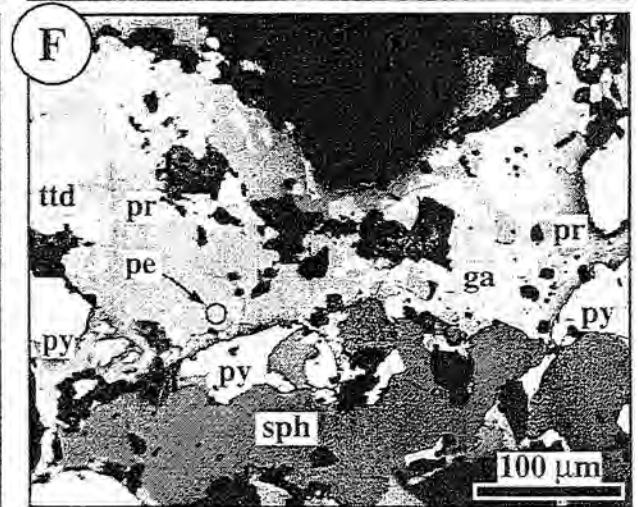
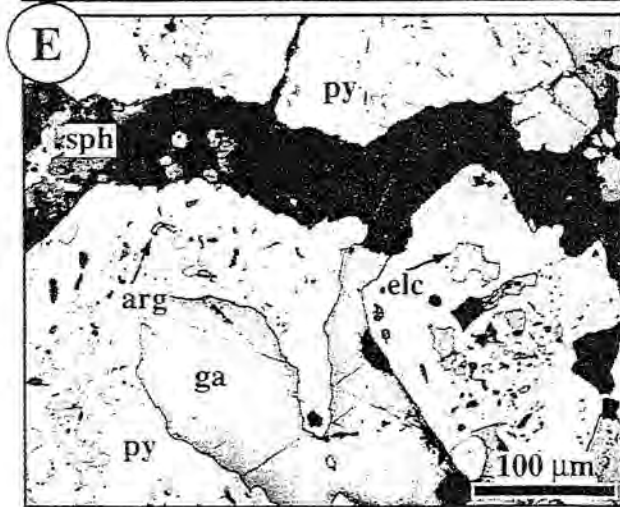
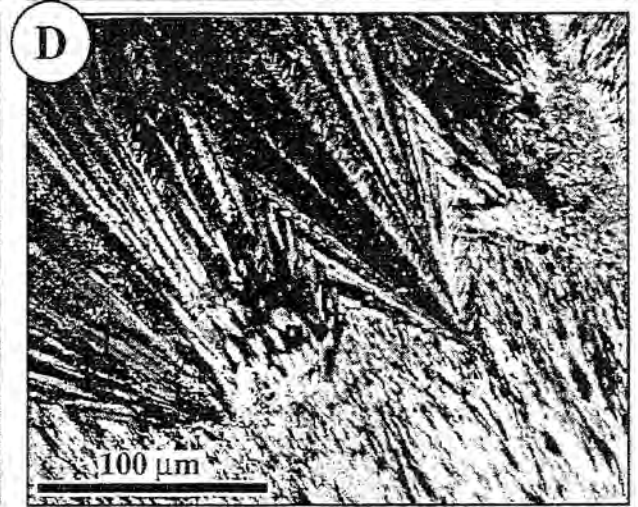
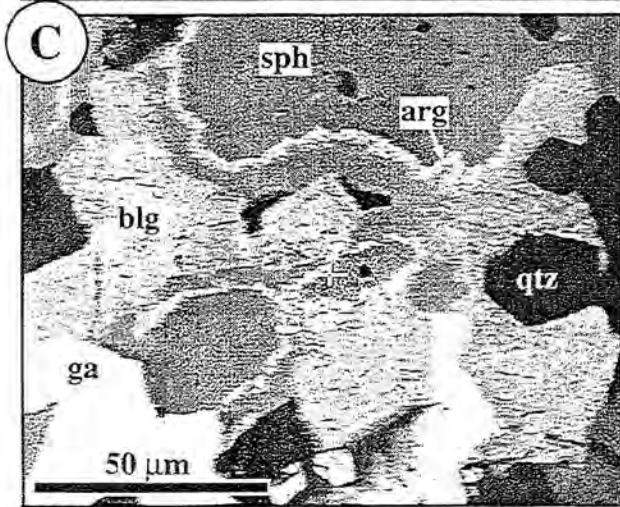
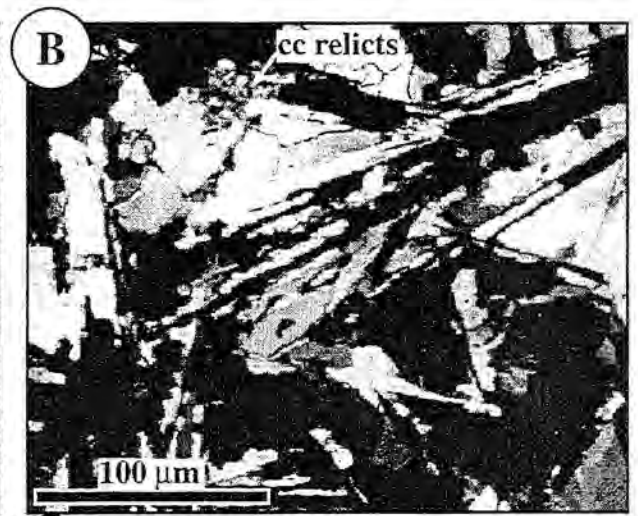
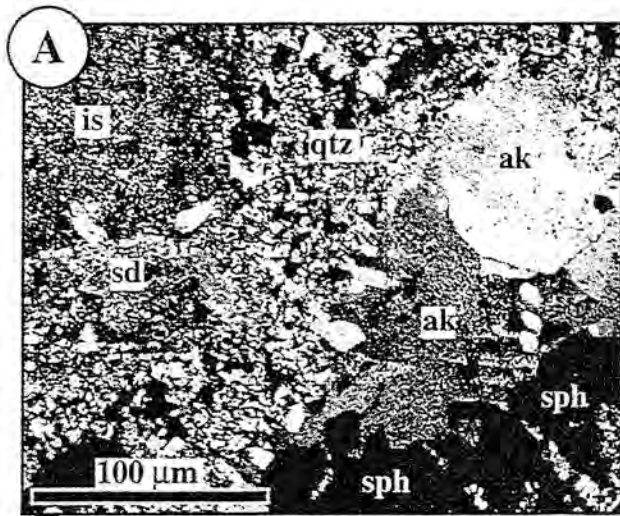
(Next page) **FIG. 3.8.** Mineral distribution and paragenetic sequences for stages I, IIB and III in the mining levels where those are found. Depositional sequences must be read from the top to the bottom for each level. The width of rectangles indicates relative amounts of each mineral. Shaded areas correspond to the correlation of the relative amounts of each mineral with depth.



The early assemblage of base-metal sulfides shows a time sequence of pyrite → sphalerite → galena → chalcopyrite → precious-metal minerals with the characteristic replacement textures found in stage I. Sphalerite content increases upwards as pyrite content decreases (Fig. 3.8). Argentite content is low and uniform, but proustite-pyrargyrite and stephanite-arsenostephanite contents increase slightly upwards. Pearceite-polybasite and electrum apparently reach their maximum content in the Amelia level. Qualitative mineralogy is independent of the ore band thickness, but the wider these bands are (up to 4 cm), the least abundant is the base-metal assemblage, while silver minerals and electrum may represent up to 75% of the ore band. Grain sizes are coarser in the thickest bands than in the thinnest. The thickest bands contain the largest electrum grains, which are found as skeletal crystals ranging from 100µm to 1mm in diameter, while in the thinnest bands their diameter is usually less than 100µm. Noteworthy enargite is present only in the thickest bands as the latest mineral in the sulfosalt assemblage, recording the most complete mineral evolution and pointing to a progressive sulfidation. Myrmekitic intergrowths between base-metal sulfides and Ag-bearing sulfosalts are very common, e.g. between tetrahedrite and chalcopyrite or galena, pearceite-polybasite and galena, most of these in the crystal boundaries between sphalerite and tetrahedrite or proustite-pyrargyrite. Electrum is preferentially associated with argentian tetrahedrites and with sphalerite replacing pyrite, but it also occurs within Ag sulfosalts.

Stage IID shows two distinct mineral associations: (1) quartz, pyrite with trace amounts of sphalerite and galena, marcasite, and stibnite, and (2) quartz, sphalerite, galena, pyrite, greenockite, lacking marcasite and stibnite. Supergene minerals are stibiconite, goethite and limonite. The second assemblage was found only in the deepest mining level, while the first was found at all depths. Greenockite occurs as tabular hexagonal crystals in the core of botryoidal aggregates of Fe and Cd-free sphalerite, closely associated with galena.

(Next page) **FIG. 3.9.** Photomicrographs of different mineralization styles of the La Guitarra system. **A:** BMSA of stage I (Amelia level), crossed nicols; general trend of mineral deposition occurred from the lower right to the upper left corner. **B:** SMA of stage I (San Rafael ramp), crossed nicols; replacement textures of bladed calcite by quartz, with scarce calcite relicts. **C:** early vug filling in the SMA of stage I (Amelia level), backscattered electron image at sample current of 18.3 nA and accelerating voltage of 20 keV. **D:** recrystallization textures of chalcedony in stage IIA early bands (San Rafael ramp), crossed nicols. **E:** stage IIB ore bands (Amelia level), plain polarized light; notice the replacement textures affecting pyrite. **F:** stage IIB ore bands (San Rafael level), plain polarized light. **G:** stage IID base-metal sulfide assemblage (San Rafael ramp), plain polarized light; notice the close association of greenockite with galena, especially in the core of botryoidal aggregates. **H:** ore assemblage in stage III veinlets (San Rafael ramp), plain polarized light; mineral deposition occurred from right to left; notice the close association of electrum with Ag-tetraedrites. Abbreviations: ak = ankerite, arg = argentite, blg = Sb-billingsleyite, cc = calcite, dp = diaphorite, elc = electrum, ga = galena, gre = greenockite, is = illite-smectite, mi = miargyrite, pe = pearceite-polybasite, pr = proustite-pyrargyrite, py = pyrite, qtz = quartz, sd = siderite, sph = sphalerite, ttd = Ag-tetraedrites.



Stage III displays a clear mineral zonation. Mineral deposition starts with quartz and base-metal sulfides (pyrite, sphalerite, galena, marcasite, chalcopyrite), followed by mainly argentian tetrahedrite-tennantite and electrum (with some proustite-pyrargyrite and argentite, replaced by acanthite). It ends with the main Ag, Ag-Cu and Ag-Pb sulfosalt assemblage (galena, diaphorite, miargyrite, pearceite-polybasite, proustite-pyrargyrite, xanthoconite-pyrostilpnite, ramdohrite, sternbergite, chalcopyrite and some electrum) and gangue minerals (quartz, siderite, calcite and ankerite). As opposed to stages I and IIB, this stage contains both Ag-Pb and Ag-Cu sulfosalts but, in any of the three stages, these sulfosalts occur mostly before Ag sulfosalt deposition.

Electrum crystals are hypidiomorphic and their average size is between 20-60 μm (up to 300-400 μm). The relative amount of this mineral correlates with that of galena and argentian tetrahedrites and is sometimes closely associated with a sphalerite-galena-tetrahedrite paragenesis (Fig. 3.9). Contrary to stage IIB associations, electrum very occasionally relates to Ag-sulfosalts, and even less commonly is found enclosed within them. Stage III contains the highest relative amounts of electrum of the whole system (up to a 2% of the total assemblage). As the mineralogy of stage III usually consists of silver sulfosalts only, electrum distribution with depth is very variable. However, as tetrahedrite-tennantite, galena and sphalerite contents increase with depth, a similar abundance trend may be expected for electrum. Proustite-pyrargyrite content shows a similar trend although with a minor increase in comparison to the above minerals. Diaphorite and miargyrite contents also increase with depth, contrary to those of pearceite-polybasite (Fig. 3.8). The late sulfide-sulfosalt assemblage is roughly represented by the following succession: galena \rightarrow diaphorite and pearceite-polybasite \rightarrow proustite-pyrargyrite and chalcopyrite or ramdohrite \rightarrow miargyrite and sternbergite. As in stage IIB, replacement textures between these are very common, as well as myrmekitic intergrowths between base-metal sulfides and Ag-bearing sulfosalts.

MINERAL GEOCHEMISTRY

The chemical compositions of mineral phases were determined by means of electron probe microanalysis (EPM) and are shown in the Appendix (Tables A1 to A5). Electron probe microanalysis were performed using natural chalcopyrite, sphalerite, rhodonite, cinnabar, galena, greenockite, native gold, and synthetic Ag_2Te , Bi_2Se_3 , InSb and GaAs as standards. Analytical conditions were: sample current of 18 to 20 nA and accelerating voltage of 15 to 25 keV, with counting times for each peak of 10 seconds per element, using a four-spectrometer Cameca SX-50 at the Serveis Científic-Tècnics of the Universitat de Barcelona.

Sphalerite

Sphalerite crystals and aggregates in bands from stage I display an intense color zoning. Crystal cores range from yellow to orange, changing to red-brown and opaque towards the border, and continuing to orange and yellow. They also contain chalcopyrite blebs. Their FeS content is very low in the BMSA (which is the most abundant assemblage in the San Rafael and La Cruz levels), and their FeS values are as high as 0.25 mole fraction in the SMA. In stage IIB the FeS content in sphalerite is up to 0.17 mole fraction, although it increases with height (Fig. 3.10). It may contain chalcopyrite blebs as in stage I, and also Ag-tetrahedrite or argentite blebs may be present. Zoning is not well displayed as stage IIB sphalerites are normally nearly or completely opaque, and also because their grain size is much smaller than in stage I. In contrast, stage IID and III sphalerites from the deepest mining level show FeS contents of up to only 0.01 mole fraction. Sphalerites from all stages also contain trace amounts of Cu or Ag, but the most abundant minor element after Fe is Cd, whose average content in a single sample is up to 0.01 and 0.02 mole fraction in stages I and III, respectively. Stages IIB and IID only show trace amounts of this element (see A1).

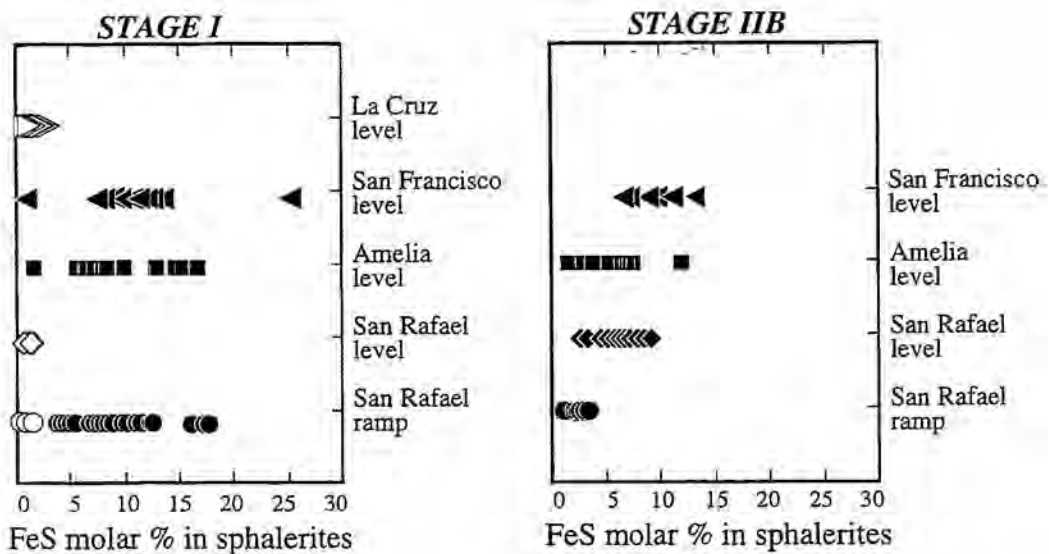


FIG. 3.10. FeS content variations with depth in sphalerites from stages I and IIB, according to electron microprobe analyses. Empty symbols in stage I denote analyses obtained in sphalerites from base-metal sulfide assemblages and solid symbols denote analyses obtained in silver mineral assemblages.

Electrum

This is present in distinct mineral associations of stages IIB and III. The difference between the two stages is that in the former, electrum is commonly found coexisting with proustite-pyrargyrite, whereas this rarely occurs in the latter. In stage IIB, electrum grains systematically display a compositional variation, the outer zones being enriched in Ag with respect to the core (from 0.34 to 0.68 mole fraction in a sample from the Amelia level). The average Ag content also increases progressively from the bottom to the top of the system. Average values for each mining level are: 0.39 mole fraction in the San Rafael ramp, 0.45 mole fraction in the San Rafael level, 0.58 mole fraction in the Amelia level, and 0.79 mole fraction in the San Francisco level (see A2). That is, Ag/(Ag+Au) ratio in electrum doubles upwards in 200 meters of vertical development of the veins. In stage III, the silver content in electrum from the San Rafael ramp averages 0.45 mole fraction, which is a significant increase with respect to stage IIB samples at the same depth. In stage III, the Ag content increases slightly from the grain core to the border: from 0.48 to 0.62 mole fraction.

Miargyrite

This is a common mineral and is found to be associated with the latest proustite-pyrargyrite at any mineralization stage, very commonly as hypidiomorphic grains. There is no evidence of proustite-pyrargyrite replacement by miargyrite, thus they are considered to have co-precipitated in equilibrium. However, in stage III, miargyrite precedes and is concomitant with proustite-pyrargyrite precipitation. The low As content in stage I miargyrites (As/(As+Sb) from 0.03 to 0.05 mole fraction) at the San Rafael and Amelia levels confirms the solubility limitations of As in epithermal miargyrites (Ghosal and Sack, 1995). In stage IIB the As content is even more limited (As/(As+Sb) from 0 to 0.01 mole fraction, at the San Francisco level). However, stage III miargyrites display a much wider variation range of As content: As/(As+Sb) ranges from 0.02 to 0.18 mole fraction, the highest being found in the San Rafael ramp and occurring before proustite-pyrargyrite precipitation, the lowest found in the Amelia level co-precipitated with proustite-pyrargyrite (average ratio values are 0.06 and 0.03 mole fraction, respectively; see A3). Miargyrites from any stage do not contain significant amounts of other elements. Comparing these chemical compositions with those of proustite-pyrargyrite and pearceite-polybasite, it is confirmed that arsenic solubility increases as (Ag+Cu)/(Sb+As) mole fraction ratios increase for silver-bearing sulfosalts under typical epithermal environmental conditions (Ghosal and Sack, 1995).

Proustite - pyrargyrite

Among ore minerals, this mineral series is the most widespread in the La Guitarra system, and one of the most abundant in volume. In stages I, IIB and III, proustite-pyrargyrite shows close associations with the low-temperature polymorphs xanthoconite-pyrostilpnite, plus argentite, miargyrite and other sulfosalts. In stage I it is also associated with Sb-billingsleyite, and in stage IIB with the stephanite-arsenostephanite series and rare enargite. In stage I, this mineral series displays compositions of pure proustite and nearly pure pyrargyrite, the latter being the more abundant; average As/(As+Sb) is about 0.33 mole fraction. Stage IIB shows dominant extreme compositions as well, though analyzed compositions occupy the whole compositional range (Fig. 3.11), and the most abundant composition corresponds to proustite; average As/(As+Sb) is about 0.51 mole fraction. Stage III, however, does not present extreme compositions as As/(As+Sb) varies from 0.05 to 0.86 mole fraction; average As/(As+Sb) is about 0.46 mole fraction. Se is a common trace (stage I) and minor element (stages IIB and III) substituting for S in this mineral series, and its abundance does not correlate with any other element. The stage III proustite-pyrargyrite series contains the highest Se/(Se+S) ratio, of up to a 0.09 mole fraction, averaging 0.01 mole fraction (see A3). Cu, Pb and Bi are also common trace elements though less abundant than Se.

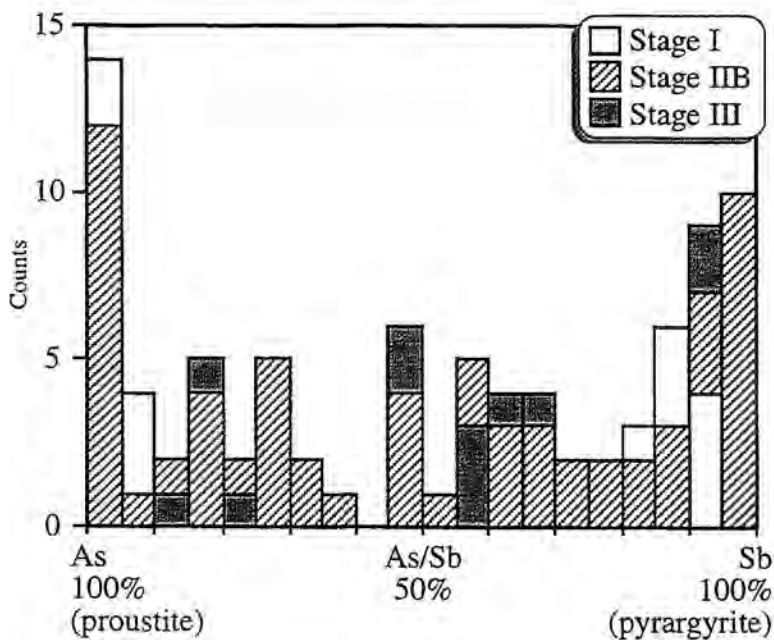


FIG. 3.11. Histogram of proustite-pyrargyrite series compositions for stages I, IIB and III.

Argentinean tetrahedrite - tennantite

This only occurs in stages IIB and III, and is one of the most abundant Ag-bearing mineral series in La Guitarra system. In stage IIB it is more abundant than proustite-pyrargyrite, but in stage III the contrary occurs. Their general composition may be considered as a mixture between modal freibergite, argentotennantite and giraudite, and it is strongly variable within single crystals although they are always relatively Ag-poor. In stage IIB mole ratios are $\text{Cu}/(\text{Cu}+\text{Ag}) = 0.76$, $\text{Sb}/(\text{Sb}+\text{As}) = 0.67$, and $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Zn}) = 0.23$. In stage IIB they are systematically richer in Cu, Fe and As (with respect to Ag, Zn and Sb) in the crystal cores, regardless of their position in the veins (Fig. 3.12). Crystal rims record systematic strong depletions in As and Fe contents, from any composition in crystal cores. In these zones Cu content also drops, down to 0.25 mole fraction from the crystal core to rims. Hackbarth and Petersen (1984) proposed a fractioned crystallization model for a similar variation pattern of argentinean tetrahedrite chemical compositions at Orcopampa, Peru. Average Ag contents increase with height as well: from 0.10 mole fraction in the San Rafael ramp to 0.30 mole fraction (see A4) in the La Cruz level (with a vertical separation of 275 m between the two levels). Average $\text{Sb}/(\text{Sb}+\text{As})$ and $\text{Ag}/(\text{Ag}+\text{Cu})$ relationships in argentinean tetrahedrites from La Guitarra also display an increase from SE to NW and from the bottom to the top of the system (Fig. 3.13).

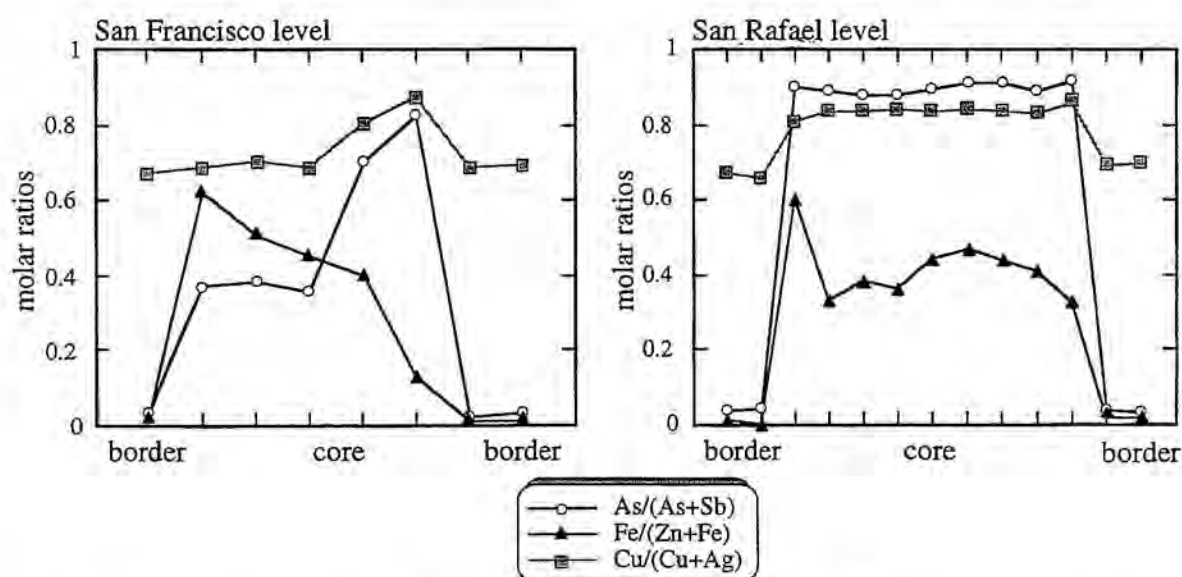


FIG. 3.12. Compositional sections of argentinean tetrahedrite-tennantites from stage IIB, from series of electron probe microanalyses in two selected grains from different elevations in the system. Each square, circle and triangle represents the selected ratios of a single microanalysis. The common hypidiomorphic to allotriomorphic character of argentinean tetrahedrite-tennantite grains makes difficult to obtain clear composition zonings, although the general trends are the same as these of the two selected grains.

The general mole ratios for argentinean tetrahedrite-tennantites in stage III are $\text{Cu}/(\text{Cu}+\text{Ag})= 0.72$, $\text{Sb}/(\text{Sb}+\text{As})= 0.55$, and $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Zn})= 0.37$ (see A3). Thus, Ag content in argentinean tetrahedrites is higher than in stage IIB, averaging 0.28 mole fraction in the San Rafael ramp. Argentinean tetrahedrite-tennantite data in stage III are scarce, as in the mining levels above San Rafael ramp the mineralogy is mainly depicted by the late assemblage rich in silver sulfosalts. Trace elements in this series are present (Hg, Bi, Te, Cd, Se) in both stages although only Cd may present higher local concentrations than Fe, but never higher than Zn.

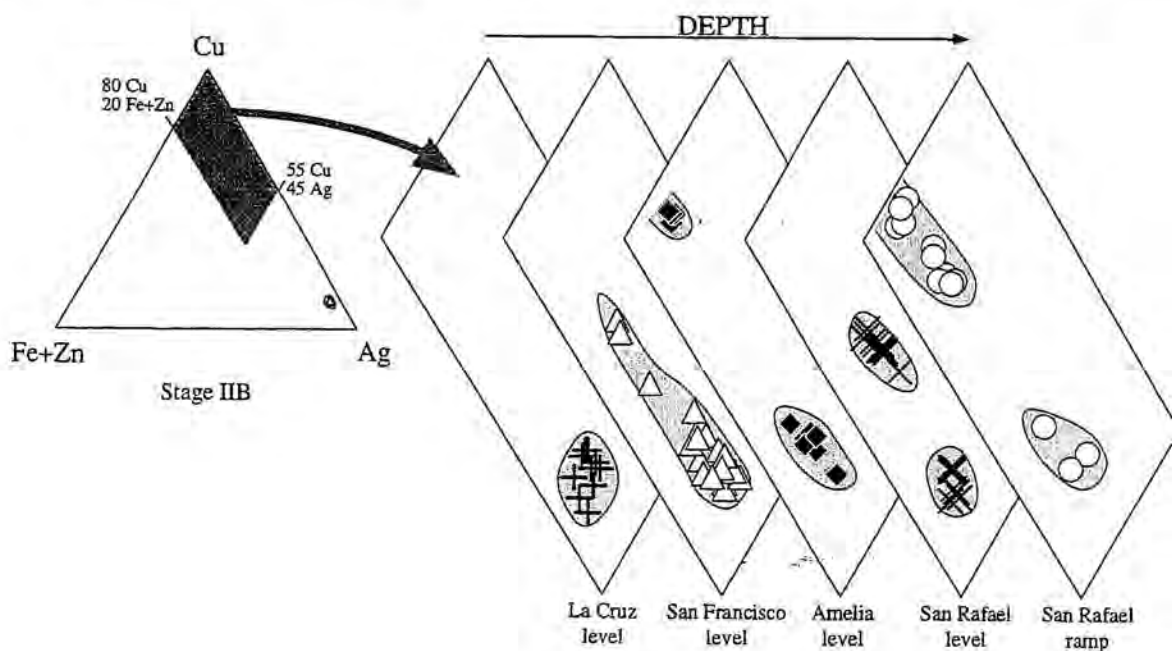


FIG. 3.13. Triangular plot of composition variations with depth of stage IIB argentinean tetrahedrite-tennantites.

Pearceite - polybasite

The chemical compositions of this series ($(\text{Ag,Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$ - $(\text{Ag,Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$) are only present in stage IIB. The compositions obtained fall within the arsenpolybasite and polybasite fields in the compositional diagram of Hall (1967), meaning that the Ag content in the minerals of this series is much higher than the Cu content. The $\text{Ag}/(\text{Ag}+\text{Cu})$ ratios are: 0.92 mole fraction in the San Rafael ramp and San Rafael level, 0.91 mole fraction in the Amelia level, 0.96 mole fraction in the San Francisco level, and 0.97 mole fraction in the La Cruz level. The $\text{Sb}/(\text{Sb}+\text{As})$ ratio also increases with height and from SE to NW. Mean values are: 0.11 mole fraction in the San Rafael level, 0.13 mole fraction in the Amelia level, and 0.44 mole fraction in the La Cruz level (total mean is about 0.25 mole fraction, see A5). Argentinean tetrahedrites

depict similar, although better displayed, patterns (see next sections). Trace amounts of other elements are very low except for Se: a sample from the San Rafael ramp has a Se/(Se+S) ratio of up to 0.12 mole fraction.

Billingsleyite

Billingsleyite and Sb-billingsleyite (Ag_7AsS_6 - $\text{Ag}_7(\text{Sb,As})\text{S}_6$) were only found in two samples from stage I in the Amelia level and stage IIB in the San Francisco level. In stage I they are closely related with argentite and proustite-pyrargyrite, but stephanite series minerals are absent. In contrast, in stage IIB they are closely related to stephanite. They display Sb/(Sb+As) ratios from 0.05 to 0.49 mole fraction in stage I (averaging 0.33 mole fraction, see A5), and the only available analysis for stage IIB shows an Sb/(Sb+As) ratio of 0.91 mole fraction. Trace and minor amounts of Pb may be locally significant although the Pb/(Pb+Ag) ratio of the available analyses is always below 0.02 mole fraction. The average of all electron probe microanalyses displayed in the appendix (A5) shows excess Ag, considering the ideal formula of this mineral series.

Stephanite-arsenostephanite

Stephanite-arsenostephanite series (Ag_5SbS_4 - $\text{Ag}_5(\text{As,Sb})\text{S}_4$) is exclusively found in stage IIB. Although this series is scarce, it was observed at different elevations in the veins. It is more abundant in La Cruz than in any other level and the available analyses display both end-member similar compositions, with Sb/(Sb+As) ratio ranging from 0.13 to 0.97 mole fraction (averaging 0.75 mole fraction, see A5). No significant trace or minor amounts of any other element was found.

Pb-Ag and Pb sulfosalts

Both freieslebenite ($\text{PbAg}(\text{Sb,As})\text{S}_3$) and andorite ($(\text{Pb,Ag})_2(\text{Sb,As})_3\text{S}_6$) occur only in stage I. Analyzed grains of freieslebenite from the Amelia level show only Sb-rich compositions, as Sb/(Sb+As) ratio ranges from 0.78 to 0.89 mole fraction (averaging 0.83). Analyses in andorite from the San Francisco level display Pb/(Pb+Ag) ratios from 0.45 to 0.99 mole fraction (averaging 0.65), and Sb/(Sb+As) ratios from 0.94 to 0.97 mole fraction (averaging 0.95). Diaphorite ($\text{Pb}_2\text{Ag}_3\text{Sb}_3\text{S}_8$) and ramdohrite ($\text{Pb}_6\text{Ag}_3\text{Sb}_{11}\text{S}_{24}$) both only occur in stage III. Sb/(Sb+As) and S/(S+Se) ratios in diaphorite at the San Rafael ramp range 0.97-

0.98 mole fraction and 0.98-1.0 mole fraction, respectively. Sb/(Sb+As) ratios in ramdohrite at the San Rafael ramp range 0.97-0.99 mole fraction. (See A5 in the appendix for average compositions.)

Lead sulfosalts occur only in stage I, represented by veenite ($\text{Pb}_2(\text{Sb,As})_2\text{S}_5$) and twinnite ($\text{Pb}(\text{Sb,As})_2\text{S}_4$). Sb/(Sb+As) ratio ranges 0.96-0.99 mole fraction in veenite (San Rafael level) and 0.95-0.96 mole fraction in twinnite (San Francisco level).

Greenockite

This occurs in stage IID. Greenockite (CdS) is an uncommon mineral in low-sulfidation epithermal deposits. As all the Cd in the sphalerite aggregates is contained in greenockite it is consistent with the hypothesis that they have crystallized from a colloid, as the botryoidal texture of sphalerite suggests.

PHYSICOCHEMICAL CONDITIONS OF ORE DEPOSITION

Preliminary fluid inclusion studies (Camprubí et al., 1997 and 1998) were carried out on quartz from stages I, IIA and IIB, and in sphalerite and fluorite from stage I. Mean homogenization temperatures and salinities range from 162-212°C and 5-14 wt. % NaCl eq. in stage I (the lower values corresponding to fluorite and the higher to sphalerite), to 178-188°C and 5-8 wt. % NaCl eq. in stage IIA, and 164-210°C and 4-5 wt. % NaCl eq. in stage IIB. González-Partida (1981) and Charoy and González-Partida (1984) reported mean homogenization temperature and salinity data as follows: 200°C and 5-8 wt. % NaCl eq. in sphalerite, 250-295°C and 0-7 wt. % NaCl eq. in banded quartz, and 175°C and 0-4 wt. % NaCl eq. in quartz with stibnite. Sulfide and sulfosalt mineralogical and compositional data are used to obtain the limits of physical and chemical conditions for the various ore assemblages in the La Guitarra vein system.

According to the miargyrite-smithite/trechmannite phase diagram of Ghosal and Sack (1995), the As/(As+Sb) ratio in miargyrites can be used to estimate its minimum formation temperature. The temperatures associated with that ratio in La Guitarra are shown in Fig. 3.14, for one sample of stage I, one sample of stage IIB (both from San Francisco level), and two samples of stage III (from Amelia level and San Rafael ramp). These temperature estimations were obtained plotting the highest As/(As+Sb) value of each sample onto the α -miargyrite-trechmannite curve. Thus, miargyrite compositions indicate a minimum precipitation

temperature of about 170°C in stage I, 120°C in stage IIB, and 180°C (Amelia level) and 240°C (San Rafael ramp) in stage III.

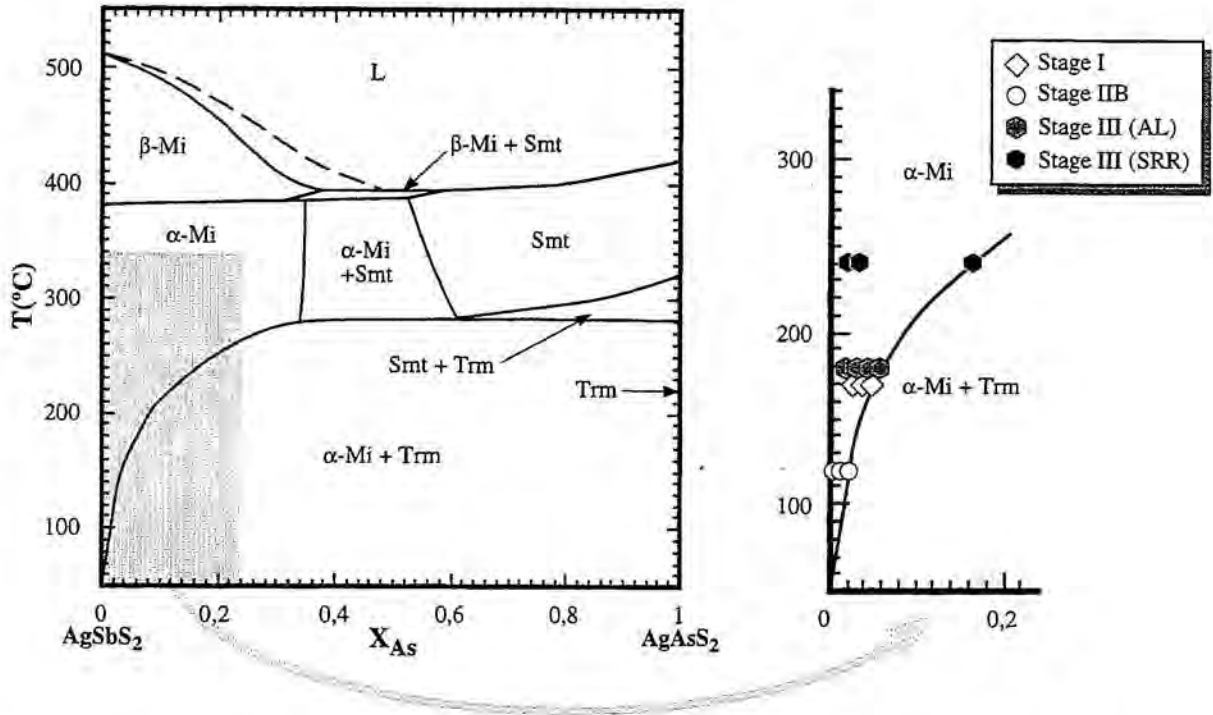


FIG. 3.14. Miargyrite compositions in stages I, IIB and III plotted on the stability diagram after Ghosal and Sack (1995), indicating minimum precipitation temperatures. See text for explanation.

From the complex silver mineral parageneses, and considering the lack of evidence of disequilibrium, three mineral geothermometers can be used: (1) pyrargyrite-pyrostilpnite dimorphic change at $192 \pm 5^\circ\text{C}$ (Keighin and Honea, 1969); (2) proustite-xanthoconite dimorphic change at $192 \pm 10^\circ\text{C}$ (Hall, 1966); and (3) stephanite and argentite plus pyrargyrite, or stephanite and argentite plus Sb-billingsleyite equilibria, both at $197 \pm 5^\circ\text{C}$ (Keighin and Honea, 1969). The first two pairs are found in stages I, IIB and III, and the third in stages I and IIB. However, stage I lacks stephanite and only high-temperature minerals are found, that is, argentite, pyrargyrite and Sb-billingsleyite. Experimental studies (Keighin and Honea, 1969) have determined that stephanite breaks down when heated at $197 \pm 5^\circ\text{C}$. The "high-temperature" products of the stephanite breakdown may be argentite plus pyrargyrite, or pyrargyrite plus Sb-billingsleyite in the presence of excess sulfur. As the mineral assemblage found in stage I is argentite + Sb-billingsleyite \rightarrow proustite-pyrargyrite \rightarrow xanthoconite-pyrostilpnite, no sulfur activity constraints can be drawn from this association. However, this shows a decreasing trend in temperature during mineral deposition.

Mineral geothermometric pairs are more common in stage IIB than in any other stage. When the parageneses used as geothermometers are not complete, the reported temperatures have to be considered as maximum or minimum limits (Table 3.1). In order to depict the temperature increase or decrease trends of ore assemblages and of the whole system, these data should be complemented with detailed fluid inclusion studies and other independent geothermometers. In stage III, as the analyzed miargyrite grains in the San Rafael ramp (the richest in As) occurred before proustite-pyrargyrite/xanthoconite-pyrostilpnite precipitation, a general temperature decrease is also indicated (Table 3.1). This evidence is strengthened by stage III miargyrite from the Amelia level. This occurs during the final stage of proustite-pyrargyrite/xanthoconite-pyrostilpnite precipitation.

TABLE 3.1. Time and space distribution of sulfide-sulfosalt mineral geothermometers.

Mining level	Stage	Paragenesis	T (°C)
San Francisco	I	miargyrite	≥170
San Francisco	I	HT: ag,pg LT: none	>197
Amelia	I	HT: pg,pr LT: ps,xt	187-197
Amelia	I	HT: ag,pg,bl LT: none	>197
San Rafael ramp	I	HT: ag,pg LT: none	>197
La Cruz	IIB	HT: pg,pr LT: ps,xt	187-197
San Francisco	IIB	miargyrite	≥120
San Francisco	IIB	HT: pg,pr,ag,bl LT: ps,xt,st	192-197
Amelia	IIB	HT: pg,pr LT: none	>192
San Rafael	IIB	HT: pg,pr LT: none	>192
S.Rafael ramp (upper)	IIB	HT: pg,pr LT: ps,xt	187-197
S.Rafael ramp (lower)	IIB	HT: none LT: ps,xt,st	<197
San Francisco	III	HT: pg,pr LT: none	>192
Amelia	III	miargyrite	≥180
Amelia	III	HT: pg,pr LT: ps,xt	>192
San Rafael ramp	III	miargyrite (*)	≥240
San Rafael ramp	III	HT: pg,pr,ag LT: none	>197

Minerals: pyrargyrite (pg), proustite (pr), argentite (ag), Sb-billingsleyite (bl), pyrostilpnite (ps), xanthoconite (xt), and stephanite (st). HT: "high-temperature" assemblage; LT: "low-temperature" assemblage. (*) precipitated before proustite-pyrargyrite/xanthoconite-pyrostilpnite.

Other minerals that can be used as geothermometers are opal and chalcedony, being present in the early bands of stages IIA and IIB. In the epithermal environment, opal is deposited between 20-120°C (Reyes, 1990), and chalcedony between 100-190°C (White and Hedenquist, 1990). According to the time sequence defined (opal → chalcedony → microcrystalline quartz → metallic minerals), it follows that the fluid temperature in stage IIB evolved from "cold" fluids during the deposition of barren early bands that grew hotter until the precipitation of metallic minerals. The characterization of temperature evolution in stage IIB will be completed and discussed in the next chapter with the fluid inclusion study of early and late bands.

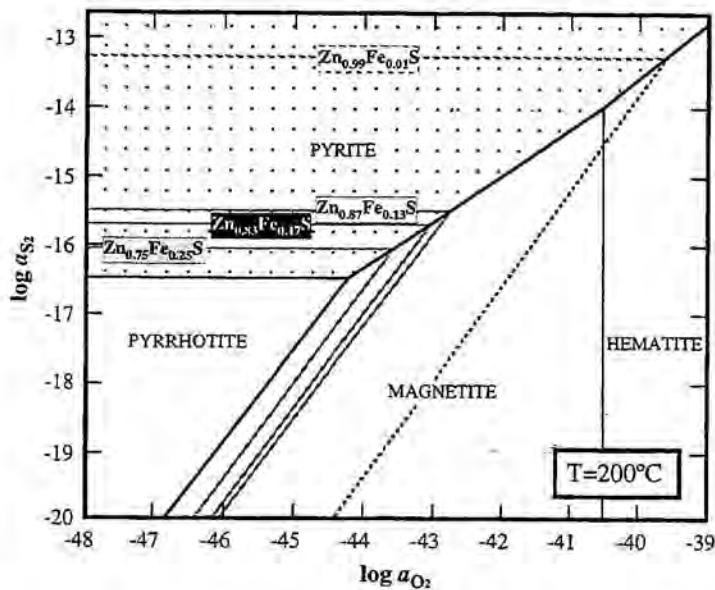


FIG. 3.15. Log a_{S_2} versus log a_{O_2} diagram at 200°C of iron species and maximum FeS content in sphalerite from stage I SMA (gray) and stage IIB (black). Minimum FeS contents in both stages correspond to the early base-metal sulfide associations, with a sphalerite composition of $Zn_{0.99}Fe_{0.01}S$ (upper-most contour). Temperature was taken from mean homogenization temperatures of fluid inclusions in stage I sphalerites. Pyrite-pyrrhotite equilibrium was calculated after the thermodynamic data of Toulmin and Barton (1964), combined with the database in Henley et al. (1984) for the other equilibria.

The temperatures obtained from mineral geothermometers match the reported homogenization temperatures of fluid inclusions. These temperatures combined with the FeS content in sphalerites plus sulfide and sulfosalt stability fields, have allowed some physicochemical conditions for stages I, IIB and III to be constrained (Fig. 3.15 and 3.16). The FeS content in stage I sphalerites depends on which mineral association they are found (BMSA or SMA, see Fig. 3.10), and describes a log a_{S_2} decrease with time (Fig. 3.15). Assuming that the sphalerites of the three stages precipitated at an average temperature around

200°C, the $\log a_{S_2}$ range from stage to stage increases. However, this tendency coupled with a temperature decrease with time results in a steep change during stage I, and more gentle one during stages IIB and III (Fig. 3.16). As neither hematite nor magnetite are found in these parageneses, $\log a_{O_2}$ conditions could not properly be determined.

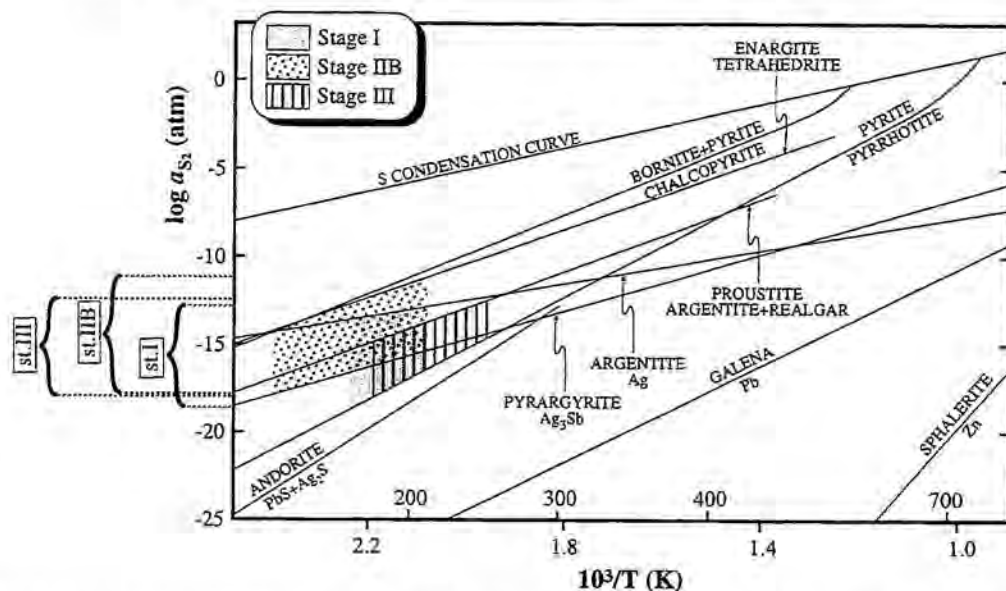


FIG. 3.16. Univariant temperature versus $\log a_{S_2}$ for sulfide-sulfosalt assemblages in the La Guitarra system, with sulfidation curves of some of the minerals found. Sulfidation curves were calculated through thermodynamic data by Barton (1970), Barton and Skinner (1979), Chang (1963), Craig and Barton (1973), Hall (1966), Hoda and Chang (1975), Keighin and Honea (1969), Maske and Skinner (1971), Mookherjee and Mishra (1984), Roland (1970) and Wernick and Benson (1957). Shaded area represents the formation conditions of generalized sulfide-sulfosalt assemblages in La Guitarra (stages I, IIB and III), according to the temperatures obtained from mineral geothermometry.

DIRECTION OF FLUID FLOW

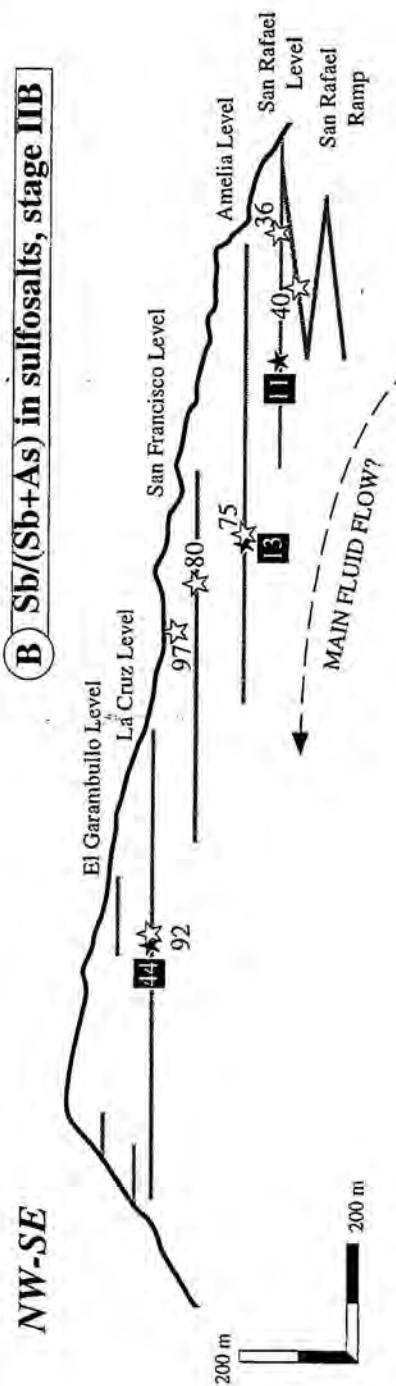
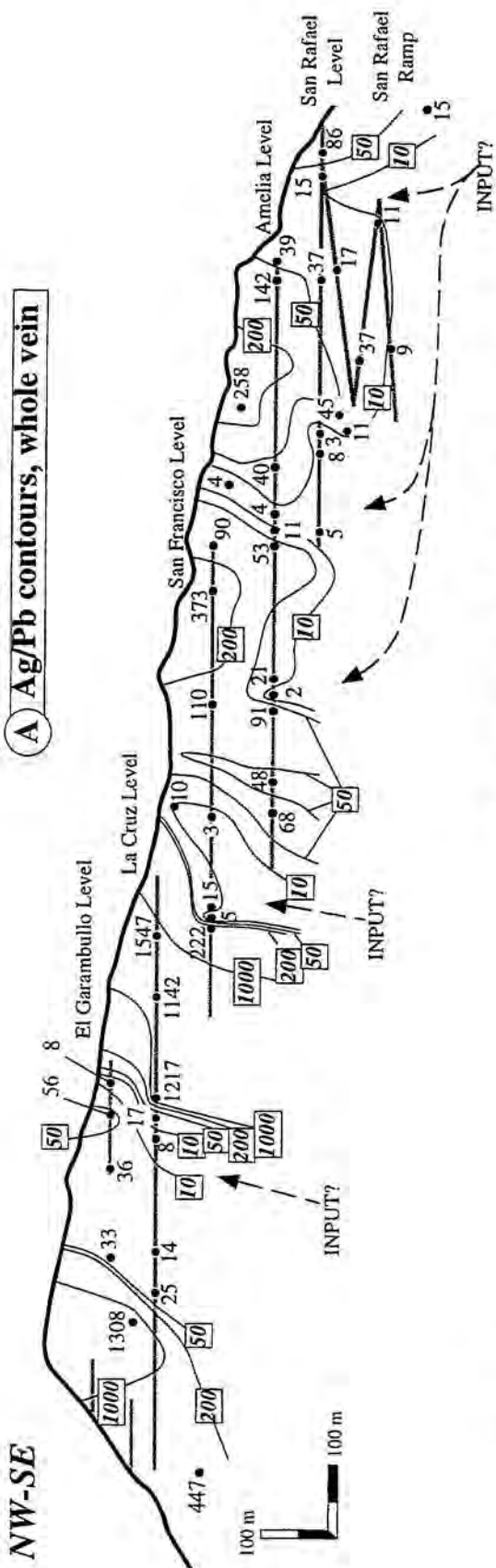
Methods for tracing hydrothermal fluid pathways within epithermal systems based on metal ratio values in whole vein samples such as Ag/Pb, Ag/Zn, Ag/Cu, etc. have been proposed (Goodell and Petersen, 1974), or $[Sb/(Sb+As)] \cdot 100$ ratios in sulfosalts (Wu and Petersen, 1977). In La Guitarra, metal contents are available from systematic sampling and analyses, carried out by Lorre (1996). Ag/Pb isovalue contours were used as this ratio is the most useful for this purpose (see Gemmeil et al., 1988; Gilmer et al., 1988; Loucks and Petersen, 1988), although Ag/Zn and Ag/Cu ratios indicate a similar pattern. Ag/Pb metal ratio values show a general decrease with depth and delineate five possible feeder channels (Fig. 3.17A). Since stages IIA and IIB altogether comprise most of the volume of the vein system, it is considered that the metal ratios are largely defined by these stages. The highest Ag/Pb ratios

are observed in the NW part of the system. However, the isovalue contours suggest that comparable ratios existed at similar heights throughout the vein system.

Sb/(Sb+As) ratios come from stage IIB argentic tetrahedrites, as these sulfosalts are widespread at all levels in the veins and IIB is the most important ore-bearing stage. The clearest feature displayed is an Sb/(Sb+As) increase from bottom to top and from the SE to NW of the deposit (Fig. 3.17B), although this last observation may be due to the erosion of the upper portion of the SE part of the veins. The general trend of the Sb/(Sb+As) ratio in tetrahedrites may be consistent with an upward decrease in temperature observed in stages I and IIB fluid inclusions.

The isograde contours for Ag and Au display a sigmoidal distribution, but a preferential enrichment is not outlined at any height; on the other hand, Hg contents appear to increase with height (Fig. 3.18). Compared with Ag/Pb ratio contours (Fig. 3.19), the distribution of Ag and Au shows that the inferred feeder channels in figure 3.17 coincide with the lowest Ag and Au grade contours. Thus, main ore precipitation occurred in the margins of the considered feeder channels and is closely associated with boiling, as shown by bladed calcite and rhombohedral adularia distribution. Moreover, bladed calcite is found below adularia occurrences, which is consistent with CO₂ loss from the liquid during calcite precipitation, shifting mineral stability from illite to adularia (Browne and Ellis, 1970; Hedenquist, 1986). The higher Hg contents (up to 28 ppm in the El Garambullo level) are not only found in the apical part of the veins, but are also preferentially located in the vicinity of the upper part of the inferred feeder channels. The contours of Ag, Au and Hg are apparently tilted to the SE, but we think that this is an artifact due to both the scarcity of available data in the NW part of the system. Since the largest vein thickness is found in the La Cruz level, and thus a high outflow rate of hydrothermal fluids during stages IIA and IIB is supposed, it may be thought that this variable could also have been important to define the distribution of metal grades that we find nowadays.

(Next page) **FIG. 3.17.** Longitudinal sections of the La Guitarra system with distribution and zonation of: (A) whole vein Ag/Pb ratios, using the method of Goodell and Petersen (1974); (B) [Sb/(Sb+As)]·100 ratios in argentic tetrahedrites (plain numbers) and inferred contours derived from them, and pearceite-polybasite series (black squares) from stage IIB alone, where lower to higher ratios indicate the direction of fluid flow (after Wu and Petersen, 1977). The sulfosalts used in B are all from early mineralized bands (similar to ore band 1 in Fig. 3.4H). Although coprecipitation of these sulfosalts can not be fully demonstrated, it is considered that they were roughly associated to the same hydrothermal pulse, since they occur prior to the generalized brecciation of stage IIB.



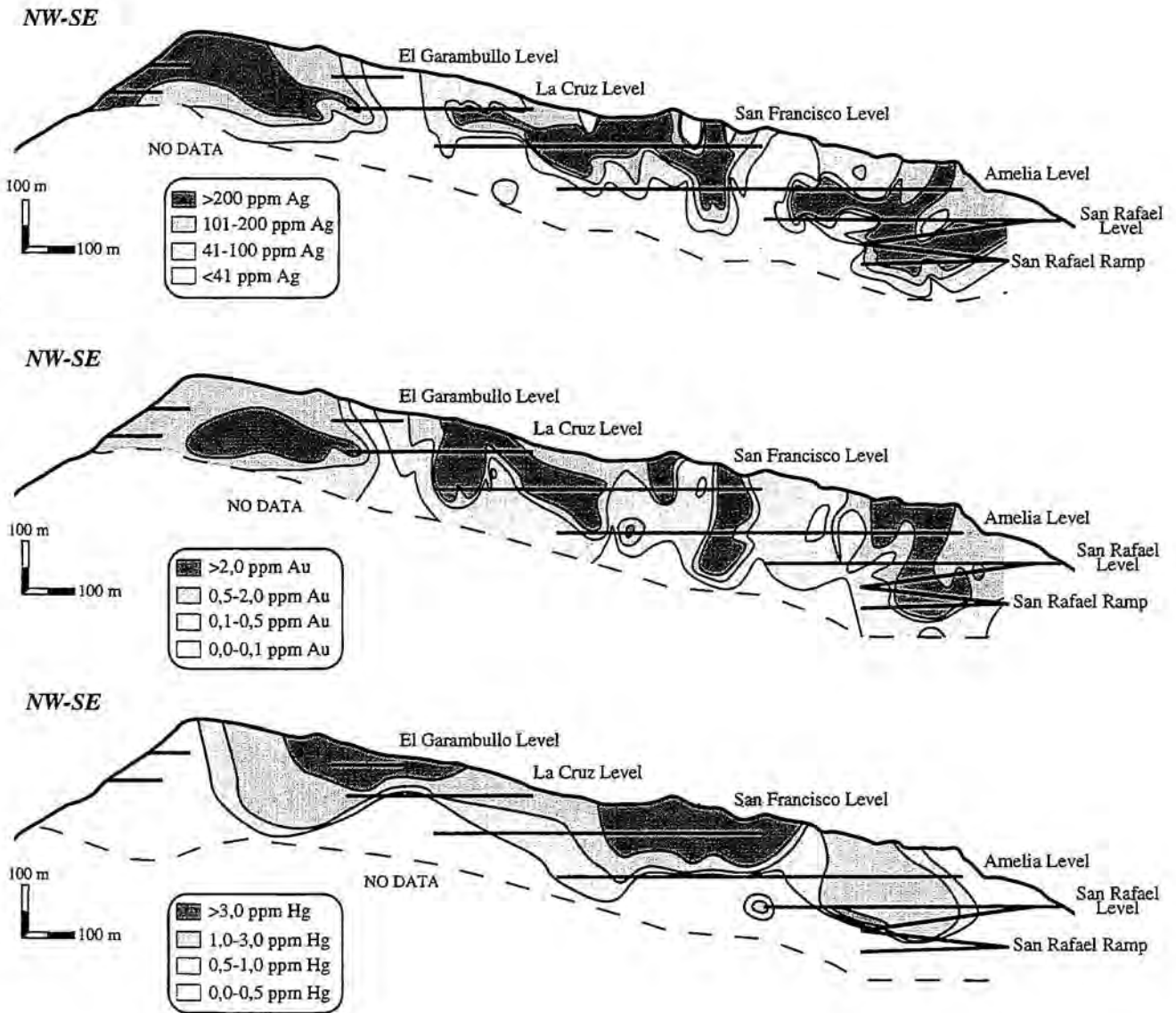


FIG. 3.18. Ag, Au and Hg concentration contours in the longitudinal section of the La Guitarra system. Ag and Au contours were obtained from individual analysis in 160 samples, separated about 20 m each other in the presently worked mining levels. Hg contours were obtained from 50 samples, irregularly distributed within the longitudinal section. Sample locations for Hg are the same as those indicated in Fig. 3.17A. Individual sample analyses were carried out by Industrias Luismin S.A. de C.V.

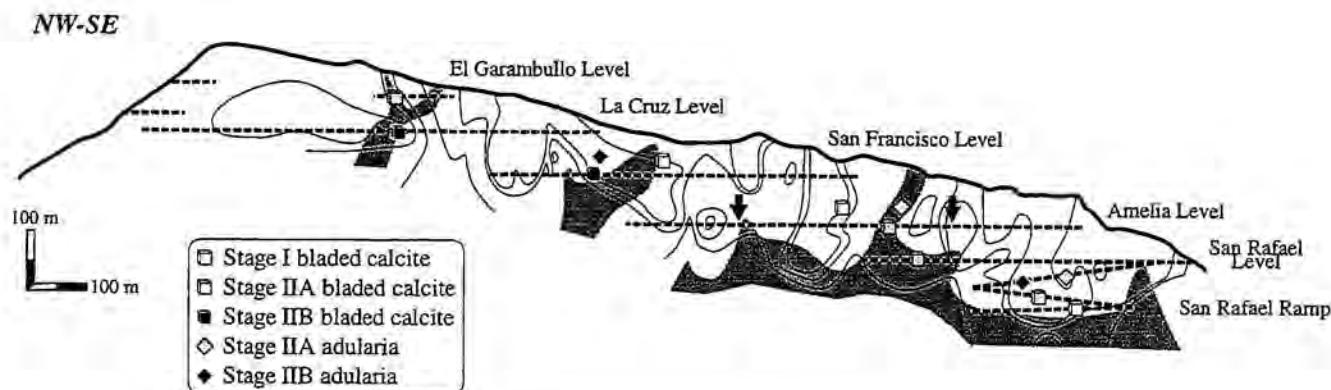


FIG. 3.19. Longitudinal section of the La Guitarra system with the concentration contours for Au (taken from Fig. 3.18) combined with the distribution of Ag/Pb values < 10 (shaded area, inferred from Fig. 3.17), and location of bladed calcite and rhombohedral adularia occurrences in stages I, IIA and IIB. The peaks displayed by the shaded area indicate hydrothermal fluid feeder channels. Isograde contours for Au are used instead of those displayed by Ag in order to be able to compare variables as independent as possible. The two arrows in the Amelia level are the limits of the vein mapping shown in Figure 3.5. Notice that bladed calcite and adularia (evidence of boiling) from stages IIA and IIB occur in close association with the inferred feeder channels.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

La Guitarra is a complex, polyphase vein system hosted in late-Laramide granites. It formed during three mineralizing events, which correspond to major hydrothermal pulses. The three main stages of crustiform and cockade banding, and brecciation and veinlet filling record the multiple fissure opening events that allowed the passage of hydrothermal solutions. Detailed study of the structural and mineralogical characteristics of the veins permits definition of the time and space evolution of the system.

Base-metal sulfides were the early precipitates in each stage, and their relative abundance decreases upwards and with time. Precious-metal minerals are the latest precipitates in each mineralization stage, their relative abundance increasing upwards and with time. In stage I, three different mineral assemblages occur: (1) base-metal sulfides (BMSA); (2) lead sulfosalts replacing galena and displaying distinct mineralogy with depth (LSA); and (3) Ag and Ag-Pb sulfosalts with argentite, base-metal sulfides, and no gold (SMA). Stage IIA is barren and consists of a repetitive succession of crustiform silica bands. Stage IIB has a similar internal structure to stage IIA and is the main ore-bearing event. The silver mineral association of this stage starts with Ag-Cu sulfosalts, Ag sulfosalts and electrum, and enargite is the latest mineral. Stage III is the richest in precious metals, although it is the least important in terms of volume; it starts with Ag-Cu sulfosalts plus electrum, followed by Ag-Pb sulfosalts, and Ag

sulfosalts. Rhombohedral adularia crystals and bladed calcite phantoms provide permissive evidence of boiling, and are widespread in stages IIA and IIB, whereas in stage I bladed calcite phantoms are associated with silver mineral assemblages, these occurrences are very restricted in space.

Hydrothermal alteration, from the vein contact outward, consists of quartz-sericitic, kaolinite-illite-smectite, and propylitic assemblages. Their respective mineral assemblages consist of quartz, sericite, illite-smectite, pyrite, adularia; kaolinite, illite-smectite, quartz; and quartz, chlorite, calcite, siderite, pyrite, epidote, illite-smectite, titanite and sphalerite. In general, the alteration envelope is weakly developed, similarly to that found in the Santo Niño vein of the Fresnillo district (Gemmell et al., 1988). Quartz-sericitic haloes in contact with stage IIB are enriched in Pb, Cu, Ni and Co, and depleted in Ga, Nb and MgO when compared to those in contact with stage IIA.

Sphalerites display strong zonations in Fe and Cd contents, the former correlating positively with colour. The highest FeS contents in stage I sphalerites, up to 0.25 mole fraction, occur in the SMA coinciding with evidence of boiling, whilst in the BMSA they are very low. Stages IIB and III record FeS contents in sphalerites up to 0.16 and 0.12 mole fraction, respectively. Ag-Cu and Ag-Pb sulfosalts show systematic progressive enrichment in Ag and Sb from the bottom of the veins upwards at any stage and from the core to the rim. The same is observed for Ag in electrum. This tendency is also perceived from stage to stage. Ag-Cu and Ag sulfosalts have highly variable Sb/(Sb+As) ratios, except for miargyrite, but Ag-Pb and Pb sulfosalts are dominantly sulfoantimonides.

Paragenesis and mineral chemistry may be used as geothermometers, considering (1) arsenic solubility in miargyrite, (2) stephanite/arsenostephanite breakdown at high temperatures, and (3) proustite-xanthoconite and pyrargyrite-pyrostilpnite dimorphic changes; their combinations indicate temperature decrease in the precious-metal assemblages with height and time within each stage. However, the occurrence of opal first and then chalcedony in the stage IIB early bands (especially in the upper levels) indicates the presence of low-temperature fluids prior to the deposition of base- and precious-metal minerals. This relatively unusual sequence indicates the outflow of discrete "hot" pulses of hydrothermal fluids associated with ore deposition during stage IIB. The temperature decrease in time and space recorded within sulfide-sulfosalt assemblages is thought to be due to the waning of the hydrothermal pulses that carried the metals to be deposited.

After base-metal sulfide deposition, precious-metal deposition coincides with an increase in $\log a_{S_2}$ with time at each stage, as shown in the thickest ore bands of stage IIB where enargite occurs as the latest mineral. General $\log a_{S_2}$ conditions for each stage in the early base-

metal mineral assemblages do not exceed three log units of variation, between 10^{-13} and 10^{-16} atm (within the pyrite stability field). A $\log a_{S_2}$ decrease during stage I base-metal sulfide assemblage is observed, and a lesser $\log a_{S_2}$ increase as defined by the paragenetic sequence of the silver mineral assemblage.

Ag/Pb ratios in whole vein samples point to an upward fluid flow arranged in five main feeder channels during stages IIA and IIB. The contours for Ag and Au display a sigmoidal distribution, where the lowest Ag and Au grade contours coincide with the inferred feeder channels. The highest Hg grades are in turn located towards the apical part of the inferred feeder channels and adjacent vein sections. Thus, main ore precipitation occurred in the margins of those channels and is closely associated with boiling, as shown by bladed calcite and adularia distribution. Systematic occurrence of these minerals in boiling zones is reported in both active and fossil hydrothermal systems (Browne and Ellis, 1970; Drummond and Ohmoto, 1985; Hedenquist, 1990; Simmons and Christenson, 1994; Dong and Morrison, 1995). The Ag and Au isograde sigmoidal distribution is found in other low-sulfidation epithermal deposits, such as Topia in Mexico (Loucks and Petersen, 1988), or San Bartolomé in Ecuador (Mulshaw et al., 1997).

The paragenetic sequence and mineral zonation in La Guitarra are similar to those described other low-sulfidation epithermal systems in Mexico, such as the Topia (Loucks et al., 1988), Velardeña (Gilmer et al., 1988), Fresnillo (Gemmell et al., 1988; Ruvalcaba-Ruiz and Thompson, 1988), Zacatecas (Ponce and Clark, 1988; Albinson, 1995), Guanajuato (Petruk and Owens, 1974; Randall et al., 1994) and Pachuca-Real del Monte districts (Geyne et al., 1963). However, the vein stratigraphy in La Guitarra indicates a complex depositional history; only from those deposits in Fresnillo and Guanajuato is a similar evolution reported. The main silver-bearing minerals recorded in La Guitarra are Ag-tetrahedrites and proustite-pyragyrite, contrary to most of the above districts, where the most abundant silver mineral is argentite-acanthite. The mineral paragenesis in the above districts shows the systematic occurrence of Ag-Cu sulfosalts prior to Ag-sulfosalts as found in La Guitarra, but Ag-Pb sulfosalts are not reported in these. The close association between gold/electrum and Ag-Cu sulfosalts in La Guitarra also occurs in Topia (Loucks et al., 1988) and Real de Guadalupe (Albinson and Parrilla, 1988) in Mexico, and Orcopampa (Hackbarth and Petersen, 1984; Petersen et al., 1990) in Peru. This association has been explained in other deposit types as resulting from gold transport as an Au-As-S complex, and deposition of gold on tetrahedrite fractures as a result of chemical contrast between the mineral and fluid (Kucha et al., 1997). Other epithermal vein districts in Mexico lack this association, but in Pachuca-Real del Monte gold is associated with Cu sulfides and argentite. Despite their differences, all these deposits show early precipitation

of base-metal sulfides, followed by Ag-Cu sulfosalts or Ag plus Cu sulfides, and by late Ag sulfosalts.

Greenockite is an uncommon mineral in low-sulfidation epithermal deposits, although it has been reported in Cirotan, Indonesia (Marcoux et al., 1993; Milési et al., 1994). However, both deposits are not comparable, as Cirotan is considered as a hybrid-transitional epithermal and porphyry tin deposit, with a very unusual mineralogy for an epithermal orebody. Enargite is also a rare mineral in these types of deposits (Buchanan, 1981; White et al., 1995): besides La Guitarra it has been reported only in Tuscarora, Nevada (Buchanan, 1981), Ladolam, New Guinea-Papua (White et al., 1995), Thames, New Zealand (Christie and Brathwaite, 1986), Orcopampa, Peru (Gibson et al., 1990), Faride, Chile (Camus and Skewes, 1991), Portovelo, Ecuador (van Thournout et al., 1996), and San Felipe Mexicali, Mexico (Ibarra-Serrano, 1997). In these cases it occurs both at the beginning and at the end of the mineral assemblages indicating opposite $\log a_{S_2}$ trends.

APPENDIX — ELECTRON PROBE MICROANALYSES (EPM)

A 1. Mean results of EPM in sphalerite.

		Zn	Fe	Cd	S	Total	#Zn	#Fe	#Cd	#S	
stage I (21)	LCL	mean	65.34	0.70	0.85	33.23	100.12	0.96	0.01	0.01	1.00
		2 σ	2.11	0.56	1.93	0.57	1.21				
stage I (20)	SFL	mean	59.66	5.48	1.45	33.13	99.72	0.88	0.09	0.01	1.00
		2 σ	5.18	4.92	1.24	0.62	0.98				
stage I (53)	AL	mean	60.52	4.68	0.88	33.53	99.61	0.89	0.08	0.01	1.00
		2 σ	4.53	4.05	0.28	0.82	1.37				
stage I (20)	SRL	mean	64.79	0.03	1.87	32.75	99.45	0.97	0.00	0.02	1.00
		2 σ	3.73	0.06	2.60	2.22	1.67				
stage I (54)	SRR	mean	59.98	4.94	0.99	33.37	99.28	0.88	0.08	0.01	1.00
		2 σ	4.01	3.51	0.61	0.83	0.63				
stage IIB (2)	LCL	mean	61.48	3.18	0.71	33.74	99.34	0.89	0.06	0.01	1.00
		2 σ	—	—	—	—	—				
stage IIB (5)	SFL	mean	60.90	4.57	0.15	34.10	99.72	0.88	0.08	0.00	1.00
		2 σ	9.28	6.87	0.16	1.04	1.73				
stage IIB (40)	AL	mean	62.77	2.88	0.29	33.29	99.24	0.92	0.05	0.00	1.00
		2 σ	1.72	1.22	0.66	0.52	0.78				
stage IIB (40)	SRL	mean	62.16	3.25	0.24	33.41	99.06	0.91	0.06	0.00	1.00
		2 σ	2.77	2.04	0.21	0.73	0.50				
stage IIB (6)	SRR	mean	63.95	0.78	0.39	33.59	98.70	0.83	0.01	0.00	1.00
		2 σ	1.52	0.83	0.10	0.31	1.19				
stage IID (25)	SRR	mean	66.78	0.03	0.11	33.23	100.15	0.99	0.00	0.00	1.00
		2 σ	0.85	0.05	0.42	0.57	1.11				
stage III (8)	SFL	mean	59.90	4.76	0.25	33.79	98.70	0.87	0.08	0.00	1.00
		2 σ	4.11	4.00	0.17	0.18	0.42				
stage III (11)	SRR	mean	64.11	0.36	1.48	33.16	99.10	0.95	0.01	0.01	1.00
		2 σ	1.90	1.26	1.78	1.12	1.60				

A 2. Mean results of EPM in electrum.

	SFL	AL	SRL	SRR	SFL	SRR
stage IIB (4)	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ
	34.55 1.79	44.64 13.20	30.51 9.33	26.08 5.73	67.83 3.90	30.13 3.90
	99.83 0.51	99.55 1.21	99.28 1.27	99.93 1.42	98.59 1.16	99.35 1.46
	#Au #Ag	#Au #Ag	#Au #Ag	#Au #Ag	#Au #Ag	#Au #Ag
	0.22 0.78	0.40 0.60	0.55 0.45	0.61 0.39	0.20 0.80	0.56 0.44

A 3. Mean results of EPM in proustite-pyrrargyrite and miargyrite.

	Ag	Sb	As	S	Se	Total	#Ag	#Sb	#As	#S	#Se
Proust.-pyrrarg. stage I (11)	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	2.95	0.75	0.33	3.00	0.00
	60.41 8.45	17.17 22.13	4.72 10.12	18.26 0.47	0.00 0.00	100.56 1.69					
stage IIB (64)	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	3.07	0.53	0.51	3.00	0.01
	62.61 5.47	11.99 16.72	7.44 11.22	18.24 1.69	0.16 0.83	100.28 2.07					
stage III (20)	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	3.15	0.58	0.46	3.00	0.04
	61.91 2.99	12.65 9.29	6.36 6.31	17.57 1.65	0.52 2.41	99.02 1.37					
Miargyrite stage I (18)	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	1.02	1.02	0.04	2.00	
	36.51 0.65	41.33 0.61	0.95 0.16	21.35 0.27		100.14 1.20					
stage IIB (15)	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	1.07	1.03	0.01	2.00	
	37.51 2.97	40.99 2.20	0.19 0.19	20.94 0.59		99.64 1.13					
stage III (14)	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	mean 2 σ	1.02	1.00	0.04	2.00	
	36.34 1.79	40.23 3.71	1.06 2.24	21.18 0.49		98.81 2.91					

A 4. Mean results of EPM in argentic tetrahedrites.

		Ag	Cu	Zn	Fe	Sb	As	S	Total	#Ag	#Cu	#Zn	#Fe	#Sb	#As	#S	
stage IIB (9)	LCL	mean	18.72	24.19	6.57	1.01	26.03	1.31	23.45	101.27	3.09	6.77	1.79	0.32	3.80	0.31	13.00
		2 σ	2.22	1.93	1.52	2.79	2.89	0.84	0.55	1.05							
stage IIB (28)	SFL 1	mean	16.91	26.05	5.53	1.54	22.61	3.62	23.53	99.79	2.80	7.25	1.50	0.48	3.34	0.81	13.00
		2 σ	5.44	5.80	3.56	3.17	13.76	9.78	2.60	1.96							
stage IIB (21)	SFL 2	mean	19.00	23.94	4.47	2.20	26.76	0.59	23.07	100.03	3.18	6.81	1.24	0.71	3.97	0.14	13.00
		2 σ	1.56	1.44	5.61	5.64	1.68	1.33	0.67	1.82							
stage IIB (20)	AL	mean	13.46	29.47	6.93	0.66	20.80	5.01	24.60	100.93	2.21	7.79	1.82	0.18	3.03	1.01	13.00
		2 σ	12.51	12.69	1.36	1.98	20.84	14.79	4.57	1.69							
stage IIB (31)	SRL	mean	12.88	31.15	5.92	1.77	10.14	12.35	25.97	100.19	1.97	7.82	1.48	0.49	1.45	2.54	13.00
		2 σ	6.99	9.51	2.20	2.30	20.11	14.10	3.86	1.61							
stage IIB (10)	SRR	mean	4.23	37.60	8.12	0.42	11.46	12.42	26.39	100.63	0.69	9.28	1.96	0.12	1.63	2.48	13.00
		2 σ	11.66	13.07	1.28	0.64	25.92	18.34	4.57	1.87							
stage III (33)	SRR	mean	16.38	27.01	5.59	2.08	18.93	6.30	24.17	100.46	2.63	7.32	1.48	0.64	2.71	1.42	13.00
		2 σ	9.97	7.57	3.79	3.47	13.37	9.30	2.08	1.91							

A 5. Mean results of EPM in miscellaneous sulfides and sulfosalts.

Stage	Ag	Pb	Sb	As	S	Se	Total	#Ag	#Pb	#Sb	#As	#S
Andorite	mean	8.54	29.46	39.50	1.20	21.28	99.99	0.71	1.29	2.93	0.14	6.00
	2 σ	13.83	18.59	4.18	0.42	0.82	1.90					
Diaphorite	mean	24.83	28.33	26.60	0.53	18.29	99.03	3.23	1.92	3.07	0.10	8.00
	2 σ	0.49	1.03	0.87	0.19	0.70	1.87					
Freteslebenite	mean	20.74	38.85	19.94	2.37	18.26	100.15	1.01	0.99	0.86	0.17	3.00
	2 σ	0.42	0.99	1.91	1.24	0.26	0.86					
Ramdohrite	mean	8.85	34.25	34.31	0.74	20.14	98.38	3.13	6.32	10.77	0.37	24.00
Billingsleyite	mean	75.11	0.33	3.60	4.37	16.28	99.68	8.24	0.02	0.36	0.68	6.00
	2 σ	3.97	2.91	6.13	4.14	1.39	1.90					
Argentite	mean	86.21	13.46	0.36			100.03	#Ag	#S	#Se		
	2 σ	1.85	0.89	1.00			1.83	2.00	1.05	0.01		
Stephanite	mean	71.36	10.33	2.17	15.22		99.08	#Ag	#Sb	#As	#S	
	2 σ	3.92	5.43	6.05	1.08		2.24	5.6	0.72	0.24	4.00	
Pearce-polib.	mean	73.99	3.56	2.42	4.71	14.44	99.28	#Ag	#Cu	#Sb	#As	#Se
	2 σ	2.24	3.09	2.19	2.97	3.67	2.87	17.02	1.42	0.51	1.53	11.00
Enargite	mean	46.25	1.58	18.15	34.04		100.01	#Cu	#Sb	#As	#S	
	2 σ							2.74	0.05	0.91	4.00	
Twinnite	mean	37.89	39.16	1.15	21.51		99.70	#Pb	#Sb	#As	#S	
	2 σ							1.09	1.92	0.09	4.00	
Veenite	mean	49.26	30.67	0.50	19.37		100.16	#Pb	#Sb	#As	#S	
	2 σ	5.57	4.14	0.29	0.87		1.53	1.93	2.05	0.05	5.00	
Greenockite	mean	72.19	5.20	0.00	22.62		100.01	#Cd	#Cu	#Fe	#S	
	2 σ							0.91	0.11	0.00	1.00	

Key: LCL, La Cruz level; SFL, San Francisco level; AL, Amelia level; SRL, San Rafael level; SRR, San Rafael ramp. Number of analyses in brackets. Double bars (#) denote atomic proportions normalized on the basis of the modal number of atoms of sulfur (in sulfides and sulfosalts), from the values in weight % (columns at the left). Atomic proportions in electron are normalized on the basis of one atom per formula unit.

Capítulo 4

The La Guitarra Ag-Au low sulfidation
epithermal system, Temascaltepec district,
Mexico: physicochemical nature of
mineralizing fluids and depositional model

(accepted in the Society of Economic Geologists Special Publication Series, volume 8,
devoted to new mineral deposits in Mexico, expected to appear about the end of 1998)

CHAPTER 4:

**PHYSICOCHEMICAL NATURE
OF MINERALIZING FLUIDS AND DEPOSITIONAL MODEL**

ABSTRACT

The vein stratigraphy of the La Guitarra system, a polymetallic low-sulfidation epithermal deposit, was divided into three main mineralization stages. Fluid inclusions and stable isotopes were analyzed in the base-metal sulfide and silver mineral assemblages of stage I, pre- and post-brecciation quartz bands of stages IIA and IIB, amethyst geodes of stage IIC, early quartz of stage IID, and stage III veinlets. Temperature, salinity, and $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl})$ ratio of mineralizing fluids range 80 to 266°C, 0.8 to 14.4 wt. % NaCl eq., and 0 to 0.25, respectively. These variables describe a decrease trend (a) following the crystal zonation, (b) with height in each paragenetic section, and (c) from stage to stage. The more saline the fluids are the higher content of base-metal sulfides is found, contrary to precious-metal minerals. $\delta^{18}\text{O}$, δD and $\delta^{34}\text{S}$ values span compositional ranges of <-2.2 to $>6.7\text{‰}$, -103 to -20‰ , and -36.6 to -0.5‰ , respectively. Most of the δD values from La Guitarra are the highest ever found in an epithermal deposit in Mexico. The $\delta^{34}\text{S}$ values are comparable to those found in other sedimentary- or metasedimentary-hosted epithermal deposits in Mexico, as Fresnillo, Real de Ángeles or Guanajuato.

Saline solutions of ~6-14 wt. % NaCl eq. comprising the whole variation range of CaCl_2 contents were associated with stage I. The relatively high salinities accounted in La Guitarra were probably derived from magmatic exsolutions, since no connate brines or evaporites can be inferred from the regional geology. The lowest δD and $\delta^{34}\text{S}$ values belong to stage IID, pointing to processes and sources for chemical components that are different from those recorded in the other mineralization stages. Stage IID reveals the occurrence of meteoric fluids that undergone extensive water-rock interaction and bacteriogenic reduction of dissolved sulfate to H_2S during a paucity of the hydrothermal activity. The occurrence of mixed magmatic and meteoric fluid end-members is inferable at any stage, but the presence of hydrocarbons in late fluid inclusions of stages IIA and IIB probably indicates that some interaction between hydrothermal fluids and sedimentary and metasedimentary rocks was also associated with these. $\delta^{34}\text{S}$ values of stages other than IID also account for both magmatic and meteoric-sedimentary sources in different proportions. Stage III reveals the strongest influence of magmatic sources for water and sulfur, as it records the highest $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$ values of the

deposit. The incorporation of deep-circulating meteoric waters to the upwelling fluids explains the decrease of salinity and CaCl_2 content. However, the amount of meteoric water necessary to provoke such a dilution would result in lower $\delta^{18}\text{O}$ and δD values than it is found. Thus, the salinity change may be explained by (a) the decrease of the salinity of exsolved fluids as the crystal fraction of cooling magma increases, or (b) to a larger incorporation of vapors exsolved from the magma, with respect to brines.

Evidence of both mixing and boiling were found in stages I, IIA and IIB. In stage I, the early base-metal sulfide assemblage precipitated by fluid mixing, while the late silver mineral assemblage is tightly related to boiling. In stages IIA and IIB, evidence of boiling are preferentially located within or in the vicinities of the feeder channels, the latter inferred through Ag/Pb ratios in the veins. Metallic mineral precipitation during stage IIB occurred mainly in vein sections that are marginal to the main feeder channels, where the fissure opening was narrower. Although petrographic evidence of boiling and stage IIB mineralized bands barely occur in the same place, the coincident space distribution of these evidence and the highest Ag and Au grades indicates that metallic mineral deposition during stage IIB was initially induced by boiling. Stage IIB mineralized bands were generally deposited at higher temperatures than early and late barren bands. Oxygen isotope values are higher in mineralized bands than in the barren, indicating a larger magmatic contribution. Thus, the key fact to lead to metallic mineral deposition at La Guitarra is the occurrence of pulses of magmatic fluids. The samples distant from the feeder channels show lower $\delta^{18}\text{O}$ than those that are closer, indicating a larger contribution of meteoric waters due to shallow mixing. As the upflow rate of hydrothermal fluids is likely to have been lower in the narrower marginal areas, shallow meteoric water infiltration could more effectively occur than in the wider, and then metallic mineral deposition by mixing was induced. Mineral precipitation in stages IIC and IID occurred by the mixing of upwelling fluids with descending meteoric waters, more pervasive during the latter as faulting allowed a greater infiltration. Mineral precipitation during stage III likely occurred by conductive heat loss of hydrothermal fluids.

INTRODUCTION

The Temascaltepec district is located 150 km SW of Mexico City, in Mexico state, and is made up of several sets of Ag-Au bearing low-sulfidation type epithermal veins. In this area three main vein sets occur from NW to SE: (a) El Coloso, (b) La Guitarra, and (c) Mina de Agua (Fig. 4.1) which, based on geological evidences, are assumed to belong to a single major epithermal system.

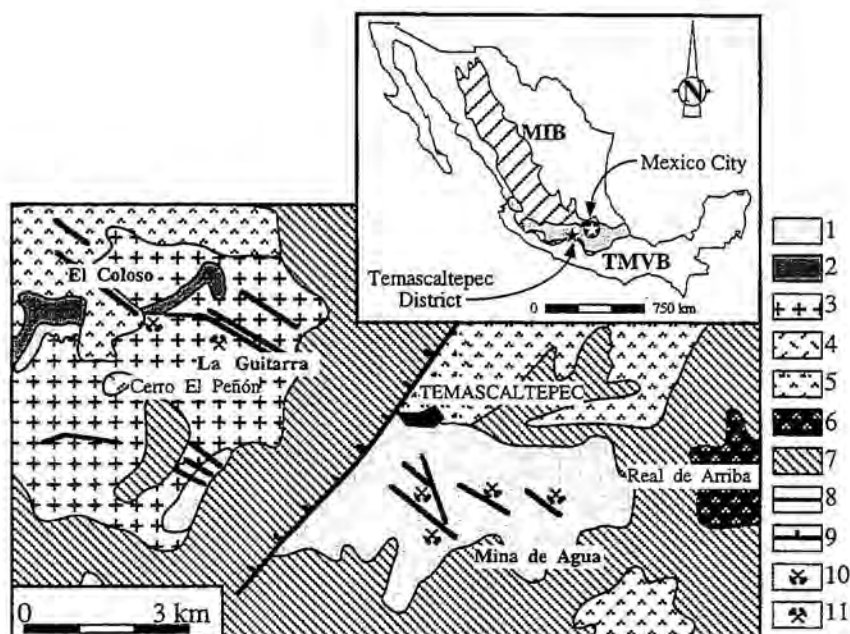


FIG. 4.1. Geological map of the Temascaltepec district. Key: (1) Tierra Caliente metamorphic complex (pre-Albian), (2) Balsas Formation, (3) Late-Laramidic granites (Middle Eocene), (4) rhyolitic neck (MIB), (5) rhyolitic tuffs and ignimbrites (MIB), (6) andesites (MIB), (7) basalts and andesites (Plio-Quaternary, TMVB), (8) epithermal veins, (9) Temascaltepec River normal fault, (10) abandoned mines, (11) active mines. Modified from Bernal et al. (1980) and González-Partida (1981). MIB = Mexican Ignimbritic Belt (Sierra Madre Occidental), TMVB = Trans-Mexican Volcanic Belt.

The La Guitarra system reflects a complex deposition history and contains the most economically important veins in the Temascaltepec district. Previous works in the area were focused on the regional geology and the mining resources of the district, some aspects of the vein stratigraphy and mineralogy, and fluid inclusion and stable isotope studies at a metallogenic province scale (González-Partida, 1981; Charoy and González-Partida, 1984). However, a detailed study of the La Guitarra system had not been undertaken before the present study. Camprubí et al. (1997) defined the vein stratigraphy and the mineralogical characteristics of the several mineralization stages observed in La Guitarra, briefly summarized in the next sections. In addition, Camprubí et al. (1998) reported preliminary fluid inclusion and oxygen isotope data according to the internal structure of the veins.

This study attempts to characterize the physical and chemical nature, and the origin of ore-forming fluids and other components, and the precipitation mechanisms that occurred in the La Guitarra low-sulfidation epithermal system using fluid inclusion and stable isotope (O, H, S) data. It is generally accepted that meteoric waters are dominant in the formation of low-sulfidation epithermal systems (O'Neil and Silberman, 1974; Casadevall and Ohmoto, 1977).

Several works suggest that the inputs of magmatic fluids are not essential in ore-forming hydrothermal systems (i.e. Taylor, 1974; Campbell et al., 1984; Seal and Rye, 1992). These authors suggested that water-rock interaction is enough to explain the observed relative enrichments in both oxygen and hydrogen heavy isotopes, as well as the origin of other components including metals, even though the data allowed the possibility that there was a small component of magmatic water, but it was not required (O'Neil and Silberman, 1974; Sawkins et al., 1979). However, the contribution of magmatic waters in the formation of both high- and low-sulfidation epithermal deposits as well as a magmatic origin of metals, is gaining acceptance (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Gammons and Williams-Jones, 1997; Shinohara and Hedenquist, 1997). It has been also suggested that there are different types of epithermal deposits and some have magmatic components and some may not (White and Poizat, 1995). Evidence of magmatic fluids are mainly provided through chloride concentrations, helium isotopes and N₂-Ar-He ratios obtained from inclusion fluids (Norman and Musgrave, 1994; Simmons, 1995; Albinson et al., 1998), and from the new understanding of magmatic waters through oxygen and hydrogen isotopes (Giggenbach, 1992a and 1992b). This progress has greatly benefited from the study of active hydrothermal systems.

On the light of the new structural, textural and mineralogic data from La Guitarra, this paper is focused on a detailed microthermometrical study of fluid inclusions, the use of mineral geothermometers, and the study of O, H and S stable isotopes. This leads to the interpretation of the sources for hydrothermal fluids, the geochemical evolution of the system, and the most feasible deposition mechanisms for all the stages.

GEOLOGY OF THE LA GUITARRA SYSTEM

The La Guitarra deposit consists of six main veins. The Doncellas and La Guitarra veins are the largest of the whole system and where the main ore bodies are found. In its eastern-most part, the La Guitarra system strikes 120-135°, changing to 95° westward, and dips 70-90° to the SW and S respectively. The outcropping strike length of the entire vein system (La Guitarra system and El Coloso veins) is more than 3.5 km, with an observable vertical extent of about 500 m. At different levels all veins converge into a single vein that is relatively continuous at depth. The maximum vein thickness is about 15 m, averaging 5 m and thinning with depth.

The veins were generated by the hydrothermal activity associated with the volcanic manifestations of the Mexican Ignimbritic Belt (MIB, also known as Sierra Madre Occidental). Host rocks (Fig. 4.1) are the pre-Albian Taxco Schists of the Tierra Caliente metamorphic complex, an early Eocene molasse of the Balsas formation, a middle Eocene biotitic quartz-

monzonite stock, and an upper Eocene to Oligocene rhyolitic and andesitic tuff unit of the MIB. The La Guitarra system is hosted by the late-Laramide granitic suite, whilst the veins of El Coloso area are hosted by all the lithological units mentioned above. These units are covered by basalt and andesite flows of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), which range in age from late Miocene to the present. The hydrothermal alteration around the veins in the La Guitarra system and neighboring areas is generally weakly developed. Propylitic alteration forms the outermost zone, kaolinite-illite-smectite alteration is the dominant type in the upper part of the system, always becoming quartz-sericitic in the vicinity of the veins, also associated with narrow bands of silification. Quartz-sericite haloes are developed around the veins but the intensity of the alteration is strong only in the vicinities of the vein contact.

MINERALIZATION STAGES

The deposition sequence is divided into three main stages of mineralization. Mineralization styles include crustiform and colloform banding (sometimes symmetric), hydrothermal and tectonic breccias, massive mineralization, veinlet and small stockwork development, and vug filling. The time sequence of these stages is defined from local crosscutting relations in underground exposures (see Fig. 3.7 and Fig. 4.2).

Stage I

This is the least economically important stage as it does not contain gold and is silver-poor. It is composed of a partially brecciated body of enclosing host-rock fragments of up to 0.5 m in diameter, with propylitic and rarely kaolinite-illite-smectite alteration. It contains the greatest relative amount of base-metal sulfides of all the three stages. Breccias are commonly cemented by base-metal sulfides, with greenish-gray microcrystalline quartz, fluorite, carbonates and illite-smectite, displayed in bands up to 4 cm thick. In the latest bands, the quartz is coarser, locally forming small amethyst geodes. Bladed calcite phantoms, taken as evidence of boiling, are found in the vein sectors where silver mineral assemblages are more conspicuous. Stage I consists of three successive mineral associations: (1) quartz, pyrite, sphalerite, galena, fluorite, siderite, ankerite, chalcopyrite, sericite, illite-smectite and kaolinite (base-metal sulfide assemblage, BMSA); (2) quartz, veinite and twinnite replacing galena (lead sulfosalt assemblage, LSA); (3) bladed calcite with a base-metal sulfide assemblage similar to the BMSA, plus argentite (replaced by acanthite), Sb-billingsleyite, proustite-pyrargyrite,

xanthoconite-pyrostilpnite, freieslebenite, andorite and miargyrite. Carbonate minerals and kaolinite are found filling vugs and are the last manifestations of this stage.

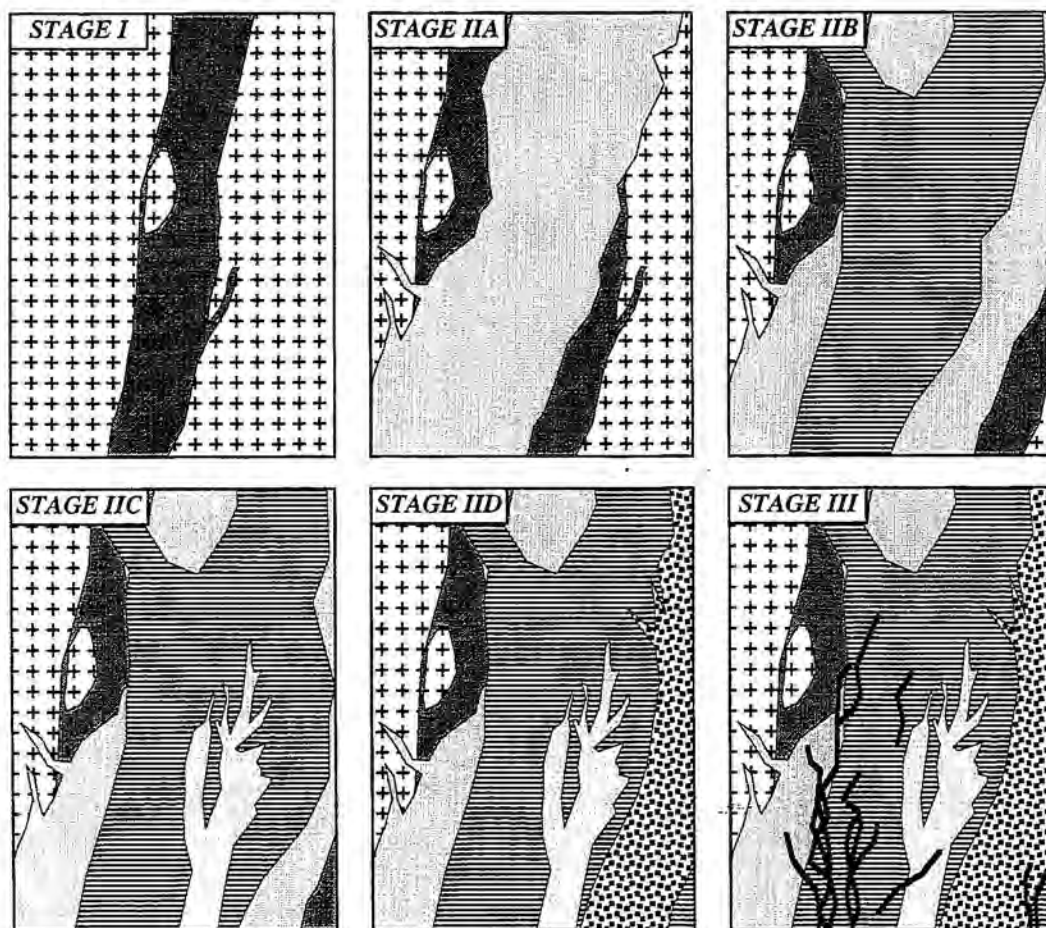


FIG. 4.2. Schematic cartoon of the vein evolution of the La Guitarra system through a cross section perpendicular to the vein. It is based on field observations in the mining levels where the vein structure is better shown (Amelia and San Francisco), but the cutting relations are consistent through all the vein exposures. The schemes are not to scale, but the thickness of the mineral bodies of each stage is approximately related to the maximum thickness observed of stages IIA and IIB altogether. A similar evolution is assumed for the El Coloso veins, although stages IIC, IID and III were not observed in that area.

Stage II

This is the most important stage by volume. The maximum thickness is attained where major veins converge. It contains the main precious-metal mineral assemblages, and is characterized by crustiform silica mineral bands. These bands can be in turn brecciated and cemented by later banding of the same composition. This type of structure is interpreted to have formed by a crack-and-seal mechanism, and is commonly displayed in any mining level.

According to their time-sequence, internal structure and mineralogy, four main sub-stages (A, B, C and D) were defined. Although sub-stage A does not contain any mineralization, rhombohedral adularia crystals and bladed calcite phantoms are found (both evidence of boiling). There is at least one episode of generalized brecciation.

Sub-stage B is made up of a similar banded and brecciated structure, and differs from sub-stage A in its more complex mineral association, disseminated or filling vugs within sub-cm to cm-thick micro-crystalline quartz bands. Rhombohedral adularia crystals and bladed calcite phantoms occur at almost any height in the vein system. Myrmekitic intergrowths between base-metal sulfides and silver-bearing sulfosalts are common. As for stage I, the metallic mineral assemblage in stage IIB starts with base-metal sulfide dominance, and it is immediately followed by the precious-metal assemblage deposition. The mineralized band association consists of microcrystalline quartz, adularia or bladed calcite, sericite, pyrite, sphalerite, galena (early assemblage); Ag-tetrahedrite-tennantite minerals, proustite-pyrargyrite, pearceite-polybasite, miargyrite, argentite (replaced by acanthite), electrum, chalcopyrite, xanthoconite-pyrostilpnite, stephanite-arsenostephanite, marcasite, Sb-billingsleyite, enargite, siderite, ankerite, kutnahorite and barite (late assemblage), where Ag-Cu sulfosalts occur prior to Ag sulfosalt deposition.

Sub-stage C is similar to A in its mineralogical and textural characteristics, but is much less important in volume. It also has a banded structure but with micro-crystalline quartz forming bands up to 50 cm-thick, and with amethyst geodes at the end. Sub-stage D consists of groups of veinlets forming breccias up to 2-3 m thick, probably related to small faults that cross-cut the main vein system. Its metallic mineralization consists of base-metal sulfides and late stibnite. This is the only sub-stage whose internal structure is not banded. It shows two distinct mineral associations: (1) quartz, pyrite with trace amounts of sphalerite and galena, marcasite and stibnite, and (2) quartz, sphalerite, galena, pyrite and greenockite. The second assemblage was only found in the deepest mining level, whereas the first is found at any depth.

Stage III

This stage is formed by mm- to cm-thick veinlets (10s of centimeters when grouped in lenses). It is located preferentially at the hanging-wall or the foot-wall of the veins, although it is also found in satellite veinlets around the veins or within the available porosity. The metallic mineral assemblage is commonly found filling quartz geodes, vugs or other porosity. Although stage III represents a small volume of the whole mineralization, it contains the greatest proportion of precious-metal minerals. Mineral deposition starts with quartz and base-metal

sulfides (pyrite, sphalerite, galena, marcasite, chalcopyrite), followed by argentian tetrahedrite-tennantite and electrum, then by the main Ag, Ag-Cu and Ag-Pb sulfosalt assemblage (galena, diaphorite, miargyrite, pearceite-polybasite, proustite-pyrargyrite, xanthoconite-pyrostilpnite, ramdohrite, sternbergite, chalcopyrite and some electrum), ending with gangue minerals (quartz, siderite, calcite and ankerite).

Summary of physicochemical conditions from mineral parageneses and vein chemistry

Parageneses and mineral chemistry can be used as geothermometers, considering (1) arsenic solubility in miargyrite (Ghosal and Sack, 1995), (2) stephanite-arsenostephanite breakdown at high temperatures (Keighin and Honea, 1969), and (3) proustite-xanthoconite and pyrargyrite-pyrostilpnite dimorphic changes (Hall, 1966; Keighin and Honea, 1969); their combinations indicate a temperature decrease with height and time within each stage. Precious-metal associations precipitated after base-metal sulfide deposition, indicating an a_{S_2} increase with time at each stage. As determined using sulfidation curves, FeS content in sphalerites and mineral geothermometers, general a_{S_2} conditions for each stage do not vary by more than three log units, being always within the pyrite stability field (see Fig. 3.15). However, an a_{S_2} decrease during stage I base-metal sulfide assemblage is observed, and a slighter a_{S_2} increase during the silver mineral assemblage. Sphalerites display strong zonation in Fe and Cd contents, the former correlating positively with color. The highest FeS contents in stage I sphalerites, up to 0.25 mole, occur in the SMA coinciding with evidence of boiling, whilst in the BMSA they are very low. Stages IIB and III record FeS contents in sphalerites up to 0.16 and 0.12 mole, respectively. Ag-Cu and Ag-Pb sulfosalts show systematic progressive enrichment in Ag and Sb from the bottom of the vein upwards at any stage and from the grain core to the rim. The same is observed for the Ag content in electrum. This tendency is also recognized from stage to stage. Ag-Cu and Ag sulfosalts have highly variable Sb/(Sb+As) ratios, except for miargyrite, and Ag-Pb plus Pb sulfosalts are dominantly sulfoantimonides.

The contour distribution of Ag/Pb isovalues obtained from whole vein samples point to an upwelling fluid flow arranged in five main feeder channels during stages IIA and IIB. The lowest Ag and Au grade contours coincide with the inferred feeder channels. Thus, main metallic mineral precipitation occurred in the margins of those channels and closely associated with boiling, as shown by the distribution of bladed calcite and rhombohedral adularia occurrences (see Fig. 3.19).

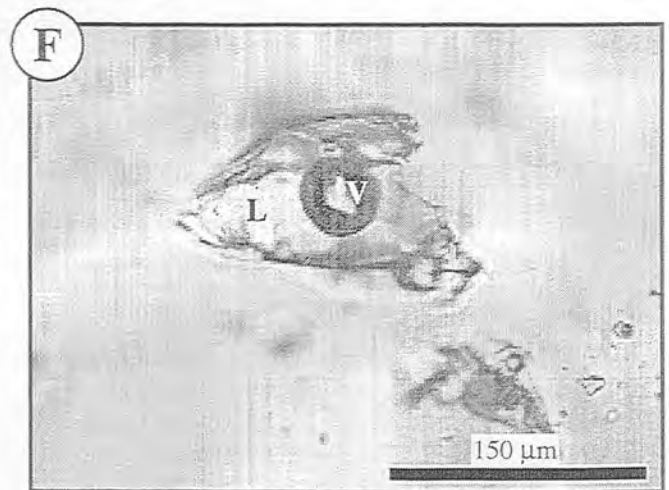
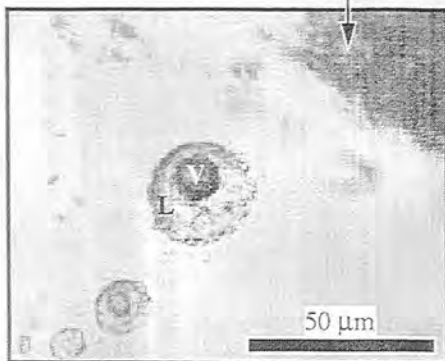
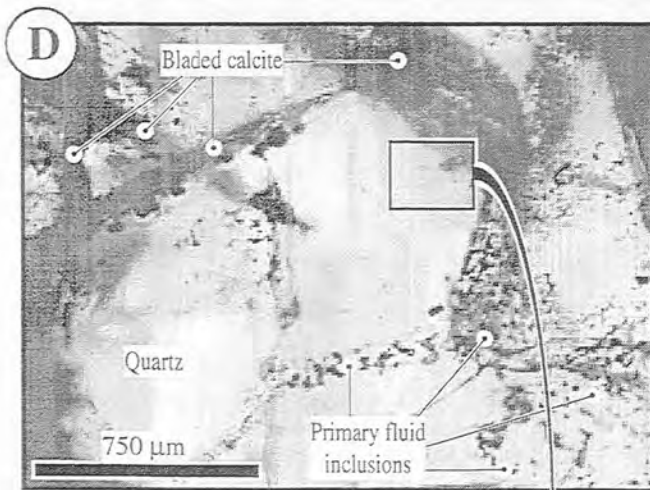
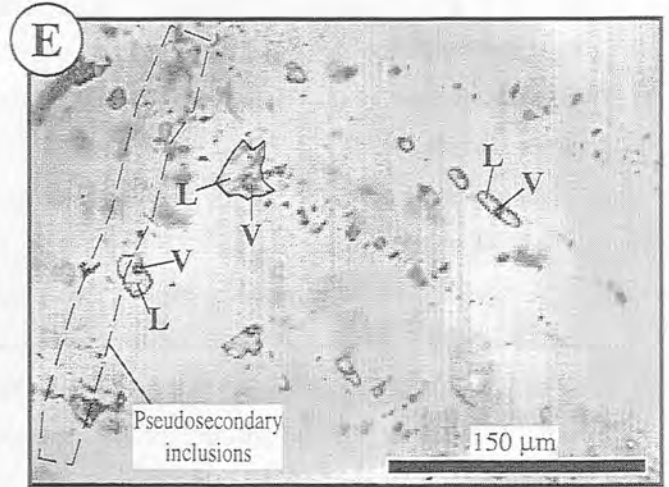
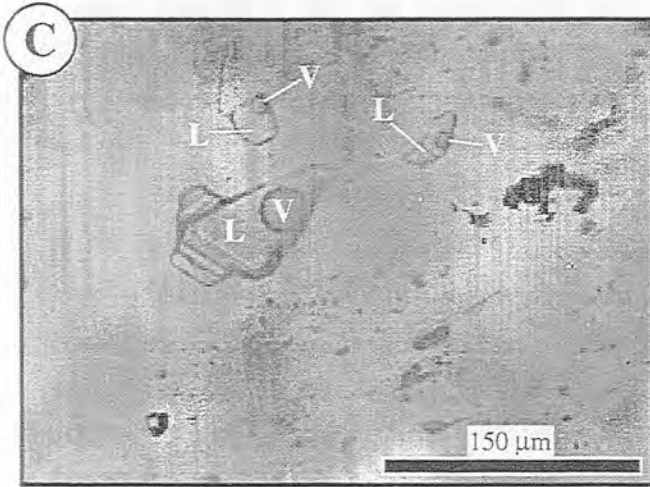
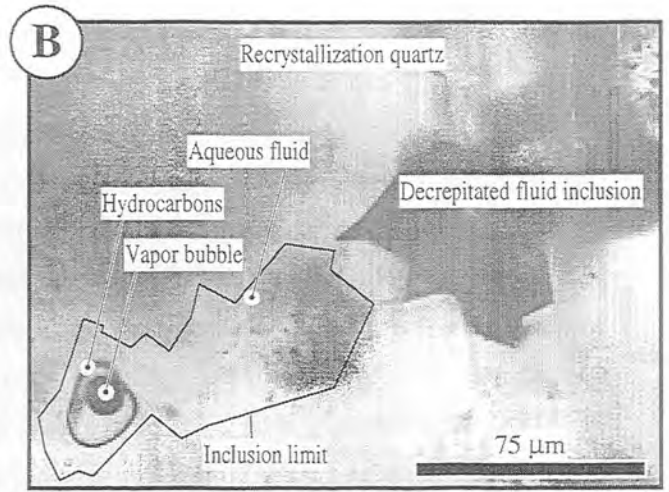
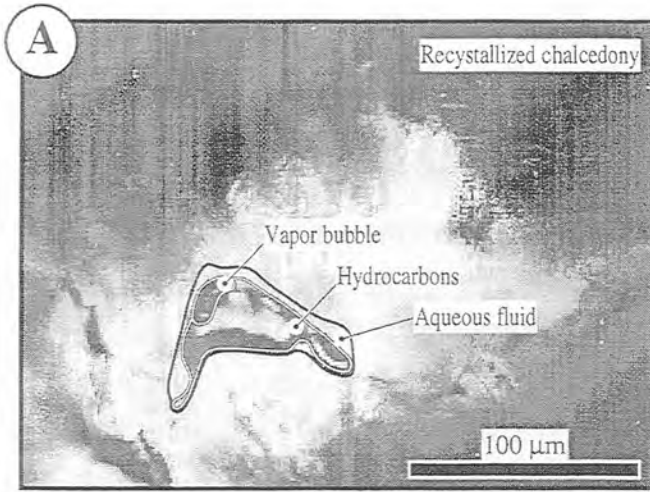
The paragenetic sequence and mineral zonation in the La Guitarra system are similar to those described in some of the most outstanding low-sulfidation epithermal systems in Mexico.

The vein stratigraphy in La Guitarra indicates a complex depositional history comparable to those found in the Fresnillo (Gemmell et al., 1988) and Guanajuato districts (Petruk and Owens, 1974). The main silver-bearing minerals in La Guitarra are Ag-tetrahedrites and proustite-pyrargyrite, in contrast to most of other Mexican epithermal deposits, where argentite-acanthite is dominant. The mineral parageneses in those districts show the systematic occurrence of Ag-Cu sulfosalts prior to Ag-sulfosalts as found in La Guitarra, but Ag-Pb sulfosalts were not reported. The close association between gold/electrum and Ag-Cu sulfosalts in La Guitarra also occurs in Topia (Loucks et al., 1988) and Real de Guadalupe, Mexico (Albinson and Parrilla, 1988), and Orcopampa, Peru (Petersen et al., 1990). Despite these differences, all the considered deposits show an early precipitation of base-metal sulfides, followed by Ag-Cu sulfosalts or Ag plus Cu sulfides, and by late Ag sulfosalts.

FLUID INCLUSION DATA

Fluid inclusion studies were performed on 32 doubly polished sections. Data were collected from different mineralization stages and mining levels to determine variations of fluid temperatures and compositions in time and space. Fluid inclusion data were obtained from a 500 m vertical and 3500 m horizontal sampling of the La Guitarra-El Coloso vein system. Characterization of primary, pseudosecondary and secondary inclusions was done according to the criteria of Roedder (1984). Only inclusions hosted by non-recrystallized minerals were studied, following the criteria of Bodnar et al. (1985), Sander and Black (1988), and Dong et al. (1995). Thus, fluid inclusions were preferentially studied in comb and zonal quartz, which are the most suitable primary textures for this study. A detailed petrographic study was carried

(next page) **FIG. 4.3.** Photomicrographs of fluid inclusions from various mineralization stages of the La Guitarra deposit. **A:** Hydrocarbon-rich biphasic fluid inclusion, within quartz derived from chalcedony recrystallization (stage IIB late bands, San Francisco level). The transition zone between chalcedony and quartz contains many sub-micrometre necked fluid inclusions, displayed in girdles following the orientation of chalcedony crystals. **B:** Hydrocarbon-bearing biphasic fluid inclusion from stage IIB late bands (La Cruz level). Notice that the shape of fluid inclusions (empty and full) is determined by that of quartz crystals forming microgeode cavities, and the variable relative content of hydrocarbons in this kind of fluid inclusions (compare with A). **C:** Biphasic primary fluid inclusions within sphalerite (base-metal sulfide assemblage of stage I, Amelia level). **D:** Distribution of fluid inclusions within quartz precipitated in the interstices of bladed calcite crystals (silver mineral assemblage of stage I, San Francisco level). Most of the black dots in the picture are primary biphasic fluid inclusions, all of them appearing like those of the enlarged area. Black blades are calcite crystals, mostly replaced by quartz (see Fig. 3.9B). **E:** Biphasic primary fluid inclusions within a quartz crystal (stage IIA late bands, Amelia level), displayed in growth zones, with a girdle of pseudosecondary inclusions. The direction of crystal growth is from bottom to top of the picture. **F:** Isolated biphasic primary fluid inclusions within an amethyst crystal (stage IIC geodes, San Francisco level). L = liquid, V = vapor.



out before microthermometric analysis, to discern the evolution of the mineralizing fluids through time within each sample. Primary fluid inclusions in growth zones or clusters in quartz (stages I, IIA, IIB, IIC and IID), sphalerite (BMSA and SMA of stage I) and fluorite (stage I) were studied (Fig. 4.3). Pseudosecondary inclusions along planes sealed by later growth zones were also considered for this study. Many primary and pseudosecondary inclusions showed evidence of necking, and some leakage. In the first case, only ice or hydrohalite melting temperatures were obtained; in the second, no microthermometric measurements were done, as they would neither reflect the compositions nor the minimum temperature of trapping of the hydrothermal fluids (see Bodnar et al., 1989). Fluid inclusion sizes average from 5 to 90 μm , with maximum sizes up to $\sim 300 \mu\text{m}$. All inclusions are two-phase at room temperature (liquid and vapor), with vapor to liquid ratios between 5 and 15% (Fig. 4.3). Secondary vapor-rich inclusions were only found in a sample from stage IIC, being apparently recrystallized, and coexisting with liquid-rich inclusions although homogenization was reached only in the latter. Microthermometric studies were carried out on a Linkam THMS 600 heating-freezing stage. The results obtained are summarized in Table 4.1 and in the Appendix.

In addition to the liquid-rich, hydrocarbon-rich inclusions with variable amounts of water (Fig. 4.3A and B) and vapor to liquid ratios up to 5% have been found. These fluid inclusions are systematically found filling quartz microgeodes of up to 500 μm in diameter, and probably larger, in the late bands of stages IIA and IIB. As these microgeodes are always associated with recrystallized chalcedony bands, the fluids that they contain can be interpreted to have been expelled during chalcedony recrystallization. In agreement with Wopenka et al. (1990), these inclusions were analyzed by means of Fourier Transform Infra-Red (FTIR) microspectroscopy, at the SCT of the Universitat de Barcelona. The hydrocarbons show spectra with absorbance peaks corresponding to both aromatic and aliphatic C-H stretching vibrations (Fig. 4.4).

In stage I, the fluid inclusion study was carried out on sphalerite (Fig. 4.3C and 4.5) with quartz, fluorite (Fig. 4.6) with quartz, and late quartz from the BMSA, in quartz from the interstices between bladed calcite crystals (Fig. 4.3D), and in sphalerite from the SMA, tracing the mineral deposition sequence of this stage. In stage IIA the studied fluid inclusions are from early (before brecciation) and late bands (after brecciation). The fluid inclusions from late bands are commonly found in quartz-amethyst geodes. As quartz in stage IIB mineralized bands lack of suitable fluid inclusions for microthermometrical measurements, only those from early and late barren quartz bands were studied. Stage IIC fluid inclusions belong entirely to quartz-amethyst geodes. In stage IID, fluid inclusions are hosted in quartz prior to sulfide mineral deposition.

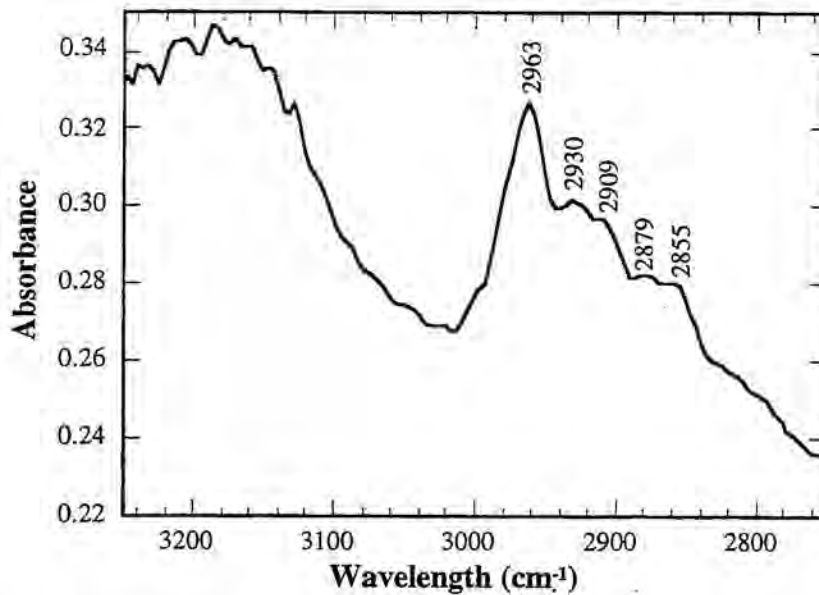


FIG. 4.4. Wavelength versus absorbance plot, obtained by Fourier transform infrared microspectroscopy in one fluid inclusion from stage IIB recrystallized quartz (late bands), La Cruz level.

Measured eutectic temperatures are below -40°C and point to the existence of complex polysaline solutions (Crawford, 1981; Davis et al., 1990). Ice-melting temperatures were obtained for 1527 fluid inclusions, hydrohalite-melting for 351, and homogenization for 1195. Homogenization always occurs to the liquid phase, between -80 and 273°C . Salinities and densities were calculated using the equations of Bodnar and Vityk (1994) for the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ system, included in the *MacFlinCor* program of Brown and Hagemann (1994). Calculations gave salinity values from 0.8 to 14.4 wt.% NaCl eq., and density from 0.891 to 0.982 g/cm^3 . Since clathrates were not observed in any of the freezing experiments, it is considered that the gas content in the inclusion fluids is less than 4.4 wt. % CO_2 (Hedenquist and Henley, 1985). No CO_2 nor other gases were detected by Raman microspectroscopy.

Stage I

In this stage salinities vary from 2.0 up to 14.4 wt. % NaCl eq., and homogenization temperatures (T_h) from 102 to 266°C (see Fig. 4.7, Table 4.1 and Appendix). The obtained salinity range is the widest of all the stages defined. Despite this salinity range, fluid density remains relatively constant throughout this stage, the variations in T_h being compensated by salinity changes. In stage I a decrease in temperature and salinity was observed from early to late minerals (e.g. from sphalerite to fluorite and to late quartz), as well as within single zoned

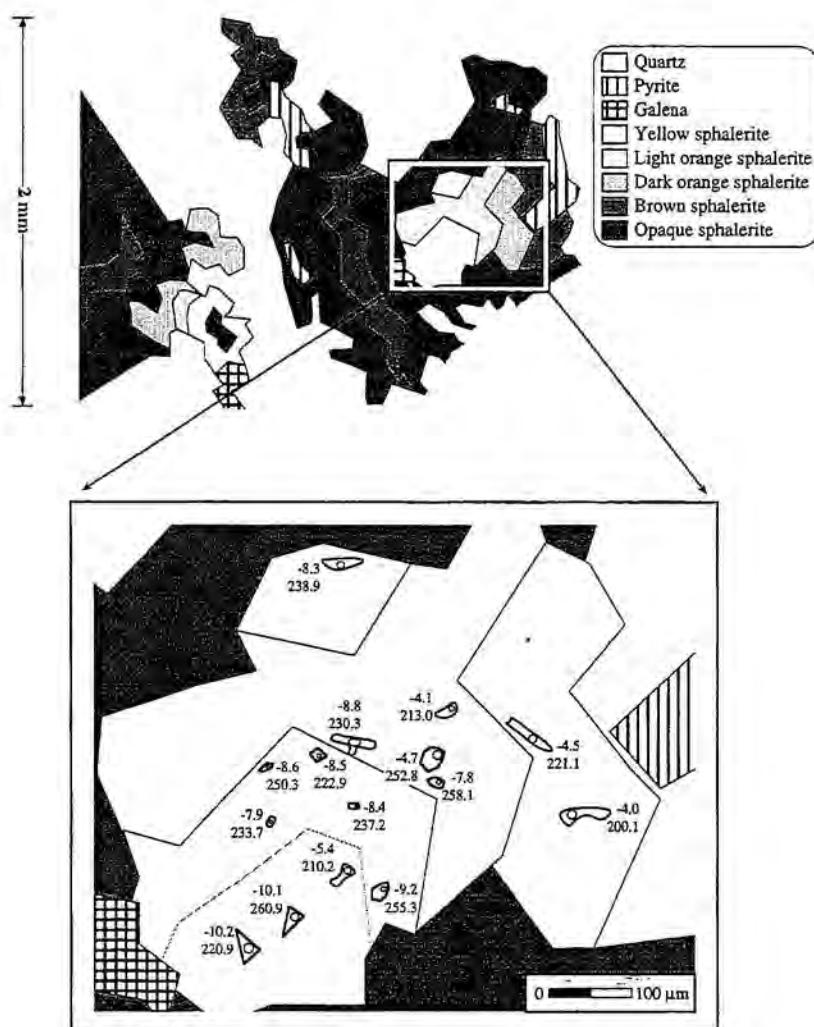


FIG. 4.5. Colour zonation and distribution of freezing point depression and Th of fluid inclusions in sphalerite crystals from the BMSA of stage I (San Rafael ramp). Sample location in Fig. 4.9: S1.

fluorite and sphalerite crystals. As an example, we may take into consideration the sample F1 (fluorite), whose freezing point depression and Th data display a wide dispersion (Fig. 4.8). However, considering different crystals within the same sample where fluid inclusions were measured (Table 4.1 and Appendix), it can be seen that their statistical dispersion is much more limited. This is thought to be due to the fact that those crystals record different degrees of evolution of the same fluid, pointing to a progressive dilution of the initially more saline fluids.

A systematic upwards decrease of Th (Fig. 4.9) and salinity was also recorded on samples corresponding to the same mineral association (BMSA or SMA), although variation ranges of both variables are much larger in fluorite than in sphalerite or quartz (Fig. 4.7 and 4.8). NaCl is the dominant solute; hydrohalite melting temperatures in this stage yield lower

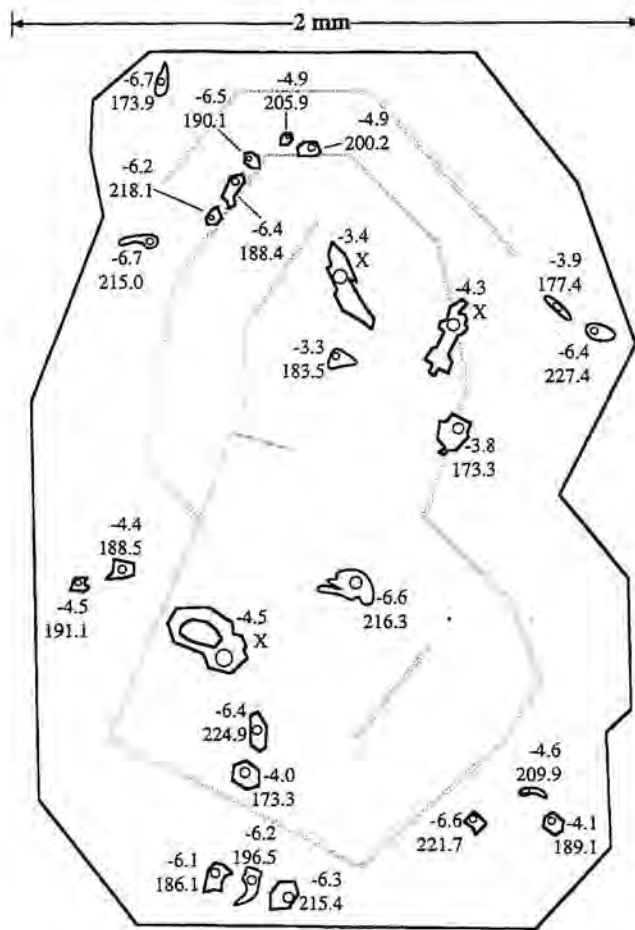
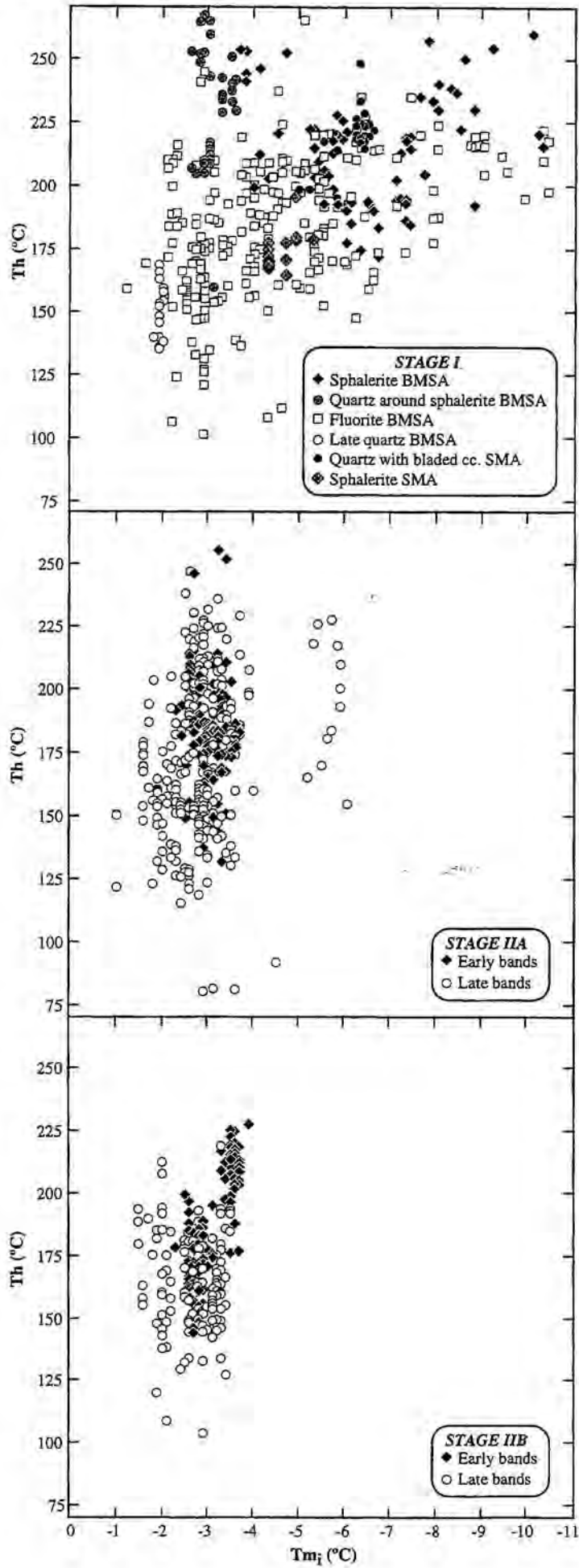


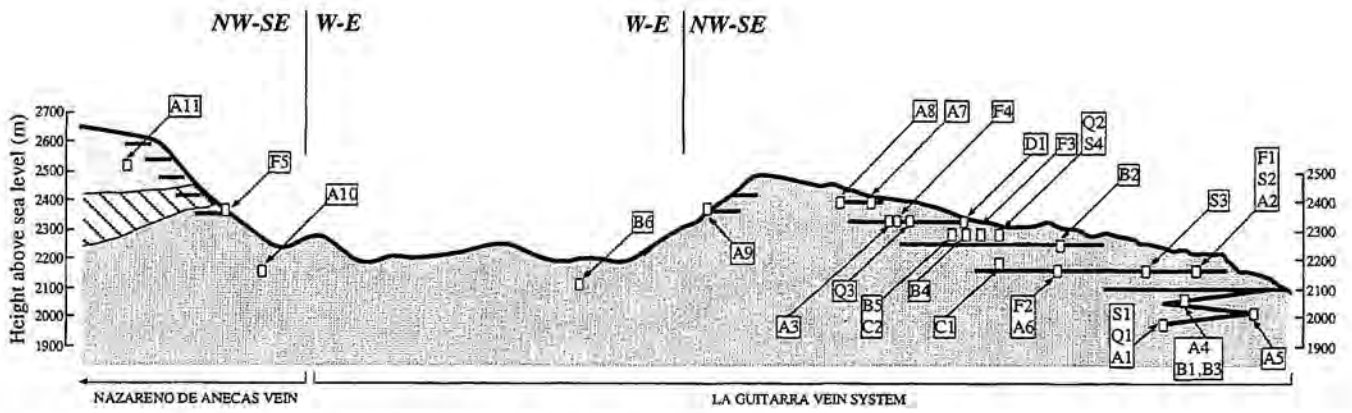
FIG. 4.6. Zoning and distribution of freezing point depression and Th of fluid inclusions in a fluorite crystal from the BMSA of stage I (Amelia level). Sample location in Fig. 4.9: F1.

values than in the other stages (from -26.3 to -20.8°C), and correspond to $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl})$ ratios up to 0.25, using the phase diagram of Oakes et al. (1990). The highest CaCl_2 contents are found in sphalerite samples with the highest mean salinities as well. Both variables are positively correlated with depth. Moreover, salinity and CaCl_2 content decrease with time, e.g. from sphalerite to quartz in San Rafael ramp (Table 4.1 and Appendix), without significant Th variations.

Charoy and González-Partida (1984) obtained Th and salinities in sphalerite (that are considered to belong to stage I, based on the petrographic descriptions of these authors), spanning $170\text{-}220^{\circ}\text{C}$ and 5.0-8.0 wt. % NaCl eq. ranges.

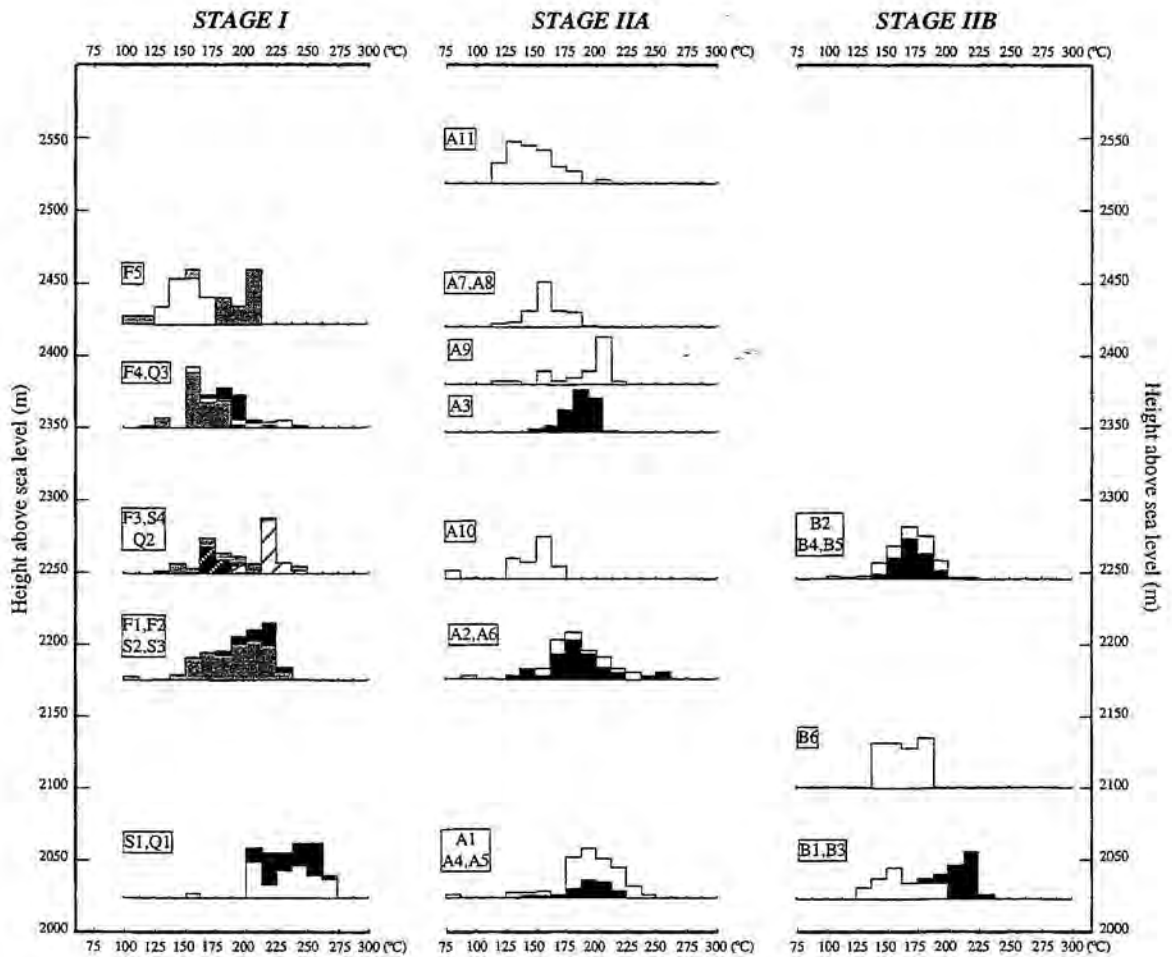
(Next page) **FIG. 4.7.** Correlation of ice melting (freezing point depression) and Th of all the individual fluid inclusions analyzed in stages I, IIA and IIB.





EXPLANATION:

- TIERRA CALIENTE METAMORPHIC COMPLEX AND BALSAS FORMATION
- LATE LARAMIDE GRANITIC STOCK
- RHYOLITIC TUFFS AND IGNIMBRITES (MIB)



EXPLANATION:

- SPHALERITE
- FLUORITE
- QUARTZ
- QUARTZ + BLADED CALCITE
- SPHALERITE

BMSA

- EARLY BANDS
- LATE BANDS

SMA

- EARLY BANDS
- LATE BANDS

Stage IIA

In this stage salinities from 1.5 to 9.3 wt. % NaCl eq. and Th from 80 to 256°C were measured, both lower than in stage I (Table 4.1). Fluid inclusions in early bands have mean salinities and Th between 4.1-5.2 wt. % NaCl eq. and 178-195°C, and late bands between 3.4-7.7 wt. % NaCl eq. and 144-210°C, respectively. Th in stage IIA show a clear spatial distribution pattern (Fig. 4.9 and next sections): the highest temperatures (195-210°C) are found in samples from the lower mining levels, intermediate temperatures (178-186°C) in the middle depths of the La Guitarra system, and the lowest temperatures (144-160°C) are found in samples from the upper levels and from the NW section of the system, linking with the El Coloso area. Quite different mean salinity values were obtained (7.7 to 4.7 wt. % NaCl eq.) for a constant Th of around 180°C, whereas for a constant salinity of about 4.0 wt. % NaCl eq., Th varies between 144 and 188°C (Fig. 4.8).

Stage IIB

Salinity ranges from 2.5 to 6.2 wt. % NaCl eq., and Th from 103 to 228°C for this stage (Table 4.1). Fluid inclusions from early bands, before brecciation, show salinities between 2.5 and 6.2 wt. % NaCl eq. and Th between 144 and 228°C. Fluid inclusions from late bands, after brecciation, show salinities between 2.5 and 5.9 wt. % NaCl eq. and Th between 103 and 219°C. The widest mean Th variations from early to late bands were recorded in the lowest mining levels (210 to 164°C), whereas in the upper levels Th variations are narrower (171°C in early bands, 161°C in late bands immediately after mineralized bands, and 174°C in late geodes, see Fig. 4.9 and next sections). Thus, a Th decrease with time and space, from the bottom to the top of the veins, is recorded in this stage. This trend was also observed in mean salinities, ranging 5.6 to 5.2 wt. % NaCl eq. in the lower mining levels, and 4.5-3.1 wt. % NaCl eq. in the upper. In contrast to the previous mineralization stages, salinity is lower and less variable throughout this stage, though it is slightly higher in early bands, and Th behaves the same way (Fig. 4.8).

(Previous page) **FIG. 4.9.** Longitudinal section throughout the La Guitarra vein system and its link with the El Coloso area through the Nazareno de Anecas vein, showing sample locations (fluid inclusion samples coded in Table 4.1), and frequency histograms of Th, recording the thermal variations with depth of the main mineralization stages with indication of the paragenetic sections occupied by the analyzed samples. BMSA = base-metal sulfide assemblage, SMA = silver mineral assemblage.

Charoy and González-Partida (1984) reported Th and salinity data from fluid inclusions in banded quartz, ranging 250-295°C and 0.0-7.0 wt. % NaCl eq., respectively. Although these authors do not report from which stage or band sets, after or before brecciation, the samples were taken, we consider that these data belong to general stage II.

Stages IIC and IID

Salinity and Th in stage IIC range 0.8-5.3 wt. % NaCl eq. and 98-208°C, respectively, both decreasing with height. In stage IID they range 2.6-5.8 wt. % NaCl eq. and 118-197°C in a sample from the upper mining levels (Table 4.1 and Appendix). Although data from these stages are scarce, they display the same decreasing trend of Th and salinity observed in the previous stages. Charoy and González-Partida (1984) also reported mean Th and salinity data (175°C and 0.0-4.0 wt. % NaCl eq.), that we assume to belong to stage IID, as they report the coexistence of quartz and stibnite.

Mineral geothermometry

The reliability of sulfide-sulfosalt geothermometers in metallic mineral assemblages of stages I, IIB and III is discussed in Chapter 3. Mineral geothermometry coupled with fluid inclusion data (Fig. 4.10) helps to trace the temperature evolution throughout stage IIB, and also from lower mining levels to the upper. The time sequence in the upper mining levels indicates that mineralized bands deposited at higher temperatures than earlier and later bands suggesting the presence of a specific hydrothermal pulse related to the main metallic mineral precipitation. This tendency is not recorded in the lowest mining levels where such a pulse, if present, is masked by the highest temperatures recorded in fluid inclusions of early bands. Other minerals whose presence may bracket a certain temperature range are opal and chalcedony. In the epithermal environment, opal is deposited between 20-120°C (Reyes, 1990), and chalcedony between 100-190°C (White and Hedenquist, 1990). These temperature ranges will be assumed for the discussion in the next sections.

TABLE 4.1. Fluid inclusion, and O and H isotope composition data from the La Guitarra system and the SE part of the El Coloso zone.

Sample no.	(*)	Remarks	Stage	Mineral	Tm _i range (°C)	Wt. % NaCl eq.	Th range (°C)	Density (g/cm ³)	δ ¹⁸ O _{qtz} (‰)	δ ¹⁸ O _w (‰)	δD (‰)
RSR96-3J	S1	BMSA	I	sph	-3.7 / -6.5 / -10.2 (27)	5.9 / 9.8 / 14.2	200 / 235 / 273 (27)	0.909			
RSR96-3J	Q1	BMSA	I	qtz	-2.6 / -3.1 / -3.6 (37)	4.2 / 5.0 / 5.8	160 / 233 / 273 (34)	0.869			
AM-3A-1	F1	total, BMSA	I	flr	-1.2 / -5.9 / -10.4 (168)	2.0 / 9.0 / 14.4	102 / 202 / 266 (83)	0.936	+15.1	+3.0	
"	"	grain 1	I	flr	-1.2 / -5.2 / -7.4 (61)	2.0 / 8.1 / 11.0	108 / 198 / 236 (26)	0.932			
"	"	grain 2	I	flr	-3.8 / -7.8 / -10.4 (43)	6.1 / 11.5 / 14.4	161 / 203 / 228 (41)	0.952			
"	"	grain 3	I	flr	-2.3 / -4.9 / -6.7 (44)	3.8 / 7.7 / 10.1	102 / 205 / 266 (16)	0.923			
AM-3C-1	S2	BMSA	I	sph	-5.2 / -6.1 / -10.3 (33)	8.1 / 9.3 / 14.3	178 / 212 / 235 (31)	0.930	+16.7	+5.2	-32
AM-5-1	S3	BMSA	I	sph	-4.6 / -6.2 / -7.9 (11)	7.2 / 9.4 / 11.6	184 / 210 / 215 (10)	0.931	+16.0	+4.4	
AM-9C-1	F2	total, BMSA	I	flr	-2.9 / -4.5 / -6.5 (83)	4.7 / 7.1 / 9.8	137 / 180 / 221 (83)	0.942	+14.8	+1.2	
"	"	grain cores	I	flr	-3.7 / -5.1 / -6.5 (45)	5.9 / 8.0 / 9.8	151 / 185 / 221 (42)	0.943			
"	"	grain borders	I	flr	-2.9 / -3.8 / -6.2 (38)	4.7 / 6.1 / 9.5	137 / 174 / 220 (39)	0.939			
SF96-12	Q2	SMA, qtz+bl.cc.	I	qtz	-5.0 / -6.2 / -6.6 (32)	7.8 / 9.4 / 10.0	196 / 220 / 249 (30)	0.921			
SF96-12	S4	SMA	I	sph	-4.3 / -4.5 / -5.3 (17)	6.8 / 7.2 / 8.2	165 / 174 / 196 (16)	0.946			
SF96-8B	F3	BMSA	I	flr	-1.2 / -2.9 / -6.2 (36)	2.0 / 4.7 / 9.5	133 / 182 / 245 (24)	0.968			
LC-7A	F4	BMSA	I	flr	-2.2 / -2.7 / -3.3 (55)	3.6 / 4.3 / 5.3	121 / 162 / 216 (47)	0.939	+17.9	+2.9	
LC-8B-1	Q3	total, BMSA	I	qtz, sph, flr	-2.8 / -5.5 / -8.8 (72)	4.5 / 8.5 / 12.6	154 / 192 / 240 (33)	0.940	+17.0	+4.3	
"	"	1st precipitate	I	sph	-6.1 / -7.0 / -8.8 (16)	9.3 / 10.5 / 12.6	172 / 190 / 205 (16)	0.982			
"	"	2nd precipitate	I	qtz	-2.8 / -5.0 / -8.3 (48)	4.5 / 7.9 / 12.1	154 / 199 / 240 (14)	0.956			
"	"	3rd precipitate	I	flr	-4.4 / -4.7 / -6.3 (8)	7.0 / 7.4 / 9.5	161 / 177 / 198 (3)	0.969	+19.0	+4.4	
NZ-15-1	F5	total, BMSA	I	flr, qtz	-1.8 / -2.0 / -2.3 (30)	2.9 / 3.3 / 3.8	107 / 166 / 212 (29)	0.928			
"	"	1st precipitate	I	flr	-2.0 / -2.2 / -2.3 (15)	3.3 / 3.6 / 3.8	107 / 183 / 212 (14)	0.914			
"	"	2nd precipitate	I	qtz	-1.8 / -1.9 / -2.2 (15)	2.9 / 3.1 / 3.3	135 / 151 / 169 (15)	0.940			
RSR96-3H	A1	early bands	IIA	qtz	-0.9 / -2.5 / -2.9 (43)	1.5 / 4.1 / 4.7	149 / 195 / 216 (31)	0.905	+18.9	+5.8	
AM-3A-1	A2	early bands	IIA	qtz	-2.4 / -3.2 / -3.7 (62)	3.9 / 5.2 / 5.9	132 / 187 / 256 (38)	0.922	+16.6	+2.9	
LC-6-1	A3	early bands	IIA	qtz	-2.4 / -2.9 / -4.0 (59)	3.9 / 4.7 / 6.3	144 / 178 / 202 (55)	0.926	+18.3	+5.0	-39
RSR-1A-1	A4	late bands	IIA	qtz	-2.0 / -3.4 / -4.4 (78)	3.3 / 5.5 / 7.0	80 / 183 / 236 (51)	0.891			
RSR96-1D	A5	late bands	IIA	qtz	-2.5 / -2.7 / -3.1 (36)	4.1 / 4.4 / 5.0	186 / 210 / 247 (35)	0.945	+19.2	+5.6	
AM-9A-3	A6	late bands	IIA	qtz	-2.5 / -5.1 / -6.1 (35)	4.1 / 7.7 / 9.3	92 / 182 / 228 (20)	0.945	+15.6	+0.4	-60
GB96-1	A7	late bands	IIA	qtz	-1.3 / -2.5 / -3.3 (40)	2.1 / 4.1 / 5.3	119 / 160 / 191 (36)	0.939	+18.6	+3.2	
GB96-3	A8	late bands	IIA	qtz	-1.6 / -2.1 / -2.9 (36)	2.6 / 3.4 / 4.7	133 / 157 / 203 (33)	0.937	+16.7	+3.7	-28
GT-5C-1	A9	late bands	IIA	qtz	-1.7 / -2.6 / -3.1 (36)	2.8 / 4.2 / 5.0	121 / 188 / 213 (28)	0.913	+16.6	+0.1	
G02-27	A10	late bands	IIA	qtz	-1.6 / -2.6 / -3.6 (26)	2.6 / 4.2 / 5.8	81 / 144 / 168 (24)	0.952			
NA11-A2	A11	late bands	IIA	qtz	-0.6 / -2.5 / -3.3 (48)	1.1 / 4.1 / 5.3	116 / 147 / 205 (40)	0.949	+17.0	+5.4	
RSR-1E	B1	early bands	IIIB	qtz	-2.9 / -3.5 / -3.9 (50)	4.7 / 5.6 / 6.2	176 / 210 / 228 (46)	0.901	+13.8	+0.4	-23
SF-5B-1	B2	early bands	IIIB	qtz	-2.3 / -2.7 / -3.1 (89)	3.8 / 4.4 / 5.0	144 / 171 / 200 (70)	0.931	+16.0	+1.2	-20
RSR-1E	B3	late bands	IIIB	qtz	-2.3 / -3.2 / -3.7 (53)	3.8 / 5.2 / 5.9	132 / 164 / 219 (50)	0.942	+17.0	+2.0	
SF96-4	B4	late bands	IIIB	qtz	-1.7 / -2.8 / -3.5 (46)	2.8 / 4.5 / 5.6	103 / 161 / 193 (32)	0.940	+16.3	+1.3	-49
SF96-3C	B5	late bands	IIIB	qtz	-1.5 / -1.9 / -2.2 (22)	2.5 / 3.1 / 3.6	109 / 174 / 213 (19)	0.919			
G07-39B	B6	late bands	IIIB	qtz	-1.6 / -2.3 / -2.9 (35)	2.6 / 3.8 / 4.7	138 / 162 / 184 (32)	0.935			
AM96-2B	C1	amethyst geode	IIC	qtz	-2.3 / -2.5 / -2.7 (47)	3.8 / 4.1 / 4.4	149 / 179 / 208 (47)	0.921	+17.1	+2.6	-23
SF96-2	C2	amethyst geode	IIC	qtz	-0.5 / -2.3 / -3.3 (58)	0.8 / 3.7 / 5.3	98 / 168 / 203 (39)	0.930	+15.6	+1.5	-103
LC-9B-1	D1	BMSA	IIID	qtz	-1.6 / -2.7 / -3.5 (27)	2.6 / 3.3 / 5.6	118 / 173 / 197 (22)	0.929			

Notes: BMSA = base-metal sulfide assemblage, SMA = silver mineral assemblage, sph = sphalerite, flr = fluorite, qtz = quartz, bl.cc = bladed calcite. Bold numbers are mean values; first and last values in each column denote the whole variation range; number of measured inclusions in parentheses. δ¹⁸O_w values calculated using mean homogenization temperatures (Th); salinities calculated using ice melting temperatures (Tm_i). (*) Location codes for Fig. 9. For each stage samples are ordered from the deepest to the most shallow.

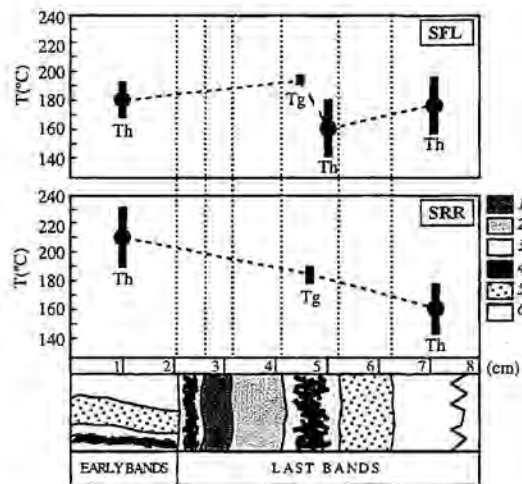


FIG. 4.10. Temperature variations in stage IIB, recorded in the San Francisco level (SFL) and in the San Rafael ramp (SRR), from fluid inclusions (Th) and sulfide-sulfosalt geothermometers (Tg). Key: (1) opal, (2) chalcedony, (3) microcrystalline quartz, (4) sulfide-sulfosalt mineralization, (5) medium-grained quartz, (6) drusy amethyst-quartz.

Composition and temperature evolution of mineralizing fluids

As a general tendency, and for each mineralization stage, temperature, salinity, and $\text{CaCl}_2/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ values decrease through time and from the bottom to the top of the veins (Fig. 4.11). This trend may reflect the mixing of the hydrothermal fluids in the upper parts of the veins with a cool and low-salinity solution, whose influence increases with time. However, in stage I, for a given salinity range between 5.0 and 14.0 wt. % NaCl eq., the $\text{CaCl}_2/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ value may vary from 0.25 in sphalerite (lowest levels) to no CaCl_2 in fluorite and quartz (upper levels). A possible mechanism for the decrease in CaCl_2 relative contents during the BMSA would be the Ca^{2+} removal due to fluorite precipitation. A similar trend is observed in the SMA: inclusion fluids in early quartz show higher CaCl_2 relative contents than those in later sphalerite, suggesting that Ca^{2+} could have been consumed by the precipitation of bladed calcite. Hence, at least a part of the variations of the $\text{CaCl}_2/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ ratio recorded in stage I can be interpreted as Ca^{2+} removal from the fluids due to fluorite or calcite precipitation. Although such a mechanism may be invoked due of the presence of calcium minerals, their relative amount in the paragenesis is not as large as to explain such $\text{CaCl}_2/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ variations. Thus, a progressive mixing of the initially Ca-rich fluids with low-salinity and colder fluids better explains the observed trends (Fig. 4.11). This feature is well outlined in stage I due to the wide composition contrast of inclusion fluids, but similar trends were also found in the following stages, pointing to the incursion of relatively CaCl_2 -rich hydrothermal pulses all through the lifetime of hydrothermal activity. However, the starting

fluids of each mineral assemblage (i.e. SMA in stage I, early and late bands in stage IIB) appear to become progressively less saline and poorer in CaCl_2 than the starting fluids in the BMSA in stage I.

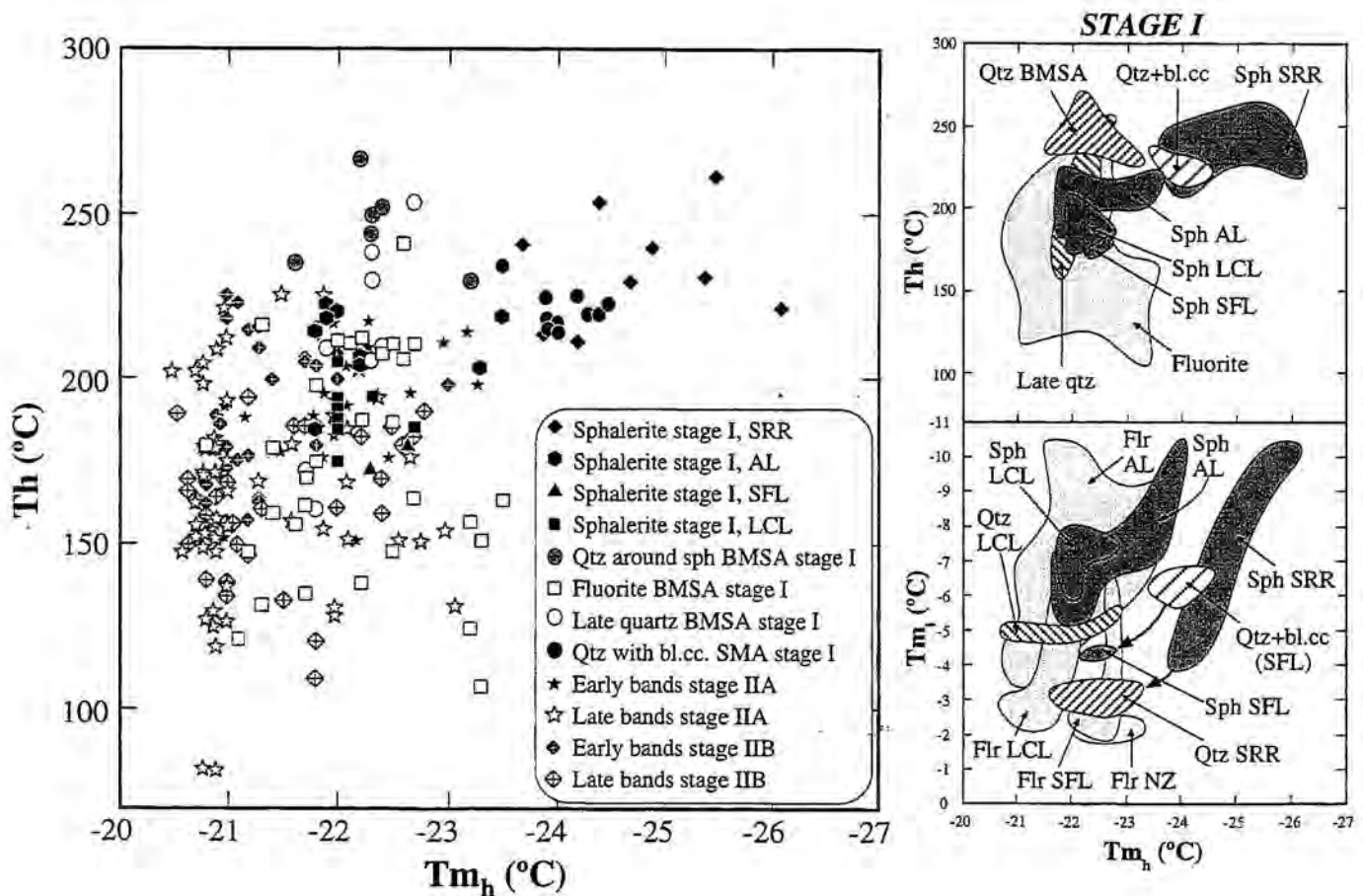


FIG. 4.11. Picture at the left: correlation between hydrohalite melting and Th found in individual fluid inclusions of stages I, IIA and IIB. Upper right: the same as above but only of stage I, picturing the fields defined by the data corresponding to different paragenetic sections and heights. Lower right: correlation between hydrohalite and ice melting temperatures of individual fluid inclusions from stage I, with further indication of the areas defined in the upper right picture. Key: Sph = sphalerite, Flr = fluorite, Qtz = quartz, bl.cc. = bladed calcite, SRR = San Rafael ramp, AL = Amelia level, SFL = San Francisco level, LCL = La Cruz level, NV = Nazareno de Anecas vein (El Coloso area).

Brine occurrence in stage I, with salinities from about 7.5 to 14.4 wt. % NaCl eq. (see Fig. 4.12), is recorded in fluid inclusions within sphalerite and fluorite from the BMSA. Inclusion fluids within early quartz of the SMA may also indicate a second brine fluid injection in stage I but, as early quartz of the SMA precipitated in the interstices of bladed calcite crystals, the high salinities obtained may also be derived from boiling. However, since Th values

obtained in this sample correlate with salinity in a similar fashion to that observed in BMSA minerals, we think that the high salinity found in SMA quartz is better explained by a brine injection than by boiling. In addition, the lower Th and salinity measured in SMA sphalerite, precipitated after quartz, indicates a mixing process, similar to the inclusion fluids of the BMSA.

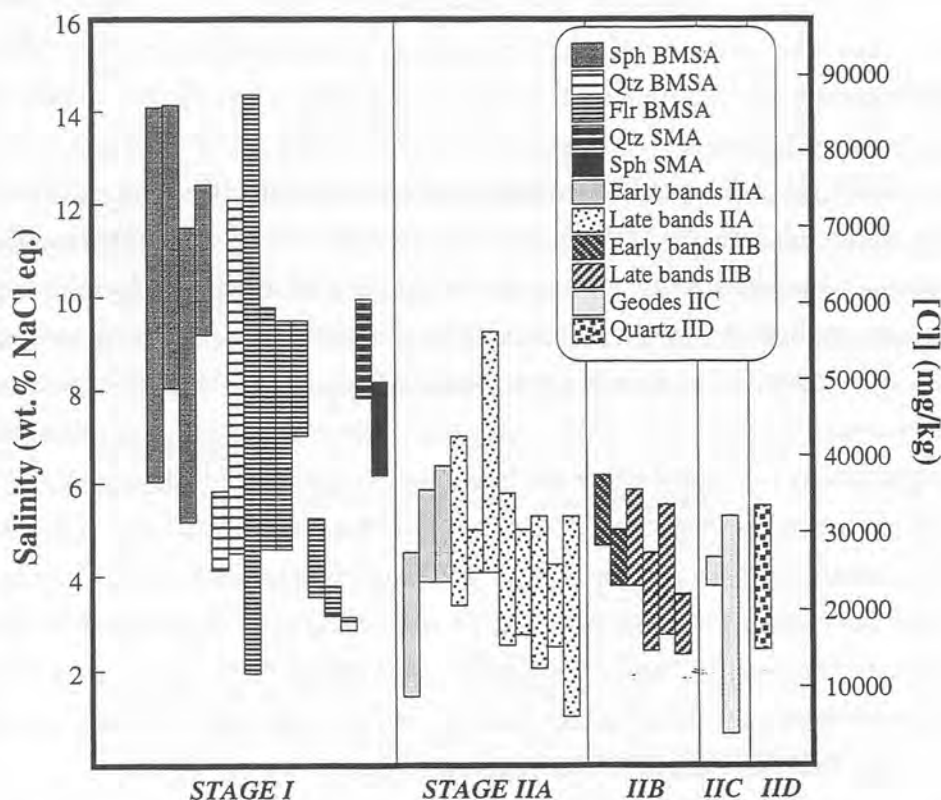


FIG. 4.12. Whole variation of salinity and equivalent chloride content in fluid inclusions from all the mineralization stages in the La Guitarra-El Coloso ensemble. The values are represented according to the time occurrence of each mineral or band arrangement, and from bottom to top of the veins in every case. The light shaded area represents the ice-melting range for which the freezing point depression due to dissolved salts or CO_2 can not be distinguished (Hedenquist and Henley, 1985).

The high salinities measured in sample AM-9A-3 (stage IIA late bands; see Table 4.1) are suspected to be due to the trapping of residual saline fluids related to boiling at depth, since they are unusually high for the corresponding paragenetic section. Fluid inclusion data are not available for the sulfide-sulfosalt assemblage of stage IIB, and thus it is not possible to determine whether or not they precipitated from more saline solutions than the barren bands. This is also the case of stage III veinlets. However, it is suggested that the precipitation of metallic mineral assemblages took place at higher temperatures than gangue minerals, especially throughout stage IIB as indicated by sulfide-sulfosalt geothermometers. The reported salinities

and precipitation temperatures and the character of the various mineralization stages in the La Guitarra vein system are quite similar to those of the Fresnillo district, where brine pulses were interpreted or inferred for all sulfide assemblages (Ruvalcaba-Ruiz and Thompson, 1988; Simmons et al., 1988; Simmons, 1991).

STABLE ISOTOPE DATA

Analytical procedures

$\delta^{18}\text{O}$ was analyzed in 34 quartz samples from all mineralization stages, at different elevation levels of the system. Quartz separates were obtained by hand picking under a binocular microscope. Measurements were made on samples of around 1 mg with the laser extraction technique applied to silicate minerals (Sharp, 1990). Isotopic compositions were obtained from the evolved O_2 , directly introduced into a Finnigan Mat 251 mass spectrometer. Precision of the analyses is better than $\pm 0.2\%$. Oxygen isotopic composition of water ($\delta^{18}\text{O}_w$) coexisting with quartz was calculated using the fractionation equation of Clayton et al. (1972), the mean homogenization temperatures of fluid inclusions (Table 4.1) and temperatures determined from mineral geothermometers (Table 4.2; temperatures taken from Chapter 3). In the cases where Th from quartz were not available, Th from coexisting sphalerite or fluorite was used. In fact, the characteristics of stage I sphalerite and quartz (BMSA) only differ in the chemistry of the solutions contained in the fluid inclusions, whilst mean homogenization temperatures are about the same (see Table 4.1 and Appendix).

TABLE 4.2. Oxygen isotope calculations using sulfide-sulfosalt geothermometers.

Sample no.	Remarks	Stage	$\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}(\text{‰})$	T (°C)	$\delta^{18}\text{O}_w(\text{‰})$
AM-6B	SMA	I	+15.6	>197	>+3.2
LC-3E3	early bands	IIB	+18.7	187-197	+5.6 / +6.3
LC-3L1	late bands	IIB	+16.8	187-197	+3.7 / +4.4
SF-5B-1	late bands	IIB	+10.6	192-197	-2.1 / -1.8
SF96-4	late bands	IIB	+17.0	187-197	+3.9 / +4.6
RSR-1E-1	late bands	IIB	+16.0	187-197	+2.9 / +3.6
RSR-1D		III	+19.1	>197	>+6.7

δD of fluids trapped in fluid inclusions of nine samples was determined in one sphalerite (stage I), and eight quartz samples (stages IIA, IIB, IIC and IID). Samples were first heated up to 150°C for 1 hour to eliminate absorbed water. Fluid inclusions were then decrepitated by

heating the samples up to 450°C for 30 minutes. Extracted water was collected in a Zn-bearing tube and then heated up to 500°C for 3 hours. Isotopic composition of hydrogen was measured in a Finnigan Mat 251 mass spectrometer. Precision of the analyses is better than ±10‰. δD and δ¹⁸O analyses were performed in the Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie, Université de Lausanne (Switzerland). Oxygen and hydrogen isotopes are reported as the delta permil deviation with respect to the V-SMOW standard.

Sulfur isotope compositions were analyzed in 25 monomineralic separates of pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, marcasite, stibnite and miargyrite from stages I, IIB, IID and III (Table 4.3 and Fig. 4.16). These sulfides were carefully separated by hand-picking from samples previously observed in polished sections, to ensure the maximum purity of each sample. The sulfides were combusted with CuO at 1000°C in order to release SO₂. The SO₂ was analyzed in a VG SIRA 10 mass spectrometer. Precision of the analyses is better than ±0.2‰. Sulfur isotope composition is expressed as the delta per mil deviation from the Canyon Diablo Troilite (CDT) standard. The analyses were carried out in the LGAIE of the Universidad de Salamanca (Spain).

TABLE 4.3. Sulfur isotope values in sulfides.

		Py propylitic alteration					Py STAGE IIB	STAGE IID				Mi STAGE III	
		STAGE I						STAGE I	STAGE IID				
		BMSA				SMA			Py	Sp	Py		Mc
		Py	Sp	Ga	Cpy	Py	Py	Sp		Py	Mc	Stb	
Upper mining levels	NV		-7.2										
	LCL	-3.9	-3.2	-3.2		-3.6			-34.4	-34.2	-2.9		
	SFL			-4.5	-4.5		-6.2					-1.2	
Lower mining levels	AL		-2.2	-1.9 -3.1		-2.7		-6.0			-36.6		-0.5
	SRL	-2.4				-12.7							
	SRR			-3.2 -3.4		-5.1			-36.5				

$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} (\text{‰})$

Key: SRR= San Rafael ramp, SRL= San Rafael level, AL= Amelia level, SFL= San Francisco level, LCL= La Cruz level, NV= Nazareno de Anecas vein (El Coloso area).

O and H isotopes

$\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$ from stage I early assemblage (BMSA) varies from +14.8 to +19.0‰; for a temperature range of 162 to 212°C, calculated $\delta^{18}\text{O}_w$ span +1.2 to +5.2‰ range (Fig. 4.13). The highest $\delta^{18}\text{O}_w$ value corresponds to a BMSA sphalerite sample (which is one of those where the highest mean homogenization temperature and salinity were obtained), also with a δD value in extracted water of -32‰. The lowest $\delta^{18}\text{O}_w$ was obtained in quartz coexisting with fluorite. In the latest assemblage (SMA) a $\delta^{18}\text{O}_w$ value of >+3.2‰ was calculated using mineral geothermometers (Table 4.2).

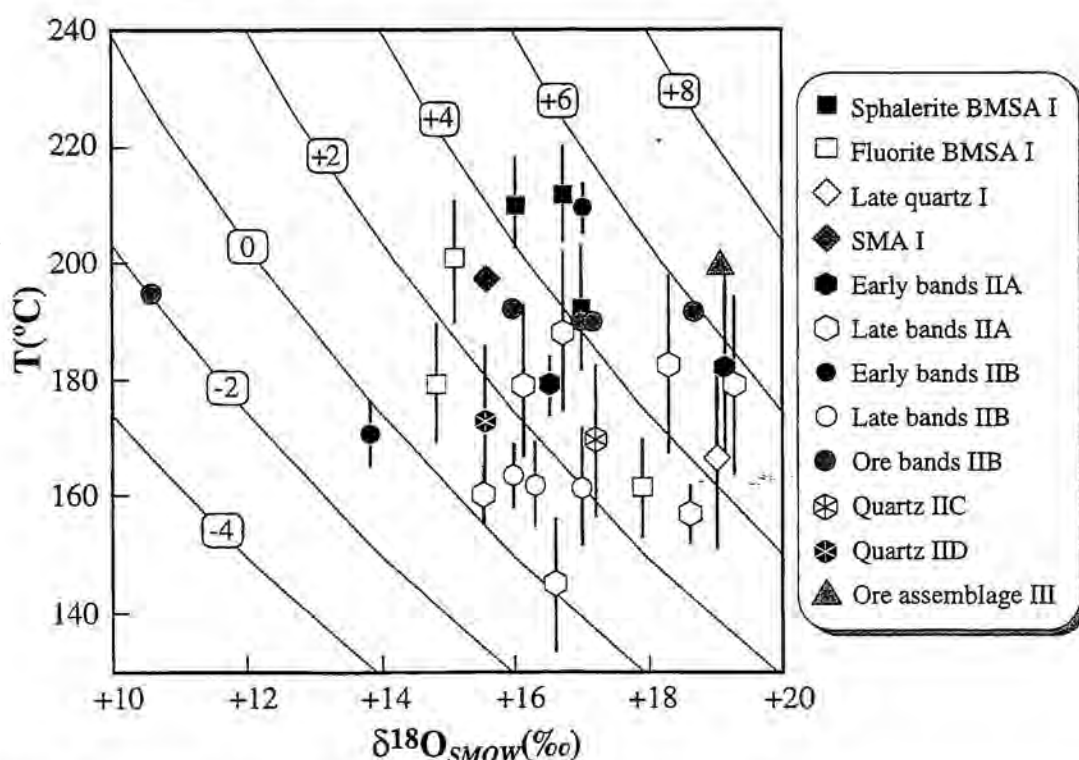


FIG. 4.13. Temperatures plotted versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$, with $\delta^{18}\text{O}_w$ contours, for all the mineralization stages defined in La Guitarra. Bars denote standard deviations of Th as in Fig. 4.8. Temperature and oxygen isotope data are summarized in Tables 4.1 and 4.2.

In stage IIA, $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$ ranges between +15.6 and +19.2‰. For temperature ranges of 178 to 187°C in early bands and 144 to 188°C in late bands, the former record calculated $\delta^{18}\text{O}_w$ compositions between +2.9 and +5.8‰, and the latter between +0.1 and +5.6‰ (Fig. 4.13). δD was only analyzed in late bands, and ranges from -60 to -28‰. González-Partida (1981) analyzed one quartz sample (presumably belonging to undetermined stage II), with a $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}} = +15.8$ ‰; assuming a precipitation temperature of 180°C, a $\delta^{18}\text{O}_w$ value of +5.5‰ is obtained.

The same author also reported a δD value of -43‰ of the water extracted from that quartz sample.

In stage IIB $\delta^{18}O_{\text{qtz}}$ ranges between $+10.6$ and $+18.7\text{‰}$, and calculated $\delta^{18}O_w$ varies from less than -2.2 up to $+6.3\text{‰}$ (Fig. 4.13). The lowest and the highest $\delta^{18}O_w$ values are generally found in the upper levels of the system, where their variation (between <-2.2 and $+6.3\text{‰}$) is larger than that recorded in the lower levels (between $+1.2$ and $+5.4\text{‰}$). Fluids related to mineralized and barren bands, either deposited before or after hydraulic brecciation, have similar $\delta^{18}O_w$ values, but the highest value ($+6.3\text{‰}$) was calculated from quartz in mineralized bands before brecciation. Variation of both $\delta^{18}O_{\text{qtz}}$ and $\delta^{18}O_w$ become wider with time. A systematic isotopic analysis of silica mineral bands in a sample from the upper levels (Fig. 4.14) shows a $\delta^{18}O_{\text{qtz}}$ from $+18.7$ to $+16.8\text{‰}$ in early bands, and from $+17.1$ to $+15.5\text{‰}$ in late bands. The temperature evolution in this sample has been obtained from mineral geothermometers (Table 4.2 and those referred by Reyes, 1990, and White and Hedenquist, 1990), defined through sulfide-sulfosalt assemblages and the maximum deposition temperatures of opal and chalcedony. It is assumed that temperature in late bands evolved in a similar way as recorded by fluid inclusions in any mineralization stage (progressive cooling). Three $\delta^{18}O_w$ compositional ranges may be defined: (a) from <-2.2 to $<+3.9\text{‰}$ in barren early bands, containing opal and chalcedony; (b) from $+3.7$ to $+6.3\text{‰}$ in mineralized bands, either deposited before or after hydraulic brecciation; and (c) from $+0.4$ to $+3.5\text{‰}$ in barren late bands.

In stage IIC, $\delta^{18}O_{\text{qtz}}$ from late amethyst geodes is $+17.1\text{‰}$; for a mean Th of 168°C , a calculated $\delta^{18}O_w$ of $+2.6\text{‰}$ is obtained. δD of water extracted from the same sample, gave a value of -23‰ . $\delta^{18}O_{\text{qtz}}$ in stage IID is $+15.6\text{‰}$; for a mean Th of 168°C , it yields a calculated $\delta^{18}O_w$ of $+1.5\text{‰}$. δD of water extracted from the same sample gave the lowest δD value found in the whole system (-103‰). $\delta^{18}O_{\text{qtz}}$ obtained in another sample from the same location shows the highest isotopic composition of the system ($+23.5\text{‰}$), not shown in Table 4.1. Lack of fluid inclusions or other suitable geothermometers precludes calculating the isotopic composition of the coexisting water. $\delta^{18}O$ of a quartz sample from stage III is $+19.1\text{‰}$; with a minimum precipitation temperature of 197°C , obtained from sulfosalt geothermometry, a minimum $\delta^{18}O_w$ value of $+6.7\text{‰}$ was calculated (Table 4.2).

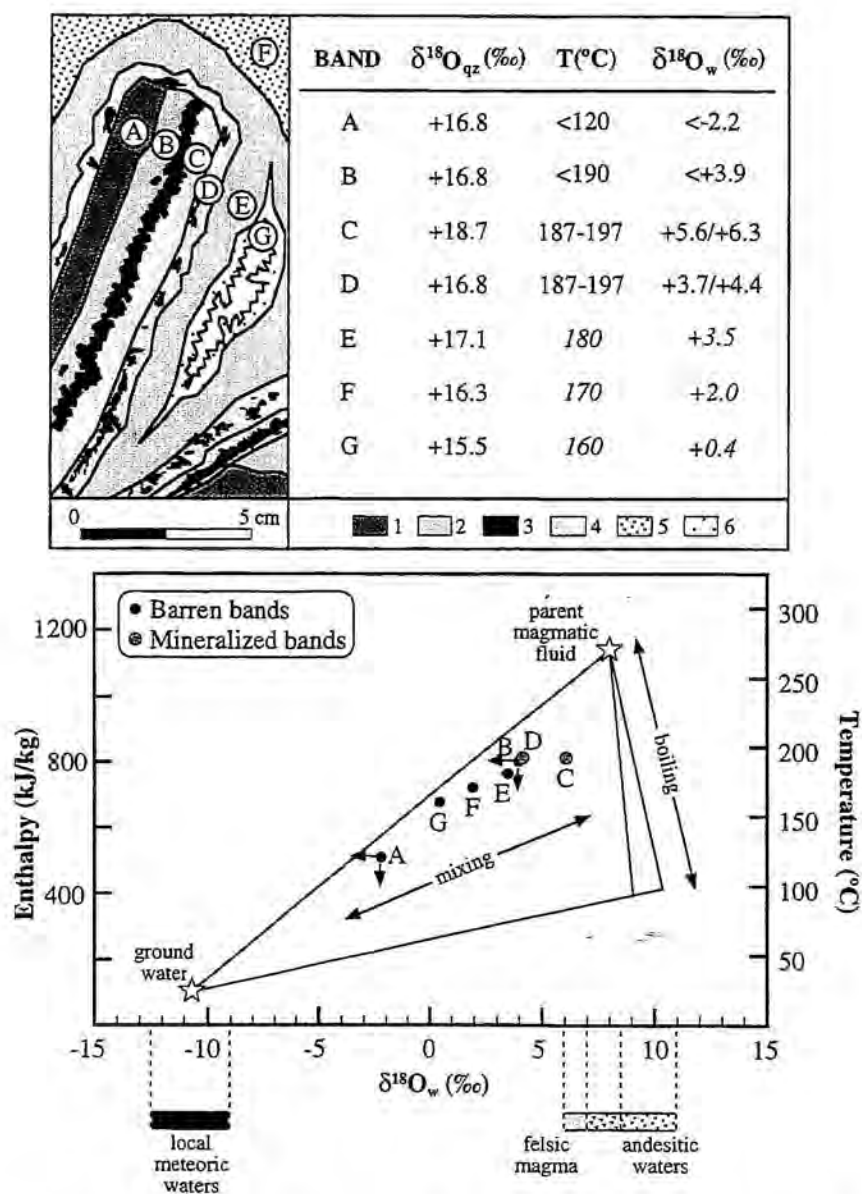


FIG. 4.14. Temperature, $\delta^{18}\text{O}_{\text{qz}}$ and $\delta^{18}\text{O}_w$ variations as band deposition went on during stage IIB, obtained in a sample from the La Cruz level (simplified sketch of a hand specimen). The temperatures in plain numbers are those obtained from mineral geothermometers, after Hall (1966), Keighin and Honea (1969), Reyes (1990), and White and Hedenquist (1990). Temperatures in italics are inferred after the trends described by fluid inclusions in other samples. Key: (1) opal, (2) white chalcedony, (3) metallic-mineral assemblage, (4) microcrystalline quartz, (5) chalcedony and grey microcrystalline quartz, and (6) drusy quartz. Modified from Camprubí et al. (1998).

Discussion of the O and H isotope data

In Figure 4.15, O and H isotope data from waters in the La Guitarra system are compared with other Mexican low-sulfidation epithermal systems in a similar geological context: Bacís, Panuco, Maguarichic, Palmarejo, San Martín, Colorada and Sombrerete (Albinson et al., 1998), Pachuca-Real del Monte (O'Neil and Silberman, 1974), Fresnillo (Simmons et al., 1988; Benton, 1991), Providencia (Rye, 1966), Temascaltepec, Sultepec and Miahuatlán (González-Partida, 1981).

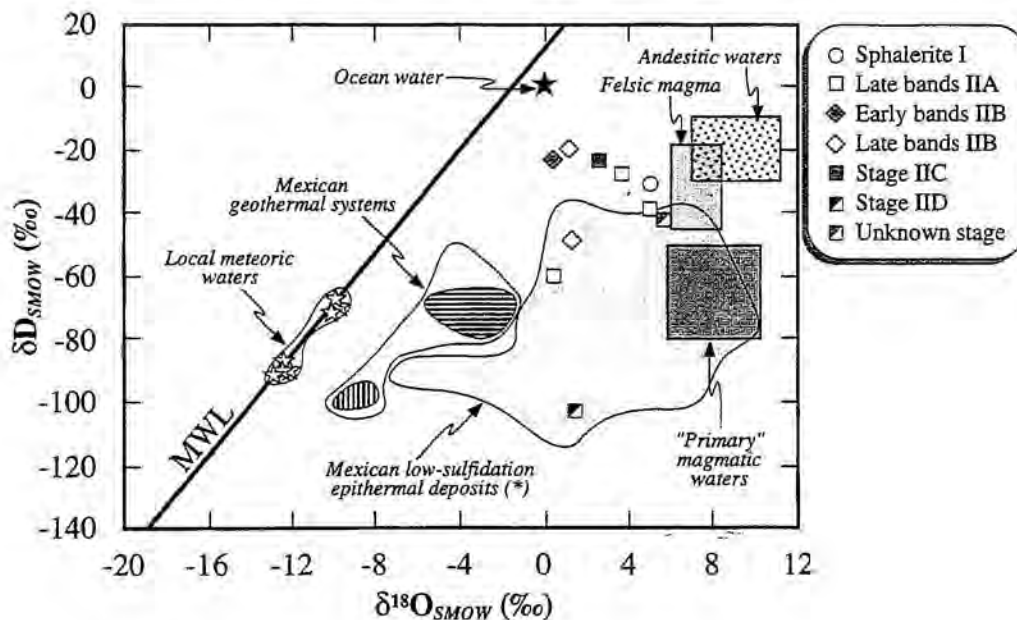


FIG. 4.15. δD versus $\delta^{18}O$ diagram for some samples of the La Guitarra system, from various mineralization stages. These data are listed in Table 4.1 and referred in other figures. The analysis from an unknown stage is devoted to González-Partida (1981). The box of "primary" magmatic waters is drawn after Sheppard et al. (1969), Taylor (1974) and Sheppard (1986), the felsic magma box comes after Taylor (1992), and the andesitic water box after Giggenbach (1992a and 1992b). The field defined by the analyses in other Mexican low-sulfidation epithermal deposits (*), and that of the inferred local meteoric waters is taken from Albinson et al. (1998). The field occupied by the Mexican geothermal systems is simplified from the same authors (horizontally striped pattern corresponds to Los Humeros, and vertically striped to Cerro Prieto, see text for references). (*) Bacís, Colorada, Fresnillo, Maguarichic, Miahuatlán, Pachuca-Real del Monte, Palmarejo, Panuco, Providencia, San Martín, Sombrerete and Sultepec (see text for references).

The variation of $\delta^{18}O_w$ values in the La Guitarra system is similar to that shown by the above cited deposits. However, δD values of La Guitarra are distinctly higher: the majority are between -60 and -20‰ , whereas in the other deposits δD varies between -110 and -60‰ (excepting a calcite sample from the Fresnillo district with a δD of -37‰ ; Benton, 1991). Thus, hydrothermal fluids of the La Guitarra system show combined oxygen and hydrogen isotope values much closer to the fields of andesitic water (Giggenbach, 1992a and 1992b) and felsic

magma (Taylor, 1992) than most of the previously reported analysis in Mexican low-sulfidation epithermal deposits. Only one sample from stage IID shows a δD composition similar to the lightest compositions reported from the deposits referred above.

Oxygen isotope compositions in low-sulfidation epithermal systems typically exhibit shifts between 8 and 20‰ (commonly 12‰) due to water-rock interaction (Cole, 1994). The main problem in determining the oxygen isotopic shift in the Mexican epithermal deposits lies in the estimation of the hydrogen isotopic composition of meteoric waters during the Tertiary (Albinson et al., 1998). Calculated δD compositions, in Tertiary meteoric hydrothermal systems in the U.S.A., suggest that they were about 10-15‰ higher than today (Taylor, 1974), resulting in a δD between -60 and -70‰. Nonetheless, Albinson et al. (1998) estimated that meteoric Tertiary waters had isotopic signatures similar to those of the present day. This is consistent with data from geothermal systems as Cerro Prieto and Los Humeros (Truesdell et al., 1978; Truesdell and Quijano, 1988; Tello, 1992). In these geothermal systems, the distribution of O and H isotopic compositions can be explained by water-rock interaction. However, results obtained from other Mexican epithermal systems have been explained as a mixing of magmatic and meteoric waters, particularly in the case of Fresnillo (Simmons, 1995).

In the La Guitarra system, the O and H isotopic compositions of hydrothermal waters (Fig. 4.15) may be explained through (1) interaction between waters of meteoric origin and ^{18}O and D-rich rocks, or (2) mixing between meteoric waters and fluids of magmatic origin (or equilibrated with magmatic rocks). It seems likely that the observed $\delta^{18}O$ and δD of water in equilibrium with stage IID quartz is the result of the interaction between the host rocks and deep-circulating meteoric waters. However, as $\delta^{18}O_w$ is shifted about 16‰ from the meteoric water line, an additional contribution of water derived from magmatic admixtures should not be discounted, as O-shifts of this extent are taken as evidence of magmatic fluids (O'Neil and Silberman, 1974). Boiling may also shift hydrothermal waters to heavier isotopic values, up to 1.5‰ in $\delta^{18}O_w$ and 10‰ in δD (Simmons, 1995) at the temperature range considered. However, even combining the possible effects of water-rock interaction, this process can not explain the relatively high δD values obtained in La Guitarra, and thus they are better explained by mixing of magmatic and meteoric waters. In addition, according to the vein stratigraphy sequence, the samples analyzed for both $\delta^{18}O_w$ and δD belong to paragenetic sections that are separated enough in time (after or before) from the petrographical evidence of boiling in stages I, IIA and IIB to have recorded the influence of such a phenomenon.

It is important to point out that the $\delta^{18}O_w$ compositions recorded in mineralized bands (either pre- and post-brecciation bands; see Fig. 4.14, and Fig. 3.4) are heavier than in barren bands. Although these relatively ^{18}O -rich compositions could be explained by boiling, a heavy

isotopic signature for water is still present in the earliest mineralized band, even taking into account the maximum increase in $\delta^{18}\text{O}_w$ due to boiling. Further discussion will be provided in the next sections about this question. Assuming that high $\delta^{18}\text{O}$ waters are associated with the presence of magmatic waters, it appears that stage IIB mineralized bands may be related to hydrothermal fluids with a higher magmatic contribution than that recorded in barren bands. The highest oxygen isotopic composition of the system is found in stage III veinlets. As no evidence of boiling is recorded in this stage, a strong magmatic contribution to the hydrothermal fluids may be again stated.

Sulfur isotope data

Pyrite and stibnite isotope composition were reported by González-Partida (1981) and Charoy and González-Partida (1984), although the analyzed pyrite samples were not ascribed to any specific mineralization stage. As stibnite was only found in stage IID, it is assumed that the results obtained by the above authors in stibnites correspond to this stage. The results obtained in our study and those released previously display a bimodal distribution with a first group of values between -0.5 and -4.0‰, and a second group with values between -4.5 and -7.5‰. Exceptions are a galena sample from stage I (-12.7‰) and stage IID base-metal sulfides, with $\delta^{34}\text{S}$ ranging from -34.2 to -36.6‰ (Fig. 4.16).

According to Ohmoto (1972), the sulfur isotope composition of sulfides depends on temperature, pH, $f\text{O}_2$ and ionic strength of the solution during deposition. Changes in these variables may produce large shifts in the isotopic composition of precipitating sulfides. In epithermal systems, a common process that leads to $f\text{O}_2$ changes during deposition may be mixing between reducing fluids of deep origin and oxidizing, surficial waters. Another mechanism is boiling, as the loss of aqueous H_2 and H_2S to the vapor phase causes an increase of the oxidation state of the residual fluid (Drummond and Ohmoto, 1985). Whereas the first process has been widely documented, the second has been only recognized in a few deposits (e.g. Creede; Plumlee and Rye, 1986). Only the use of *in situ* ion microprobe techniques (McKibben and Eldridge, 1990) has shown strong isotopic zonation at a crystal scale, which was attributed to oxidation of the fluids due to boiling.

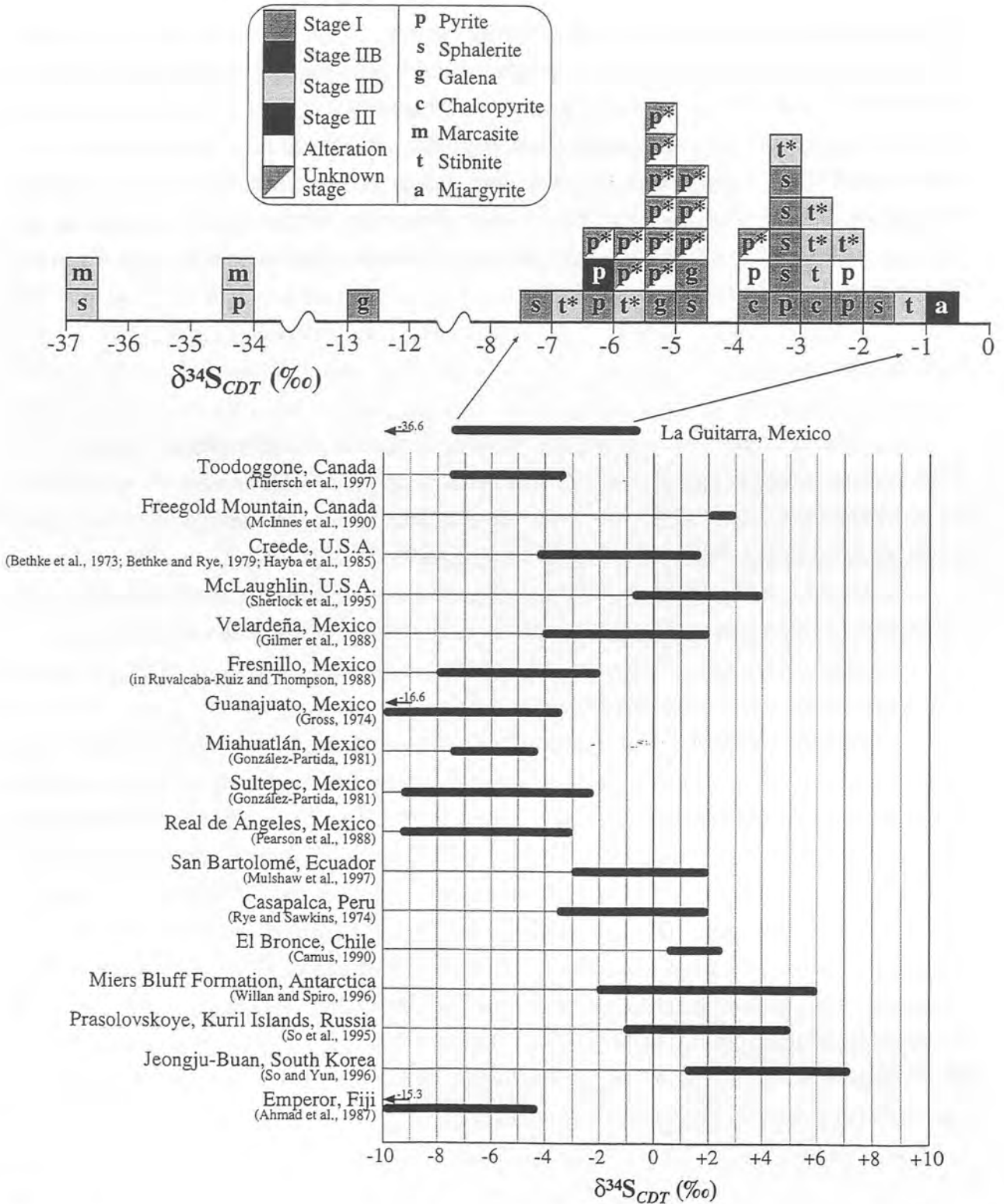


FIG. 4.16. Frequency histogram for all $\delta^{34}\text{S}$ analyses from the La Guitarra system (displayed in Table 4.3), compared to those from other low-sulfidation epithermal deposits. Asterisks denote the analyses reported by González-Partida (1981). See text for discussion.

In the La Guitarra system, the estimated T and pH ranges, as determined respectively from fluid inclusion microthermometry and mineral geothermometers (mean temperatures between 150 and 240°C), and mineral alteration assemblages, are not able to explain the large sulfur isotope variation obtained. Moreover, although variable fO_2 conditions during deposition that may be tentatively inferred from the FeS content variations in sphalerite (Chapter 3), the chemical conditions of mineral precipitation are restricted within the pyrite stability field, far from the region where abrupt changes in $\delta^{34}S$ are expected. We propose that the $\delta^{34}S$ values of sulfides are the result of two different sources of sulfur, and probably reflect mixing between fluids of magmatic origin (with sulfur derived from a degassing magma or leached from magmatic rocks) with $\delta^{34}S$ values around 0‰ (Ohmoto and Rye, 1979), and fluids isotopically lighter of probable crustal origin, with $\delta^{34}S \approx -10$ ‰. The hypothesis of mixing can account for the most of sulfide isotope compositions of the vein system, but the extremely light iron sulfides of stage IID ($\delta^{34}S$ up to -34‰) necessarily involve a much lighter sulfur source. Such an isotopically light source might be related to sedimentary rocks, but also be the result of an organic (bacteriogenic) reduction of dissolved sulfate to H_2S during a lull in paucity of the hydrothermal activity of the system.

A dominant magmatic source for sulfur in epithermal deposits has been commonly proposed (e.g. Rye and Ohmoto, 1974; Rye and Sawkins, 1974; Hayba et al., 1985; Sherlock et al., 1995, Willan and Spiro, 1996; Mulshaw et al., 1997). However, in low-sulfidation deposits where the enclosing rocks are not dominantly magmatic, the $\delta^{34}S$ data of sulfides point to contributions of local, sedimentary sources of sulfur. This is the case of the vein systems of the Guanajuato (Gross, 1975), Fresnillo (Ruvalcaba-Ruiz and Thompson, 1988), Real de Ángeles (Pearson et al., 1988), Miahuatlán and Sultepec (González-Partida, 1981) districts, all of them found within the Mexican silver metallogenetic belt. In these deposits general sulfur isotopic values below 0‰ have been reported, similar to those found in La Guitarra. Taking into account that the veins of the Temascaltepec district are largely hosted by metasediments (including black shales), and assuming that the La Guitarra-El Coloso ensemble and the Mina de Agua system once formed a single hydrothermal system, the above proposed hypothesis of combined magmatic and sedimentary sources of sulfur seems the most plausible.

DISCUSSION

Sources of fluids and chemical components

In low-sulfidation epithermal systems, chloride contents in fluid inclusions greater than 10000 mg/kg are considered to be tracers of a magmatic origin for hydrothermal fluids (Simmons, 1995). In the La Guitarra-El Coloso ensemble the recorded salinities, up to 14.4 wt. % NaCl eq., largely exceed that threshold (Fig. 4.12) and, together with the available O and H isotope data (Fig. 4.13 to 4.15) support the hypothesis of the contribution of fluids of magmatic origin. The highest $\delta^{34}\text{S}$ values (Fig. 4.16) also indicate a magmatic source for sulfur. However, the time and space variations of fluid composition (salinity and CaCl_2 content) positively correlated with temperature, pointing to a mixing of magmatic fluids with meteoric waters. This is found either within a single sample, between samples of the same paragenetic section, or from stage to stage. To delineate this trend, we may take the case example of inclusion fluids within stage I fluorite. The salinity data obtained in fluorite samples from the La Cruz level reveal a higher degree of mixing of the upwelling mainly magmatic fluids with meteoric water than the fluorite samples from the Amelia level. Mixing between the upwelling, mostly magmatic fluids and meteoric water during fluorite precipitation is also indicated by the wide variation range of $\delta^{18}\text{O}_w$, obtained from the isotopic composition of the accompanying quartz. As the variation in $\delta^{18}\text{O}_w$ becomes wider from stage-to stage, we think that the meteoric contribution increases with time although without completely obliterating the magmatic signature. The variation range of salinity in the inclusion fluids within fluorite from the Amelia level is much wider than those from the La Cruz level, recording both the highest (14.4 wt. % NaCl eq.) and the lowest (2.0 wt. % NaCl eq.) salinities of stage I, as well as the lowest and some of the highest Th (see Table 4.1). This indicates that the meteoric water mixed more effectively with the upwelling magmatic waters in the La Cruz level than in the Amelia level during the precipitation of fluorite, probably due to vertical displacements of the phreatic water table. Salinity variations may give idea of the position of the meteoric water table during the precipitation of stage I fluorite, probably located above the La Cruz level. The variations of the FeS content in sphalerites, decreasing in time within each Ag-bearing stage and from stage to stage (from 0 to 0.25 mole in stage I, 0 to 0.17 mole in stage IIB, and 0 to 0.12 mole in stage III) are consistent with the idea that $f\text{O}_2$ increases due to the influx of oxidizing waters in this system, of possible meteoric origin. Moreover, the $\delta^{18}\text{O}$ and δD variations of fluids can be also explained by a mixing of magmatic and meteoric waters.

Calculated mean fluid densities are between 0.900 and 0.950 g/cm³ at any mineralization stage (see Table 4.1). As Th compensates the salinity variations, inclusion fluid densities are similar within each sample. In order to outline an effective mixing of upwelling fluids with meteoric waters we need to fix the temperatures and salinities of both endmembers. We may tentatively take the hottest and most saline fluids found in stage I as representative or the closest fluids to the magmatic endmember. These inclusion fluids (in sphalerite and fluorite from the stage I BMSA) have salinities between 14.1 and 14.4 wt. % NaCl eq., Th between 200 and 260°C, and densities between 0.917 and 0.975 g/cm³. Such fluids could effectively mix with heated groundwater (0.0 wt. % NaCl eq.) with temperatures between 160 and 100°C or lower (as the corresponding densities of such fluids are 0.912 and 0.961 g/cm³, respectively). These fluids would be CO₂-rich steam-heated phreatic waters rather than acid-sulfate waters (see Hedenquist, 1991), as no advanced argillic alteration is found in the system. Nonetheless, freezing experiments did not indicate CO₂-rich fluids in any sample as clathrate melting was not observed.

The magmatic fluids are characterized by an initially Na-Ca-rich brine, whose progressive dilution with time (indicated by both salinity and Ca content decrease throughout the paragenesis) could be explained as a recharge of the brine reservoir by deep-circulating meteoric waters. Chloride- and alkaline element-rich phases exsolved from a cooling magma (Kilinc and Burnham, 1972; Shinohara et al., 1989; Webster, 1997), and the melts most capable of producing high chlorine concentrations in magmatic hydrothermal fluids are subaluminous granite magmas (Webster, 1992). The high $\delta^{18}\text{O}_w$ values obtained in the precious-metal associations of stages IIB and III point to higher magmatic fluid contributions than in the barren sections of the deposit (see Fig. 4.14). The precious metal-bearing sections are also related to higher formation temperatures than the barren sections. The general positive correlation between temperature and salinity suggests that the salinity of the fluids associated with the main precious-metal mineralizations was higher than that in the barren sections as well, as it is also observed in the Fresnillo district (Simmons et al., 1988; Simmons, 1991). The presence at depth of a metal-rich, intermittently pulsing, brine reservoir of magmatic origin is plausible to explain the discussed geochemical characteristics of the precious metal-bearing associations in the La Guitarra deposit.

The $\delta^{34}\text{S}$ data also point to magmatic and crustal (likely sedimentary) sources for sulfur, but a bacteriogenic origin of the lowest values (from stage IID) can also be proposed. The O and H isotope values of stage IID sample are the only ones that indicate a significant water-rock interaction with a relatively high W/R ratio (see Fig. 4.15). The presence of hydrocarbons, expelled by the recrystallization of stage IIA and IIB late bands, supports the isotopic evidence

of the interaction of hydrothermal fluids with sedimentary rocks during the lifetime of the system, similar to the McLaughlin deposit (Sherlock et al., 1995), although we do not know if hydrocarbons are syngenetic or epigenetic. The rocks that would account for such a contribution in the Temascaltepec district are those contained in the Tierra Caliente metamorphic complex, comprising black shales with low metamorphic grade, and the Balsas molasse. As previously discussed, the $\delta^{34}\text{S}$ values close to 0‰ are representative of an igneous source for sulfur in La Guitarra. The occurrence of lower values, comprised between 0 and -36‰ may indicate that non magmatic sulfur was entrained by fluids carrying magmatic sulfur, which helps to indicate the presence of deeply-circulated meteoric waters in the hydrothermal system. This feature is similar to what was found in other epithermal deposits of Mexico hosted by sedimentary or metamorphic rocks, such as Guanajuato (Gross, 1975), Fresnillo (Ruvalcaba-Ruiz and Thompson, 1988) and Real de Ángeles (Pearson et al., 1988).

The high salinity fluids of stage I were probably not able to transport gold, as saline brines have low gold solubilities and even lower Au/Ag solubility ratios (Gammons and Williams-Jones, 1995). The lower salinity fluids associated with stage IIB (and probably to stage III as well) had a greater potential of carrying gold. This is consistent with the observation that precious metal-rich epithermal systems in Mexico (i.e. El Oro, Tayoltita, Guanajuato, Pachuca-Real del Monte, Bacís) show fluid salinities generally below 10 wt. % NaCl eq., in contrast to polymetallic systems (i.e. Topia, Fresnillo, Taxco, Velardeña, Zacatecas), that exhibit fluid salinities up to 23 wt. % NaCl eq. (see Albinson et al., 1998). The physical and chemical characteristics of inclusion fluids of La Guitarra indicate that silver and base metals could have been more effectively transported as chloride complexes (Helgeson, 1964; Seward, 1976; Ruaya and Seward, 1986; Candela and Piccoli, 1995). However, assuming an isobaric model for upwelling fluids towards the epithermal environment and, as the metallic mineral precipitation of stages IIB and III occurred within the pyrite stability field (Chapter 3), the dominant complex for gold was $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, upon cooling below $\sim 450^\circ\text{C}$ (Gammons and Williams-Jones, 1997).

Evolution of upwelling fluids

In the previous section, the salinity changes of inclusion fluids are explained by the mixing of magmatic and meteoric fluids, which is the most plausible explanation for chemical variations of mineralizing fluids within every single paragenetic section in this deposit. However, the increasing meteoric water influence alone may not be the most likely explanation for the entire variation of fluid salinity through time. When comparing stage I fluids with those

of the following stages a major question arises about how can magmatic brines be diluted by meteoric waters without largely modifying their $\delta^{18}\text{O}$ and δD . The salinity of the fluids exsolved from crystallizing and cooling calc-alkaline magmas, decreases with the increasing crystal fraction (Cline and Bodnar, 1991; Shinohara and Kazahaya, 1995). Thus, if these fluids are fractionally removed from the magma, they may have quite different fluid salinities through time. This feature means that the mineralization character and the fluid chemistry in the La Guitarra system could have been strongly influenced by the chemistry and evolution of the fluids exsolved from the cooling magmas.

Another possible explanation to this problem might be the different entrainment in the hydrothermal system of the two kinds of fluids (vapor and saline brines) exsolved from cooling magmas. The aqueous fluids exsolved from typical calc-alkaline magmas at depths greater than 5 km may attain a bulk salinity of 12 wt. % NaCl eq. (Shinohara, 1994). It has been demonstrated that these fluids separate, under the common physical conditions of magma degassing, into a low-salinity and low-density, buoyant vapor phase, and a saline and high-density aqueous brine (i.e. Sourirajan and Kennedy, 1962; Roedder, 1984; Hedenquist and Lowenstern, 1994; Shinohara, 1994; Shinohara and Kazahaya, 1995; Shinohara and Hedenquist, 1997). The episodic entrainment of discrete pulses of metal-bearing brines by deep-circulating meteoric waters has been interpreted to occur due to the crossing of the lithostatic to hydrostatic pressure transition by the brittle-ductile transition (Rye, 1993; Albinson et al., 1998). Gammons and Williams-Jones (1997) described the entrainment of relatively deep brines (associated with residual magma degassing) by deep-circulated, H_2S -rich and heated meteoric water. This process would account for the more saline and higher $\delta^{18}\text{O}$ and δD fluid compositions found in stage I. It is likely that deep-circulated meteoric waters incorporated magmatic brines, as meteoric water convection can extend to depths of 5-7 km (Criss et al., 1991; Hedenquist and Lowenstern, 1994). In the later stages, the lower salinity and CaCl_2 content of associated fluids might be due to a higher entrainment of exsolved magmatic vapors, condensed and neutralized by the host rocks, and also to a higher meteoric water contribution.

Another important problem that still remains to be solved is why stage IIA lacks metallic mineralization. Since three mineralized bands were observed within stage IIB (one in early bands and two in late bands), and stage IIA late bands contain rhombohedral adularia (see Fig. 3.4), we may suggest that the earliest stage IIB mineralized bands were contemporaneous to stage IIA late bands (hypothesis 1). On the other hand, if we consider that these stages were not contemporaneous at all, any supposed metallic assemblage associated with stage IIA precipitated at shallower (removed by erosion) or deeper depths than that of stage IIB (hypothesis 2) or, alternatively, the hydrothermal fluids of stage IIA did not carry enough

dissolved metals originally to lead to metallic mineral deposition by any mechanism (hypothesis 3). In fact, hypotheses 1 and 3 would coincide if we assumed that only the fluids associated with stage IIA late bands carried metals in solution. The physicochemical characteristics of inclusion fluids from the different band sets of stages IIA and IIB are similar enough to infer a common origin of the fluids associated with the formation of barren bands. It is not clear if these stages could have been partially contemporaneous but, above all, the $\delta^{18}\text{O}$ data suggest that the occurrence of stage IIB metallic mineralization relates to the entrainment of magmatic fluids with no significant mixing with deeply-circulated meteoric waters, contrary to the barren bands. Moreover, the distinct patterns described by several trace elements in the alteration assemblages associated with the two stages (see Fig. 3.6) indicate a different chemistry of the hydrothermal fluids associated with stage IIA and those associated with stage IIB. This evidence, and the data collected from stages I and II, are consistent with the occurrence of magmatic fluid inputs associated with metallic mineral deposition in the La Guitarra deposit. This interpretation agrees with those commonly obtained from other low-sulfidation epithermal systems in Mexico (Simmons et al., 1988; Albinson et al., 1998), although further work is needed to prove this explanation in the case of the La Guitarra deposit.

Mineral deposition mechanisms

The base-metal sulfide assemblage of stage I precipitated as a result of mixing of hydrothermal fluids with shallow meteoric waters, as indicated by the evolution of inclusion fluids and stable isotope compositions. The silver-mineral assemblage precipitated as a result of boiling, as revealed by the close association of silver minerals with bladed calcite. However, as mixing with meteoric waters is also interpreted from the evolution of inclusion fluids in the silver-mineral assemblage, it is postulated as a precipitation mechanism in addition to boiling. The precipitation of the precious-metal mineral associations of stage IIB was mainly induced by boiling, as indicated by the occurrence of bladed calcite and rhombohedral adularia. Furthermore, textures inherited from silica gel recrystallization, widely observed in La Guitarra, are considered as additional indicators of boiling in epithermal systems (White and Hedenquist, 1990; Dong et al., 1995) when coupled with the above evidence. However, mineral precipitation does not always occur tied to boiling, as mineralogical indicators of this process occur both in stage IIA (barren) and stage IIB (containing the main metallic mineralization).

Five feeder channels were inferred from Ag/Pb ratios from whole-vein samples (Chapter 3). The distribution of these channels relative to that of evidence of boiling in stages IIA and IIB, Au grade contours, fluid inclusion and stable isotope data, allow us to propose a general

model for mineral deposition during these stages. As stage IIA does not contain metallic mineralization, metal ratios refer to stage IIB, and thus the interpretations involving other stages are only tentative. The location of evidence of boiling in stage IIA coincides with the main feeder channels (Fig. 4.17), where hydrothermal fluids were more able to freely circulate than in the marginal areas due to the higher space availability. Thus, it is supposed that the pushing of upwelling waters restricted the occurrence of metallic mineral deposition in the quiet marginal areas where there was a slower rate of change in the physicochemical conditions of the fluids. These areas were narrower openings than the main feeder channels, as indicated in areas that are marginal to major vein convergences or intersections. Then, at least a part of stage IIB mineralizations resulted from the mineral precipitation in those narrow, "quiet" zones during stage IIA formation. As rhombohedral adularia is also present within stage IIB mineralized bands (sample SF96-4, from the San Francisco level), it is demonstrated that boiling occurred in the "quiet" areas too, and was immediately followed by metallic mineral deposition.

We believe that the latest stage IIB mineralized bands precipitated when the main feeder channels were sealing and consequently the upflow rate of hydrothermal fluids was not strong enough as to obliterate boiling effects. Moreover, considering that the fluid flow in the marginal fissure zones was slower than in the wider, and assuming that in some cases the density of meteoric waters from the surface was higher than that of upwelling zones, the invasion of the system by meteoric waters could have eventually occurred. Boiling alone can not explain the wide range of $\delta^{18}\text{O}_w$ values for stage IIB, especially that recorded in mineralized bands, because it does not produce significant fractionation in the reported temperature range (Matsuhisa, 1986; Simmons, 1995). The mixing between cool meteoric waters and upwelling, mainly magmatic fluids explains the lightest $\delta^{18}\text{O}_w$ value found in stage IIB mineralized bands, contrasting with the rest of the $\delta^{18}\text{O}_w$ values in these bands. The $\delta^{18}\text{O}_w$ values in stage IIB mineralized bands decrease from the inferred feeder channels outwards to the narrower sections of the veins (Fig. 4.17). Thus, mixing can be postulated as an additional mechanism for the metallic mineral associations of stage IIB.

Evidence of boiling were not found in stages IIC, IID and III, and from the physical and chemical characteristics of the associated fluids, they are considered to have formed by conductive cooling or fluid mixing. Stage IIC is one of the least significant in volume and does not contain any mineralization. Hence, we assume that it was deposited by fluids whose metal content was previously removed by deposition at depth, or that they did not contain enough metals in solution. Fluid inclusion and stable isotope data, and the lack of evidence of boiling point to mixing of upwelling fluids with descending meteoric waters as the main precipitation mechanism during stage IIC.

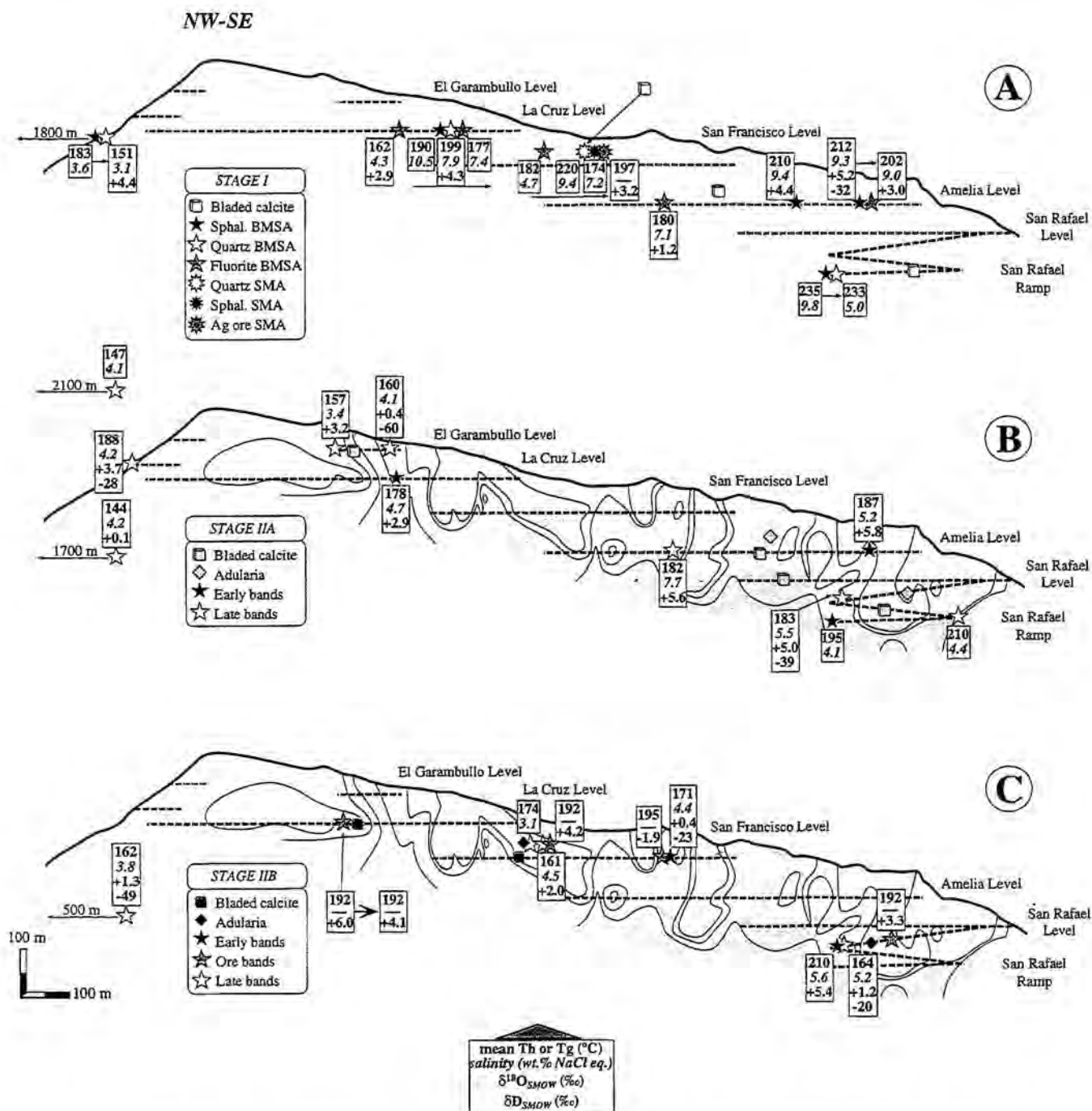


FIG. 4.17. Longitudinal sections of the La Guitarra system with plain isograds for Au (thin solid lines) combined with the distribution of Ag/Pb ratio ≤ 10 (shaded area), and location of bladed calcite and rhombohedral adularia occurrences in stages I, IIA and IIB. It is inferred that the peaks displayed by the shaded area indicate the approximate location of hydrothermal fluid feeder channels. Composition and temperature variations during stages I (section A) IIA (section B) and IIB (section C) are referred to the paragenetic sequence and the horizontal and vertical position of the analyzed samples from these stages. As the ensemble of stages IIA and IIB defines the largest vein volume, it is considered that the Ag/Pb ratios are mainly defined by these stages. In consequence, the feeder channels are not drawn in the section A. Moreover, Au contours are not represented in section A as stage I lacks gold. Stage IIA lacks metallic mineralization but, as evidence of boiling largely coincide with the inferred feeder channels and the lowest Au grades, the data from this stage is represented together with the metal content contours. The arrows at the left hand side of each longitudinal section are placed in the corresponding heights of the sample locations, with indication of their horizontal distance from the location given in the sections (see Fig. 4.9).

Since stage IID consists of a breccia with angular fragments and occurs mainly in the foot-wall of the veins, it is probably associated with minor faulting that reactivated the hydrothermal activity after the fissure had already sealed. The hydrothermal event related to stage IID is shorter than the main stages (I, IIA and IIB). We think that this is because the available space was sealed by up to a few centimetres, single banding consisting of quartz, base-metal sulfides and stibnite, and the fact that the remaining porosity is higher than at any other stage. In addition, colloform textures of the sulfides in this stage point to a sudden precipitation from colloids. The mixing of fluids from different sources in this stage (as explained above) also accounts for mineral deposition by the same process, as no evidence of boiling was found.

Stage III filled small cracks or discontinuity planes in the foot-wall and the hanging-wall of veins, and any porosity available (e.g. veinlets enclosed by stage IID in the lowest mining level). Evidence of boiling in stage III is also absent, and the high $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$ values found in this stage (the highest in the system) suggest that no significant mixing with surficial meteoric waters occurred. Such a mixing would have been difficult to occur as this stage was not found above the San Francisco level nor in the NW part of the La Guitarra system, nor in the El Coloso area; and thus stage III was more "protected" from the meteoric water infiltration than the other stages. We propose that conductive heat loss of upwelling, residual magmatic fluids was the main mechanism for mineral deposition in this stage. This effect was taken into consideration as a plausible precipitation mechanism in active geothermal systems, being important for isolated springs flowing at a slow rate (Truesdell et al., 1977; Truesdell, 1984). In addition, since temperatures above 200°C are found, it is likely that some ^{18}O exchange between the fluids and host rocks occurred (Truesdell et al., 1977).

Proposed model for the deposit

The above discussion can be summarized as follows. Three main fluid types are deduced from fluid inclusion and stable isotope studies: magmatic and deep-circulated meteoric waters (upwelling), and meteoric waters from the phreatic level (descending). The fluids exsolved from cooling magmas were H_2S -rich vapors, neutralized by host rocks and more likely to transport Au, and saline brines containing most of the dissolved Ag and base metals. The evolution of the geochemical characteristics of mineralizing fluids in La Guitarra suggests that (1) the salinity of magmatic brines decreased with time, or (2) the relative amount of condensed magmatic vapors increased. The episodic entrainment of magmatic fluids by deep-circulated meteoric waters lead to metallic mineral deposition in the epithermal environment. A

magmatic component to upwelling fluids can be deduced also to have been associated with the deposition of the barren sections of the veins, but the evidence for magmatic contributions is more conspicuous in the metallic mineral assemblages. Boiling and mixing are the principal deposition mechanisms in the La Guitarra deposit, either in the barren sections and the mineralized assemblages, but conductive heat loss can be also invoked, especially in stage III. The occurrence of precious-metal mineralization is closely associated with boiling in stages I and IIB. The location of the inferred feeder channels of upwelling fluids in the La Guitarra deposit indicates that the metallic mineral deposition during stage IIB took place mainly in the margins of the channels, being firstly induced by boiling. This, compared to the $\delta^{18}\text{O}$ calculated for the fluids equilibrated with the stage IIB mineralized bands, suggests that mixing of the upwelling fluids with descending meteoric waters was also a fundamental precipitation mechanism in the vein sections farther from the feeder channels. However, boiling may not produce metallic mineral deposition, unless we consider the stage IIA late bands to be contemporaneous with the stage IIB early bands. This evidence suggests that the occurrence of metallic mineralization depends directly on the entrainment of metal-carrying magmatic brines, and that if this entrainment did not occur, metallic concentrations were not produced.

CONCLUSIONS

1. The paragenetic sequence of the La Guitarra system can be grouped in three main mineralization stages. Stage I is dominated by a widespread base-metal sulfide association whereas stages II and III contain the most of the precious-metal assemblages. Mineral relative abundances in each mineralization stage reflect a progressive enrichment of Ag-Au minerals with time. Thus, stage III contains the highest relative content in precious metals with respect to base metals, in contrast to stage I that, moreover, lacks Au. Stage II is the most important in volume and contains the main mineralization (sub-stage IIB). Base-metal sulfides precipitated early in all mineralization stages, and their relative content generally increases with depth at any stage. Furthermore, Ag-Au minerals precipitated later within each assemblage and their relative amounts increase towards the upper parts of the system. Only in stage III the content of precious-metal minerals, compared to base-metal minerals, increases with depth.

2. The precipitation of Ag-Au associations, after base-metal sulfide deposition, indicates an a_{S_2} increase with time at each stage. Mineral associations indicate that overall a_{S_2} conditions for each stage do not exceed three log units of variation, always within the pyrite stability field. However, an a_{S_2} decrease during stage I base-metal sulfide assemblage is indicated, and a

slighter a_{S_2} increase during the silver mineral assemblage. This increase is represented in stage IIB by the late precipitation of enargite.

3. Temperature, salinity, and $CaCl_2/(CaCl_2+NaCl)$ ratio of mineralizing fluids range 80 to 266°C, 0.8 to 14.4 wt. % NaCl eq., and 0 to 0.25, respectively. These variables describe a general decreasing trend (a) following the crystal zonation or band growth within each sample, (b) with height in each paragenetic section considered, and (c) from stage to stage (Fig. 4.18).

4. Brine solutions of ~6-14 wt. % NaCl eq., comprising the whole variation range of $CaCl_2$ contents, were associated with the base-metal sulfide assemblage of stage I. These brines were diluted by meteoric waters (probably deeply-circulated), since both the $CaCl_2$ dissolved in fluid inclusions and the FeS content in sphalerite decrease from stage to stage. The relatively high salinities accounted in La Guitarra were probably derived from magmatic exhalations, as no connate brines or evaporites can be inferred from the regional geology. As the stages lacking precious metal mineralization (say stage IID) have Fe-poor sphalerites, contrary to the precious metal-bearing stages, it appears that the occurrence of Ag and Au is closely related to magmatic fluid injections.

5. $\delta^{18}O$, δD and $\delta^{34}S$ values span compositional ranges of <-2.2 to $>6.7\text{‰}$, -103 to -20‰ , and -36.6 to -0.5‰ , respectively. The lowest values of hydrogen and sulfur isotopes belong to stage IID, pointing to processes and sources for chemical components that are different from those recorded in the other mineralization stages. Stage IID reveals the occurrence of meteoric fluids that have undergone extensive water-rock interaction and bacteriogenic reduction of dissolved sulfate to H_2S during a lull in activity of the hydrothermal activity of the system. The general values from the other stages point to magmatic and meteoric sources for mineralizing fluids (the meteoric component increasing with time). The occurrence of mixed magmatic and meteoric fluid end-members can be inferable in all stages, but the presence of hydrocarbons in late fluid inclusions of stages IIA and IIB probably indicates that some interaction between hydrothermal fluids and sedimentary-metamorphic rocks was also associated with these stages. $\delta^{34}S$ values of stages other than IID also account for both magmatic and meteoric-sedimentary sources in different proportions. Stage III reveals the strongest influence of magmatic sources for water and sulfur, as it records the highest $\delta^{18}O_w$ and $\delta^{34}S$ values of the deposit.

6. The incorporation of deep-circulating meteoric waters to the upwelling fluids, larger during stages IIA and IIB than during stage I, explains the decrease of salinity and $CaCl_2$ content. However, the amount of meteoric water necessary to produce such a dilution would result in lower $\delta^{18}O_w$ and δD values than are found. This may be explained by (a) the asymptotical decrease of the salinity of exsolved fluids as the crystal fraction of cooling magma

increases, or (b) to a larger incorporation of vapors exsolved from the magma, with respect to brines.

7. Evidence of boiling was found in stages I, IIA and IIB. In stages IIA and IIB, they are preferentially located within or near the vicinities of the inferred feeder channels. These channels occur preferentially where major veins intersect or converge. Metallic mineral precipitation during stage IIB occurred mainly in vein sections that are marginal to the main feeder channels, where the fissure opening was narrower. Although petrographic evidence of boiling and stage IIB mineralized bands rarely occur in the same place, the coincident space distribution of these features and the highest Ag and Au grades indicates that metallic mineral deposition during stage IIB was induced by boiling. As an implication to exploration, stage IIA demonstrates that evidence of boiling alone do not necessarily imply the occurrence of economic mineralization.

8. Stage IIB mineralized bands were generally deposited at higher temperatures than earlier and later barren bands. Oxygen isotope values are higher in mineralized bands than in the barren bands, indicating a larger magmatic contribution in mineralized bands. Thus, the key factor to lead to metallic mineral deposition at La Guitarra is the occurrence of pulses of magmatic fluids. The samples that are distant from the inferred feeder channels show lower $\delta^{18}\text{O}_w$, than those closer to the feeder channels indicating a larger contribution of meteoric waters due to shallow mixing. As the upflow rate of hydrothermal fluids is likely to have been lower in these narrower marginal areas, shallow meteoric water infiltration would have more effectively occurred than in the wider parts, and there metallic mineral deposition by mixing was induced.

9. Mineral precipitation in stages IIC and IID occurred by the mixing of upwelling fluids with descending meteoric waters, more pervasive during the latter as faulting allowed a greater infiltration. Mineral precipitation during stage III could also occur by mixing or conductive heat loss of hydrothermal fluids.

10. On account of the structural characteristics of the veins it is revealed a progressive decrease in space availability for fluid flow in the veins is apparent from stage IIA to III. Although hydrothermal flow during stage IID was greatly favored by faulting, the relatively scarce mineralization displayed suggests that the hydrothermal activity was waning. The progressive sealing of open fissures coupled with the waning of hydrothermal upwelling prevented boiling as a mechanism for mineral precipitation in stages IIC, IID and III.

11. As no structural features indicating an uplift of the system during its formation were found, it appears that each mineralization stage reflects distinct physicochemical characteristics of mineralizing fluids, rather than indicating that these stages represent superimposed facies of successive but otherwise identical hydrothermal events due to uplifting.

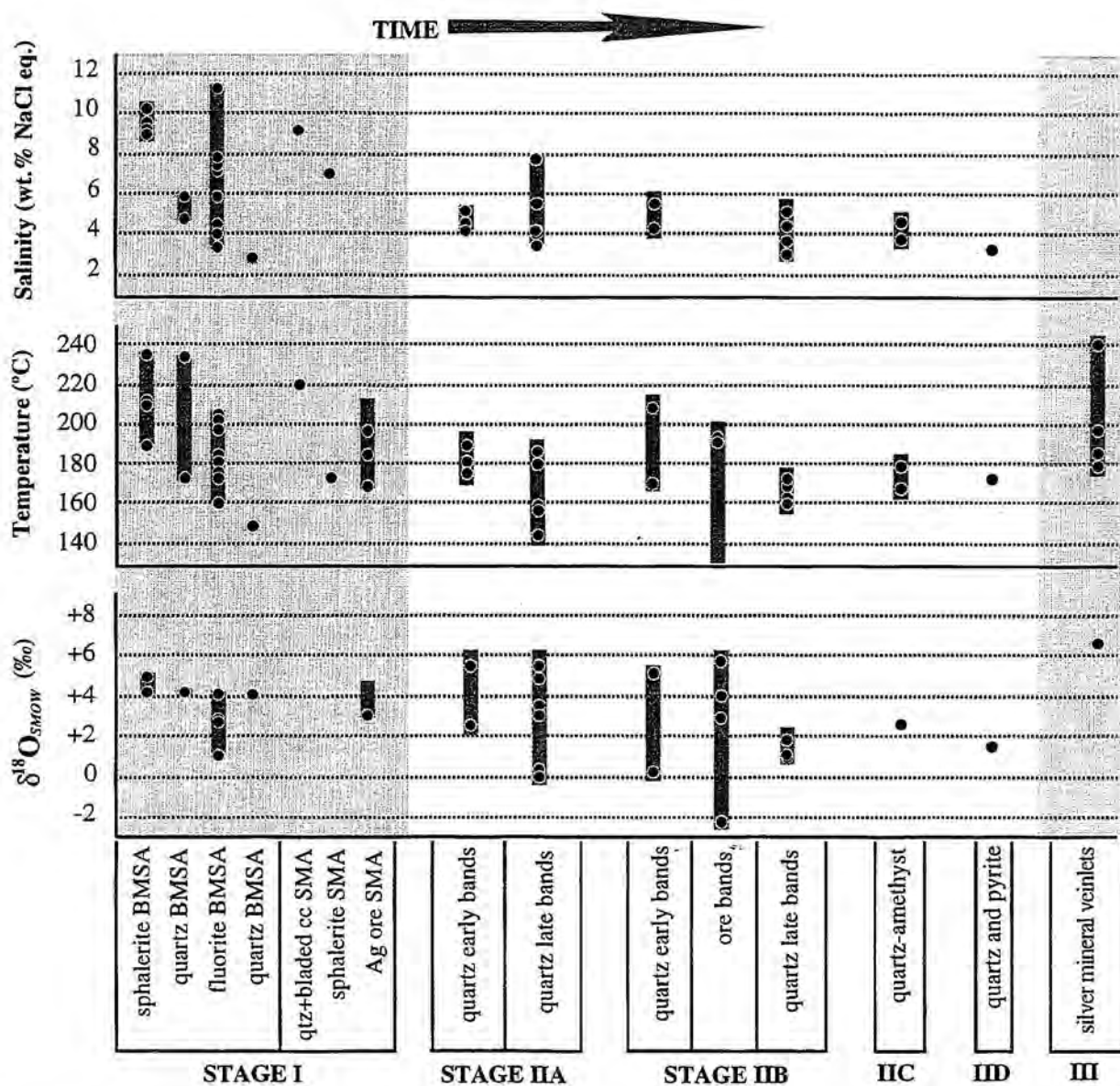


FIG. 4.18. Summary of salinity, temperature and $\delta^{18}O_w$ variations of mineralizing fluids in the La Guitarra-El Coloso vein ensemble with time. Sources of data are shown in Tables 4.1 and 4.2.

APPENDIX Fluid inclusion data from La Guitarra system and the SE part of El Coloso zone (sample locations shown in Fig. 4.9)

Sample no. (stage)	(*)	Mineral	Type	Mean		T _m range (°C)	Th range (°C)	Comments
				T _m (°C)	T _h (°C)			
RSR96-3J (I)	S1	sph	P	-25.8 (2)	-10.1 / -10.1 / -10.2 (2)	-10.1 / -10.1 / -10.2 (2)	221 / 241 / 261 (2)	P in yellow zones (core)
		sph	P,PS	-25.0 (2)	-7.8 / -8.4 / -8.8 (5)	-7.8 / -8.4 / -8.8 (5)	223 / 240 / 258 (5)	P in light orange z. and PS in yellow z.
		sph	P,PS	-23.7 (1)	-7.3 / -8.1 / -9.2 (6)	-7.3 / -8.1 / -9.2 (6)	219 / 232 / 255 (6)	P in orange zones and PS in the previous
		sph	P,PS	-24.4 (4)	-4.0 / -4.7 / -5.8 (10)	-4.0 / -4.7 / -5.8 (10)	200 / 228 / 273 (10)	P in dark orange z. and PS in the previous
		sph	P		-3.7 / -3.8 / -3.8 (4)	-3.7 / -3.8 / -3.8 (4)	242 / 249 / 254 (4)	P in late light-orange crystals
RSR96-3J (I)	Q1	qtz	P	-22.3 (2)	-2.8 / -3.4 / -3.6 (9)	-2.8 / -3.4 / -3.6 (9)	230 / 243 / 253 (8)	Quartz around sphalerite crystals
		qtz	P	-22.6 (3)	-2.6 / -3.0 / -3.3 (15)	-2.6 / -3.0 / -3.3 (15)	205 / 220 / 253 (14)	
		qtz	P	-22.2 (1)	-2.7 / -2.9 / -3.0 (6)	-2.7 / -2.9 / -3.0 (6)	252 / 264 / 273 (6)	
		qtz	P	-22.3 (3)	-3.0 / -3.1 / -3.3 (5)	-3.0 / -3.1 / -3.3 (5)	210 / 230 / 243 (5)	
		qtz	PS	-21.8 (1)	-3.1 / -3.2 / -3.3 (2)	-3.1 / -3.2 / -3.3 (2)	160 (1)	
AM-3A-1 (I)	F1	flr	P,PS	-22.3 (10)	-3.3 / -5.3 / -6.8 (18)	-3.3 / -5.3 / -6.8 (18)	173 / 215 / 236 (4)	Grain 1 (core), many necked
		flr	P	-22.2 (6)	-6.1 / -6.6 / -7.4 (13)	-6.1 / -6.6 / -7.4 (13)	174 / 205 / 235 (10)	Grain 1 (intermediate zones)
		flr	P	-22.2 (3)	-3.7 / -4.4 / -4.9 (9)	-3.7 / -4.4 / -4.9 (9)	200 / 204 / 206 (5)	Grain 1 (intermediate zones)
		flr	P	-20.8 (1)	-3.9 / -4.3 / -4.6 (5)	-3.9 / -4.3 / -4.6 (5)	191 / 195 / 210 (4)	Grain 1 (border)
		flr	PS	-22.1 (5)	-1.2 / -4.8 / -6.6 (15)	-1.2 / -4.8 / -6.6 (15)	108 / 144 / 212 (5)	Grain 1, many necked
		flr	P,PS	-22.7 (5)	-8.0 / -9.5 / -10.4 (14)	-8.0 / -9.5 / -10.4 (14)	163 / 208 / 225 (14)	Grain 2 (core)
		flr	P,PS	-22.4 (5)	-7.3 / -8.4 / -9.0 (14)	-7.3 / -8.4 / -9.0 (14)	174 / 209 / 228 (17)	Grain 2 (intermediate zones)
		flr	P	-22.5 (3)	-5.5 / -5.8 / -6.2 (3)	-5.5 / -5.8 / -6.2 (3)	181 / 189 / 197 (2)	Grain 2 (intermediate zones)
		flr	P	-21.1 (1)	-6.6 / -6.7 / -6.9 (4)	-6.6 / -6.7 / -6.9 (4)	163 / 164 / 166 (3)	Grain 2 (border)
		flr	P,PS	-21.3 (2)	-4.8 / -5.4 / -6.2 (9)	-4.8 / -5.4 / -6.2 (9)	198 / 232 / 266 (2)	Grain 3 (core), many necked
		flr	P,PS		-2.3 / -5.6 / -6.7 (12)	-2.3 / -5.6 / -6.7 (12)	206 / 219 / 232 (7)	Grain 3 (intermediate zones)
		flr	P,PS		-2.9 / -4.2 / -5.9 (15)	-2.9 / -4.2 / -5.9 (15)	168 / 199 / 238 (5)	Grain 3 (intermediate zones), many necked
		flr	P	-23.1 (1)	-4.3 / -4.4 / -4.6 (2)	-4.3 / -4.4 / -4.6 (2)	108 / 110 / 112 (2)	Grain 3 (intermediate zones)
		flr	P		-6.1 (1)	-6.1 (1)	180 (1)	Grain 3 (intermediate zones)
		flr	PS	-23.5 (1)	-3.3 / -4.7 / -5.5 (7)	-3.3 / -4.7 / -5.5 (7)	?	* Grain 3 (intermediate zones), necked
		flr	PS		-3.7 / -3.9 / -4.6 (26)	-3.7 / -3.9 / -4.6 (26)	176 (1)	Grain 3 (border), necked
	flr	P		-2.9 (1)	-2.9 (1)	102 (1)	Grain 3 (border)	
AM-3C-1 (I)	S2	sph	P	-24.0 (1)	-10.3 (1)	-10.3 (1)	216 (1)	1st yellow zone (grain core)
		sph	PS	-23.3 (3)	-7.0 / -7.3 / -7.7 (4)	-7.0 / -7.3 / -7.7 (4)	201 / 208 / 218 (3)	1st yellow zone (grain core)
		sph	P		-7.6 / -7.8 / -8.0 (2)	-7.6 / -7.8 / -8.0 (2)	230 / 233 / 235 (2)	2nd yellow z. after opaque and 1st yellow z.
		sph	PS	-20.8 (1)	-5.8 / -5.8 / -5.9 (2)	-5.8 / -5.8 / -5.9 (2)	226 (1)	PS in orange-brown zone
		sph	P,PS	-21.4 (6)	-5.2 / -5.7 / -7.0 (24)	-5.2 / -5.7 / -7.0 (24)	178 / 210 / 228 (24)	Orange-brown zone (grain border)
AM-5-1 (I)	S3	sph	P	-21.1 (2)	-6.1 / -7.1 / -7.9 (5)	-6.1 / -7.1 / -7.9 (5)	184 / 205 / 215 (3)	Yellow zone (grain core)
		sph	P	-21.3 (1)	-5.1 / -5.6 / -6.0 (5)	-5.1 / -5.6 / -6.0 (5)	193 / 200 / 213 (6)	Light orange zone
		sph	P		-4.6 (1)	-4.6 (1)	207 (1)	Orange zone (onward to grain border)
AM-9C-1 (I)	F2	flr	P	-22.4 (1)	-4.3 / -5.3 / -5.8 (19)	-4.3 / -5.3 / -5.8 (19)	180 / 199 / 221 (18)	Grain 1 (core)
		flr	P	-24.2 (1)	-4.0 / -4.9 / -6.5 (8)	-4.0 / -4.9 / -6.5 (8)	151 / 171 / 199 (8)	Grain 1 (intermediate zones)
		flr	PS		-3.4 / -3.7 / -4.0 (2)	-3.4 / -3.7 / -4.0 (2)	157 / 181 / 210 (3)	Grain 1 (intermediate zones)
		flr	P,PS		-3.3 / -3.9 / -4.6 (8)	-3.3 / -3.9 / -4.6 (8)	173 / 199 / 210 (7)	Grain 1 (intermediate zones)
		flr	P		-3.2 / -3.6 / -4.0 (17)	-3.2 / -3.6 / -4.0 (17)	137 / 174 / 200 (12)	Grain 1 (border)
		flr	PS	-21.2 (1)	-5.0 / -5.5 / -6.2 (3)	-5.0 / -5.5 / -6.2 (3)	148 / 156 / 160 (3)	Grain 2 (core)
	flr	P	-21.8 (3)	-4.0 / -5.1 / -6.0 (18)	-4.0 / -5.1 / -6.0 (18)	153 / 175 / 211 (16)	Grain 2 (border)	
	flr	P,PS		-2.9 / -3.4 / -4.0 (8)	-2.9 / -3.4 / -4.0 (8)	144 / 164 / 220 (16)	T _m not observed in some small-size incl.	

SF96-12 (I)	Q2	qtz	P	-24.2 (6)	-6.2 / -6.4 / -6.6 (12)	215 / 219 / 222 (11)	Globular inclusions in quartz within the interstices left by bladed calcite
		qtz	P	-23.9 (1)	-5.0 / -5.4 / -5.8 (4)	199 / 207 / 218 (4)	
		qtz	P	-24.0 (2)	-5.8 / -6.2 / -6.4 (7)	196 / 224 / 249 (6)	
		qtz	P	-23.7 (2)	-6.2 / -6.2 / -6.5 (9)	220 / 224 / 234 (9)	
SF96-12 (I)	S4	sph	P	-22.5 (2)	-4.7 / -4.9 / -5.3 (7)	165 / 178 / 196 (7)	Light orange zone (grain core)
		sph	P		-4.3 / -4.3 / -4.4 (10)	168 / 171 / 178 (9)	
SF96-8B (I)	F3	flr	P	-22.6 (1)	-2.8 / -2.8 / -2.9 (2)	241 / 243 / 245 (2)	Grain 1
		flr	P	-22.5 (1)	-3.1 (2)	187 / 199 / 210 (2)	Grain 2
		flr	P	-22.3 (2)	-2.7 / -2.9 / -3.2 (6)	148 / 185 / 209 (5)	Grain 3
		flr	P	-22.3 (4)	-2.5 / -2.7 / -2.9 (6)	138 / 146 / 151 (3)	Grain 4
		flr	P	-23.0 (3)	-2.3 / -2.7 / -3.2 (10)	163 / 178 / 197 (4)	Grains 5 and 6, many necked inclusions
		flr	P	-22.7 (1)	-6.2 (2)	211 / 217 / 222 (2)	Coexisting in grain 7
		flr	P	-22.5 (2)	-2.0 / -2.7 / -3.1 (5)	133 / 162 / 206 (3)	Grain 8
		flr	P		-1.2 / -1.6 / -2.1 (3)	163 / 178 / 197 (3)	
LC-7A (I)	F4	flr	P	-21.4 (1)	-3.3 (1)	179 (1)	Coexisting in grain 1
		flr	P	-21.3 (5)	-2.8 / -2.9 / -3.0 (7)	121 / 128 / 135 (5)	Grain 2
		flr	P	-20.8 (1)	-2.7 / -2.8 / -2.9 (4)	170 / 178 / 185 (3)	Grain 3
		flr	PS		-2.6 / -2.8 / -2.9 (9)	170 / 174 / 177 (8)	Grain 4
		flr	P	-21.5 (2)	-2.2 / -2.6 / -3.1 (30)	151 / 160 / 186 (29)	Grain 5
		flr	PS?	-21.3 (1)	-2.2 / -2.3 / -2.4 (4)	216 (1)	
LC-8B-1 (I)	Q3	sph	P	-21.0 (1)	-7.7 / -8.3 / -8.8 (2)	193 / 199 / 205 (2)	Light orange zone (grain core)
		sph	P	-22.0 (4)	-6.1 / -6.8 / -7.4 (10)	173 / 190 / 196 (9)	Orange zone
		sph	P	-21.7 (3)	-6.3 / -7.0 / -7.3 (4)	175 / 185 / 195 (5)	Dark orange zone
		qtz	P,PS	-22.1 (3)	-4.7 / -6.2 / -8.3 (13)	171 / 195 / 235 (3)	Intergrown with sphalerite, many necked
		qtz	P,PS	-21.7 (4)	-4.0 / -5.1 / -6.2 (14)	154 / 200 / 240 (3)	Quartz grain later to sphalerite, ordered
		qtz	P,PS	-21.8 (5)	-2.8 / -4.2 / -5.0 (21)	160 / 200 / 230 (8)	from core to border, many necked
		flr	P	-21.8 (5)	-4.4 / -5.1 / -6.3 (8)	161 / 177 / 198 (3)	Later to qtz and sph, some necked
NZ-15-1 (I)	F5	flr	P	-22.2 (1)	-2.2 / -2.2 / -2.3 (5)	189 / 202 / 212 (5)	Grain core
		flr	P	-22.1 (1)	-2.0 / -2.1 / -2.3 (6)	178 / 194 / 210 (6)	Grain border
		flr	PS	-23.2 (1)	-2.0 (1)	156 (1)	Grain core
		flr	PS	-23.2 (2)	-2.2 / -2.2 / -2.3 (3)	107 / 116 / 125 (2)	Grain border
		qtz	P,PS		-1.8 / -1.9 / -2.2 (15)	135 / 151 / 169 (15)	Latest quartz in the assemblage
RSR96-3H (IIA)	A1	qtz	P	-22.8 (5)	-2.6 / -2.6 / -2.7 (12)	188 / 204 / 214 (9)	Many necked
		qtz	P	-22.4 (2)	-2.5 / -2.6 / -2.7 (7)	194 / 200 / 207 (6)	
		qtz	P	-22.1 (2)	-2.3 / -2.5 / -2.7 (3)	182 / 197 / 216 (3)	
		qtz	P	-22.1 (4)	-2.4 / -2.7 / -2.9 (10)	149 / 187 / 216 (9)	
		qtz	P	-21.9 (3)	-0.9 / -2.1 / -2.9 (11)	174 / 181 / 186 (4)	
AM-3A-1 (IIA)	A2	qtz	P,PS		-2.9 / -3.3 / -3.7 (19)	175 / 214 / 256 (6)	Many necked
		qtz	P,PS		-2.4 / -3.1 / -3.5 (20)	132 / 181 / 214 (14)	Some necked
		qtz	P,PS		-2.5 / -3.1 / -3.6 (23)	138 / 182 / 246 (18)	Some necked

APPENDIX (Cont.)

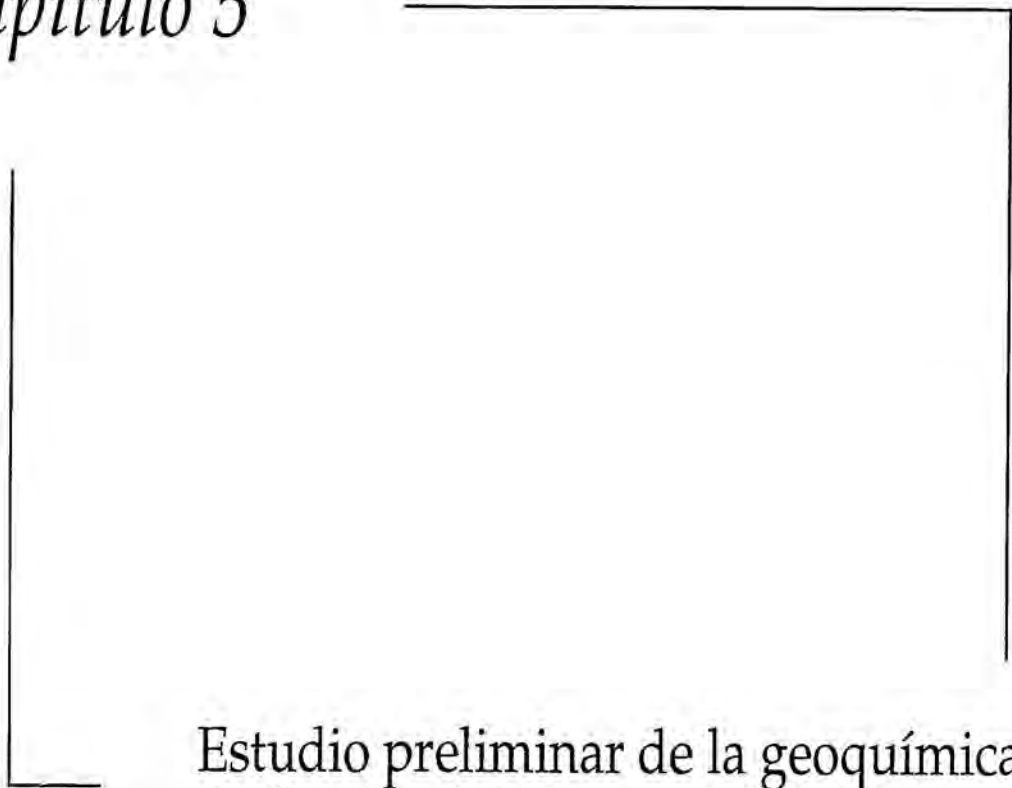
Sample no. (stage)	(*)	Mineral	Type	Mean		T _m range (°C)	Th range (°C)	Comments
				T _m	T _m			
LC-6-1 (IIA)	A3	qtz	P	-21.2 (1)	-3.6 / -3.8 / -4.0 (2)	187 (1)	Grain 1 (core)	
		qtz	PS	-22.1 (3)	-2.4 / -2.7 / -3.0 (7)	170 / 179 / 194 (7)	Grain 1 (core and border)	
		qtz	P		-2.6 / -3.1 / -3.3 (22)	162 / 188 / 202 (20)	Grain 2 (core)	
		qtz	P	-21.2 (3)	-2.8 / -3.2 / -3.6 (13)	151 / 176 / 198 (9)	Grain 3 (core), some necked	
		qtz	P		-3.2 / -3.3 / -3.4 (3)	168 / 170 / 174 (3)	Grain 3 (intermediate growth zones)	
		qtz	P		-3.3 / -3.6 / -3.7 (4)	149 / 174 / 190 (7)	Grain 4 (core)	
RSR-1A-1 (IIA)	A4	qtz	P		-2.8 / -2.8 / -2.9 (4)	175 / 183 / 193 (6)	Grain 5 (core)	
		qtz	P		-2.9 / -3.1 / -3.2 (4)	144 / 156 / 167 (2)	Grain 6 (border)	
		qtz	P	-21.3 (2)	-3.2 / -3.3 / -3.7 (8)	207 / 222 / 236 (6)	Grain 1 (core)	
		qtz	P	-22.0 (3)	-2.9 / -3.3 / -3.7 (10)	150 / 191 / 214 (10)	Grain 1 (border)	
		qtz	PS		-3.3 (1)	142 (1)	Grain 1 (border)	
		qtz	P	-21.2 (2)	-3.4 / -3.7 / -3.9 (9)	179 / 188 / 208 (10)	Grain 2 (core)	
RSR96-1D (IIA)	A5	qtz	PS		-2.0 / -3.2 / -4.0 (7)	134 / 186 / 212 (9)	Grain 2 (core)	
		qtz	P		-3.4 / -3.5 / -3.5 (3)	131 / 135 / 139 (3)	Grain 2 (border)	
		qtz	P	-22.4 (2)	-2.9 / -3.3 / -3.7 (20)	189 / 209 / 230 (8)	Grain 3 (core), many necked	
		qtz	P		-2.9 / -3.0 / -3.1 (2)	80 / 81 / 82 (2)	Grain 3 (border)	
		qtz	P	-21.5 (6)	-2.5 / -3.2 / -3.7 (17)	220 (1)	Grain 4 (core), many necked	
		qtz	P		-4.4 (1)	189 (1)	Latest crystals, hydrocarbon-bearing incl.	
AM-9A-3 (IIA)	A6	qtz	P	-22.0 (2)	-2.5 / -2.7 / -3.0 (21)	201 / 221 / 247 (21)	Grain 1 (core)	
		qtz	P	-22.1 (1)	-2.6 / -2.6 / -3.1 (10)	186 / 191 / 196 (9)	Grain 2 (core)	
		qtz	PS		-5.8 / -5.9 / -6.0 (2)	139 / 148 / 156 (2)	Grain 1 (core)	
		qtz	P,PS		-5.7 / -5.9 / -6.1 (14)	182 / 196 / 210 (6)	Grain 1 (intermediate zones), some necked	
		qtz	P		-5.3 / -5.5 / -5.7 (3)	219 / 224 / 228 (3)	Grain 1 (border)	
		qtz	P		-5.6 / -5.6 / -5.7 (2)	181 / 182 / 184 (2)	Grain 1 (border)	
GB96-1 (IIA)	A7	qtz	PS		-5.1 / -5.3 / -5.5 (3)	165 / 168 / 170 (2)	Grain 1 (border)	
		qtz	P		-4.9 (1)	186 (1)	Grain 2 (core)	
		qtz	P,PS		-4.2 / -4.4 / -4.5 (4)	92 (1)	Grain 2 (PS in core and P in border)	
		qtz	P	-22.0 (2)	-2.5 / -2.7 / -3.2 (6)	153 / 165 / 174 (3)	Grain 2 (intermediate zones)	
		qtz	P	-20.9 (2)	-3.1 / -3.1 / -3.2 (6)	156 / 163 / 178 (5)	Grain 1	
		qtz	P	-20.8 (2)	-2.1 / -2.2 / -2.3 (7)	155 / 166 / 177 (6)	Grain 1	
GB96-3 (IIA)	A8	qtz	PS		-2.7 / -2.8 / -2.9 (13)	119 / 152 / 172 (13)	Grain 1	
		qtz	P		-1.3 (1)	?	Grain 1, necked	
		qtz	P	-20.8 (1)	-2.4 / -2.8 / -3.3 (10)	126 / 168 / 191 (10)	Grain 2	
		qtz	P	-20.8 (4)	-1.6 / -1.6 / -1.7 (2)	170 (1)	Grain 2, necked?	
		qtz	P	-20.8 (2)	-1.8 (1)	123 (1)	Grain 3	
		qtz	P	-20.9 (1)				

GT-5C-1 (IIA) A9	P	-20.9 (5)	-2.8 / -2.9 / -3.0 (6)	202 / 208 / 212 (3)	Grain 1 (core), some necked	
	PS		-1.7 / -1.7 / -1.8 (7)	161 / 187 / 204 (3)	Grain 1 (core), some necked	
	P	-20.9 (2)	-2.7 (2)	197 (1)	Grain 1 (intermediate growth zones)	
	P	-20.8 (2)	-2.9 / -3.0 / -3.1 (14)	150 / 198 / 213 (14)	Grain 1 (zones onward to the border)	
	P	-20.8 (1)	-2.2 / -2.3 / -2.3 (3)	182 / 187 / 193 (3)	Grain 2	
	PS	-20.9 (1)	-2.2 / -2.5 / -2.7 (4)	121 / 141 / 161 (4)	Grain 2	
	P	-20.8 (1)	-3.2 / -3.5 / -3.6 (3)	81 / 101 / 141 (3)	Grain 1	
	PS?		-1.6 (1)	⁷	Grain 1, necked	
	P	-20.8 (2)	-2.3 (3)	152 / 156 / 162 (3)	Grain 2	
	PS	-20.8 (1)	-1.6 / -1.8 / -1.9 (3)	156 / 161 / 165 (2)	Grain 3, necked?	
G02-27 (IIA) A10	P	-20.8 (1)	-2.0 / -2.6 / -3.0 (6)	136 / 152 / 168 (6)	Grain 4	
	P		-3.0 (5)	134 / 151 / 167 (5)	Grain 5	
	P	-20.8 (1)	-3.1 (2)	148 / 150 / 151 (2)	Grain 6	
	P	-20.8 (1)	-2.3 (3)	127 / 134 / 138 (3)	Grain 7	
	P	-22.8 (1)	-2.6 / -2.9 / -3.3 (7)	124 / 141 / 152 (7)	Grain 1 (core)	
	P	-22.6 (2)	-2.7 (2)	175 (1)	Grain 1 (onward to the border)	
	PS	-22.9 (2)	-2.5 / -2.7 / -2.9 (4)	130 / 148 / 159 (4)	Grain 1 (intermediate growth zones)	
	PS	-22.0 (1)	-1.7 (1)	187 (1)	Grain 1 (intermediate growth zones)	
	P,PS	-22.0 (2)	-2.4 / -2.7 / -3.1 (10)	116 / 129 / 144 (10)	Grain 2	
	PS	-21.8 (2)	-0.6 / -2.0 / -2.3 (9)	129 / 130 / 132 (2)	Grain 2	
NA11-A2 (IIA) A11	P,PS	-21.4 (2)	-2.1 / -2.5 / -3.1 (13)	134 / 161 / 205 (13)	Grain 3	
	PS		-1.0 (2)	122 / 136 / 150 (2)	Grain 3	
	PS	-21.9 (2)	-3.5 / -3.6 / -3.7 (2)	211 / 212 / 213 (2)	Different inclusion groups in grain 1 (centrimetric fragment of a brecciated early band), some necked, Tm ₁ was not observed in some small-size incl. Grain 2	
	PS	-21.4 (1)	-3.5 (5)	199 / 212 / 220 (3)		
	P	-21.5 (2)	-3.5 / -3.6 / -3.9 (19)	176 / 210 / 228 (17)		
	P	-21.5 (9)	-3.3 / -3.6 / -3.7 (17)	188 / 209 / 223 (21)		
	P?	-22.0 (3)	-2.9 / -3.2 / -3.4 (7)	179 / 185 / 190 (3)		
	RSR-1E (IIB) B1	P,PS	-21.3 (4)	-2.3 / -2.7 / -2.9 (10)	152 / 179 / 188 (8)	Core of grains 1, 2 and 3 Grain 3, some necked
		P,PS	-21.1 (3)	-2.7 / -2.9 / -3.1 (22) ⁸	146 / 170 / 195 (17)	
		PS		-2.6 / -2.8 / -2.8 (6)	164 / 175 / 184 (4)	
P		-21.4 (4)	-2.5 / -2.7 / -2.9 (22)	144 / 170 / 200 (18)		
P,PS		-21.0 (3)	-2.6 / -2.7 / -2.8 (6)	157 / 172 / 197 (6)		
SF-5B-1 (IIB) B2		PS	-21.0 (3)	-2.6 / -2.6 / -2.9 (23)	158 / 167 / 185 (17)	Grain 5, some necked
		P	-22.2 (4)	-3.0 / -3.2 / -3.3 (38)	134 / 158 / 182 (31)	
		PS		-3.3 (1)	219 (1)	
		S?	-21.2 (4)	-2.3 / -2.7 / -3.7 (6)	132 / 136 / 145 (6)	
		P	-21.4 (2)	-3.3 / -3.4 / -3.5 (8)	173 / 188 / 194 (12)	
	RSR-1E (IIB) B3					Grain 1 (border) Grain 1 (border), necked? Grain 2 (core) Grain 3 (core)

Sample no. (stage)	(*)	Mineral	Type	Mean T _m (°C)	T _m range (°C)	Th range (°C)	Comments
SF96-4 (IIB)	B4	qtz	P	-21.2 (3)	-3.2 / -3.3 / -3.5 (11)	127 / 159 / 180 (9)	Grain 1 (intermediate growth zones)
		qtz	P	-20.8 (1)	-2.5 / -2.7 / -3.0 (6)	?	Grain 2 (earlier band), necked
		qtz	P	-20.8 (1)	-2.1 / -2.7 / -2.9 (7)	103 / 145 / 169 (5)	Grain 3 (border), some necked
		qtz	PS	-20.8 (1)	-1.7 / -2.5 / -2.9 (8)	145 / 162 / 181 (5)	Grain 4 (intermediate growth zones)
		qtz	P	-20.8 (2)	-2.9 (4)	145 / 158 / 170 (4)	Grain 5 (intermediate growth zones)
		qtz	P	-20.8 (1)	-2.5 / -2.6 / -2.8 (10)	149 / 175 / 193 (9)	Grain 6 (core). All incl. in a late geode
SF96-3C (IIB)	B5	qtz	P	-21.9 (3)	-2.0 / -2.1 / -2.2 (8)	149 / 174 / 213 (6)	Grains 1 and 2 (core), some necked
		qtz	P	-22.4 (4)	-1.7 / -1.9 / -2.0 (8)	148 / 178 / 208 (8)	Grain 1 (intermediate growth zones)
		qtz	PS	-22.6 (1)	-1.5 (3)	180 / 184 / 189 (3)	Grain 1 (intermediate growth zones)
		qtz	PS	-21.8 (1)	-2.1 (1)	109 (1)	Grain 2 (core)
		qtz	PS	-21.8 (2)	-1.9 (2)	120 (1)	Grain 3
G07-39B (IIB)	B6	qtz	P	-21.1 (4)	-2.2 / -2.6 / -2.9 (15)	147 / 158 / 175 (15)	Grain 1 (preceding grains 2 and 3)
		qtz	P	-20.9 (2)	-1.6 / -2.3 / -2.6 (9)	155 / 176 / 184 (9)	Grain 2
		qtz	P	-20.9 (4)	-1.6 / -1.9 / -2.1 (11)	138 / 154 / 175 (8)	Grain 3, some necked
		qtz	P				
		qtz	P	-22.2 (6)	-2.6 / -2.6 / -2.7 (7)	169 / 173 / 187 (7)	
		qtz	P	-22.1 (4)	-2.3 / -2.4 / -2.6 (23)	149 / 173 / 188 (23)	
AM96-2B (IIC)	C1	qtz	P	-22.1 (4)	-2.3 / -2.5 / -2.7 (7)	156 / 169 / 193 (7)	Different inclusion groups in a single growth zone of the same grain
		qtz	PS	-21.9 (3)	-2.6 (4)	196 / 204 / 208 (4)	
		qtz	PS		-2.4 / -2.5 / -2.6 (6)	201 / 203 / 208 (6)	
		qtz	P				
		qtz	P	-21.5 (1)	-2.5 / -2.5 / -2.6 (5)	161 (1)	
		qtz	PS		-1.2 (4)	137 / 138 / 140 (3)	
SF96-2 (IIC)	C2	qtz	P	-20.8 (1)	-2.6 / -2.7 / -2.8 (21)	148 / 160 / 168 (15)	Grain 1 (intermediate zones), some necked
		qtz	P	-20.9 (1)	-1.3 (1)	125 (1)	Grain 1 (border)
		qtz	PS?	-20.9 (1)	-1.7 (1)	?	Grain 2 (core), necked
		qtz	P	-20.8 (1)	-1.9 / -1.9 / -2.0 (2)	174 / 175 / 176 (2)	Grain 2 (towards the border)
		qtz	PS	-20.8 (3)	-2.5 / -2.6 / -2.7 (10)	171 / 179 / 186 (10)	Grain 3 (core)
		qtz	P	-21.0 (1)	-2.3 (1)	203 (1)	Grain 4 (core), necked?
		qtz	P		-0.5 (1)	98 (1)	Grain 4 (border)
		qtz	P	-20.8 (2)	-2.7 / -3.1 / -3.3 (6)	166 / 170 / 178 (4)	Grain 5 (core)
		qtz	S?	-20.8 (1)	-2.5 / -2.7 / -3.2 (6)	198 (1)	Coexisting V>L and V<L inclusions
LC-9B-1 (IID)	D1	qtz	P	-20.8 (3)	-2.5 / -3.1 / -3.5 (14)	170 / 185 / 197 (14)	Grain 1
		qtz	P	-20.8 (2)	-1.6 / -2.4 / -3.3 (6)	161 / 165 / 170 (3)	Grain 2, some necked
		qtz	P	-20.8 (2)	-2.0 / -2.6 / -3.0 (3)	118 (1)	Grain 3
		qtz	P		-1.9 (2)	166 (2)	Grain 4
		qtz	P	-20.8 (2)	-1.8 / -1.8 / -1.9 (2)	128 / 138 / 149 (2)	Grain 5

Notes: sph = sphalerite, flr = fluorite, qtz = quartz; P = primary inclusions; PS = pseudosecondary inclusions; S = secondary inclusions; V = vapor; L = liquid. Bold numbers are mean values; first and last values in each column are the extreme values obtained in each fluid inclusion group; number of measured inclusions in parentheses. (*) Location codes for Fig. 4.9. Samples are ordered from the deepest to the most shallow for each stage.

Capítulo 5



Estudio preliminar de la geoquímica de fluidos del sistema *Mina de Agua*

CAPÍTULO 5:

ESTUDIO PRELIMINAR DE LA GEOQUÍMICA DE LOS FLUIDOS DEL SISTEMA MINA DE AGUA

CARACTERÍSTICAS GENERALES

El sistema Mina de Agua plantea algunas cuestiones interesantes en cuanto a la génesis de todo el conjunto de filones epitermales comprendidos en el distrito minero de Temascaltepec. En primer lugar, las evaluaciones económicas realizadas en el área destacan que, en comparación con el sistema La Guitarra, se trata de filones con pobres contenidos en oro y altos contenidos en metales base y plata: 18-848 ppm Ag, 0.01-0.5 ppm Au (3.5 ppm de forma muy excepcional en la zona de Real de Arriba), 3.4% Cu y 3.1-25% Zn, en ensayos puntuales sobre diversos filones (Bernal et al., 1980; R. Mireles, com. pers.). En segundo lugar, el movimiento de la falla normal del Río Temascaltepec provoca la separación de los filones del distrito en dos bloques, de tal forma que el bloque dentro del cual se halla el sistema Mina de Agua se encuentra levantado con respecto al que incluye el sistema La Guitarra y la zona de El Coloso-San José Potrerillos. Así, de acuerdo con este último factor estructural y con la zonación de metales en función de la altura que se encuentra típicamente en los depósitos epitermales de baja sulfuración (Buchanan, 1981; Panteleyev, 1988; Bonham, 1989; entre otros), puede cuanto menos sospecharse que los filones del sistema Mina de Agua se formaron a mayor profundidad que el conjunto La Guitarra-El Coloso. Sin embargo, no se sabe si realmente hubo una continuidad lateral entre estos sistemas o si su desarrollo es debido eventos hidrotermales diacrónicos. Cuanto menos, puede afirmarse que ambos sistemas se emplazaron durante el mismo segmento temporal, posiblemente antes del fin del vulcanismo riolítico del EIM (ver Albinson, 1988). Por todo ello, se ha realizado un estudio preliminar de la geoquímica de los fluidos relacionados con este sistema, a título comparativo con los datos obtenidos del conjunto La Guitarra-El Coloso.

Geología de la zona

Como ya se ha señalado con anterioridad (ver Capítulo 3), los filones epitermales del sistema Mina de Agua se hallan en su mayoría encajados en la unidad Esquistos de Taxco (Fig. 5.1), dentro del complejo metamórfico de Tierra Caliente, de edad pre-albiense

(probablemente Jurásico superior o Cretácico inferior; de Cserna y Fries, 1981; García-Rodríguez, 1982). En el extremo oriental del distrito, en la zona de Real de Arriba, los filones también están encajados en la serie andesítica del Eje Ignimbrítico Mexicano (Cárdenas y Martínez-Pérez, 1947; Vivanco et al., 1979; Bernal et al., 1980), que representa la unidad litológica más temprana de dicho eje (Mooser, 1972; McDowell y Clabaugh, 1981).

Cárdenas y Martínez-Pérez (1947) y Bernal et al. (1980) documentaron la presencia de más de 30 filones diferentes en la zona sureste del distrito de Temascaltepec. Al igual que el conjunto La Guitarra y El Coloso, los filones de la zona de Mina de Agua están relacionados con fracturas de dirección W-E a NW-SE, con longitudes máximas reconocidas de más de 2 km (Fig. 5.1) y hasta más de 7 m de potencia (Cárdenas y Martínez-Pérez, 1947). En el presente estudio, se ha realizado el reconocimiento en superficie de los filones Santa Ana, Iberia y Mina de Agua y, en interior de mina, de los filones San Bernabé y Socorro.

Mineralogía

Según Cárdenas y Martínez-Pérez (1947) y García-Rodríguez (1982), los minerales metálicos contenidos en los filones epitermales de la zona de Mina de Agua y Real de Arriba son argentita, proustita-pirargirita, galena argentífera, esfalerita, calcopirita, estibina, sulfosales de Ag-Pb sin especificar, plata nativa y, muy localmente, oro nativo. Sin embargo, en base al muestreo efectuado en este estudio no se han podido reconocer las menas portadoras de plata. Únicamente se ha reconocido ópticamente una asociación de minerales de cobre en el filón Socorro, con bornita, calcosina, covelina, pirita, calcopirita, malaquita, idaita y digenita (de mayor a menor abundancia relativa), con cuarzo y calcita como minerales de ganga. La asociación primaria consiste en cuarzo, pirita, bornita, calcopirita y calcita, siendo los demás minerales resultado de alteración supergénica. No se ha observado la mineralogía de alteración hidrotermal, debido a las limitaciones del muestreo efectuado y a la intensa alteración supergénica desarrollada en la zona. Solamente en el filón San Bernabé se ha observado una silicificación de orden hemimétrico de las rocas encajantes, en contacto con el cuerpo mineralizado. Cárdenas y Martínez-Pérez (1947) y García-Rodríguez (1982) citan cuarzo, sericita, clorita, pirita, caolinita y calcita como minerales de alteración epigenética en la zona, lo cual sugiere la existencia de aureolas de alteración similares a las de La Guitarra. Puesto que este estudio está dedicado principalmente a la posible relación genética entre los diversos depósitos epitermales del distrito de Temascaltepec, no se insistirá más en la mineralogía del sistema que nos ocupa, que será objeto de investigaciones futuras.



FIG. 5.1. Cartografía geológica y de la traza de los filones epitermales conocidos de la zona sureste del distrito minero de Temascaltepec, modificada de Cárdenas y Martínez (1947), Vivanco et al. (1979), y Bernal et al. (1980). Leyes de metales en Bernal et al. (1980), y facilitadas por R. Mireles (com. pers.)

A partir de las muestras disponibles, se ha realizado un estudio de inclusiones fluidas e isótopos estables de O, H y C, detallado a continuación. También se han efectuado análisis de los volátiles contenidos en inclusiones fluidas, cuyos resultados se exponen en el capítulo siguiente, conjuntamente con los datos del sistema La Guitarra.

MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS

Se han analizado las inclusiones fluidas en muestras de cuarzo (mineralización principal) y calcita (mineralización tardía?) de los filones Socorro y San Bernabé. Las inclusiones estudiadas tienen tamaños que varían generalmente entre 10-50 μm y 50-150 μm , y relaciones vapor/líquido entre 5 y 15%. La clasificación de las inclusiones en primarias, pseudosecundarias y secundarias se realizó en base a los mismos criterios que se han utilizado en el Capítulo 4. Las inclusiones se encuentran en bandas de crecimiento, en grupos aislados (inclusiones primarias), o bien en microfracturas selladas por bandas de crecimiento ulteriores (inclusiones pseudosecundarias). Muchas de ellas, en especial las de mayor tamaño, han sido modificadas con posterioridad a su atrapamiento por procesos de recristalización, esencialmente estrangulamiento (*necking*). Es por este motivo que no se han realizado en ellas medidas de temperaturas de homogeneización, aunque sí se han tomado temperaturas de fusión de hidrohálita y de hielo. La homogeneización de los fluidos se produce siempre a la fase líquida. Las temperaturas eutécticas generalmente se observan por debajo de -40°C , muy parecidas a las halladas en La Guitarra, aunque son difícilmente determinables. Este hecho sugiere que, aunque el soluto dominante sea NaCl, la solución contiene una compleja asociación polisalina (Crawford, 1981; Davis et al., 1990). Se obtuvieron temperaturas de fusión de hielo en 206 inclusiones fluidas, de fusión de hidrohálita en 69, y de homogeneización en 195.

Las muestras analizadas en la zona de Mina de Agua corresponden a los filones San Bernabé (BR y TBER) y Socorro (SO), tomadas en interior de mina y a partir de núcleos de sondeos. Éstas son cinco muestras de cuarzo del único estadio de mineralización reconocido y una muestra de calcita procedente de vetillas satélite del filón Socorro. Los cuerpos de cuarzo suelen tener un carácter masivo, localmente bandeados, y sus últimas manifestaciones consisten en cavidades drúsicas con cristales de cuarzo de orden centimétrico. Todas las muestras de cuarzo en las que se han obtenido datos de inclusiones fluidas corresponden a este tipo de cuarzo. A pesar de esto, el estadio de mineralización principal de los filones de este sistema podría corresponder a la fase II del sistema La Guitarra. La muestra TBER8-1

corresponde a una altura de 1970 m sobre el nivel del mar, y fue tomada de un segmento del filón con un contenido medio de 600 ppm en Ag y 0.01 ppm en Au. La muestra TBER8-2 corresponde a una altura de 1990 m, de un segmento del filón con un contenido medio de 268 ppm en Ag y 0.1 ppm en Au (R. Mireles, com. pers.^(a)). Por lo tanto, ambas pertenecen a zonas de mineralización económica del filón San Bernabé. La muestra SO96-1D corresponde a la zona mineralizada del filón Socorro. El resto de muestras analizadas (BR96-1, BR96-2A y SO96-3) provienen de zonas estériles de ambos filones.

Las salinidades y densidades fueron calculadas mediante las ecuaciones de Bodnar y Vityk (1994) para el sistema H₂O-NaCl, incluidas en el programa *MacFlinCor* de Brown y Hagemann (1994).

Datos microtermométricos

Las temperaturas de homogeneización medias en cuarzo del sistema Mina de Agua, con valores entre 207 y 245°C, son todas ellas muy parecidas con independencia de la altura en el sistema, siendo más elevadas en las muestras procedentes del filón San Bernabé que en las del filón Socorro. Las salinidades calculadas en ambos filones comprenden un rango entre 2.0 y 5.5 % en peso de NaCl eq., con valores promedio muy parecidos (ver Tabla 5.1A y B, y Fig. 5.2). No se aprecian diferencias, en cuanto a las características físico-químicas de los fluidos, entre las muestras tomadas de segmentos de los filones con contenidos económicos de plata y las de segmentos estériles.

A pesar de la escasa dispersión de los datos de Th y Tm_i en las inclusiones fluidas en cuarzo, en comparación con los datos de La Guitarra (Capítulo 4), se aprecia una correlación positiva entre las dos variables (ver Tabla 5.1B). En las vetas con calcita, la temperatura de homogeneización media es más baja (164°C) que en la fase de mineralización principal. La salinidad media, en cambio, se mantiene dentro del rango registrado en las muestras de cuarzo. Aún así, hay que tener en cuenta la fuerte bimodalidad que presenta esta muestra (ver Fig. 5.3 y 5.4), con un grupo de inclusiones con Th entre 210-230°C y Tm_i entre -2.6 y -3.0°C —comprendiendo un rango de Th similar al hallado en las inclusiones en cuarzo—, y otro grupo con Th entre 140-170°C y Tm_i entre -1.6 y -2.2°C. La correlación positiva entre la Th y la salinidad en cada muestra sugiere la existencia de mezcla de fluidos.

(a) en base a análisis de núcleos de sondeos, efectuados en el año 1997 por Industrias Luismin S.A. de C.V.

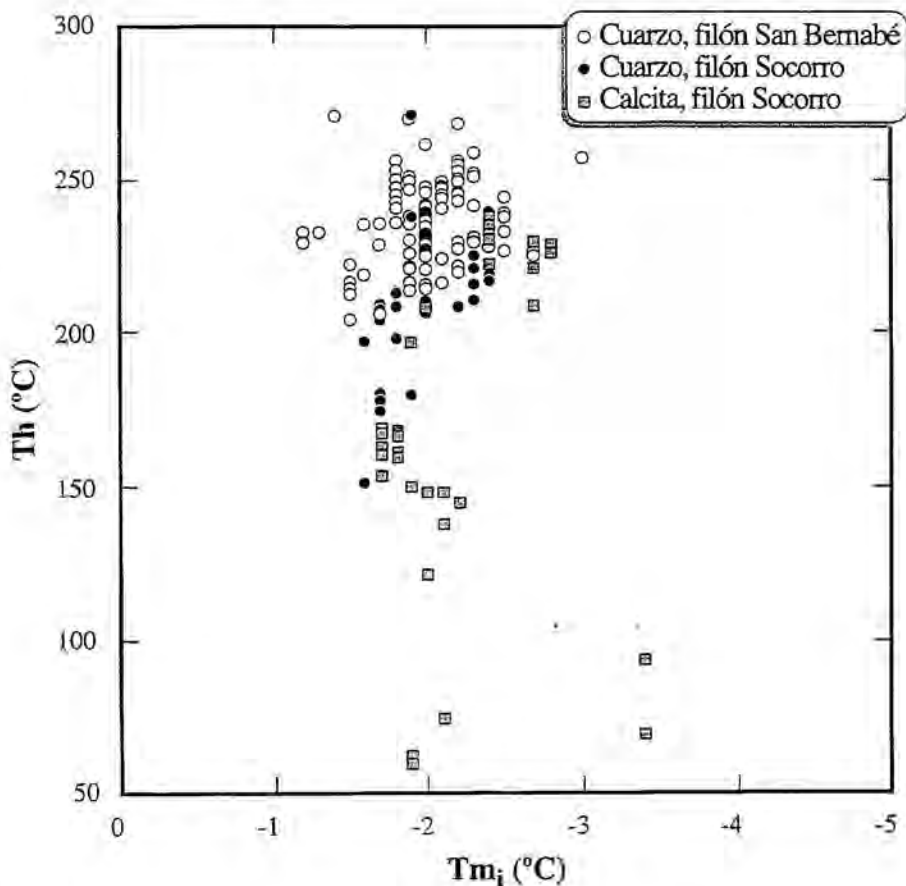


FIG. 5.3. Correlación entre las temperaturas de fusión de hielo (Tm_i) y las temperaturas de homogeneización (Th), obtenidas en inclusiones fluidas de los filones San Bernabé y Socorro.

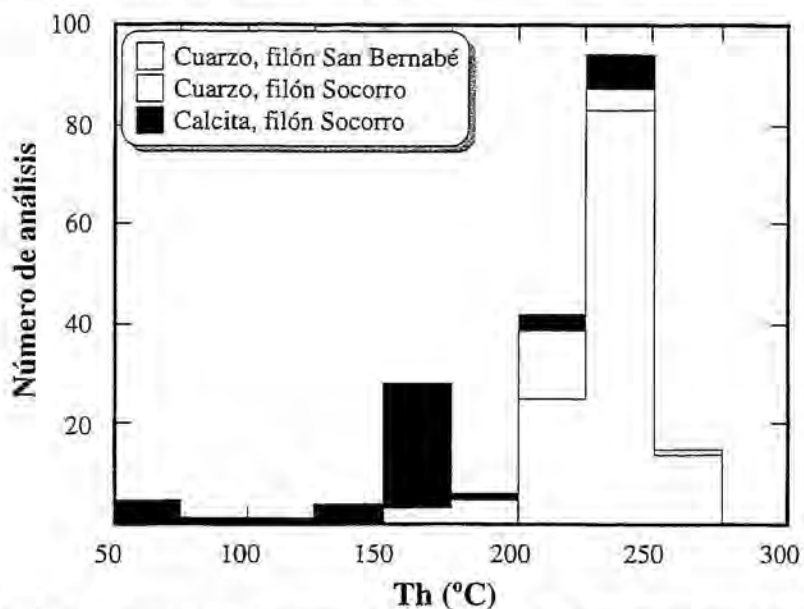


FIG. 5.4. Histograma de las temperaturas de homogeneización obtenidas en inclusiones fluidas de los filones San Bernabé y Socorro. Nótese la homogeneidad de los datos procedentes del filón San Bernabé.

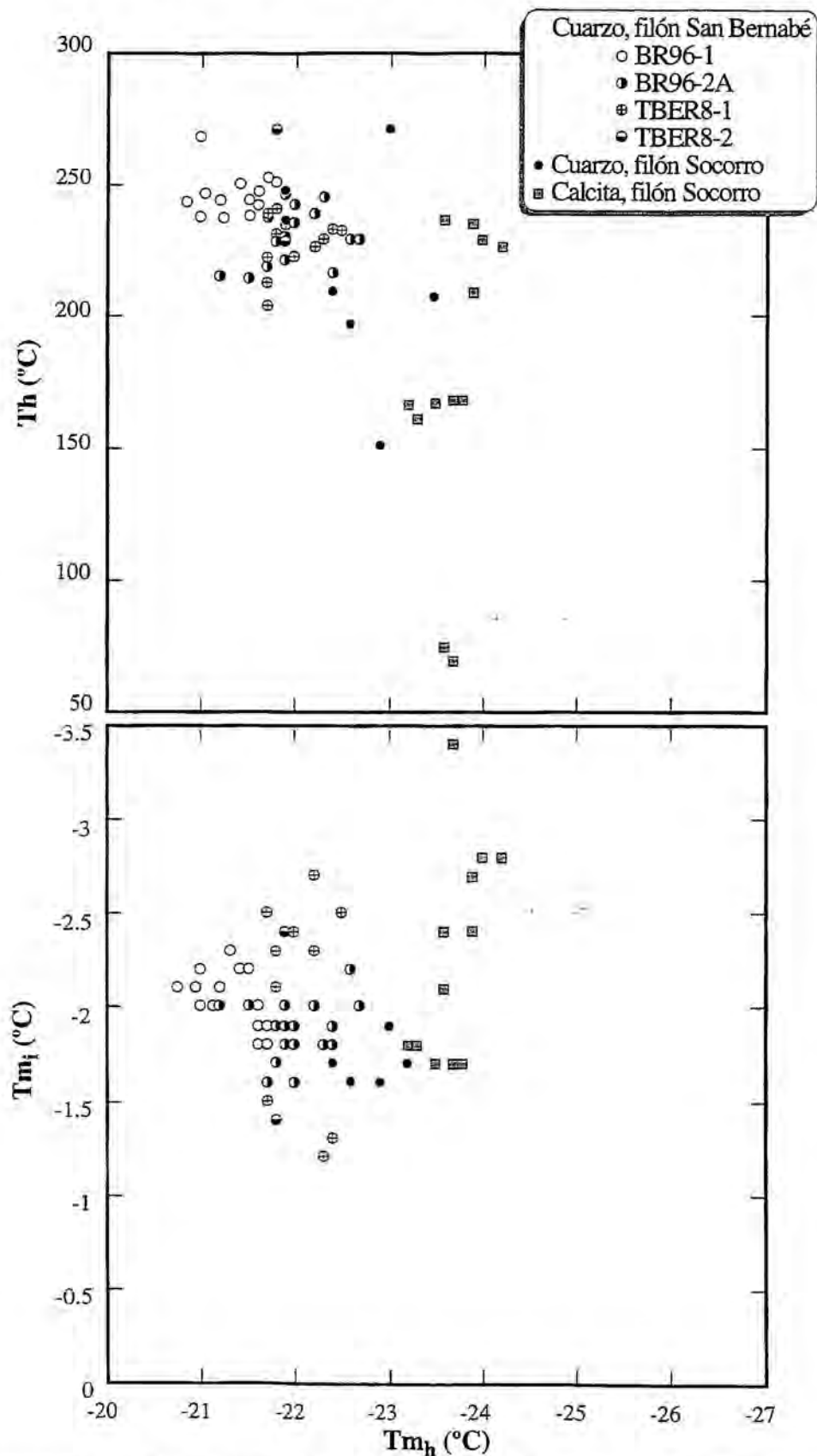


FIG. 5.5. Correlación de las temperaturas de fusión de hidrohálita (T_{m_h}) con las de homogeneización (arriba) y de fusión de hielo (abajo).

TABLA 5.1.A. Datos de inclusiones fluidas (promedios de cada muestra) y composiciones isotópicas de O, H y C, y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el sistema Mina de Agua.

Muestra n°	Filón	Mineral	Rango de T_m (°C)	% en peso de NaCl eq.	Rango de Th (°C)	Densidad (g/cm ³)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{min}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
BR96-1	San Bernabé	cuarzo	-1.8 / -2.1 / -2.3 (34)	3.0 / 3.4 / 3.8	206 / 245 / 268 (30)	0.836	+8.5	-1.2	-53			
BR96-2A	San Bernabé	cuarzo	-1.6 / -1.9 / -2.2 (47)	2.6 / 3.1 / 3.6	208 / 231 / 270 (46)	0.853						
TBER8-1	San Bernabé	cuarzo	-1.2 / -2.1 / -3.0 (33)	2.0 / 3.4 / 4.9	204 / 230 / 261 (30)	0.858						
TBER8-2	San Bernabé	cuarzo	-1.4 / -2.0 / -2.4 (14)	2.3 / 3.3 / 3.9	206 / 237 / 271 (15)	0.845						
SO96-1D	Socorro	cuarzo	-1.5 / -1.9 / -2.4 (30)	2.4 / 3.1 / 3.9	151 / 207 / 271 (27)	0.883			-48			
SO96-3	Socorro	calcita	-1.7 / -2.0 / -3.4 (48)	2.8 / 3.3 / 5.5	60 / 164 / 236 (47)	0.930	+10.0	-1.6		-8.7	-9.7	0.70677

TABLA 5.1.B. Datos de inclusiones fluidas (en grupos de inclusiones de cada muestra) del sistema Mina de Agua.

Muestra n°	Mineral	Tipo	Promedio de		Rango de Th (°C)	Comentarios
			T_m (°C)	Rango de T_m (°C)		
BR96-1	cuarzo	P	-21.1 (2)	-2.2 / -2.3 / -2.3 (5)	251 / 261 / 268 (3)	Zona 1 (más interior en el cristal)
	cuarzo	P	-21.5 (3)	-2.0 / -2.1 / -2.2 (7)	243 / 246 / 250 (6)	Zona 2
	cuarzo	P	-21.6 (7)	-1.8 / -2.0 / -2.1 (11)	238 / 243 / 252 (10)	Zona 3
	cuarzo	PS	-20.9 (2)	-2.0 / -2.1 / -2.2 (8)	206 / 240 / 254 (8)	Zona 4 (más exterior en el cristal)
	cuarzo	PS	-20.8 (2)	-2.1 (3)	243 / 245 / 246 (3)	Zona interior
BR96-2A	cuarzo	P	-22.1 (5)	-1.6 / -1.9 / -2.2 (11)	225 / 236 / 249 (10)	Zona interior del cristal 1
	cuarzo	P	-22.1 (6)	-1.7 / -1.9 / -2.0 (12)	208 / 229 / 270 (12)	Zona exterior del cristal 1
	cuarzo	PS	-22.1 (1)	-1.8 (4)	240 / 243 / 244 (4)	Zona interior del cristal 1
	cuarzo	P	-21.9 (2)	-1.7 / -1.9 / -2.0 (7)	213 / 232 / 246 (7)	Zona interior del cristal 2
	cuarzo	P	-21.6 (4)	-1.6 / -2.0 / -2.1 (13)	214 / 225 / 238 (13)	Zona exterior del cristal 2
TBER8-1	cuarzo	P	-23.3 (3)	-2.1 / -2.5 / -2.7 (8)	224 / 229 / 237 (7)	Cristal 1
	cuarzo	P	-23.1 (4)	-1.2 / -1.9 / -2.4 (12)	221 / 229 / 241 (12)	Cristal 2
	cuarzo	P	-22.8 (1)	-2.0 (1)	261 (1)	Cristal 3. Inclusión estrangulada?
	cuarzo	P	-22.7 (5)	-1.5 / -1.9 / -2.5 (12)	204 / 228 / 257 (11)	Cristal 3
TBER8-2	cuarzo	P	-23.9 (1)	-2.0 / -2.1 / -2.3 (5)	236 / 242 / 251 (5)	Cristal 1
	cuarzo	P	-23.8 (1)	-1.4 / -1.8 / -2.2 (3)	255 / 261 / 271 (3)	Cristal 2
	cuarzo	P	-23.9 (1)	-1.7 / -2.1 / -2.4 (7)	205 / 226 / 240 (7)	Cristal 3
SO96-1D	cuarzo	P	-23.0 (1)	-1.9 (1)	270 (1)	Zona interior del cristal 1
	cuarzo	P	-22.6 (2)	-1.5 / -1.8 / -1.9 (6)	179 / 208 / 238 (4)	Zona exterior del cristal 1
	cuarzo	P		-1.8 (3)	198 / 206 / 212 (3)	Cristal 2
	cuarzo	P		-2.0 / -2.3 / -2.4 (12)	207 / 217 / 238 (12)	Cristal 3
	cuarzo	PS	-23.2 (3)	-1.6 / -1.7 / -1.7 (7)	151 / 178 / 208 (6)	Zona interior del cristal 4
SO96-3	cuarzo	PS	-22.6 (1)	-1.6 (1)	197 (1)	Zona exterior del cristal 4
	calcita	P	-23.9 (5)	-1.9 / -2.5 / -2.8 (12)	197 / 224 / 236 (11)	Cristal 1
	calcita	P	-23.5 (5)	-1.7 / -1.7 / -1.8 (24)	153 / 165 / 168 (24)	Cristal 2
	calcita	P	-23.6 (1)	-1.9 / -2.1 / -2.2 (5)	74 / 131 / 150 (5)	Cristal 3
	calcita	P	-23.7 (1)	-3.4 (2)	69 / 81 / 94 (2)	Cristal 4
	calcita	P		-1.9 / -1.9 / -2.0 (12)	60 / 77 / 148 (12)	Cristal 5

ESTUDIO DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES DE O, H Y C

Procedimiento analítico

La relación $\delta^{18}\text{O}$ fue obtenida en dos muestras de cuarzo: una de la mineralización principal del filón San Bernabé y otra de las vetas con calcita del filón Socorro. En la primera de ellas también se analizó la composición isotópica del H (δD) de los fluidos contenidos en inclusiones fluidas. Los métodos de análisis y el laboratorio utilizado fueron los mismos que se describen en el Capítulo 4, excepto en la muestra SO96-3. En dicha muestra se analizaron las relaciones $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en calcita.

Las relaciones $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ del mineral se obtuvieron a partir del CO_2 desprendido en la reacción con ácido fosfórico, según el método convencional de McCrea (1950). El análisis se efectuó en un espectrómetro de masas Finnigan Mat delta-S, del Servei de Geoquímica de la Universitat de Barcelona. La $\delta^{18}\text{O}$ del agua y la $\delta^{13}\text{C}$ del H_2CO_3 en equilibrio con la calcita fueron calculadas a partir de las ecuaciones de O'Neil et al. (1969) y Ohmoto y Rye (1979), respectivamente, utilizando la temperatura de homogeneización media obtenida en inclusiones fluidas. Los valores resultantes están expresados en tanto por mil, respecto a los estándares V-SMOW para el oxígeno y PDB para el carbono. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y la concentración de estroncio se obtuvieron mediante un espectrómetro de masas Finnigan Mat 261, disponible en el Lamont-Doherty Earth Observatory de la Columbia University, Nueva York (EE.UU.). La relación isotópica fue normalizada a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y al estándar NBS987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7080$). La precisión de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es mejor que 0.00002. Los resultados obtenidos en análisis geoquímico se muestran en la Tabla 5.1A.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_w$ (-1.2‰ en cuarzo y -1.6‰ en calcita), δD (-48 y -53‰ en cuarzo) y $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3}$ (-9.7‰ en calcita) sugieren que, si bien no puede descartarse una componente de fluidos magmáticos en las muestras procedentes de la mineralización principal, la influencia de las aguas meteóricas es mayor que en algunas fases de mineralización del sistema La Guitarra. Aunque los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD obtenidos son relativamente cercanos a los registrados en el campo geotérmico de Los Humeros (Fig. 5.6), los análisis en el filón San Bernabé responden a una tendencia de mezcla entre fluidos de origen magmático, o equilibrados con rocas magmáticas, y aguas meteóricas. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la muestra de calcita SO96-3, de 0.70677, con un contenido total de estroncio de 579 ppm, indica la existencia de una componente mantélica. Esta componente puede deberse, bien a un aporte de fluidos magmáticos al sistema, o bien a la lixiviación de las rocas

magmáticas encajantes por parte de aguas meteóricas. Teniendo en cuenta los datos de $\delta^{18}\text{O}_w$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3}$ de la misma muestra, la opción más probable es que la composición isotópica del estroncio sea adquirida de las andesitas o de la lixiviación de materiales ricos en materia orgánica (metasedimentos?) mediante la circulación de aguas meteóricas superficiales.

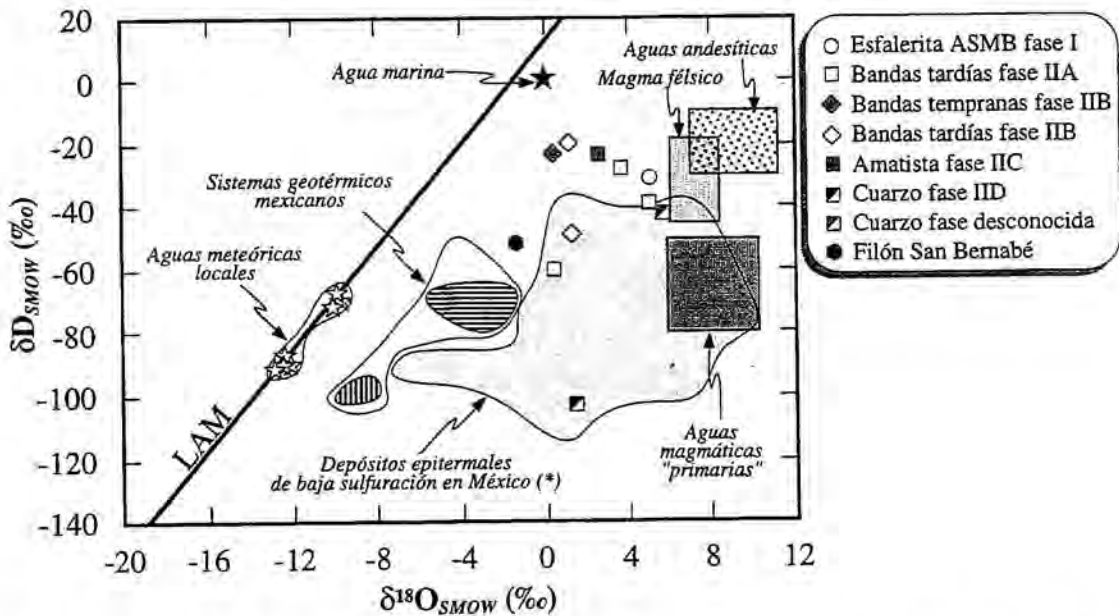


FIG. 5.6. Diagrama de δD contra $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras analizadas en el sistema La Guitarra y el filón San Bernabé (zona sureste de Temascaltepec). Los datos de La Guitarra se refieren al Capítulo 4, y los del filón San Bernabé se hallan en la Tabla 5.1. Los análisis de la fase de mineralización desconocida provienen de González-Partida (1981). El área de las aguas magmáticas "primarias" se define a partir de Sheppard et al. (1969), Taylor (1974) y Sheppard (1986), el de los magmas félsicos a partir de Taylor (1992), y el de las aguas andesíticas a partir de Giggenbach (1992a y 1992b). El campo determinado por los análisis en otros depósitos epitermales de baja sulfuración mexicanos (*), y el de las aguas meteóricas locales está adaptado de Albinson et al. (1998). El campo ocupado por los sistemas geotérmicos mexicanos (Los Humeros, Puebla, con líneas horizontales y Cerro Prieto, Baja California Norte, con líneas verticales) está simplificado a partir de los mismos autores. (*) Bacís, Colorada, Fresnillo, Maguarichic, Miahuatlán, Pachuca-Real del Monte, Palmarejo, Panuco, Providencia, San Martín, Sombrerete y Sultepec (ver Capítulo 4 para referencias). LAM = línea de las aguas meteóricas.

COMPARACIÓN CON LOS DATOS DEL CONJUNTO LA GUITARRA-EL COLOSO

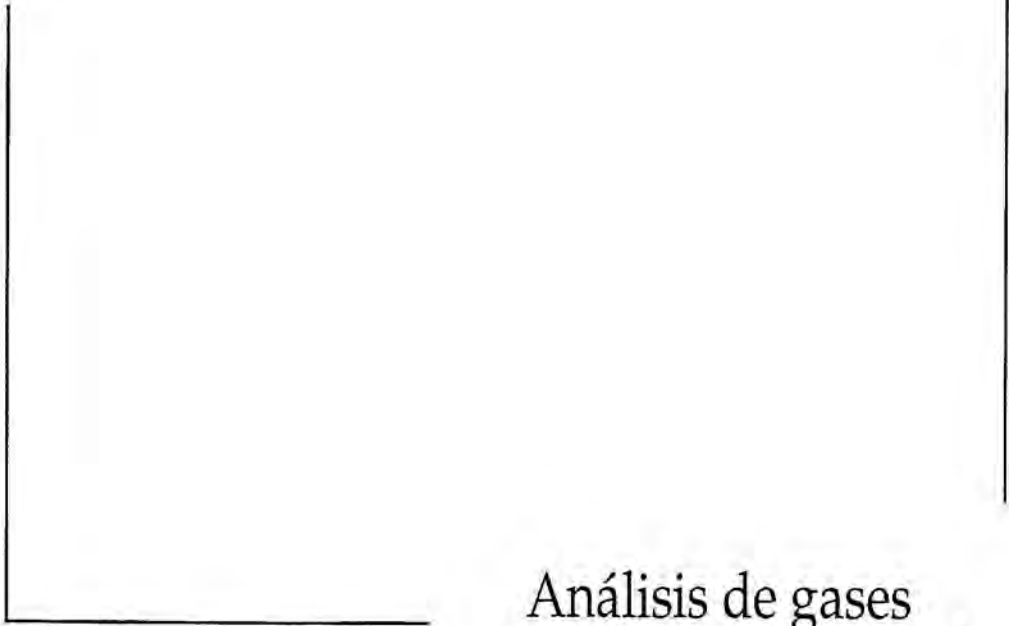
A diferencia de cualquiera de las fases de mineralización del sistema La Guitarra, en el sistema Mina de Agua las salinidades medias registradas en inclusiones fluidas, tanto en la mineralización principal como en las vetas con calcita, comprenden un rango de variación mucho más limitado (entre 3.1 y 3.4 % en peso de NaCl eq.). Este rango es similar a las salinidades mínimas registradas en la parte noroeste del distrito. También las temperaturas de

homogeneización (generalmente más elevadas que en La Guitarra y El Coloso) comprenden un rango de variación más estrecho, con excepción de las registradas en las vetas de calcita.

Las temperaturas de homogeneización y las salinidades de las soluciones en las muestras del sistema Mina de Agua describen una correlación positiva según cada grupo de muestras considerado (cuarzo de uno y otro filón, y calcita; Fig. 5.3.), análogamente a las del conjunto de La Guitarra-El Coloso. Por lo tanto, nuevamente puede invocarse la existencia de una mezcla progresiva de los fluidos hidrotermales ascendentes con aguas meteóricas más frías y menos salinas. En cuanto al contenido relativo de CaCl_2 en solución, también se aprecia una correlación positiva con la salinidad y la temperatura de homogeneización en cada muestra (Tabla 5.1B y Fig. 5.5), lo que refuerza la existencia de una mezcla. Dado que no se dispone de elementos que permitan establecer una cronología entre los diversos filones del sistema Mina de Agua, no pueden relacionarse las distintas distribuciones de los datos de T_{m_i} en función de T_{m_i} y T_h (Fig. 5.5) para cada filón. Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en este sistema apuntan hacia un origen de los fluidos hidrotermales similar al de La Guitarra, en el sentido que pueden reflejar la existencia de una mezcla entre fluidos magmáticos y meteóricos (Fig. 5.6). Las salinidades y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD obtenidos en el sistema Mina de Agua sugieren una mezcla de aguas con una mayor componente de aguas meteóricas que en La Guitarra.

La altura sobre el nivel del mar a la que fueron tomadas las muestras analizadas en el sistema Mina de Agua varía entre 1970 y 2100 metros, lo que equivale a la altura del nivel y la rampa San Rafael del sistema La Guitarra (la parte inferior de la rampa San Rafael está a una altura de 2025 metros). Para intentar relacionar ambos campos, hay que tener en cuenta la existencia de la falla normal del Río Temascaltepec (y sus fallas accesorias), que eleva el bloque que contiene el sistema Mina de Agua en relación al que contiene el sistema La Guitarra, aunque no se conoce la magnitud absoluta del salto de falla. Las razones que se acaban de exponer, junto con el tipo de asociación mineral que se halla en el sistema Mina de Agua (plata y metales base, sin contenidos económicos de oro), y la naturaleza de sus inclusiones fluidas, es compatible con la idea que el sistema Mina de Agua representa la parte más profunda de todo el conjunto, con lo que es muy probable que ambas zonas con filones epitermales pertenezcan a un mismo sistema.

Capítulo 6



Análisis de gases
en inclusiones fluidas

CAPÍTULO 6:

ANÁLISIS DE GASES EN INCLUSIONES FLUIDAS

Como técnicas complementarias para trazar los posibles orígenes de los fluidos mineralizantes en los depósitos epitermales del distrito de Temascaltepec se ha efectuado la cuantificación relativa de volátiles y el análisis isotópico de helio, contenidos en inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias. A continuación se relacionan brevemente los antecedentes referidos al uso de estas técnicas y su utilidad en el estudio de los depósitos epitermales, y se discuten los resultados obtenidos en el distrito de Temascaltepec.

ANÁLISIS ESPECTROMÉTRICOS DE VOLÁTILES

Metodología

A partir de los datos obtenidos mediante el estudio petrográfico de las mineralizaciones, la microtermometría de inclusiones fluidas y el estudio de isótopos estables, se seleccionaron 17 muestras representativas de las diversas fases de mineralización de los sistemas La Guitarra y Mina de Agua, para la cuantificación de los diferentes volátiles contenidos en las inclusiones fluidas. Dichas muestras fueron escogidas en función de su variabilidad geoquímica (salinidad, composición de isótopos estables, etc.) o por ser representativas de las distintas fases y asociaciones minerales que constituyen la mineralización. Los análisis se realizaron mediante un espectrómetro de masas cuadrupolar (QMS) Balzers Aktiengesellschaft, cuyo funcionamiento está optimizado mediante el programa Quadstar, en el Earth and Environmental Science Department del New Mexico Institute of Mining and Technology (EE.UU.). Todos los análisis se efectuaron mediante el método de *crush-fast-scan* (CFS) descrito por Norman y Sawkins (1987) y Norman et al. (1997a). Según este método, se tritura la muestra problema en la cápsula de trituración, de forma que los volátiles liberados son extraídos por medio de una bomba de alto vacío, ionizados mediante el bombardeo de los átomos o moléculas liberados con electrones de baja energía, y analizados inmediatamente en un espectrómetro de masas cuadrupolar (Fig. 6.1). En el interior del espectrómetro los volátiles ionizados se ven sometidos a un movimiento oscilatorio perpendicular a los polos (en forma de bastón), con carga contraria a cada uno de los iones, hasta el colector. Si los iones colisionan con los polos recuperan la neutralidad de

carga y son extraídos por la bomba de vacío como gases, con lo cual no llegan a ser cuantificados. Durante el análisis, las condiciones de vacío en el espectrómetro de masas cuadrupolar y en la línea de extracción fueron del orden de $1 \cdot 10^{-7}$ a $4 \cdot 10^{-7}$ torrs y de $6 \cdot 10^{-8}$ a $1 \cdot 10^{-7}$ torrs, respectivamente. El conteo de señal por análisis fue del orden de 100-120 ciclos a 10-20 milisegundos/ciclo para cada masa característica. Los espectros resultantes han sido tratados mediante un programa desarrollado por D.I. Norman y B.A. Chomiak, de uso interno en el New Mexico Institute of Mining and Technology, para calcular las concentraciones relativas de los diferentes gases. Los resultados obtenidos se expresan en % molar, en el Anexo 2.

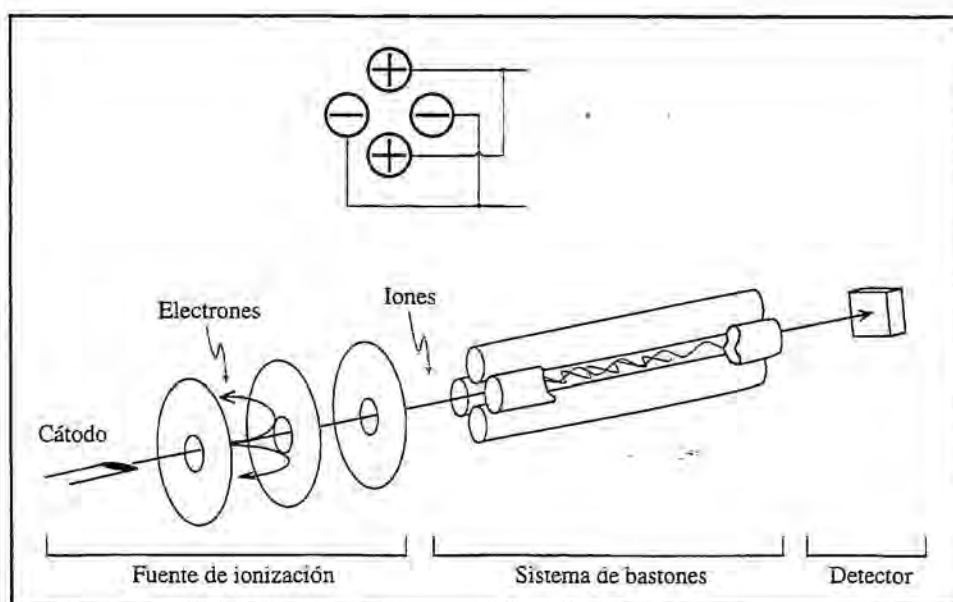


FIG. 6.1. Representación esquemática de la estructura del espectrómetro de masas cuadrupolar (QMS) Balzers Aktiengesellschaft, adaptada del manual de funcionamiento del equipo.

Los principales problemas que presenta este método se refieren a su precisión, que es de aproximadamente de un 10% y que no se pueden analizar más de 10-12 especies al mismo tiempo (Norman et al., 1997a; Albinson et al., 1998). Sin embargo, como el análisis de las diversas especies es simultáneo, se considera como la técnica más adecuada para determinar las posibles fuentes de los fluidos en sistemas hidrotermales, activos o fósiles (Roedder 1984 y 1990; Shepherd et al., 1985; Graney y Kesler, 1995). Si el volumen de volátiles liberados en la trituración de la muestra es excesivo, el vacío disminuye demasiado y se pierde el análisis. Suele darse el caso que alguno de los picos esté fuera de escala, pero si sólo se pierde el ápice de alguno de los iones, el análisis puede ser utilizado. Las principales especies

gaseosas que pueden analizarse son H₂O, CO₂, CH₄ y otras moléculas orgánicas tanto de cadena larga como de cadena corta, N₂, H₂S, SO₂, H₂ y Ar. También puede analizarse He, aunque el límite de detección para este gas es más bajo que para el resto. Por este motivo, como el He no puede detectarse en todas las muestras, sucede que muchos de los análisis representados mediante diagramas ternarios N₂-Ar-He suelen hallarse situados sobre la línea N₂-Ar.

Fundamentos geológicos del método

Los fluidos mineralizantes pueden clasificarse según su diferente origen: fluidos magmáticos, aguas meteóricas de circulación profunda (o "evolucionadas"), salmueras de origen sedimentario y aguas meteóricas superficiales. Entre los fluidos magmáticos, también pueden distinguirse los fluidos procedentes de riolitas o basaltos centro-oceánicos. Cada uno de estos tipos de aguas ocupa regiones características en un diagrama triangular N₂-He-Ar (Giggenbach, 1986; Giggenbach y Matsuo, 1991; Giggenbach y Glover, 1992; Norman y Musgrave, 1994), lo mismo que sus mezclas (Fig. 6.2). Así, las aguas meteóricas que han experimentado una cierta circulación en profundidad tienen composiciones de gases que ocupan una región comprendida entre la composición de las aguas saturadas en aire y las corticales. Del mismo modo, las aguas meteóricas que han adquirido volátiles de un intrusivo tendrán composiciones entre las de las aguas saturadas en aire y las del campo de aguas magmáticas. Dado que las aguas meteóricas de circulación profunda —también llamadas de cuenca, "evolucionadas", con contaminación cortical o "corticales"— y los fluidos de origen riolítico y basáltico ocupan típicamente la misma región dentro del diagrama N₂-He-Ar (Fig. 6.2), se hace necesario otro tipo de discriminación. Por este motivo, también se utiliza el diagrama N₂-CH₄-Ar, en el que la zona cercana al ápice de CH₄ es ocupada únicamente por las aguas meteóricas de circulación profunda.

Las concentraciones relativas de N₂-Ar-He en muestras de gases de volcanes activos asociados a *hot spots*, dorsales y bordes convergentes de placa definen dos tendencias diferenciadas de mezcla entre aguas basálticas y andesíticas con aguas meteóricas (Giggenbach, 1992b). Las aguas andesíticas se caracterizan por valores de N₂/He entre 1700 y 5000, y las basálticas por valores entre 10 y 220 (Simmons, 1995). Los valores de He/Ar de los gases de origen basáltico y andesítico son cercanos al valor "mantélico", ≈ 3. Las aguas meteóricas saturadas en aire, con relaciones N₂/Ar entre 36 y 50, reflejando la influencia atmosférica (N₂/Ar = 84) en la composición de los gases, suelen constituir el extremo tanto de

las basálticas como las andesíticas. Los fluidos de recarga de un sistema hidrotermal activo pueden tener contenidos variables de aire, y los procesos de ebullición pueden alterar de alguna forma la relación N_2/Ar . Como ninguno de los tres gases considerados (N_2 , He, Ar) es reactivo dentro de los fluidos geotérmicos, sus concentraciones relativas pueden servir para complementar las relaciones isotópicas de He como trazadores potenciales de la intervención de fluidos profundos de origen magmático (Giggenbach, 1986 y 1992b; Hedenquist et al., 1992; Norman y Musgrave, 1994; Simmons, 1995). Los valores obtenidos de gases de volcanes félsicos (Giggenbach, 1992a), en inclusiones de vidrio magmático (Norman et al., 1997a) e inclusiones fluidas procedentes de pórfidos cupríferos (Norman y Musgrave, 1994), indican que los volátiles de origen magmático se caracterizan por relaciones N_2/Ar significativamente mayores que la del aire.

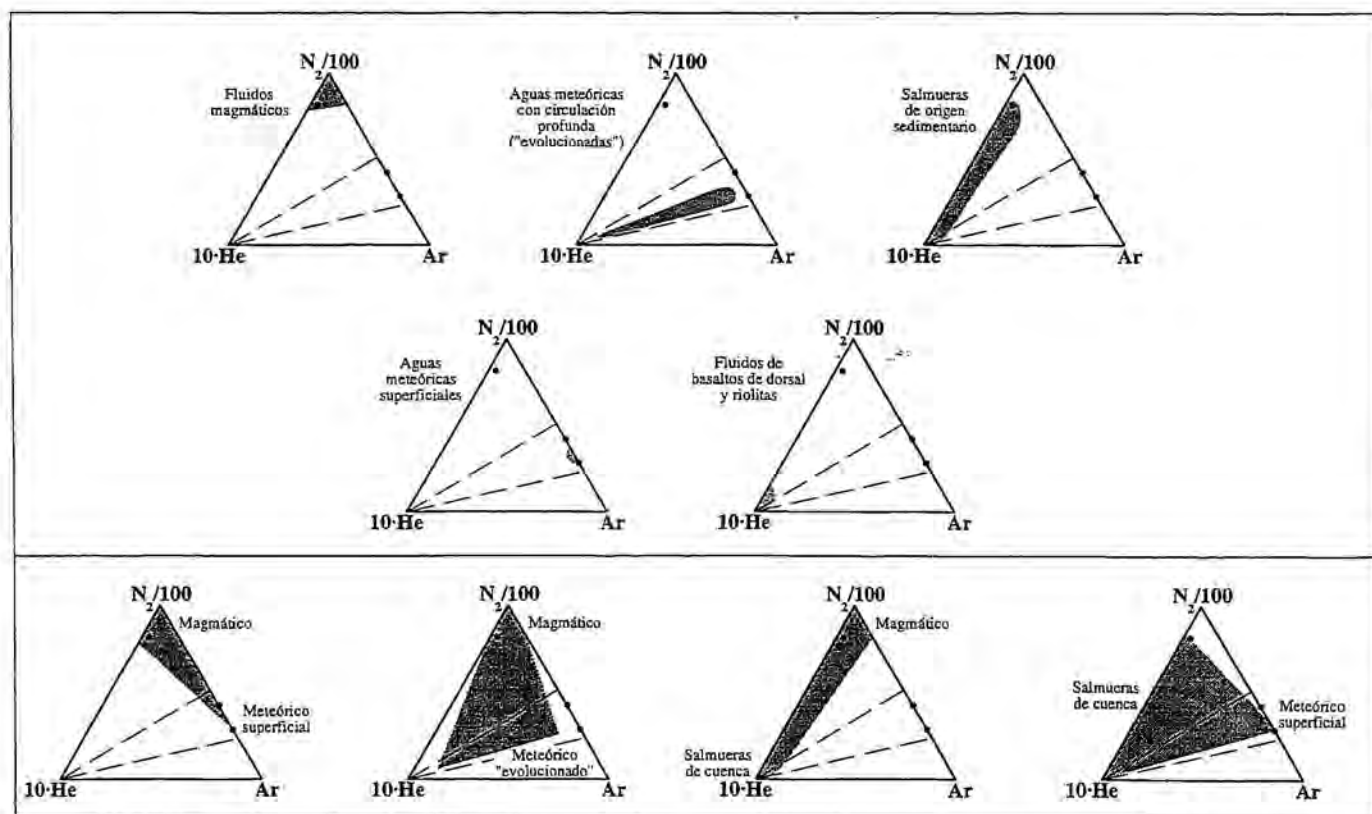


FIG. 6.2. Campos composicionales característicos de fluidos de diversos orígenes, según el diagrama triangular N_2 -Ar-He, y de sus mezclas (Norman y Musgrave, 1994).

En los depósitos epitermales como es, por ejemplo, el caso de Fresnillo (Benton, 1991; Norman y Musgrave, 1994; Simmons 1995), las composiciones de los gases contenidos en inclusiones fluidas se encuentran mayoritariamente dentro del campo delimitado por los

miembros extremos de las aguas meteóricas y las magmáticas (andesíticas) en el diagrama N_2 -He-Ar. Esto sugiere una importante contribución de fluidos magmáticos, aunque bajo la influencia no menos importante de aguas meteóricas. En el estudio sistemático de los gases contenidos en inclusiones fluidas procedentes de 29 depósitos epitermales de baja sulfuración de México (Norman et al., 1997b; Albinson et al., 1998) se sugiere que (1) la presencia de aguas magmáticas es evidente en la gran mayoría de ellos; (2) los análisis en las menas metálicas muestran un mayor contenido en aguas magmáticas que en los minerales de ganga; y (3) la contribución en azufre, en forma de H_2S , por parte de dichas aguas es decisiva para la existencia de mineralización metálica. De todos modos, sin el soporte de datos obtenidos mediante otras técnicas —isótopos estables de O y H, isótopos de helio, etc.—, puede ser difícil determinar de forma definitiva los orígenes de los fluidos involucrados en sistemas hidrotermales (Norman y Musgrave, 1994). Este es el caso de las aguas metamórficas, cuyas relaciones "típicas" de N_2 -He-Ar o N_2 - CH_4 -Ar, según los mismos autores, no están claramente tipificadas todavía.

También se ha demostrado la utilidad de la cuantificación de los gases contenidos en inclusiones fluidas naturales como indicadora de los posibles mecanismos de precipitación mineral (ebullición y/o mezcla de fluidos), así como el origen común de algunos componentes químicos en sistemas epitermales (Norman et al., 1991; Norman et al., 1997a y 1997b; Albinson et al., 1998; entre otros). Además, la correlación positiva entre las relaciones N_2/Ar y valores de isótopos estables con firma magmática, indica un origen magmático para el N_2 (Hedenquist y Aoki, 1991).

Resultados

Se analizaron los gases contenidos en inclusiones fluidas de cuatro muestras pertenecientes a la fase I: dos muestras de esfalerita de la asociación de sulfuros de metales base (ASMB), de la rampa San Rafael y del nivel Amelia; una muestra de fluorita de la misma asociación mineral, del nivel San Francisco, y una muestra de cuarzo intersticial en calcita hojosa de la asociación de minerales de plata (AMP), del nivel San Francisco.

Los diagramas triangulares N_2 -He-Ar y N_2 - CH_4 -Ar de las muestras de la fase I (Fig. 6.3A) revelan en general un origen mixto de las soluciones, entre aguas magmáticas, meteóricas y corticales. La coincidencia del campo de los fluidos riolíticos y las aguas meteóricas de circulación profunda en el vértice del He del diagrama triangular N_2 -He-Ar no permite que los análisis situados en esa zona puedan ser discriminados entre uno u otro origen

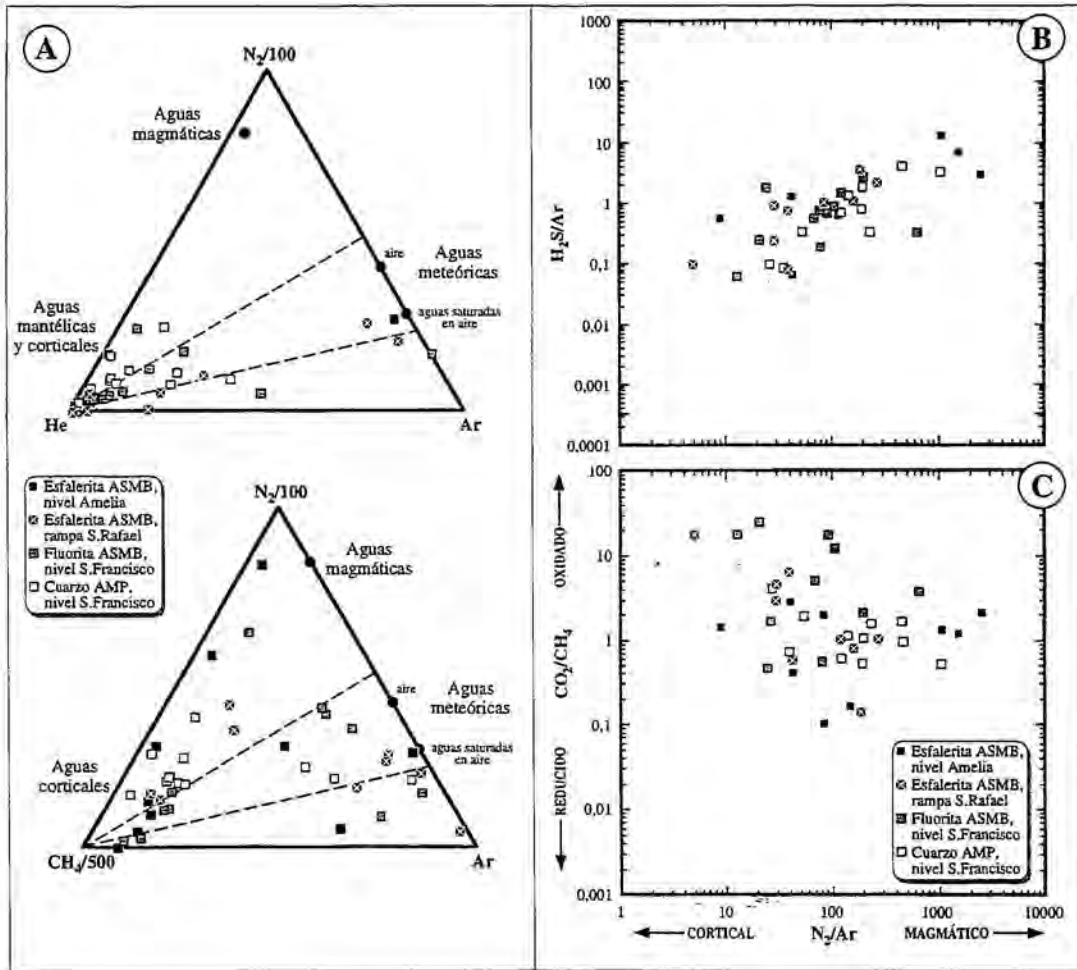


FIG. 6.3. Diagramas triangulares de N_2 -He-Ar y N_2 - CH_4 -Ar (A), y diagramas de la relación N_2/Ar con H_2S/Ar (B) y CO_2/CH_4 (C), sobre la composición de los gases contenidos en inclusiones fluidas de la fase I (La Guitarra).

de los fluidos. Sin embargo, el vértice ocupado por el CH_4 en el diagrama N_2 - CH_4 -Ar corresponde sólo a las aguas meteóricas de circulación profunda o "corticales". De esta forma, pueden discriminarse las dos componentes anteriormente referidas. En el diagrama binario de N_2/Ar - CO_2/CH_4 (Fig. 6.3C) se observa una relación entre fluidos oxidados y corticales (aguas meteóricas superficiales) y fluidos reducidos y magmáticos. La dispersión de los datos puede deberse a la presencia de fluidos corticales reducidos (aguas meteóricas de circulación profunda), como en la Figura 6.3A.

En los resultados obtenidos para la fase I hay que distinguir entre los análisis efectuados en muestras de la ASMB y de la AMP. Efectivamente, se observa como los

análisis en fluorita de la ASMB revelan una marcada influencia de las aguas meteóricas, puesto que la mayoría de análisis se hallan dentro del campo definido como de las aguas meteóricas evolucionadas o de circulación profunda, si bien algunos de los análisis también revelan la presencia de una cierta componente magmática. En contraste con esto, los análisis en las dos muestras de esfalerita de la ASMB revelan una influencia de fluidos magmáticos mucho más evidente. En el diagrama N_2 -He-Ar, los datos de esfaleritas se hallan mayoritariamente cerca del vértice de He. Puesto que en el diagrama N_2 -CH₄-Ar, estos datos se distribuyen entre el campo de influencia de las aguas magmáticas y el de las aguas meteóricas, puede suponerse que la "acumulación" de análisis en el vértice del He se debe tanto a la presencia de fluidos asociados a fundidos riolíticos como de aguas meteóricas evolucionadas. Los fluidos contenidos en cuarzo con calcita hojosa de la AMP se hallan de forma mayoritaria dentro del campo de influencia de los fluidos magmáticos, aunque también se aprecia una componente de aguas meteóricas superficiales.

Se analizaron dos muestras de cuarzo de la fase IIA, ambas pertenecientes a bandas tardías, procedentes de los niveles Amelia y El Garambullo. De forma parecida a lo que sucede para la fase I, el diagrama triangular N_2 -He-Ar obtenido en bandas tardías de la fase IIA (Fig. 6.4) revela una fuerte componente de aguas corticales y meteóricas evolucionadas, sin dejar de apreciarse la presencia de una componente de aguas magmáticas. En el diagrama N_2 -CH₄-Ar, la componente magmática de los fluidos es más evidente. Así, de nuevo, el origen de los fluidos se revela como mixto entre aguas magmáticas, y aguas meteóricas evolucionadas y superficiales.

También se analizaron los gases contenidos en inclusiones fluidas de cinco muestras pertenecientes a la fase IIB: dos muestras de cuarzo de bandas tempranas o pre-brechificación; una muestra de bandas mineralizadas, una muestra con mezcla de cuarzo con sulfuros y sulfosales; y una muestra de cuarzo en microgeodas de bandas tardías o post-brechificación. La muestra de bandas mineralizadas fue tomada en el nivel Amelia, mientras que las correspondientes a bandas tempranas y tardías fueron tomadas en la rampa San Rafael y el nivel San Francisco, una por cada nivel y grupo de bandas.

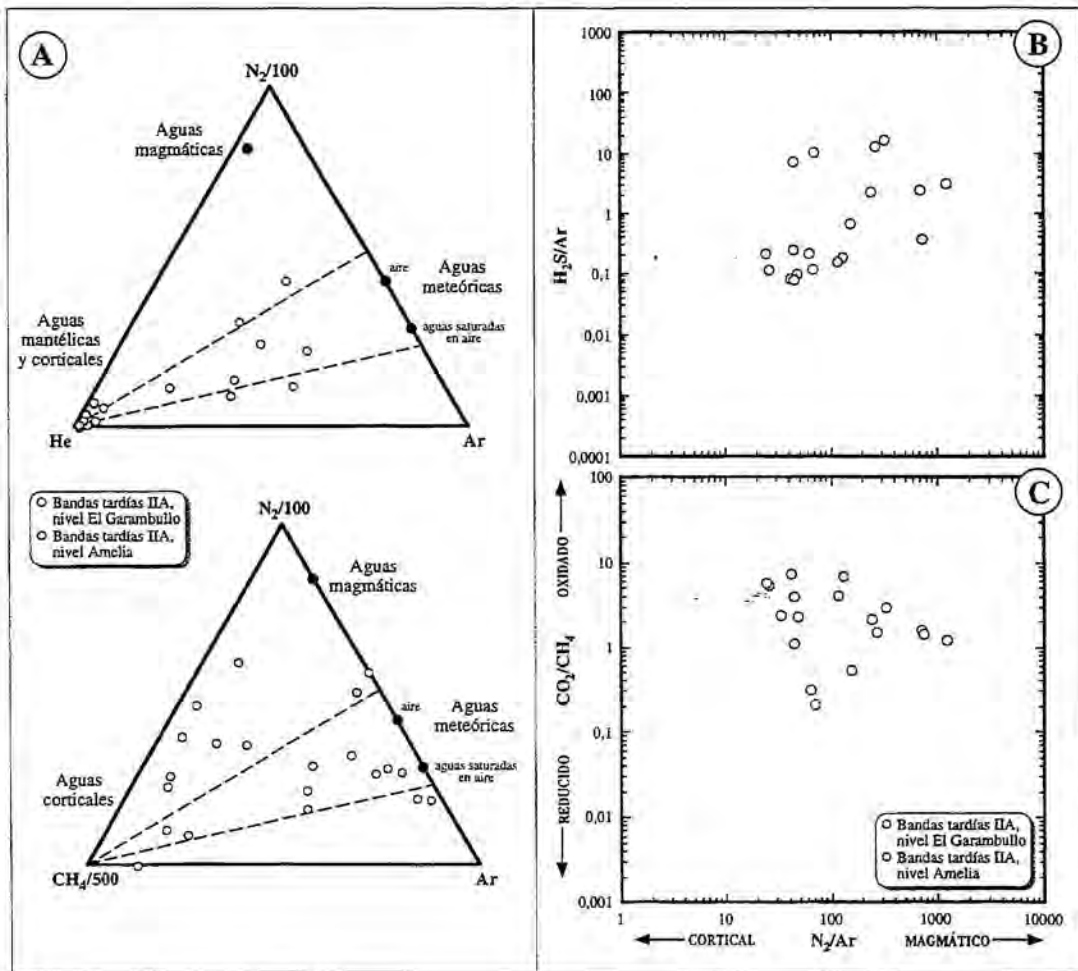


FIG. 6.4. Diagramas triangulares de N_2 -He-Ar y N_2 - CH_4 -Ar (A), y diagramas de la relación N_2/Ar con H_2S/Ar (B) y CO_2/CH_4 (C), sobre la composición de los gases contenidos en inclusiones fluidas de la fase IIA (La Guitarra).

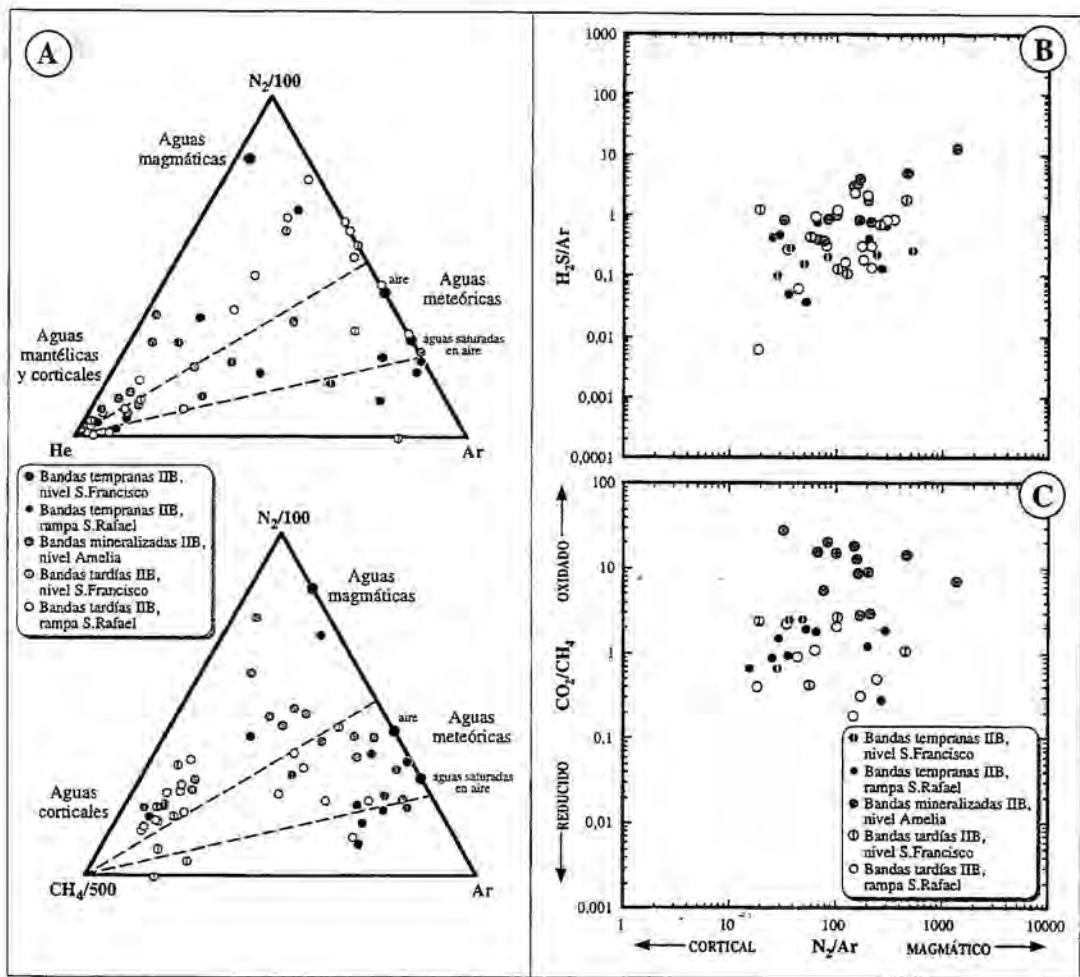


FIG. 6.5. Diagramas triangulares de N₂-He-Ar y N₂-CH₄-Ar (A), y diagramas de la relación N₂/Ar con H₂S/Ar (B) y CO₂/CH₄ (C), sobre la composición de los gases contenidos en inclusiones fluidas de la fase IIB (La Guitarra).

En los diagramas triangulares N₂-He-Ar y N₂-CH₄-Ar (Fig. 6.5), se ponen de manifiesto características propias para los fluidos asociados a cada uno de los grupos de bandas definidos genéricamente: tempranas, mineralizadas y tardías. Así, aunque en las bandas analizadas se recoge el origen mixto que se ha apreciado para los fluidos de las fases I y IIA, se observa lo siguiente: (1) las bandas tempranas son las que se hallan más influenciadas por aguas meteóricas poco evolucionadas; (2) las bandas mineralizadas son las que evidencian una mayor componente de aguas magmáticas, mezcladas con aguas meteóricas poco evolucionadas; (3) las bandas tardías mantienen la firma de fluidos descrita para las bandas mineralizadas, aunque con mayor influencia de las aguas meteóricas evolucionadas.

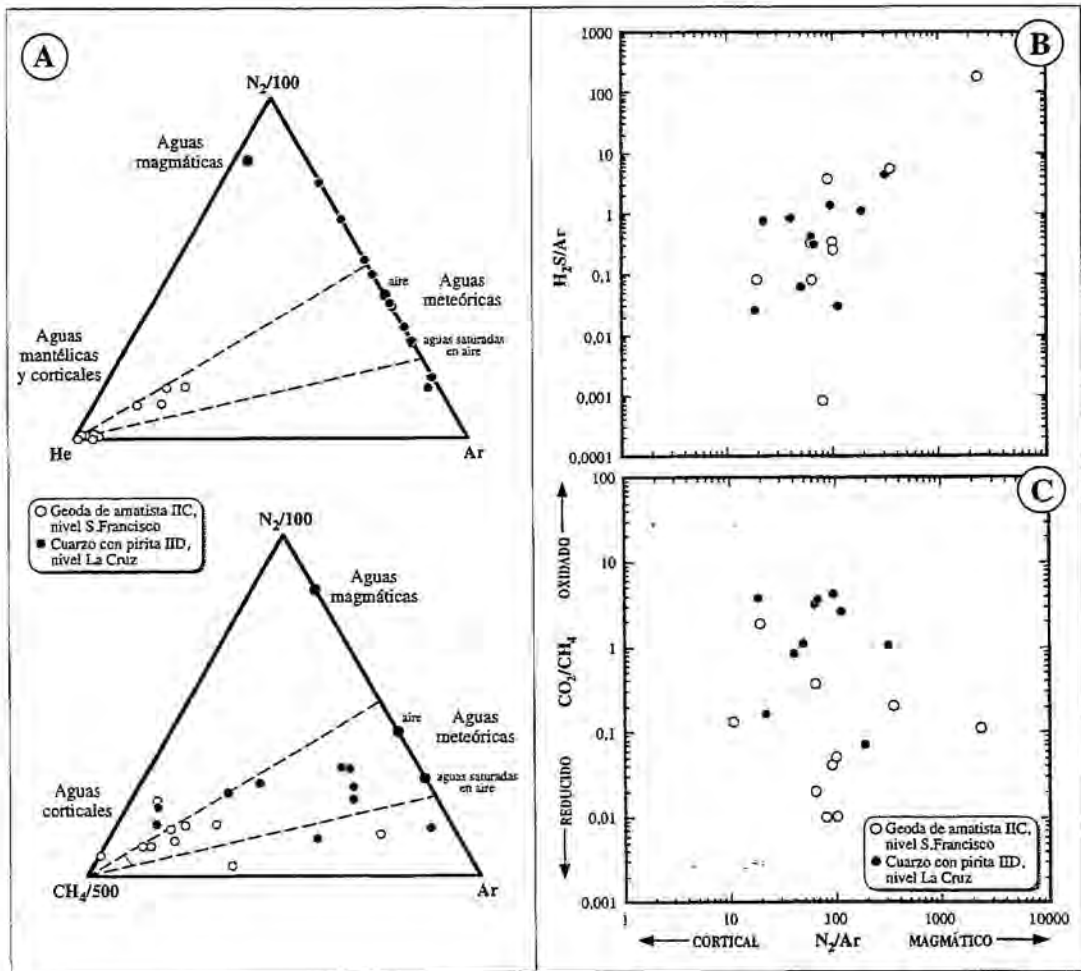


FIG. 6.6. Diagramas triangulares de N_2 -He-Ar y N_2 - CH_4 -Ar (A), y diagramas de la relación N_2/Ar con H_2S/Ar (B) y CO_2/CH_4 (C), sobre la composición de los gases contenidos en inclusiones fluidas de las fases IIC y IID (La Guitarra).

Del mismo modo, se analizó una muestra de la fase IIC, tomada de una geoda de cuarzo-amatista del nivel San Francisco, y otra muestra de la fase IID con cuarzo precipitado con anterioridad a los sulfuros de hierro, procedente del nivel La Cruz. Según los diagramas N_2 -He-Ar y N_2 - CH_4 -Ar (Fig. 6.6), tanto la fase IIC como la IID están claramente dominadas por las aguas meteóricas, con más o menos influencia cortical, aunque algunos de los análisis correspondientes a una u otra fase se hallan dentro del campo que determina la existencia de una componente magmática. A pesar de que esta posible componente no es en absoluto descartable, su contribución es mucho menor que en las fases de mineralización previas. La

principal distinción que puede hacerse entre los fluidos de la fase IIC y los de la fase IID es que estos últimos evidencian una mayor influencia de las aguas meteóricas superficiales.

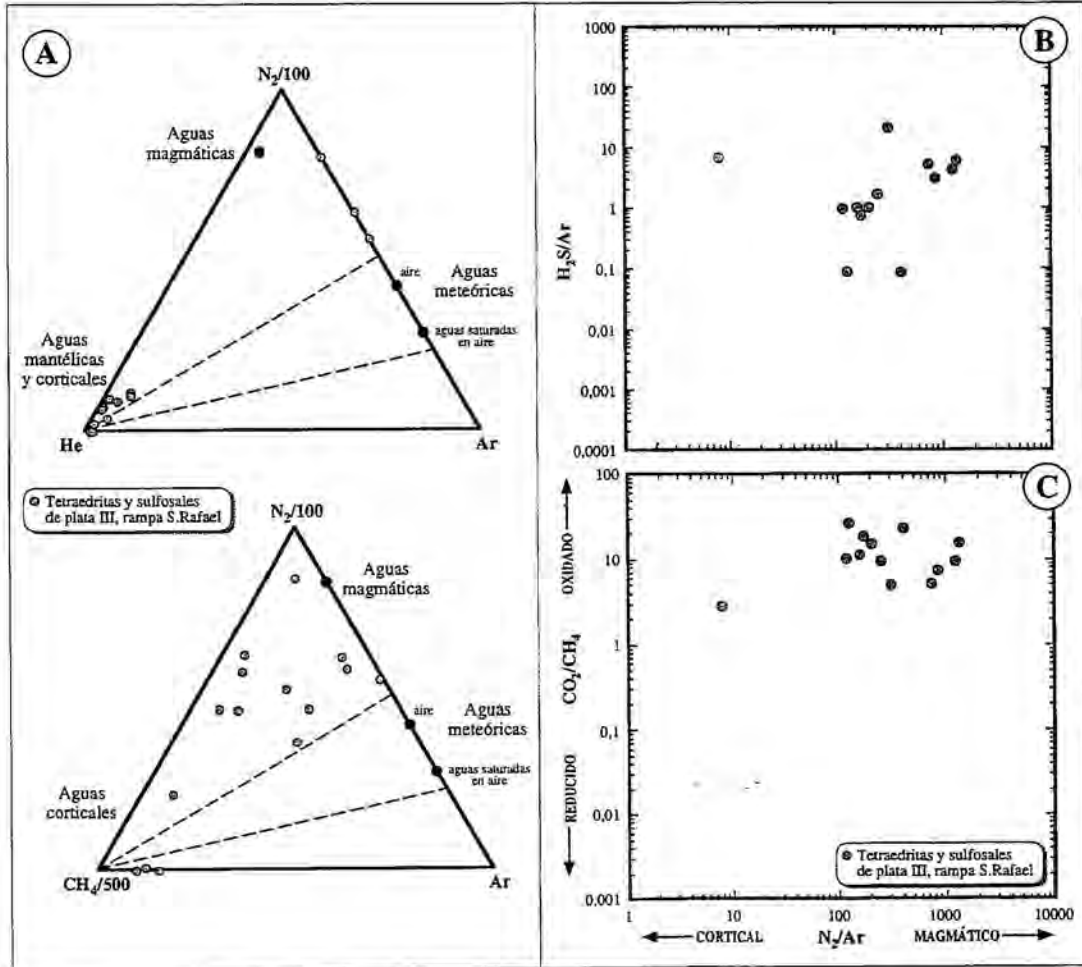


FIG. 6.7. Diagramas triangulares de N₂-He-Ar y N₂-CH₄-Ar (A), y diagramas de la relación N₂/Ar con H₂S/Ar (B) y CO₂/CH₄ (C), sobre la composición de los gases contenidos en inclusiones fluidas de la fase III (La Guitarra).

La única muestra de la fase III en la que se ha realizado el análisis de los gases procede de la rampa San Rafael, y contiene tanto la asociación temprana de tetraedritas argentíferas con sulfuros de metales base y electrum, como la asociación más tardía, formada mayoritariamente por sulfosales de Ag y Ag-Pb. Los análisis efectuados la fase III ponen de manifiesto muy claramente que la componente principal es de aguas magmáticas, según los diagramas N₂-He-Ar y N₂-CH₄-Ar (Fig. 6.7). Sin duda, sigue habiendo una cierta componente de aguas meteóricas más o menos evolucionadas, pero hay que resaltar que esta

fase es la que registra la componente magmática más prominente de todas las muestras analizadas en el sistema La Guitarra.

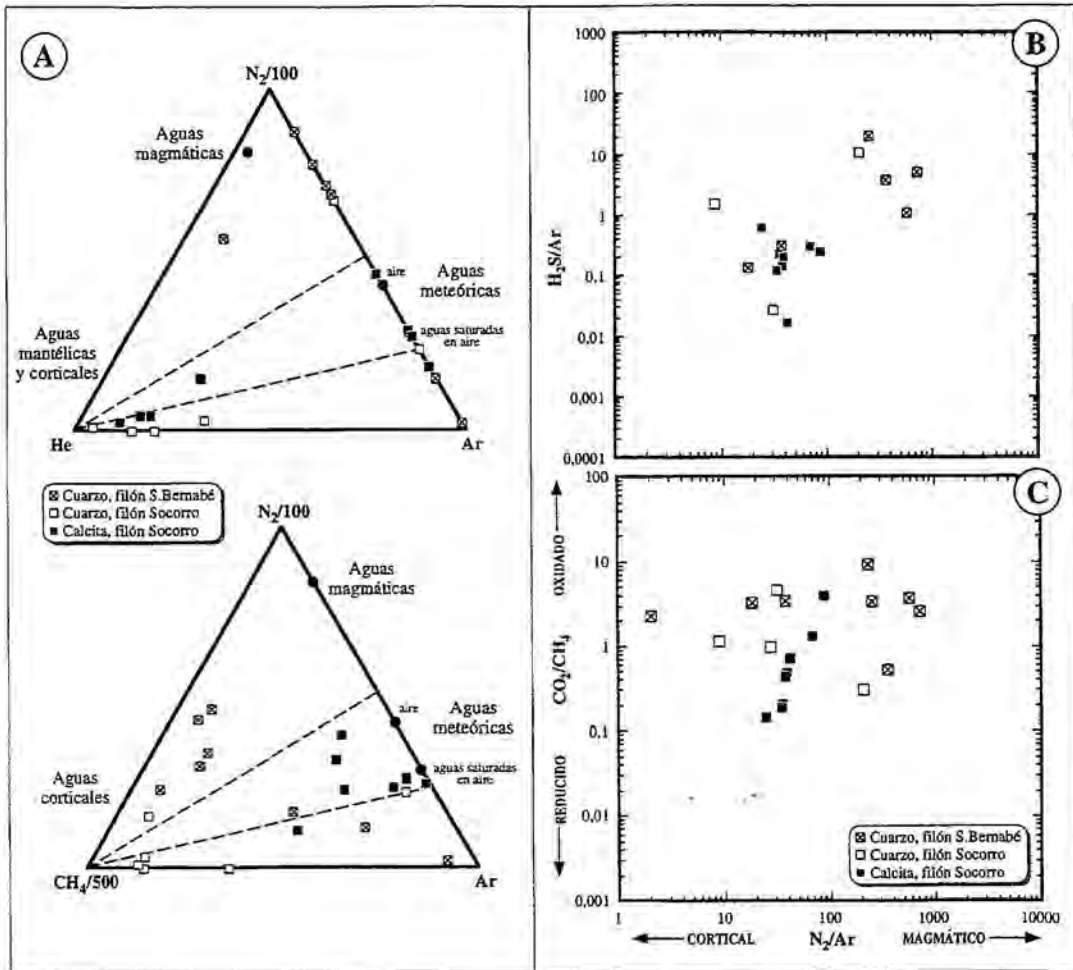


FIG. 6.8. Diagramas triangulares de N_2 -He-Ar y N_2 - CH_4 -Ar (A), y diagramas de la relación N_2/Ar con H_2S/Ar (B) y CO_2/CH_4 (C), sobre la composición de los gases contenidos en inclusiones fluidas del sistema Mina de Agua.

Del sistema Mina de Agua fueron analizados los volátiles de tres muestras: dos del filón Socorro (cuarzo y calcita), y una de cuarzo del filón San Bernabé. En los diagramas N_2 -He-Ar y N_2 - CH_4 -Ar (Fig. 6.8), se puede apreciar al contraste que hay entre el origen de los fluidos a partir de los cuales precipitaron el cuarzo y la calcita. Sólo en las muestras de cuarzo se evidencia la presencia de aguas magmáticas, si bien algunos análisis se encuentran en el campo delimitado por las aguas meteóricas. Los análisis efectuados en calcita, en cambio, se hallan enteramente en uno y otro diagrama dentro del campo de las aguas meteóricas. Puesto que las relaciones N_2/Ar en esta muestra están entre 25 y 90, queda claro

el origen enteramente meteórico de los fluidos que contiene (ver Simmons, 1995). Por otro lado, también queda patente que una mayor influencia de los fluidos magmáticos en la muestra del filón San Bernabé que en las del filón Socorro.

ANÁLISIS DE $^3\text{He}/^4\text{He}$

Metodología

En base a los mismos criterios que en el apartado anterior, se seleccionaron cuatro muestras, una de esfalerita de la fase I y tres de cuarzo, de las fases I, IIB y IIC, para el análisis de los isótopos de helio. Éstos fueron medidos, según el método de Nier y Schlutter (1985), mediante un espectrómetro de masas de sector de campo (SFMS, ver Fig. 6.9) VG 5400, disponible en el Lamont-Doherty Earth Observatory de la Columbia University, Nueva York (EE.UU.). La extracción de los gases contenidos en inclusiones fluidas se efectuó mediante trituración en el vacío de las muestras problema. El dispositivo de trituración consta de un pistón accionado por medio de un electroimán. Antes y después de cada análisis se midió un blanco y un estándar atmosférico de referencia, con el mismo dispositivo que se utiliza para las muestras problema. El estándar atmosférico analizado es el que determina el valor de R_a que se usará para referenciar los valores de R obtenidos en las muestras problema. Cada análisis tiene un tiempo de integración de una hora, en la que se realizan hasta cinco ciclos de trituración. Para cada ciclo se posiciona el detector en la masa del deuterio, que es la más similar a la del helio. Durante cada ciclo de trituración se acciona el pistón durante 30 segundos, después de los cuales se deja enfriar el electroimán durante 10 minutos. El helio liberado de esta forma es retenido en una trampa de helio+carbono a $\sim 16^\circ\text{K}$ que, para liberarlo y conducirlo hasta el espectrómetro de masas, se calienta hasta 45°K . Este último proceso se realiza diez veces por cada ciclo de trituración. El espectrómetro VG 5400 utiliza una fuente de ionización por impacto electrónico. Para el análisis de alta precisión de isótopos de helio es preciso que la corriente que regula el filamento sea del orden de $800 \mu\text{A}$. Los electrones emitidos por el filamento son forzados a seguir una trayectoria circular inducida por los imanes de fuente, para aumentar la probabilidad de ionización de los átomos de gas en el interior del ionizador. Seguidamente, los iones son extraídos del ionizador, acelerados a 4.5 k.e.V , y desviados diferencialmente por medio del imán de separación. Los datos expuestos en la Tabla 6.1 resultan del promedio de todos los análisis realizados para cada muestra.

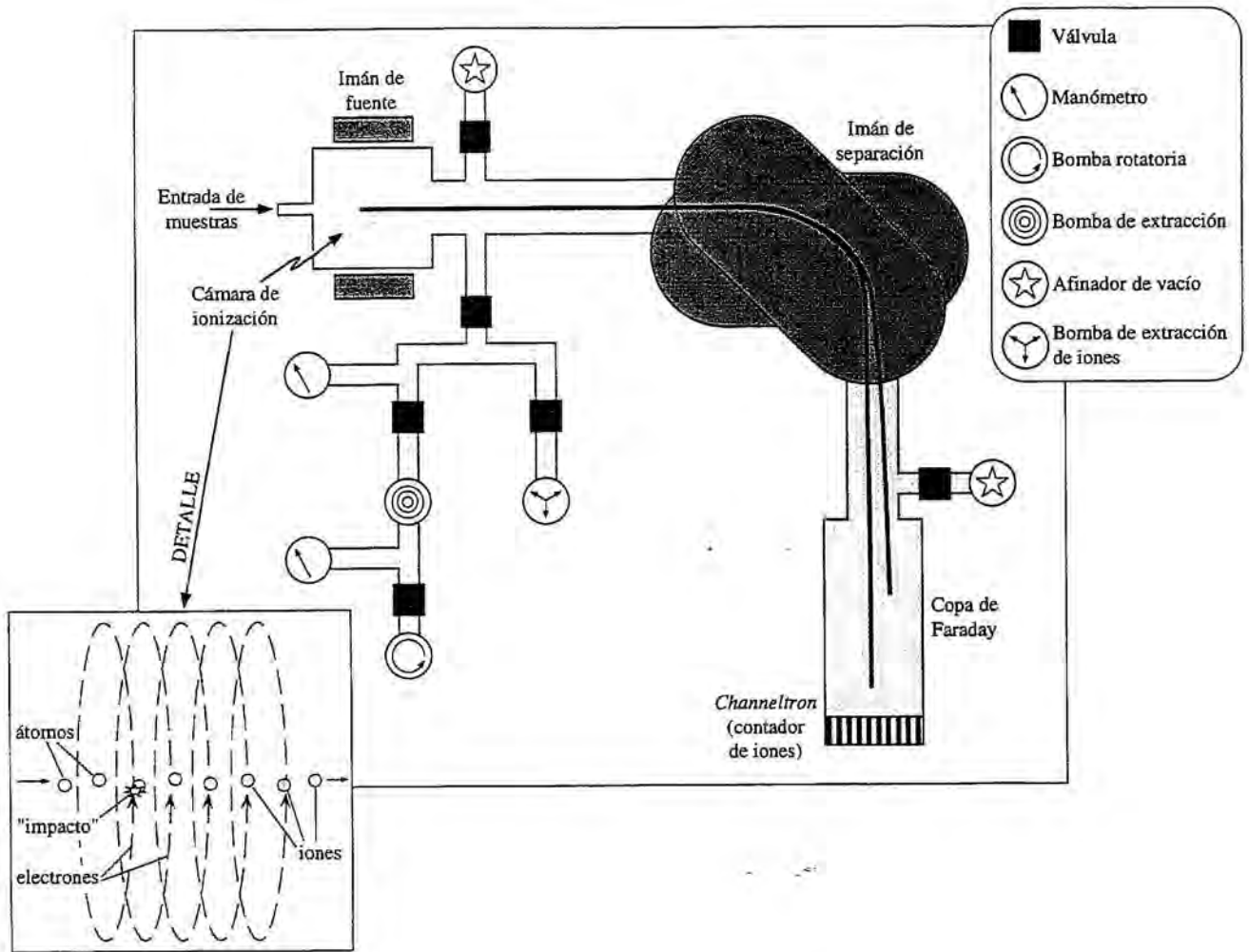


FIG. 6.9. Representación esquemática de la estructura del espectrómetro de masas de sector de campo (SFMS) VG 5400, especialmente diseñado para el análisis de gases nobles y sus isótopos (Ludin et al., 1997).

Fundamentos geológicos del método

Las diferencias existentes entre las composiciones de isótopos de helio en la atmósfera, el manto superior, la corteza continental, y las fuentes radiogénicas, permite el uso de las relaciones de estos isótopos como trazadoras inequívocas de los posibles orígenes de los volátiles volcánicos y geotérmicos (Giggenbach y Poreda, 1993; Giggenbach et al., 1994; Simmons, 1995). La relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ en la atmósfera es de 1.39 ± 0.01 (Clarke et al., 1969; Mamyrin et al., 1969). Esta relación es convencionalmente denominada R_a y constituye la referencia estándar utilizada. Las comparaciones entre esta referencia y los análisis de las muestras problema se expresan como una relación R/R_a , en la cual el valor R corresponde a la

relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ de la muestra problema. La relación R/Ra es de aproximadamente 8-9 en basaltos de dorsal centro-oceánica, 15-30 en el manto profundo, y <0.1 en la corteza continental (Fig. 6.10), debida a la desintegración radiactiva de U y Th.

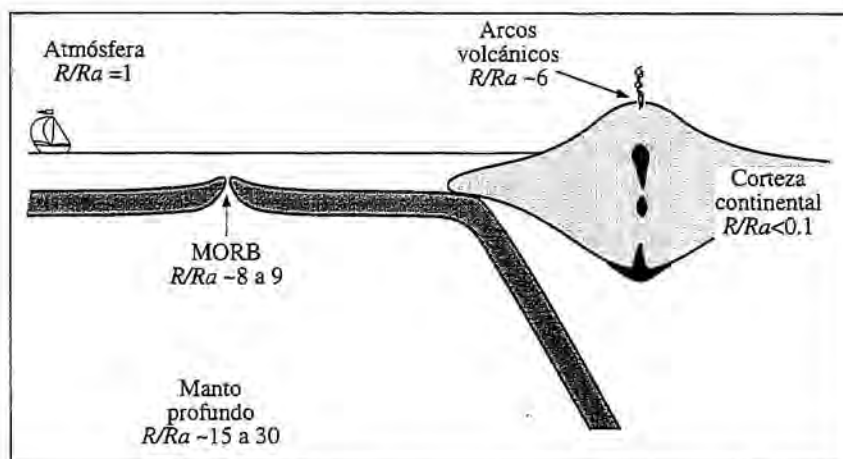


FIG. 6.10. Composiciones isotópicas de helio de las principales fuentes terrestres (modificado de Simmons, 1995).

Por otro lado, el helio que aportan los magmas ascendentes hacia la corteza tiene relaciones $R/Ra > 6$ (Craig et al., 1978; Lupton, 1983). Los volátiles en sistemas geotérmicos del arco Circum-Pacífico muestran relaciones R/Ra entre 4.3 y 8.2, lo cual indica la existencia de importantes contribuciones de helio derivado del manto (Torgersen et al., 1982; Sano y Wakita, 1985; Giggenbach, 1989; Poreda y Craig, 1989; Giggenbach y Poreda, 1993; Giggenbach et al., 1994; Giggenbach, 1995; Patterson et al., 1997). Estas relaciones son muy parecidas a las halladas en fenocristales y xenolitos procedentes de lavas en contexto de arcos volcánicos, con relaciones R/Ra entre <1 y 8.5 (Tolstikhin et al., 1972 y 1974; Hilton y Craig, 1989; Poreda y Craig, 1989; Hilton et al., 1993; Gasparon et al., 1994; Patterson et al., 1994 y 1997).

En los depósitos epitermales de baja sulfuración de Antamok-Acupan en Filipinas y Fresnillo en México se obtuvieron relaciones R/Ra de 6-7 y 1-2, respectivamente (Cooke y Bloom, 1990; Simmons et al., 1988). Dichos análisis ponen de manifiesto la presencia de helio derivado del manto que, aunque "diluido", se ha interpretado que fue transportado a la corteza probablemente por medio de los magmas ascendentes, migrando a la corteza superior en las aguas hidrotermales.

Resultados

En el sistema La Guitarra se han analizado cuatro muestras, de diferentes estadios de mineralización y asociaciones minerales, con el objetivo de caracterizar las posibles fuentes del helio contenido en inclusiones fluidas. Dichas muestras son: esfalerita de la ASMB de la fase I; cuarzo precipitado en intersticios de calcita hojosa de la AMP de la fase I; cuarzo de una de las bandas tardías de la fase IIB, depositada con posterioridad a las bandas mineralizadas, y cuarzo-amatista de las geodas tardías de la fase IIC. La mayoría de las inclusiones fluidas en todas estas muestras son primarias.

TABLA 6.1. Composiciones isotópicas del helio contenido en inclusiones fluidas del sistema La Guitarra.

Núm. de muestra (peso) ^(a)	Mineral y fase	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$R/Ra \pm \sigma$
AM-3 (0.449 g)	esfalerita (ASMB, I)	2.78 ± 0.60	2.0 ± 0.4
SF96-12 (1.107 g)	cuarzo en cc. hj. (AMP, I)	0.74 ± 0.06	0.5 ± 0.1
SF96-3C (0.744 g)	cuarzo (bandas tardías, IIB)	2.56 ± 0.70	1.8 ± 0.5
SF96-2 (0.735 g)	cuarzo (geoda tardía, IIC)	1.60 ± 0.18	1.2 ± 0.1

Nota: cc. hj. = calcita hojosa.

Las relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ obtenidas se recogen en la Tabla 6.1, mostrando valores entre 0.5 y 2 veces el valor de Ra . Estos datos apuntan hacia la presencia de una componente de helio derivada del manto aunque, como en el caso del filón Santo Niño del distrito de Fresnillo, dicha componente se halla relativamente diluida. Aún teniendo en cuenta la dispersión de los datos, la componente mantélica de helio es apreciable.

Una relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ típicamente mantélica puede ser modificada mediante diversos mecanismos. La acumulación de ^4He radiogénico en un magma ascendente se asocia generalmente a un largo periodo de residencia de dicho magma en la corteza continental (Simmons, 1995). El resultado es la "contaminación" por parte de helio de origen cortical, cuya R/Ra es de ~ 0.1 . Ésta hipótesis se ha considerado como la más probable en Fresnillo, teniendo en cuenta que la corteza continental en la zona de la Sierra Madre Occidental es relativamente gruesa (ver p.e. Aiken et al., 1988; Gomberg et al., 1988; Nava et al., 1988;

^(a) Las muestras no fueron totalmente trituradas; el peso referido en la tabla corresponde al total de cada muestra introducido en el pistón de trituración, con lo que la cantidad de muestra analizada es menor. La muestra SF96-12 en particular fue escasamente triturada.

Schellhorn et al., 1991; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Morán-Zenteno et al., 1996). El ^4He también puede ser añadido a los fluidos hidrotermales a partir de la lixiviación de rocas de la corteza, como parte del ciclo hidrológico. También la mezcla de fluidos de origen mantélico con aguas meteóricas puede ser otro posible mecanismo de dilución de la composición isotópica del helio magmático. En este caso, hay que destacar que la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ de los fluidos en campos geotérmicos actuales disminuye a medida que aumenta la distancia desde los centros volcánicos, como función del aumento de la interacción agua/roca (Hilton et al., 1993), teniendo también en cuenta la mayor incorporación potencial de aguas meteóricas a las células de convección hidrotermal, con helio de composición isotópica atmosférica. Los datos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ del depósito La Guitarra reflejan la incorporación de helio mantélico, lo cual sugiere que parte de los volátiles en los fluidos mineralizantes tuvieron este origen. Los valores R/Ra sensiblemente inferiores a los considerados como mantélicos pueden ser explicados mediante (1) una contribución de componentes corticales, bien por asimilación por parte del magma, bien por la interacción agua/roca en profundidad, y (2) una mezcla con aguas meteóricas saturadas en aire.

Otro proceso que puede enmascarar el helio mantélico puede ser el fraccionamiento de ^3He a la fase vapor durante la ebullición. De las muestras analizadas, sólo una de ellas puede considerarse bajo la influencia de los efectos de ebullición: el cuarzo en intersticios de calcita hojosa de la AMP, fase I. Las demás muestras corresponden, (1) a asociaciones en las que no se hallaron evidencias de ebullición, como la esfalerita de la ASMB, fase I, y cuarzo-amatista en geodas tardías de la fase IIC, o (2) se tomaron de secciones de la paragénesis en las que este fenómeno es relativamente lejano en el tiempo como para tener influencia sobre el quimismo de las soluciones ulteriores, como el cuarzo de las bandas tardías de la fase IIB. La ausencia de inclusiones fluidas ricas en vapor coexistiendo con inclusiones ricas en líquido, en la muestra de la fase I, permite suponer que el fraccionamiento de ^3He a la fase vapor no pudo compensarse durante el análisis por la liberación de helio con distinta composición isotópica. Por este motivo, y dada la relativa homogeneidad de la relación R/Ra en las muestras analizadas, puede considerarse que, aunque los fluidos contenidos en la muestra SF96-12 tuvieron valores de R/Ra similares a los de las demás muestras, el valor de R/Ra de ésta puede deberse al mayor fraccionamiento a la fase vapor del isótopo de helio más ligero. Sin embargo, como ya se ha apreciado mediante las relaciones entre diversos gases, la muestra en cuestión evidencia una componente de fluidos magmáticos.

DISCUSIÓN Y SUMARIO

El conjunto de datos derivados del análisis de gases en inclusiones fluidas en los sistemas La Guitarra y Mina de Agua pone de manifiesto la presencia de tres tipos de fluidos en todas las fases de mineralización del sistema: fluidos magmáticos, aguas meteóricas de circulación profunda y aguas meteóricas superficiales. Exceptuando la muestra de calcita del filón Socorro, todas las muestras analizadas presentan relaciones N_2/Ar que indican una mezcla entre aguas "andesíticas" y meteóricas, confirmando las conclusiones del Capítulo 4 referidas al origen de los fluidos mineralizantes. De acuerdo con las evidencias expuestas en dicho capítulo, se puede interpretar que la componente de aguas meteóricas superficiales registrada mediante la cuantificación de volátiles es debida esencialmente a la invasión del sistema por aguas meteóricas percolantes, a medida que la actividad de los sucesivos pulsos hidrotermales fue cesando.

Las componentes magmáticas más prominentes se obtuvieron en las muestras de esfalerita de la asociación de metales base de la fase I (Fig. 6.3A), en las bandas mineralizadas de la fase IIB (Fig. 6.5A), y en las sulfosales de la fase III (Fig. 6.7A). Esta observación es análoga a la hallada en el estudio reciente del conjunto de numerosos depósitos epitermales mexicanos (Norman et al., 1997b; Albinson et al., 1998). También en el análisis de isótopos de helio se pone de manifiesto una mayor componente de fluidos magmáticos en esfalerita que en minerales de ganga. Por lo tanto, estos análisis confirman la presencia de un aporte magmático relacionada con la existencia de mineralización metálica en el sistema La Guitarra, tanto si esta mineralización es de metales de base o de metales preciosos. Inclusive en la fase IID puede inferirse una cierta componente magmática, a pesar de que es la que muestra un mayor dominio por parte de las aguas meteóricas de todo el depósito, según el estudio de isótopos estables de O, H y S. En la muestra de calcita del filón Socorro se ponen de manifiesto contenidos en gases netamente meteóricos (Fig. 6.8). El análisis de los isótopos de estroncio en esta muestra ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70677$, ver capítulo 5) indica una firma mantélica que, sin embargo, puede proceder de la interacción de las aguas locales con las andesitas en las cuales está encajado el filón Socorro.

Comparando los análisis de volátiles obtenidos en bandas estériles de la fase IIA (Fig. 6.4A) con los de bandas estériles de la fase IIB (pre- y post-brechificación; Fig. 6.5A), se aprecia que las composiciones de unas y de otras revelan orígenes mixtos de los fluidos hidrotermales, con una componente magmática menos acentuada que en las bandas

mineralizadas de la fase IIB. Sin embargo, la mayor dispersión de los datos correspondientes a la fase IIA sugiere un mayor grado de mezcla de fluidos que en la fase IIB.

En la fase IIA es en la que más claramente se pone de manifiesto la mezcla de los fluidos hidrotermales con aguas meteóricas superficiales. Esta circunstancia puede observarse en el contraste composicional registrado en una muestra del nivel El Garambullo y otra del nivel Amelia (ambas de bandas tardías), dado que esta última muestra composiciones de aguas meteóricas superficiales dominantes, más oxidadas (Fig. 6.4A y C). En principio se podría esperar una mayor influencia de aguas meteóricas superficiales en el nivel El Garambullo, debido a su mayor elevación en el sistema o proximidad a la paleosuperficie. Sin embargo, puesto que sucede lo contrario, se considera que un factor de control decisivo de la presencia de aguas meteóricas superficiales es, más que la elevación, la proximidad a los canales de alimentación hidrotermal inferidos en el Capítulo 3. En efecto, la situación de la muestra GB96-1 (El Garambullo) coincide con la traza de uno de dichos canales; también la muestra AM-9A-3 (Amelia) es relativamente próxima a un canal de alimentación, pero este último es menos evidente que el anterior (ver Capítulos 3 y 4). Aunque según la ubicación de estas muestras respecto a la distribución de los canales de alimentación inferidos, y la mayor o menor probabilidad de que se produzca una mezcla de fluidos, se puede explicar el distinto origen de los fluidos que contienen, hay que tener en cuenta que (1) las relaciones Ag/Pb se basan fundamentalmente en la fase IIB, y (2) que el funcionamiento del sistema hidrotermal no tiene porqué haber sido el mismo durante la fase IIA que durante la fase IIB. En ambas muestras, los datos del análisis de gases y los de salinidad, $\delta^{18}\text{O}_w$ y δD son congruentes con la interpretación que se ha expuesto en cuanto al origen de los fluidos (ver Capítulo 4).

La evolución de la fase IIB puede trazarse esquemáticamente como sigue. En todos los casos, las componentes reseñadas son las mayoritarias, lo cual no excluye la existencia de las demás:

1. las bandas tempranas estériles se depositaron a partir de aguas meteóricas,
2. las bandas mineralizadas precipitaron a partir de fluidos magmáticos,
3. las bandas tardías estériles se depositaron a partir de una mezcla de aguas meteóricas y magmáticas con proporciones entre ambas componentes más parecidas que en las bandas previamente depositadas, tal vez registrando todavía la influencia de las aguas magmáticas asociadas a la mineralización metálica principal.

La evolución expuesta está de acuerdo con los valores de $\delta^{18}\text{O}_w$ obtenidos en el análisis sistemático de banda a banda realizado en una muestra de la fase IIB (ver Capítulo 4). En ella, el valor más bajo se obtuvo en una de las bandas tempranas estériles ($<-2.2\%$) y el más alto en una de las bandas mineralizadas ($+6.3\%$), mientras que las bandas estériles tardías se obtuvieron valores intermedios.

Puesto que los análisis obtenidos en sulfosales de la fase III se hallan por entero dentro del campo de los fluidos magmáticos (posibilidad ya sugerida en el Capítulo 4 a partir de los datos de isótopos estables) puede suponerse que, si se produjo una mezcla entre los fluidos hidrotermales ascendentes con aguas meteóricas superficiales, ésta pudo no ser lo suficientemente importante como para inducir la precipitación mineral. Por este motivo, y dadas las características de la mineralización de la fase III, su localización espacial dentro del sistema (no se ha hallado por encima del nivel San Francisco), y la ausencia de evidencias de ebullición, se propone que el principal mecanismo de precipitación mineral durante esta fase fue la pérdida conductiva de calor (o enfriamiento conductivo).

La correlación positiva que se aprecia en la mayoría de muestras analizadas entre las relaciones N_2/Ar y $\text{H}_2\text{S}/\text{Ar}$ coincide con la obtenida por Albinson et al. (1998) en Zacatecas, Maguarichic, Bacís, Zacualpan y El Oro. De esta forma, en el caso de La Guitarra, puede considerarse que el H_2S necesario para transportar oro en forma de complejos tiosulfurados es mayoritariamente de origen magmático. Cuanto menos, la cantidad relativa de H_2S es mayor cuanto mayor es la relación N_2/Ar , esto es, según aumenta el carácter magmático de los fluidos. Los datos de $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros y sulfosales revelan un origen mixto del azufre entre magmático y sedimentario o metasedimentario, que los análisis de gases no excluyen. La correlación descrita arriba es más clara en el caso de los análisis obtenidos de inclusiones fluidas en sulfuros y sulfosales, en que la componente de fluidos magmáticos es más evidente, puesto que su distribución presenta una dispersión menor que los análisis obtenidos en minerales de ganga.

Capítulo 7



Dataciones radiométricas
del sistema *La Guitarra*

CAPÍTULO 7:

DATAACIONES RADIOMÉTRICAS DEL SISTEMA LA GUITARRA

PROCEDIMIENTO ANALÍTICO

Se analizaron tres muestras de feldespato potásico por el método de termocronología de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: una de adularia de bandas post-brechificación de la fase IIA (nivel Amelia), una de adularia de bandas post-brechificación de la fase IIB (nivel San Francisco), con mineralizaciones metálicas^(a), y una de fenocristales de ortosa procedentes de los monzogranitos encajantes, aparentemente inalterados (nivel San Francisco). Las tres muestras fueron reconocidas mediante microscopía óptica de transmisión y difracción de polvo de rayos X, para determinar su pureza, además de que no se hallaban afectadas por la alteración supergénica (ver Fig. 3.4F). Todas ellas fueron separadas manualmente bajo un binocular.

Los análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizaron en el Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie de la Université de Lausanne (Suiza). Las muestras a analizar, junto con los estándares, fueron irradiadas a una potencia de 18 MWH (megawatts hora) en la posición central del núcleo del reactor Triga del estado de Oregon (EE.UU.). En su totalidad, los análisis se llevaron a cabo mediante un blanco bajo, un horno con resistencia de doble vacío y una línea de extracción metálica conectada a un espectrómetro de masas MAP 215-50, utilizando un multiplicador de electrones. Las muestras fueron calentadas paulatinamente en el horno (*step heating*), y el gas desprendido fue expandido y purificado mediante trampas para los gases (*getters*) de Zr/Ti/Al activadas, y un dedo metálico frío (*metal cold finger*) que se mantuvo a temperaturas de nitrógeno líquido.

Las regresiones a tiempo cero fueron ajustadas a los datos obtenidos a partir de ocho rastreos en el rango de masas entre 40 y 36. Las alturas de los picos obtenidos sobre los fondos de análisis fueron corregidos para la discriminación entre las masas de los isótopos de Ar y las interferencias debidas a átomos de Ca, K y Cl, derivados de las reacciones paralelas que se generaron a partir de la transformación del ^{39}K en ^{39}Ar durante la irradiación de las muestras en el reactor nuclear. Los blancos se midieron a las mismas temperaturas que las muestras problema, y sus señales se sustrajeron de las obtenidas en cada muestra. Para la masa

(a) Esta es una de las escasas muestras en las que se ha observado que las bandas con mineralización metálica de la fase IIB se depositaron inmediatamente después de las bandas con adularia.

40, los blancos registraron una variación desde $4 \cdot 10^{-15}$ moles, por debajo de 1350°C , hasta $9 \cdot 10^{-15}$ moles, a 1650°C . Los valores de los blancos para las masas entre 36 y 39 se hallaron por debajo de $2 \cdot 10^{-17}$ moles a cualquier temperatura. Las relaciones de producción isotópica para el reactor Triga fueron determinadas a partir de los análisis de CaF_2 y K_2SO_4 irradiados. Se han utilizado los siguientes valores en los cálculos: $^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ (Ca) = 0.000264 ± 0.0000017 ; $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ (Ca) = 0.000673 ± 0.0000037 ; y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (K) = 0.00086 ± 0.00023 . La corrección del flujo neutrónico se determinó mediante el uso del estándar MMHB-1, asumiéndose una edad de 520.4 M.a. (Samson y Alexander, 1987). Las tres muestras analizadas tienen un valor de $J^{(a)}$ de 0.00445, con una precisión de intra-laboratorio del 0.25%. Mediante el análisis del aire se determinó una corrección de la discriminación de masas de 1.008 uma $^{(b)}$, que fue aplicada a los datos.

RESULTADOS

Los resultados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de los experimentos de calentamiento por niveles se muestran en las Figuras 7.1 (muestra SF96-12), 7.2 (muestra AM96-7) y 7.3 (muestra SF96-4). Todas las edades y las relaciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ se presentan con el rango determinado por dos veces su desviación estándar (2σ). Las edades de *plateau* fueron determinadas mediante el valor crítico de ensayo de Cosca et al. (1991). Las isocronas de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, calculadas mediante una regresión de York (1969), ofrecieron edades idénticas a las edades de *plateau* en las dos muestras de adularia, lo cual sugiere que el argón atrapado en las muestras problema tiene una relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ similar a la de la atmósfera actual (= 295.5). En resumen, las edades obtenidas en adularia varían, entre 33.21 ± 0.12 M.a. en la fase IIA y 33.34 ± 0.09 M.a. en la fase IIB (edades de *plateau*), y entre 32.9 ± 0.1 M.a. en la fase IIA y 33.3 ± 0.1

(a) Constante de irradiación, deducida a partir de las medidas realizadas con los estándares de edad conocida. Indica la irradiación real que se ha aplicado a las muestras, que es proporcional a MWH, aunque esta última cifra es aproximada. Se expresa mediante la fórmula:

$$J = \frac{(e^{\lambda t}) - 1}{^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K}$$

en la que $^{40}\text{Ar}^*$ es el argón radiogénico, $^{39}\text{Ar}_K$ es el argón derivado de la desintegración de ^{39}K , t es la edad del patrón, y λ es la constante de proporcionalidad, con unidades de tiempo^{-1} . La constante de irradiación (J) se substituye posteriormente en la "ecuación de edad", para la determinación de la edad absoluta de las muestras:

$$t = \lambda^{-1} \cdot \ln \left(1 + J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right)$$

(b) unidad de masa atómica, equivalente a un doceavo de la masa del ^{12}C (unidad de medida de las masas de los isótopos).

M.a. en la fase IIB (edades de isocrona $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$), lo que equivale a la mitad del Oligoceno Inferior.

Sin embargo, no se pudo calcular ni la edad de *plateau* ni la isocrona en la muestra de ortosa del encajante granítico. De este modo, el patrón de distribución indicado por el argón liberado durante el calentamiento por niveles es congruente con la presencia de una fase de alteración substancial (¿térmica?) de la pauta de enfriamiento marcada inicialmente. Esta alteración, a su vez, puede ser debida a una apertura del sistema durante la actividad hidrotermal del sistema La Guitarra. La edad de fusión total de la muestra, equivalente a una datación de K-Ar, es de 37.64 M.a. aunque, según lo expuesto arriba, no corresponde a la edad del encajante granítico. Además, existe una datación realizada mediante K-Ar de dicho encajante (S. Castro Reino, com. pers.^(a)), correspondiente a una muestra de biotita de la zona del Cerro El Peñón, que arroja una edad de 48.6 ± 2 M.a. (tránsito entre Eoceno Inferior y Eoceno Medio).

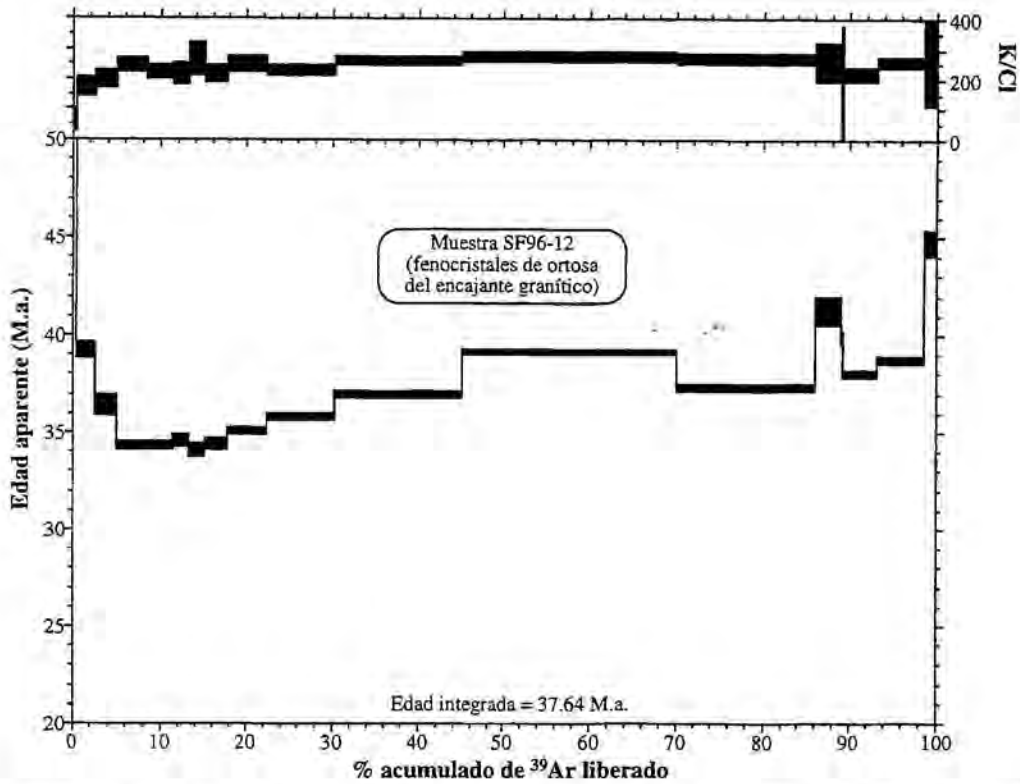


FIG. 7.1. Diagrama de la edad de *plateau* en una muestra de ortosa del monzogranito encajante, del nivel San Francisco, con el análisis en el patrón de referencia (sales puras) en la parte superior.

(a) Procedente de la base de datos de la University of Arizona—Industry Mexico Consortium. Los autores de la datación son G. Murillo y R. Flores (1987), aunque la referencia de su publicación es desconocida.

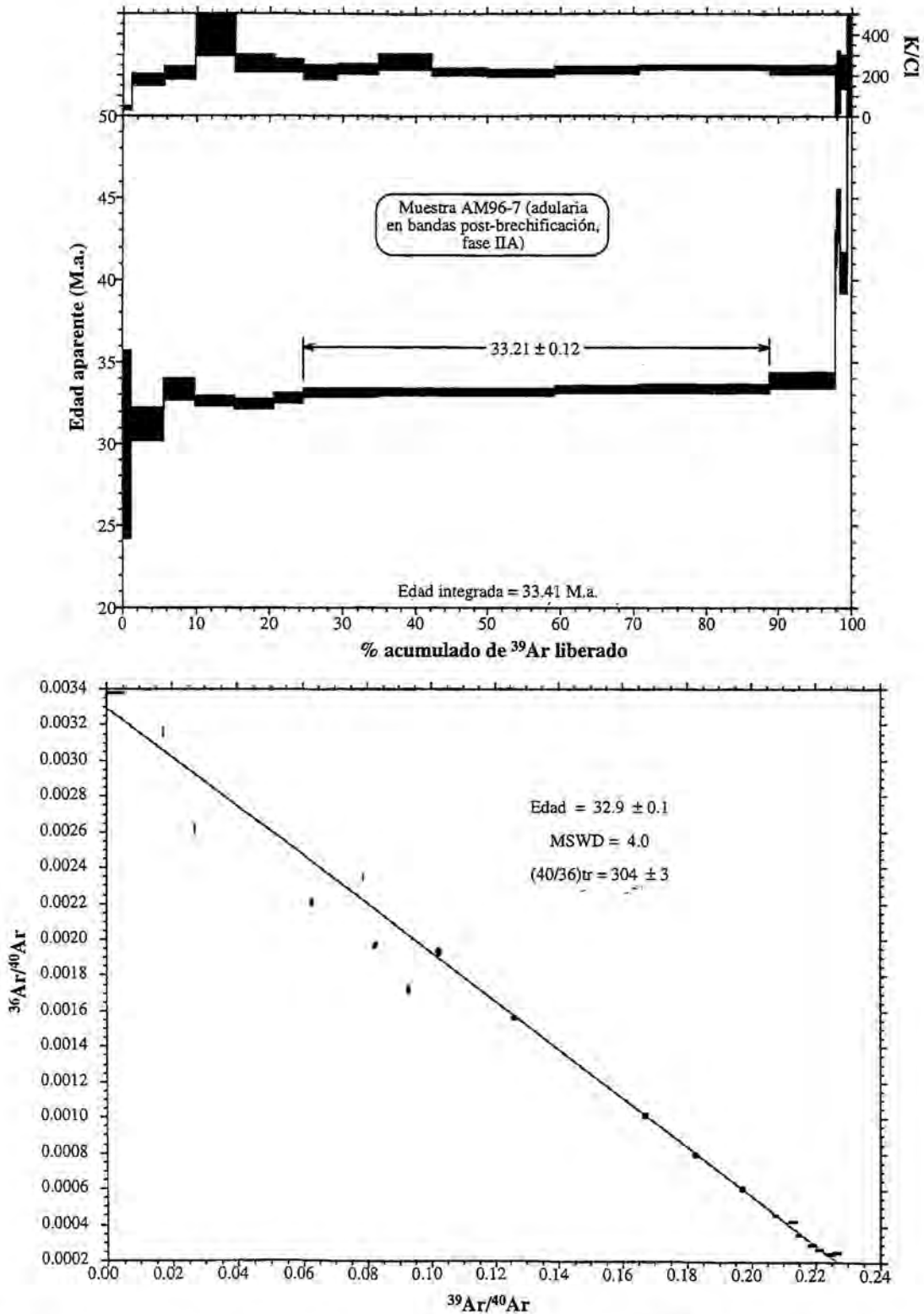


FIG. 7.2. Diagramas del análisis termocronológico de argón en una muestra de adularia procedente de bandas tardías (post-brechificación) de la fase IIA, del nivel Amelia. Arriba: diagrama de la edad de *plateau*, con el análisis en el patrón de referencia (sales puras) en la parte superior. Abajo: diagrama de la edad de isocrona $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. MSWD = *Mean Standard Weight Deviates* (desviación media ponderada); (40/36)_{tr} = relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférica medida en la muestra.

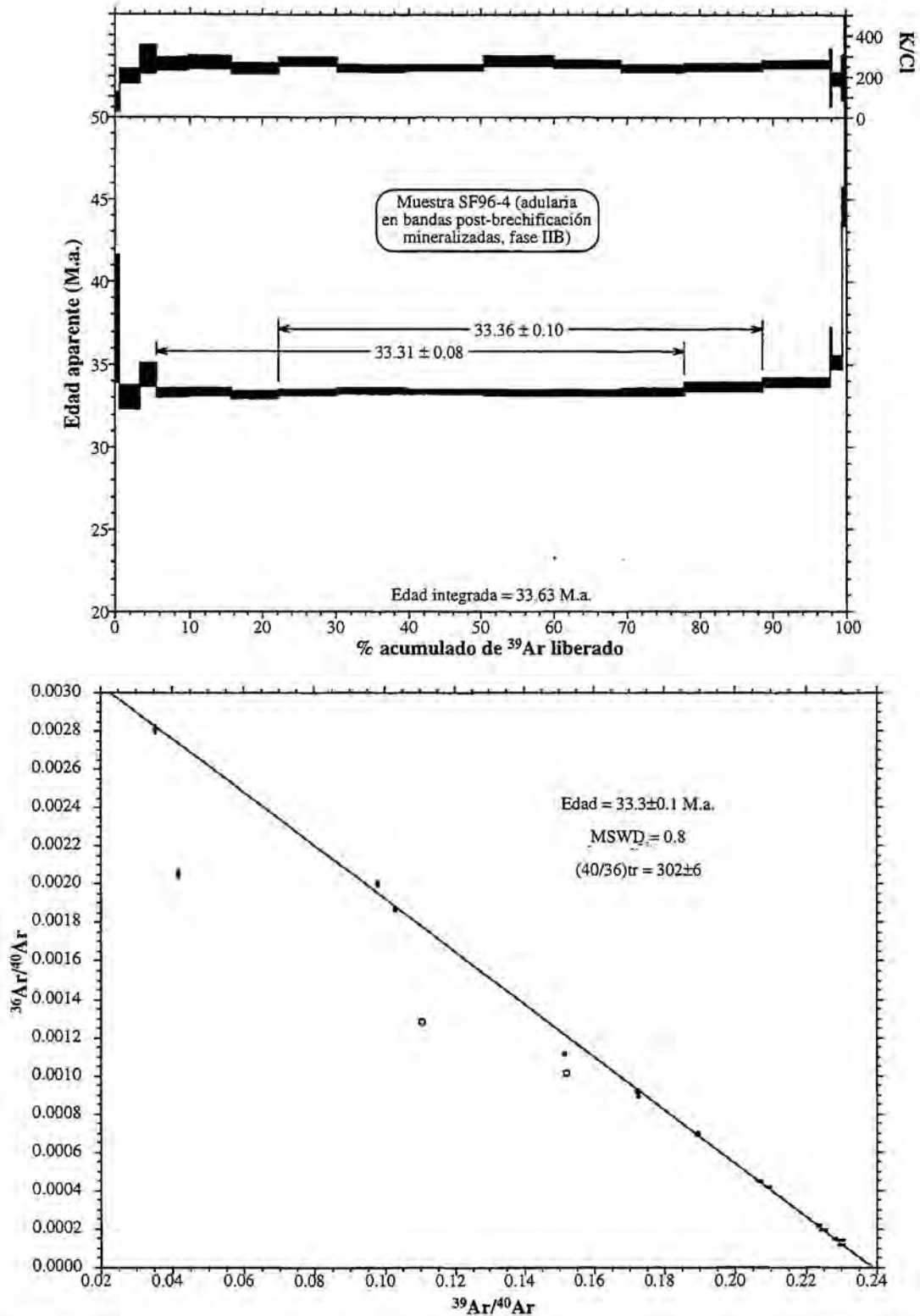


FIG. 7.3. Diagramas del análisis termocronológico de argón en una muestra de adularia procedente de bandas tardías (post-brechificación) de la fase IIB, del nivel San Francisco. Arriba: diagrama de la edad de *plateau*, con el análisis en el patrón de referencia (sales puras) en la parte superior. Abajo: diagrama de la edad de isocrona $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. MSWD = Mean Standard Weight Deviates (desviación media ponderada); $(40/36)\text{tr}$ = relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférica medida en la muestra.

DISCUSIÓN

Con anterioridad al estudio actual, se atribuyó una edad miocénica (Campa et al., 1977; Campa y Ramírez, 1979, en Morán-Zenteno, 1984) al conjunto de los depósitos epitermales de la parte más meridional de la Sierra Madre Occidental, como los de Angangueo, El Oro-Tlalpujahuá, Huahuaxtla, Huitzucó, Taxco, Temascaltepec, Xitíngua y Zacualpan (estados de México, Guerrero y Michoacán). Según estos autores, dichos depósitos serían contemporáneos a la combadura que afectó a las rocas premiocénicas durante el Mioceno Superior. Sin embargo, los datos actuales, junto con los modelos de evolución de los arcos magmáticos de Damon et al. (1981) y Clark et al. (1982), permiten suponer que los depósitos epitermales del sur de México no se diferencian en cuanto a edad a los del centro y el norte del país, a no ser que se hallen asociados a eventos magmáticos más tardíos, como en el caso de Bolaños y Pachuca-Real del Monte. Tampoco pueden relacionarse con otros fenómenos, salvo con el magmatismo de la Sierra Madre Occidental.

Como ya se ha enunciado en el Capítulo 2, la edad de los depósitos epitermales mexicanos disminuye, a grandes rasgos, hacia el sur y hacia el este (Fig. 7.4). Sin embargo, esta tendencia no supone una simple "traslación" del magmatismo asociado hacia esas direcciones. Según las reconstrucciones paleogeográficas de Damon et al. (1981) pueden definirse tres principales segmentos temporales en las que el vulcanismo ácido de la Sierra Madre Occidental pudo determinar la existencia de depósitos epitermales:

1. progresión del arco volcánico desde la costa Pacífica hacia el Este entre 80 (Cretácico Superior) y 40 M.a. (Eoceno Superior);
2. etapa de máximo desarrollo areal del vulcanismo a partir del Eoceno Superior, ocupando un eje central NW-SE entre Sonora-Chihuahua al Norte y Oaxaca al Sur;
3. regresión del arco durante el Oligoceno, alcanzando de nuevo la costa Pacífica durante el Mioceno Inferior (~20 M.a.), si bien se mantuvo un remanente de vulcanismo entre Guanajuato e Hidalgo (Geyne et al., 1963; Ferrari et al., 1989; McKee et al., 1992). A partir de unos 12 M.a., el vulcanismo se concentra en el Eje Neovolcánico Trans-Mexicano (Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín, 1992), asociado al cambio de régimen en los movimientos de las placas litosféricas.

En base a las reconstrucciones paleogeográficas aludidas anteriormente, Clark et al. (1982) pusieron de manifiesto la relación temporal entre la migración desde el Cretácico del arco

magmático y los depósitos minerales en México. La distribución geográfica de los depósitos epitermales y sus edades absolutas coincide a grandes rasgos con el vulcanismo del arco magmático. Según este criterio, puede delinearse una distribución de los depósitos epitermales según tres rangos de edad (Fig. 7.4):

1. más antiguos que ~40 M.a.: franja NW-SE entre Batopilas y Tayoltita, a una distancia máxima de unos 150 km de la costa Pacífica, con la excepción de Real de Ángeles;
2. entre ~40 y ~28 M.a.: comprende la mayoría de depósitos, extendiéndose en una franja NW-SE desde Chihuahua hasta el estado de México, con una distancia mínima de la costa Pacífica de unos 200 km; Albinson (1988) señala un rango de tiempo preferencial entre 35 y 30 M.a.; La Guitarra es el depósito más meridional del que se disponen dataciones en esta franja;
3. más recientes que ~22 M.a.: se hallan únicamente en la zona de Bolaños y Pachuca-Real del Monte.

En cualquier caso, esta clasificación tentativa se ha realizado a gran escala, con lo cual sería deseable un mayor número de datos de este tipo para precisar mejor la relación temporal entre el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental y los depósitos epitermales. Un mayor número de datos permitiría definir mejor el área delineada en la Figura 7.4 según rangos de edad de formación, relacionándolos con la evolución del arco magmático. Esto conllevaría la "partición" de esta área en diferentes subzonas, cuya extensión estaría determinada por la del magmatismo según los rangos de tiempo considerados, de modo que podría utilizarse como criterio de prospección. Puesto que la "progresión" y la "regresión", respecto al continente, del arco magmático provoca que los fenómenos asociados a cada uno de los estadios definidos arriba (en este caso, los depósitos epitermales) puedan hallarse en una misma zona en concreto, la datación de estos depósitos y las rocas volcánicas encajantes más recientes pudiera ser un elemento importante a tener en cuenta para entender sus características. El factor temporal, junto con la proximidad o distalidad del depósito respecto al plutón al que se asocia —factor determinante en la profundidad de formación del depósito, ver Fig. 2.4 y Albinson et al. (1998)—, pueden inclusive ayudar a valorar el alcance areal de cada estadio de magmatismo, según el avance o retroceso del arco respecto al continente. Para intentar caracterizar la metalogénesis de los depósitos epitermales de México, sea en base al grosor de la corteza, al contenido de metales o sus relaciones (Kesler, 1997), etc., no pueden desdeñarse estos aspectos. Por ejemplo, McKee et al. (1992) sugirieron que el lapso de tiempo transcurrido entre el emplazamiento de las rocas volcánicas encajantes más recientes y el de la mineralización

epitermal es un factor decisivo en el tipo de depósito resultante: entre 0.1 y 0.2 M.a. se formaron preferentemente depósitos epitermales de alta sulfuración o bien depósitos epitermales de baja sulfuración pobres en metales de base; entre 0.5 y <2 M.a., en cambio, se formaron depósitos epitermales de baja sulfuración ricos en metales de base y plata.

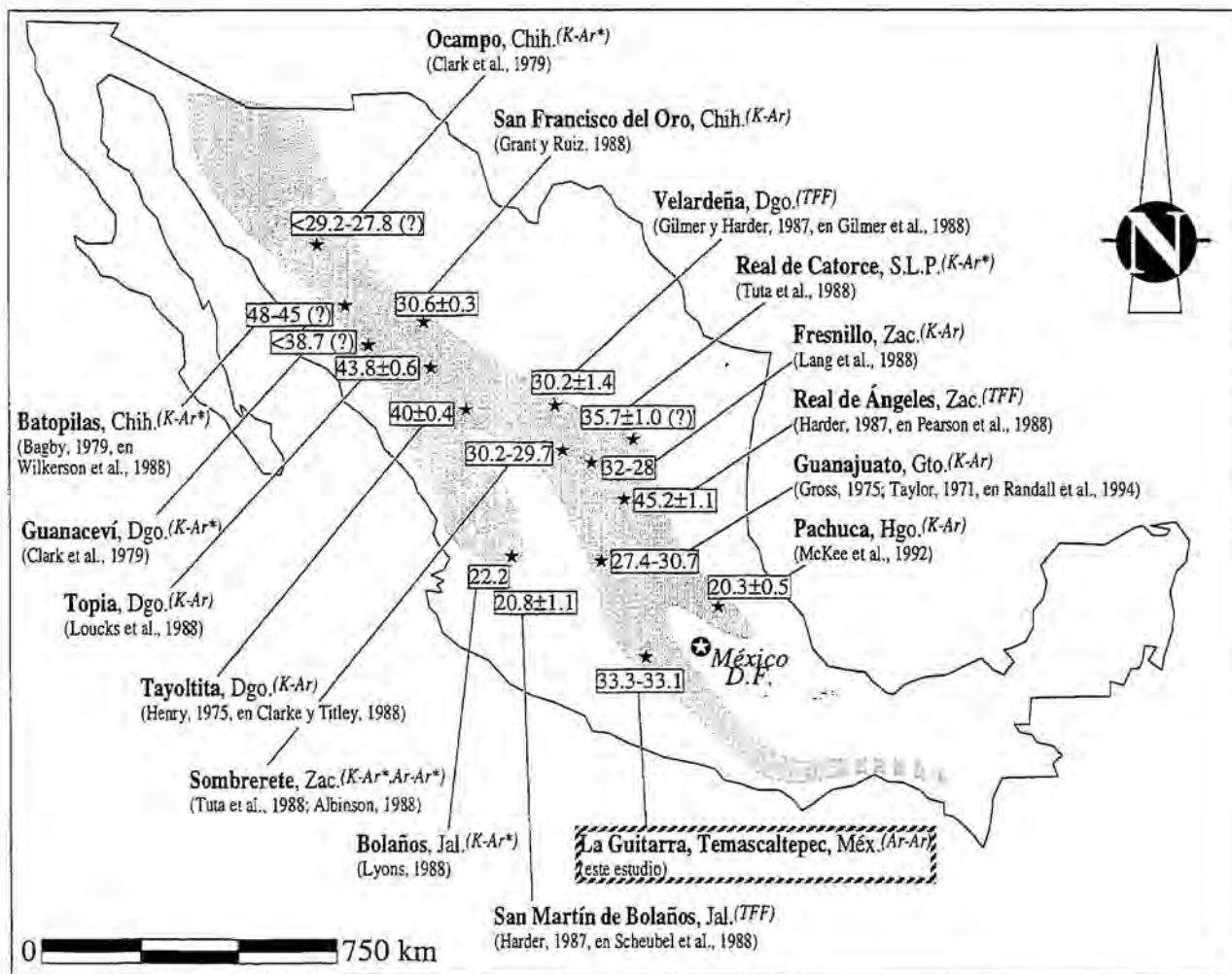
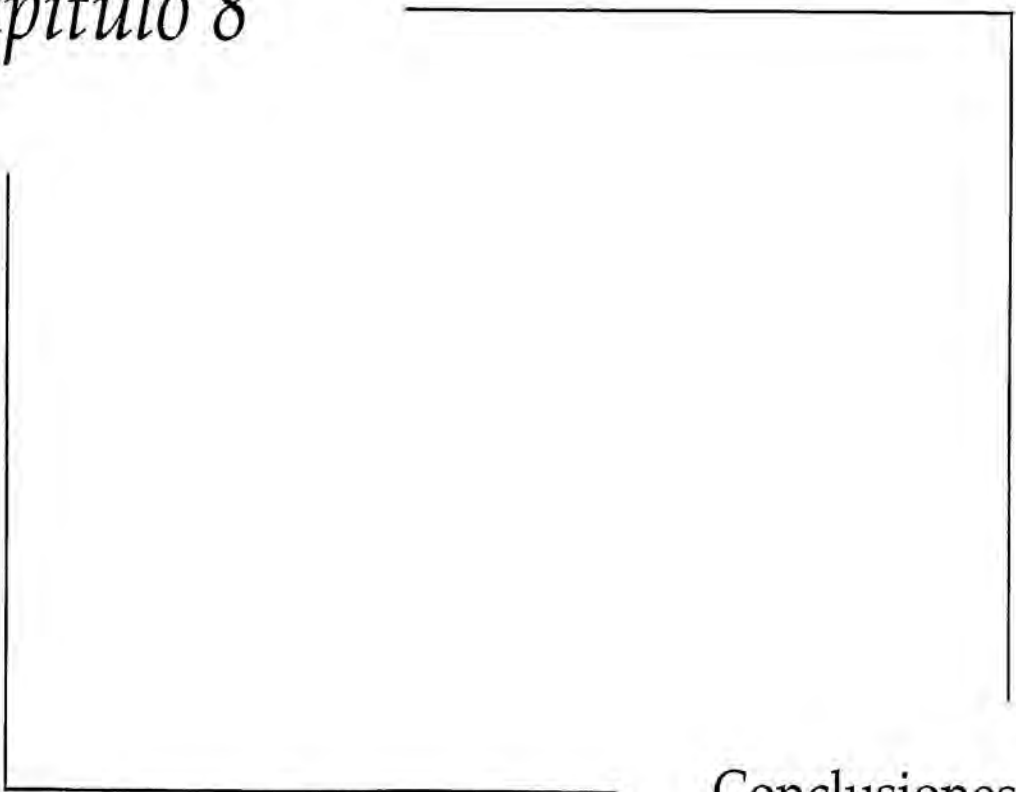


FIG. 7.4. Distribución areal de los depósitos epitermales de baja sulfuración mexicanos de los que se disponen dataciones absolutas. La zona sombreada corresponde al área prospectiva para yacimientos epitermales, según la distribución delineada en la Figura 2.1. En cada depósito se indica la técnica utilizada para la determinación de su edad. Todos los valores se expresan como millones de años (M.a.). Los asteriscos (*) indican que las dataciones se realizaron en las rocas encajantes, y se consideran los rangos que corresponderían a las mineralizaciones según su relación temporal con las rocas de caja. TFF = dataciones mediante trazas de fisión en fluoritas.

Por lo general, los depósitos epitermales suelen producirse entre 0.5 y 2 M.a. después de las rocas volcánicas ácidas más recientes del encajante. Puesto que este lapso de tiempo suele estar asociado a una interrupción del vulcanismo (o hiato volcánico), McKee et al. (1992) sugieren que refleja la presencia de rocas intrusivas ligeramente más recientes que las rocas

volcánicas en las que se encajan los depósitos epitermales, de forma análoga al depósito de Bodie, California (Silberman, 1985). Ello supone, a su vez, que la génesis de los depósitos epitermales tuvo una estrecha relación con las rocas intrusivas correspondientes al hiato volcánico. Hasta el momento, no se dispone de dataciones de las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental en la zona de estudio, que puedan justificar estas analogías, esto es, no se ha podido reconocer la magnitud del hiato. Sin embargo, en la unidad de ignimbritas de la Mesa de Tzitzio en el estado de Michoacán, a 60 km al oeste del área de estudio, se obtuvo una edad mediante termocronometría de K-Ar de 33.4 ± 1.7 M.a. (Ferrari et al., 1989), que es muy similar a la de las mineralizaciones de La Guitarra, a pesar del ancho rango de error de dicha datación. Esto supone que pudo existir una actividad magmática en la zona de estudio, posiblemente intrusiva, de la cual derivó la actividad hidrotermal asociada a los depósitos epitermales de Temascaltepec.

Capítulo 8



Conclusiones

CAPÍTULO 8:

CONCLUSIONES

El estudio estructural, mineralógico y geoquímico del depósito epitermal de baja sulfuración de La Guitarra, situado en el distrito de Temascaltepec (estado de México), así como el estudio geoquímico preliminar de otros filones del mismo tipo en la parte sureste del distrito, puede recogerse a modo de sumario en varias secciones principales, expuestas a continuación. Finalmente, se proponen diversas líneas de investigación futura, con ánimo de completar la caracterización genética de los depósitos del tipo epitermal hallados en el área.

CONCLUSIONES

Secuencia paragenética y química mineral del sistema La Guitarra

El sistema La Guitarra está compuesto por varios filones de carácter polifásico, encajados en un *stock* granítico tardi-Larámide. Las dataciones de Ar-Ar realizadas indican edades de formación entre 33.3 y 33.1 M.a. (Oligoceno inferior). El depósito consta de tres fases principales de mineralización (I, II y III). La fase II se ha caracterizado en base a cuatro subfases (A, B, C y D). Las asociaciones minerales más tempranas en cada fase consisten en sulfuros de metales de base, la abundancia relativa de los cuales disminuye con la elevación en el sistema y en el tiempo. Las asociaciones más tardías en cada fase son de minerales de metales preciosos, la abundancia relativa de los cuales aumenta con la elevación en el sistema y con el tiempo.

La fase I consta de tres asociaciones minerales: (1) sulfuros de metales de base (ASMB); (2) sulfosales de plomo reemplazando galena (ASP); y (3) sulfosales de Ag y Ag-Pb con argentita y sulfuros de metales de base, sin oro (AMP). La fase IIA es estéril y consta de una sucesión repetitiva de bandas crustiformes de sílice. La fase IIB, con una estructura similar a la fase IIA, contiene el mayor volumen de Ag-Au del sistema. La asociación de metales preciosos de la fase IIB empieza con sulfosales de Ag-Cu, sigue con sulfosales de Ag, argentita y electrum, y termina con enargita. La fase III es la más rica en metales preciosos, aunque es la fase volumétricamente menos importante; se inicia con sulfosales de Ag-Cu con electrum, seguida de sulfosales de Ag-Pb, y sulfosales de Ag. La presencia de cristales romboédricos de adularia o de fantasmas de calcita hojosa constituyen las principales

evidencias de ebullición, y son abundantes en las fases IIA y IIB mientras que, en la fase I, la presencia de calcita hojosa está estrechamente asociada a la AMP.

La alteración hidrotermal, desde el contacto con los filones hacia el exterior, consiste en las asociaciones de cuarzo-sericita, caolinita-illita-esmectita, y propilítica. Los halos de alteración cuarzo-sericítica en contacto con la fase IIB están enriquecidos en Pb, Cu, Ni y Co, y empobrecidos en Ga, Nb y MgO, en comparación con los que están en contacto con la fase IIA.

Las esfaleritas muestran una fuerte zonación en los contenidos de Fe y Cd. Los contenidos de FeS más elevados en esfaleritas de la fase I, con una fracción molar de hasta 0.25, se obtuvieron en la AMP, mientras que en la ASMB son muy bajos. En las fases IIB y III las fracciones molares de FeS en esfaleritas son de hasta 0.16 y 0.12, respectivamente. Las sulfosales de Ag-Cu y Ag-Pb muestran sistemáticamente un enriquecimiento progresivo en Ag y Sb con la elevación y de núcleo a borde de los cristales, en cualquier fase. Esta misma tendencia se aprecia en el contenido de Ag del electrum. Las sulfosales de Ag-Cu y Ag tienen relaciones Sb/(Sb+As) muy variables, con la excepción de la miargirita, mientras que las sulfosales de Ag-Pb y Pb son principalmente sulfoantimoniuros.

Las paragénesis y la química mineral en las asociaciones de metales preciosos pueden utilizarse como geotermómetros, según (1) el contenido relativo de As en miargirita, (2) la transformación de estefanita y arsenoestefanita a altas temperaturas, y (3) los cambios dimórficos proustita-xantoconita y pirargirita-pirostilpnita. Estos geotermómetros indican una disminución de la temperatura en las asociaciones de metales preciosos con la altura y el tiempo, en cada fase. Sin embargo, la presencia de ópalo y calcedonia en las bandas prebrechificación de la fase IIB apuntan hacia la existencia de fluidos de más baja temperatura previos a la deposición de los minerales metálicos. Después de la precipitación de los sulfuros de metales de base, la deposición de minerales de metales preciosos coincide con un incremento en a_{S_2} con el tiempo en cada fase. Las condiciones generales de a_{S_2} para cada fase en las asociaciones de sulfuros de metales de base son inferiores a tres unidades logarítmicas de variación, entre 10^{-13} y 10^{-16} atm, dentro del campo de estabilidad de la pirita. Durante la ASMB de la fase I se aprecia una disminución de a_{S_2} , mientras que en la AMP la secuencia paragenética define un ligero aumento de a_{S_2} .

La secuencia paragenética y la zonación mineral en La Guitarra son similares a las de otros depósitos epitermales de baja sulfuración de México. Sin embargo, la estructura interna de La Guitarra indica una compleja historia deposicional sólo comparable a la de Fresnillo y Guanajuato. Los principales minerales portadores de plata en La Guitarra son tetraedritas

argentíferas y la serie proustita-piragirita. En los demás depósitos, las paragénesis descritas muestran la presencia sistemática de sulfosales de Ag-Cu anteriores a la deposición de sulfosales de Ag, como en La Guitarra, pero no se ha descrito en ellos la presencia de sulfosales de Ag-Pb. La estrecha asociación entre electrum y sulfosales de Ag-Cu de La Guitarra también aparece en Topia y Real de Guadalupe en México, y Orcopampa en Perú. La característica común de La Guitarra con los demás depósitos epitermales de México es la deposición temprana de sulfuros de metales de base, seguida de sulfosales de Ag-Cu y la deposición tardía de sulfosales de Ag.

Composición y origen de los fluidos mineralizantes

Las temperaturas registradas en La Guitarra, mediante el estudio inclusiones fluidas y geotermómetros minerales, varían entre 80 y 266°C. El conjunto de datos de salinidad (0.8 a 14.4% en peso de NaCl eq.), la relación $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl})$ (0 a 0.25), $\delta^{18}\text{O}$ (-2.2 a 6‰) y δD (-103 a -20‰), y los análisis de gases (N_2/Ar entre <25 y 2526) y $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/Ra entre 0.5 y 2) en inclusiones fluidas indica la presencia de fluidos magmáticos y meteóricos en el sistema. Las variaciones en el espacio y el tiempo de la salinidad, el contenido relativo de CaCl_2 (que se correlacionan positivamente con la Th), los datos de $\delta^{18}\text{O}$, δD y los análisis de gases evidencian la mezcla generalizada entre fluidos magmáticos y meteóricos. Esta tendencia se pone de manifiesto (1) en una misma muestra, (2) entre muestras distintas de la misma sección paragenética, y (3) entre secciones paragenéticas diferentes. El rango de variación de $\delta^{18}\text{O}$ aumenta de fase en fase, lo que puede deberse a la creciente contribución de aguas meteóricas, aunque no llega a obliterar las evidencias de fluidos magmáticos. Las variaciones de FeS en esfaleritas son congruentes con un aumento de $f\text{O}_2$ debido al influjo de aguas meteóricas oxidantes. A partir de los análisis de gases se pone de manifiesto que los fluidos magmáticos fueron probablemente derivados de la exsolución de magmas riolíticos, y que los fluidos meteóricos involucrados en la mineralización fueron tanto aguas superficiales como fluidos de circulación profunda o evolucionados. La elevada salinidad y $\delta^{18}\text{O}$, así como las relaciones entre gases en las mineralizaciones metálicas de las fases I, IIB y III indican que éstas precipitaron a partir de soluciones hidrotermales con una contribución de fluidos magmáticos mucho mayor que las secciones estériles del depósito. La presencia de un reservorio profundo de salmueras magmáticas, ricas en metales disueltos, e incorporadas intermitentemente al sistema hidrotermal, es una posibilidad que explica el contraste

geoquímico entre los fluidos asociados a las principales asociaciones de minerales metálicos y los asociados a las secciones estériles del depósito.

Los datos de $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros indican fuentes magmáticas y corticales (posiblemente sedimentarias) para el azufre, aunque también se propone un origen bacteriogénico para los valores más bajos (fase IID). Los datos isotópicos y de volátiles de la fase IID indican que esta etapa estuvo asociada a fluidos meteóricos evolucionados que interaccionaron con el encajante, con una relación agua/roca relativamente alta, y a aguas meteóricas superficiales. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ similares a los de La Guitarra han sido hallados en otros depósitos epitermales de México encajados en rocas sedimentarias o metasedimentarias, como Guanajuato, Fresnillo y Real de Ángeles.

Las altas salinidades de la fase I, de hasta 14.4 % en peso de NaCl eq., no favorecieron el transporte de Au, como demuestra la ausencia de oro nativo o electrum en esta fase. La menor salinidad de los fluidos asociados a la fase IIB, y los de la fase III probablemente también, tuvieron un mayor potencial para transportar Au. Estas características son análogas, por un lado, a las de los depósitos epitermales polimetálicos de México, con salinidades de hasta el 23% en peso de NaCl eq., y por el otro, a las de los depósitos ricos en metales preciosos, con salinidades generalmente inferiores al 10% en peso de NaCl eq.

Mecanismos de deposición mineral

La ASMB de la fase I se depositó a partir de la mezcla de los fluidos hidrotermales ascendentes con aguas meteóricas superficiales, y la AMP por ebullición, aunque en este caso también la mezcla puede haber sido un mecanismo de precipitación adicional. Ambos mecanismos se han reconocido también en las fases IIA y IIB. La ebullición por sí sola no puede explicar el rango de $\delta^{18}\text{O}$ obtenido en las bandas mineralizadas de la fase IIB en la que los valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$ se explican por la mezcla de fluidos. Puesto que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en dichas bandas disminuyen desde los canales de alimentación hacia las zonas marginales, dicha mezcla se considera corresponsable de la precipitación de las asociaciones metálicas de la fase IIB, junto con la ebullición. Los datos de las fases IIC y IID señalan que éstas precipitaron posiblemente a partir de mezcla de fluidos. Los datos de la fase III sugieren que no se produjo una mezcla de fluidos perceptible, con lo cual se propone que el principal mecanismo de deposición para la fase III fue la pérdida conductiva de calor.

Las relaciones Ag/Pb en muestras de filón total describen un flujo ascendente de los fluidos hidrotermales; se ha considerado tentativamente que este flujo estuvo distribuido

según cinco canales de alimentación principales durante las fases IIA y IIB. Dichos canales coinciden con las zonas de mayor potencia de los filones. Las zonas con menor contenido en Ag y Au coinciden con la ubicación de los canales de alimentación inferidos. En cambio, los contenidos más altos de Hg se hallan hacia la parte apical de los canales y las secciones adyacentes. La localización de las evidencias de ebullición en la fase IIA coincide con la de los canales de alimentación, en que la circulación hidrotermal pudo producirse más libremente que en las zonas marginales. En la fase IIB la mayor parte de evidencias de ebullición se hallan en las cercanías de los canales de alimentación. Así, se supone que el empuje de los fluidos ascendentes restringió la deposición de las bandas mineralizadas tempranas en las zonas marginales de los filones. Las bandas mineralizadas tardías de la fase IIB precipitaron durante el sellamiento de los canales de alimentación, puesto que la tasa de ascenso de los fluidos hidrotermales no era suficiente para obliterar los efectos de la ebullición. Como el flujo de ascenso era menor en las zonas marginales que en los canales, a través de ellas pudo haberse dado la invasión del sistema por parte de aguas meteóricas.

Modelo genético

En La Guitarra se han puesto de manifiesto tres tipos de fluidos: magmáticos, aguas meteóricas evolucionadas o de circulación profunda, y aguas meteóricas freáticas. Los fluidos exseltos en profundidad durante el enfriamiento de los magmas —riolíticos, asociados al vulcanismo de la Sierra Madre Occidental— fueron (1) salmueras con Ag y metales de base en solución, y (2) vapores ricos en H₂S, neutralizados por el encajante y aptos para transportar Au. La evolución de las características geoquímicas de los fluidos mineralizantes en La Guitarra sugiere que, o bien (1) la salinidad de las salmueras magmáticas disminuyó en el tiempo, o bien (2) la incorporación de vapores magmáticos en el sistema aumentó. La incorporación episódica de fluidos magmáticos es determinante para la deposición mineral en La Guitarra. Los principales mecanismos de deposición son ebullición y mezcla de fluidos, tanto en las secciones con mineralización metálica como en las estériles. El hecho de que la fase IIA sea estéril refuerza la idea de que, en La Guitarra, sin un aporte de fluidos magmáticos no puede haber mineralizaciones metálicas, sea cual sea el mecanismo de precipitación. Por lo tanto, las evidencias geoquímicas indicativas de fluidos eminentemente magmáticos pueden ser un criterio de prospección más útil que las evidencias de ebullición. Las dataciones obtenidas en La Guitarra (33.3-33.1 M.a.) son prácticamente concordantes con la edad del vulcanismo ignimbrítico de la Mesa de Tzitzio (33.4±1.7 M.a.), lo que permite

suponer la existencia de actividad magmática en la región, posiblemente intrusiva, durante la formación del depósito.

El sistema Mina de Agua e implicaciones a nivel de distrito

Los datos geoquímicos de la zona de Mina de Agua apuntan hacia un origen de los fluidos hidrotermales similar al de La Guitarra, reflejando igualmente la mezcla entre fluidos magmáticos y meteóricos en la mineralización principal. Las vetas de calcita, en cambio, precipitaron a partir de aguas meteóricas. La fase de mineralización principal en la zona de Mina de Agua, tanto por su estructura interna como por las características de los fluidos asociados, es semejante a las fases IIA y IIB de La Guitarra.

La altura a la que fueron tomadas las muestras analizadas en el sistema Mina de Agua equivale a la de los niveles más profundos de La Guitarra. Sin embargo, la mayor Th de los fluidos en las muestras de Mina de Agua, y la ausencia de ópalo y calcedonia, sugieren que la profundidad de formación de estos filones es mayor que la de la parte estudiada de La Guitarra. Para explicar ambas zonas en conjunto hay que tener en cuenta la existencia de la falla normal del Río Temascaltepec, que eleva el bloque que contiene el sistema Mina de Agua respecto al de La Guitarra. Dado que la orientación de los filones de ambos bloques es muy similar, puede asumirse su continuidad lateral. A partir de estas consideraciones, junto con los contenidos metálicos del sistema Mina de Agua —plata y metales de base, sin concentraciones económicas de oro— y el quimismo de los fluidos asociados, se sugiere que este sistema representa la parte más profunda de los depósitos epitermales de Temascaltepec. Por lo tanto, según los modelos de zonación metálica en los depósitos epitermales, si bien no es esperable hallar concentraciones de oro como en la parte conocida de La Guitarra, sí lo es que los filones de la zona SE de Temascaltepec contengan mineralizaciones económicas de plata en profundidad.

DIRECCIONES DE INVESTIGACIÓN FUTURA

Puesto que los datos disponibles sobre la mineralogía y la geoquímica de fluidos de la zona de Mina de Agua son escasos, se propone continuar el estudio de los filones de toda la zona SE del distrito de Temascaltepec según la metodología usada en La Guitarra. Para determinar el origen común de ambas zonas, se debería proceder a la datación radiométrica del sistema Mina de Agua. Por estar estas explotaciones abandonadas desde hace décadas, un

estudio al mismo nivel de detalle que en La Guitarra no será posible. Sin embargo, dado el gran número de filones conocidos en la zona, se puede obtener un volumen de datos comparable. Además de la caracterización de las menas metálicas, este estudio debería redundar en una mayor seguridad al evaluar la continuidad entre La Guitarra y los filones al SE de Temascaltepec y, por ende, en la predicción de las posibilidades económicas futuras de ambas zonas.

En La Guitarra, la localización de los canales de alimentación coincide con la confluencia de filones, la preeminencia de la fase IIA y las evidencias de ebullición, dándose la presencia de la fase IIB en las zonas marginales. También se aprecia que la mezcla de fluidos es mayor cuanto mayor es la distancia de los canales de alimentación. Sin embargo, ya que el muestreo en el que se basa la presencia de dichos canales comprende el total del filón sin distinción de fases, no puede considerarse seguro que estas evidencias correspondan más que a la fase IIB. Por esto se propone (1) realizar una reconstrucción tridimensional de la distribución de las diversas fases en los filones, similar a la Fig. 1.3, y (2) estudiar la evolución temporal de los fluidos en todas las bandas de dos secciones del mismo filón: una situada en uno de los canales inferidos, dominada por la fase IIA, y la otra en una zona marginal, dominada por la fase IIB. Así, se pretende (1) obtener información más completa sobre la evolución de ambas fases, (2) obtener criterios para aceptar o desechar la contemporaneidad entre las bandas tardías de la fase IIA y las bandas tempranas de la fase IIB.

Para evaluar más adecuadamente los enriquecimientos relativos en los elementos analizados en las aureolas de alteración, se pretende analizar de la misma forma muestras del granito encajante inalterado. De esta forma, con unos y otros análisis, podrán determinarse los cambios de volumen y las adiciones o sustracciones de elementos, debidas a la alteración hidrotermal, lo cual revertiría en el conocimiento indirecto del quimismo de los fluidos asociados a las fases IIA y IIB. Igualmente, se propone estudiar la mineralogía de las arcillas de la alteración hidrotermal para su uso como geotermómetros.

Para completar el estudio de la geoquímica de fluidos en La Guitarra, se propone el estudio de los isótopos de plomo en galena, de estroncio en carbonatos y fluorita, y la cuantificación de los halógenos contenidos como solutos en inclusiones fluidas. Al haberse puesto de manifiesto el distinto quimismo de las soluciones asociadas a las secciones mineralizadas de depósito frente al de las estériles, se propone realizar el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas bajo luz infrarroja de minerales metálicos, tales como proustita-pirargirita o sulfosales de Pb.

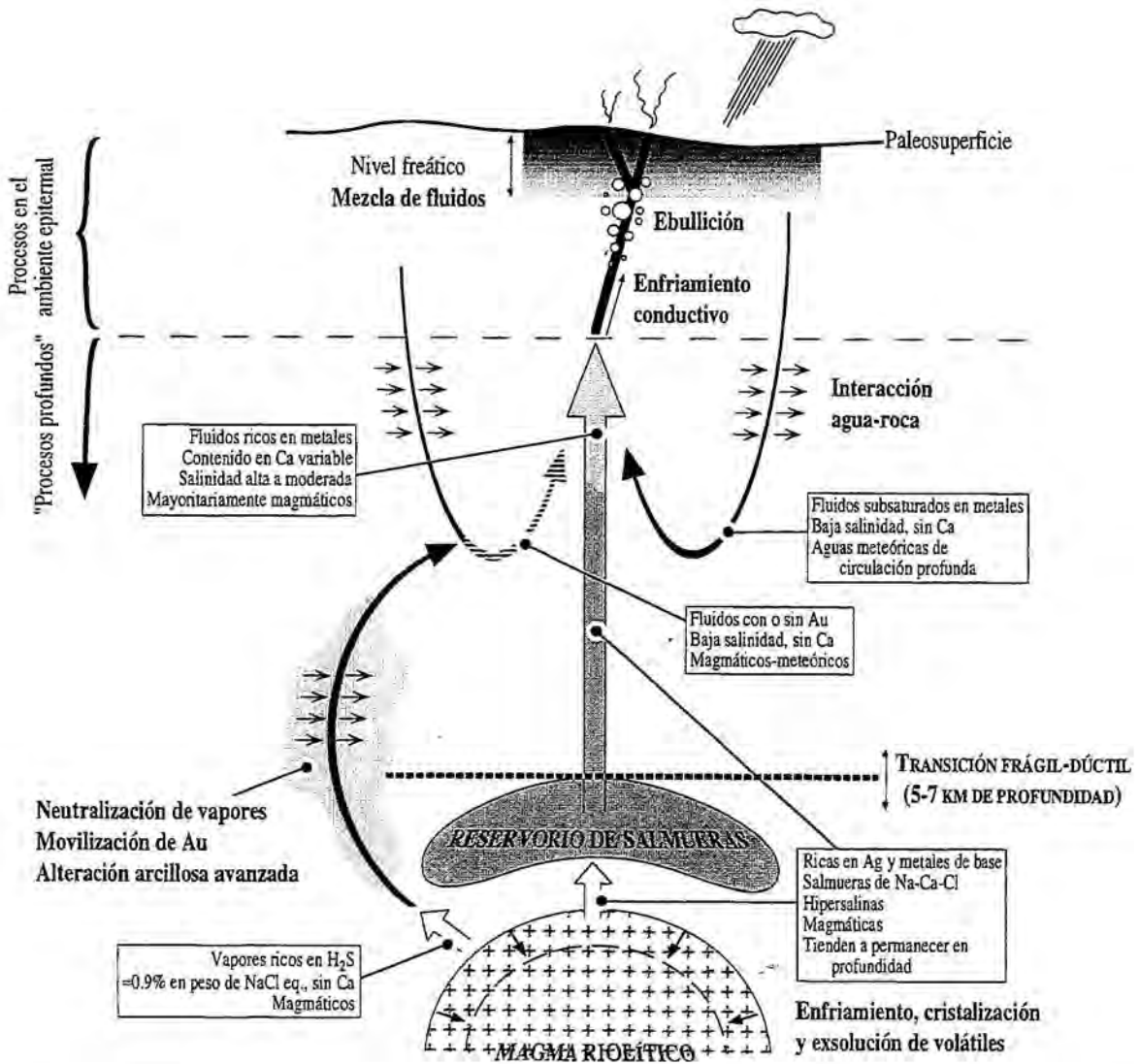


FIG. 8.1. Modelo general de la evolución de los fluidos en el depósito La Guitarra, compendio de sus diversos orígenes y de los procesos asociados (en negrita). Ver referencias en la discusión del Capítulo 4.

BIBLIOGRAFÍA



- AHMAD, M., SOLOMON, M. y WALSH, J.L. (1987): Mineralogical and geochemical studies of the Emperor gold telluride deposit, Fiji. *Economic Geology*, 82: 345-370.
- AIKEN, C.L.V., SCHELLHORN, R.W. y DE LA FUENTE, M.F. (1988): Gravity of northern Mexico. In: K.F. Clark, P.C. Goodell and J.M. Hoffer (eds.), *Stratigraphy, tectonics, and resources of parts of Sierra Madre Occidental province*. El Paso Geological Society, Field Conference Guidebook, p. 119-133.
- ALBINSON, T. (1985): Zoneamientos térmicos y su relación a la distribución mineral en algunos yacimientos epitermales en México. *Memorias Técnicas XVI Convención Nacional AIMMGM*, Mazatlán, Sinaloa, México, 17 p.
- ALBINSON, T. (1988): Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrerete, Colorada, and Fresnillo district, Zacatecas state, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1647-1667.
- ALBINSON, T. y PARRILLA, L.V. (1988): Geologic, mineralogic and fluid inclusion characteristics of polymetallic veins, Real de Guadalupe mining district, Guerrero, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1975-1984.
- ALBINSON, T., NORMAN, D.I., COLE, D. y CHOMIAK, B.A. (1998): Fluid inclusion, gas analysis, and oxygen and hydrogen isotope characteristics of low-sulfidation epithermal systems in Mexico. *Society of Economic Geologists Special Publication Series*, 8 (en prensa)
- ANDERSON, W. y EATON, P. (1990): Gold mineralization at the Emperor mine, Vatukuola, Fiji. In: J.W. Hedenquist, N.C. White & G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration*, II. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 339-374.
- AREHART, G.B. (1996): Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 11: 383-403.
- ARRIAGA-GARCÍA, G., MEDINA-ÁVILA, J.J. y ROSIQUE-NARANJO, F. (1997): Distribución de yacimientos minerales en México, una aplicación útil a la prospección. *Memorias Técnicas XXII Convención Nacional AIMMGM*, vol. 1, Acapulco, Guerrero, México, p. 21-26.
- ARRIBAS, A. Jr. (1995): Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: J.F.H. Thompson (ed.), *Magma, fluids and ore deposits*. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23: 419-454.
- BAGBY, W.C. (1979): Geology, geochemistry and geochronology of the Batopilas quadrangle, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. Tesis doctoral inédita, Univ. California, Santa Cruz, 271 p.
- BARNES, H.L. (1979): Solubilities of ore minerals. In: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons Interscience, New York, p. 404-460.
- BARTON, P.B. Jr. (1970): Sulfide petrology. *Mineral. Society of America Special Paper*, 3: 187-198.
- BARTON, P.B. Jr. y SKINNER, B.J. (1979): Sulfide mineral stabilities. In: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, segunda edición, John Wiley & Sons Interscience, New York, p. 278-403.
- BARTON, P.B. Jr., BETHKE, P.M. y ROEDDER, E. (1977): Environment of ore deposition in the Creede mining District, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH vein. *Economic Geology*, 72: 1-24.

- BASUKI, A., ADITYA SUMANAGARA, D. y SINAMBELA, D. (1994): The Gunung-Pongkor gold-silver deposit, West Java, Indonesia. In: T.M. van Leeuwen, J.W. Hedenquist, L.P. James & J.A.S. Dow (eds.), Mineral deposits of Indonesia—discoveries of the past 25 years. *Journal of Geochemical Exploration*, 50: 371-392.
- BENNING, L.G. y SEWARD, T.M. (1996): Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150-400°C and 500-1500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 1849-1871.
- BENTON, L.D. (1991): Composition and source of the hydrothermal fluids of the Santo Niño vein, Fresnillo, Mexico, as determined from $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, stable isotope, and gas analyses. M.Sc. thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro NM. 55 p.
- BERBELEAC, I. (1997): Gold metallogeny in Romania. In: H. Papunen (ed.), *Mineral deposits: Research and exploration — where do they meet?* A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 141-144.
- BERGER, B.R. (1991): A historical perspective on the nature and genesis of epithermal gold-silver deposits. *Economic Geology Monograph*, 8: 249-263.
- BERGER, B.R. y EIMON, P.L. (1983): Conceptual models of epithermal precious metal deposits. In: W.C. Shanks (ed.), *Cameron volume on unconventional mineral deposits*. Society of Mining Engineers, New York, p.191-205.
- BERGER, B.R. y HENLEY, R.W. (1989): Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States. *Economic Geology Monograph*, 6: 405-423.
- BETHKE, P.M., BARTON, P.B.Jr. y RYE, R.O. (1973): Hydrogen, oxygen and sulfur isotopic compositions of ore fluids in the Creede district, Mineral County, Colorado (abs.) *Economic Geology*, 68: 1205.
- BETHKE, P.M. y RYE, R.O. (1979): Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: part IV. Source of fluids from oxygen, hydrogen and carbon isotope studies. *Economic Geology*, 74: 1832-1851.
- BERNAL, F., DÍAZ, R. y GARCÍA, P. (1980) Informe del proyecto Reserva Minera Nacional Temascaltepec (Au, Ag, Pb, Zn). Municipio de Temascaltepec (1a etapa). Reporte inédito Consejo de Recursos Minerales, México D.F.
- BLASKE, A.R., BORNHORST, T.J., BRADY, J.M., MARSH, T.M. y MCKITRICK, S.A. (1991): The Shumake volcanic dome-hosted epithermal, precious metal deposit, Western Mojave Desert, California. *Economic Geology*, 86: 1646-1656.
- BODNAR, R.J. y VITYK, M.O. (1994): Interpretation of microthermometric data for NaCl-H₂O fluid inclusions. In: B. De Vivo y M.L. Frezzotti (eds.) *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*, Virginia Polytechnic Inst. State University, Blacksburg VA, p. 117-130.
- BODNAR, R.J., REYNOLDS, T.J. y KUEHN, C.A. (1985): Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In: B.R. Berger & P.M. Bethke (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Reviews in Economic Geology*, 2: 73-97.
- BODNAR, R.J., BINNS, P.R. y HALL, D.L. (1989): Synthetic fluid inclusions. IV. Quantitative evaluation of the decrepitation behavior of fluid inclusion in quartz at one atmosphere confining pressure. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 229-242.
- BOGIE, I. y LAWLESS, J.V. (1987): Controls on the hydrology of large volcanically hosted geothermal systems: implications for exploration for epithermal mineral deposits. In: *Proceedings Pacific Rim Congress 87*, Australasian Institution of Mining and Metallurgy, Parkville, p. 57-60.

- BONHAM, H.F. Jr (1986): Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: a review. In: Volcanism, hydrothermal systems and related mineralization, International Volcanological Congress, Symposium 5, Hamilton (New Zealand), Proceedings. Univ. of Auckland Centre for Continue Education, p. 13-17.
- BONHAM, H.F. Jr (1988): Models for volcanic-hosted precious metal deposits: a review. In: R.W. Schafer, J.J. Cooper & P.G. Vikre (eds.), Bulk mineable precious metal deposits of the Western United States. Geological Society of Nevada, p. 259-271.
- BONHAM, H.F. Jr (1989): Bulk mineable gold deposits in the Western United States. In: R.R. Keays, W.R.H. Ramsay & D.I. Groves (eds.), The geology of gold deposits: the perspective in 1988, Economic Geology Monograph, 6: 193-207.
- BORNHORST, T.J., NURMI, P.A., RASILAINEN, K. y KONTAS, E. (1995): Trace element characteristics of selected epithermal gold deposits of North America. In: S. Autio (ed.), Geological Survey of Finland Current Research 1993-1994. Geological Survey of Finland Special Paper, 20: 47-52.
- BROWN, K.L. (1989): Kinetics of gold precipitation from experimental hydrothermal sulfide solutions. Economic Geology Monograph, 6: 320-327.
- BROWN, P.E. y HAGEMANN, S.G. (1994): MacFlinCor: computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: De Vivo & Frezzotti (eds.) Fluid inclusions in minerals: methods and applications, Virginia Polytechnic Inst. State University, Blacksburg VA, p. 231-250.
- BROWNE, P.R.L. (1978): Hydrothermal alteration in active geothermal fields. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 6: 229-250.
- BROWNE, P.R.L. y ELLIS, A.J. (1970): The Ohaaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry. American Journal of Science, 269: 97-131.
- BUCHANAN, L.J. (1981): Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. In: W.R. Dickson, W.D. Payne (eds.), Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera. Arizona Geological Society Digest, 14: 237-262.
- BUDDINGTON, A.F. (1935): High-temperature mineral associations at shallow to moderate depths. Economic Geology, 30: 205-222.
- CAMPA, M.F. (1975): Metamorphic basement rocks underlying the Tertiary volcanic sequence of south-central Mexico. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 7 (2): 151.
- CAMPA, M.F. y RAMÍREZ, J. (1970): La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Serie técnico-científica de la Universidad Autónoma de Guerrero, n° 1, 102 p.
- CAMPA, M.F. y CONEY, P.J. (1983): Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, 20: 1040-1051.
- CAMPA, M.F., FLORES, R., GUERRERO, R., LIMÓN, M., RAMÍREZ, B.R., RAMÍREZ, J. y VÁZQUEZ, M., (1977): La evolución tectónica y la mineralización en la región de Valle de Bravo, Méx., e Iguala, Gro. Memorias Técnicas XII Convención Nacional AIMMG, Acapulco, Guerrero, México, p. 143-170.
- CAMPBELL, A.R., RYE, D. y PETERSEN, U. (1984): A hydrogen and oxygen isotope study of the San Cristobal mine, Peru: implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits. Economic Geology, 79: 1818-1832.

- CAMPRUBÍ, A., CANALS, À., CARDELLACH, E. y PROL-LEDESMA, R.M. (1997): Low-sulphidation epithermal Ag-Au deposits of La Guitarra (Temascaltepec, Mexico). In: H. Papunen (ed.), *Mineral deposits: Research and exploration — where do they meet?* A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 165-168.
- CAMPRUBÍ, A., CANALS, À., CARDELLACH, E., SHARP, Z.D. y PROL-LEDESMA, R.M. (1998): Thermal and geochemical evolution of La Guitarra epithermal deposit (Temascaltepec, Mexico). In: G.B. Arehart y J.R. Hulston (eds.), *Proceedings 9th International Symposium on Water-rock interaction (WRI-9)*. A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 525-528.
- CAMUS, F. (1990): The geology of hydrothermal gold deposits in Chile. In: J.W. Hedenquist, N.C. White y G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration, II*. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 197-232.
- CAMUS, F. y SKEWES, M.A. (1991): The Faride epithermal silver-gold deposit, Antofagasta region, Chile. *Economic Geology*, 86: 1222-1237.
- CANDELA, P.A. y PICCOLI, P.M. (1995): Model ore-metal partitioning from melts into vapor and vapor/brine mixtures. In: J.F.H. Thompson (ed.), *Magma, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 101-127.
- CANDIOTTI DE LOS RIOS, H., NOBLE, D.C. y MCKEE, E.H. (1990): Geologic setting and epithermal silver veins of the Arcata district, Southern Peru. *Economic Geology*, 85: 1473-1490.
- CÁRDENAS, S. y MARTÍNEZ-PÉREZ, F. (1947): Los yacimientos argentíferos de Temascaltepec, estado de México. *Publicaciones del Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México*, 12. 28 p.
- CASADEVALL, T.J. y OHMOTO, H. (1977): Sunnyside mine, Eureka mining district, San Juan County, Colorado—geochemistry of gold and base metal deposition in a volcanic environment. *Economic Geology*, 72: 1285-1320.
- CATHLES, L.M. (1991): The importance of vein selvaging in controlling the intensity and character of subsurface alteration in hydrothermal systems. *Economic Geology*, 86: 466-471.
- CENDEJAS-CRUZ, F. y VÁZQUEZ-MENDOZA, R. (1997): Geología y yacimientos minerales de la Carta Cananea, estado de Sonora. *Memorias Técnicas XXII Convención Nacional AIMMG*, vol. 1, Acapulco, Guerrero, México, p. 55-67.
- CENTENO-GARCÍA, E., RUIZ, J., CONEY, P.J., PATCHETT, P.J. y ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1993): Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21: 419-422.
- CHANG, L.L.Y. (1963): Dimorphic relations in Ag_3SbS_3 . *American Mineralogist*, 48: 429-432.
- CHAROY, B. y GONZÁLEZ-PARTIDA, E. (1984): Analyse des phases fluides associés à la genèse des amas sulfurés et des filons Au-Ag de la province de Taxco-Guanajuato (México). *Bulletin de Minéralogie*, 107: 285-305.
- CHRISTIE, A.B. y BRATHWAITE, R.L. (1986): Epithermal gold-silver and porphyry copper deposits of the Hauraki Goldfield—A review. In: R.W. Henley, J.W. Hedenquist and P.J. Roberts (eds.), *Guide to the active epithermal (geothermal) systems and precious metal deposits of New Zealand*. Monograph series on mineral deposits, Gebrüder Borntraeger, Berlin, p. 129-145.
- CLARK, K.F. (1986): Summary of the geology and ore deposits in the Taxco, Guanajuato and Pachuca-Real del Monte region, Mexico. In: K.F. Clark (ed.), *Precious metal deposits of Taxco, Guanajuato and Pachuca-Real del Monte*. Society of Economic Geologists Guidebook Series, 5: 131-143.

- CLARK, K.F., (1990): Geology and mineral deposits of the Taxco mining district. In: K.F. Clark (ed.), Mexican silver deposits, Society of Economic Geologists Guidebook Series, 6: 281-291.
- CLARK, K.F., DAMON, P.E., SCHUTTER, S.R. y SHAFIQUZZAH, M. (1979): Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos. Memorias Técnicas XIII Convención Nacional AIMMGM, Acapulco, Guerrero, México, p. 8-57.
- CLARK, K.F., FOSTER, C.T. y DAMON, P.E. (1982): Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. Geological Society of America Bulletin, 93: 533-544.
- CLARKE, M. y TITLEY, S.R. (1988): Hydrothermal evolution in the formation of silver-gold veins in the Tayoltita mine, San Dimas district, Mexico. Economic Geology, 83: 1830-1840.
- CLARKE, W.B., BEG, M.A. y CRAIG, H. (1969): Excess ^3He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium. Earth and Planetary Science Letters, 6: 213-220.
- CLAYTON, R.N., O'NEAL, J.R. y MAYEDA, T.K. (1972): Oxygen isotope exchange between quartz and water. Journal of Geophysical Research, 97: 3057-3067.
- CLINE, J.S. y BODNAR, R.J. (1991): Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? Journal of Geophysical Research, 96: 8113-8126.
- COLE, D.R. (1994): Evidence for oxygen isotope disequilibrium in selected geothermal and hydrothermal ore deposit systems. Chemical Geology 111: 283-296.
- COLORADO-LIÉVANO, D. (1979): Étude d'une partie de la ceinture métamorphique (Mésozoïque) du sud de México (États de México et Guerrero). Tesis doctoral inédita, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- CONEY, P.J. (1976): Plate tectonics and the Laramide orogeny. New Mexico Geological Society Special Publication, 6: 5-10.
- CONRAD, M.E., PETERSEN, U. y O'NEIL, J.R. (1992): Evolution of an Au-Ag-producing hydrothermal system: the Tayoltita mine, Durango, Mexico. Economic Geology, 87: 1451-1474.
- COOKE, D.R. y BLOOM, M.S. (1990): Epithermal and subjacent porphyry mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: a fluid-inclusion and paragenetic study. In: J.W. Hedenquist, N.C. White & G. Siddeley (eds.), Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration, I. Journal of Geochemical Exploration, 35: 297-340.
- COOKE, D.R., MCPHAIL, D.C. y BLOOM, M.S. (1996): Epithermal gold mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: geology, mineralization, alteration, and the thermochemical environment of ore deposition. Economic Geology, 91:243-272.
- CORONA-ESQUIVEL, R. y CARRILLO-MARTÍNEZ, M. (1997): Control estructural y rasgos geomorfológicos relacionados con la mineralización de la región comprendida entre Zimapán Hgo. y San Joaquín Qro. Memorias Técnicas XXII Convención Nacional AIMMGM, vol. 1, Acapulco, Guerrero, México, p. 69-76.
- COSCA, M.A., SUTTER, J.F. y ESSENE, E.J. (1991): Cooling and inferred uplift/erosion history of the Grenville Orogen, Ontario: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. Tectonics, 10: 959-977.
- COYLE, M., ESPINOSA, E., LOREDO, B. y MEDINA, H. (1997): Geological report on mineral exploration properties in the states of Durango, Sinaloa, Nayarit and Zacatecas, Mexico. Memorias Técnicas XXII Convención Nacional AIMMGM, vol. 1, Acapulco, Guerrero, México, p. 81-115.

- CRAIG, H., LUPTON, J.E. y HORIBE, Y. (1978): A mantle helium component in circum-Pacific volcanic gases: Hakone, the Marianas, and Mt. Lassen. In: E.C. Alexander & M. Ozima (eds.), *Terrestrial rare gases*, Center Academy Publ. Japan, p. 3-16.
- CRAIG, J.R. y BARTON, P.B. Jr. (1973): Thermochemical approximations for sulfosalts. *Economic Geology*, 68: 493-506.
- CRAIG, J.R., VAUGHAN, D.J. y SKINNER, B.J. (1996): *Resources of the Earth. Origin, use, and environmental impact*. Segunda edición, Prentice Hall, New Jersey, 472 p.
- CRAWFORD, M.L. (1981): Phase equilibria in aqueous fluid solutions. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 6: 75-100.
- CRISS, R.E., FLECK, R.J. y TAYLOR, H.P. Jr (1991): Tertiary meteoric hydrothermal systems and their relation to ore deposition, Northwestern United States and Southern British Columbia. *Journal of Geophysical Research*, 96: 13335-13356.
- CRUZ-RÍOS, R., NIETO-OBREGÓN, J., COLORADO-LIÉVANO, D., GONZÁLEZ-PARTIDA, E., FIGUEROA-PALACIOS, M. y FRANCO-SERRANO, A. (1977a): Proyecto Eje Neovolcánico. Informe de avance de los estudios geológicos-mineros en Angangueo, Ixtapán del Oro y Temascaltepec. Reporte interno inédito, Consejo de Recursos Minerales, México D.F.
- CRUZ-RÍOS, R., NIETO-OBREGÓN, J., COLORADO-LIÉVANO, D., GONZÁLEZ-PARTIDA, E., FIGUEROA-PALACIOS, M. y FRANCO-SERRANO, A. (1977b): Estudio geológico-minero del área de Temascaltepec, Estado de México. Reporte interno inédito, Consejo de Recursos Minerales, México D.F.
- CUMMING, G.L., KESLER, S.E. y KRSTIC, D. (1979): Isotope composition of lead in Mexican mineral deposits. *Economic Geology*, 74: 1395-1407.
- DAMON, P.E., SHAFIQUILLAH, M. y CLARK, K.F. (1981): Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Revista del Instituto de Geología U.N.A.M.*, 5: 131-139.
- DAVIS, D.W., LOWENSTEIN, T.K. y SPENCER, R.J. (1990): The melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 591-601.
- DE CSERNA, Z. y FRIES, C. (1981): Hoja Taxco 14Q-h(7). Carta Geológica de México, escala 1:100.000, mapa con texto explicativo, U.N.A.M., Instituto de Geología.
- DEEN, J.A. y ATKINSON, W.W.Jr. (1988): Volcanic stratigraphy and ore deposits of the Moctezuma district, Sonora, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1841-1855.
- DEMANT, A. (1978): Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología U.N.A.M.*, 2: 172-187.
- DIAKOW, L.J., PANTELEYEV, A. y SCHROETER, T.G. (1991): Jurassic epithermal deposits in the Toadogone River area, Northern British Columbia: examples of well-preserved, volcanic-hosted, precious metal mineralization. *Economic Geology*, 86: 529-554.
- DOE, B.R., STEVEN, T.A., DELEVAUX, M.H., STACEY, J.S., LIPMAN, P.W. y FISHER, F.S. (1979): Genesis of ore deposits in the san Juan volcanic field, southwestern Colorado—lead isotope evidence. *Economic Geology*, 74: 1-26.
- DONG, G. y MORRISON, G. (1995): Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, 30: 11-19.

- DONG, G. y ZHOU, T. (1996): Zoning in the Carboniferous-lower Permian Cracow epithermal vein system, central Queensland, Australia. *Mineral Deposita*, 31: 210-224.
- DONG, G., MORRISON, G. y JAIRETH, S. (1995): Quartz textures in epithermal veins, Queensland — classification, origin, and implication. *Economic Geology*, 90: 1841-1856.
- DRUMMOND, S.E. y OHMOTO, H. (1985): Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, 80: 126-147.
- ERICKSEN, G.E. y CUNNINGHAM, C.G. (1993): Epithermal precious-metal deposits hosted by the Neogene and Quaternary volcanic complex in the Central Andes. In: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe y J.M. Duke (eds.), *Mineral Deposit Modeling*, Geological Association of Canada Special Paper, 40: 419-431.
- ESPINOSA, E.G. (1992): Informe de actividades. Proyecto El Coloso, Estado de México. Reporte interno inédito, Incremento Industrial Minero S.A. de C.V. México D.F.
- ETCHEVERRY, R., ECHEVESTE, H., SCHALAMUK, I. y AMETRANO, S. (1997): Manantial Espejo: a Jurassic epithermal gold mineralization, Santa Cruz, Argentine. In: H. Papunen (ed.), *Mineral deposits: Research and exploration — where do they meet?* A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 177-180.
- FERRARI, L., PASQUARÉ, G., TIBALDI, A. y VEZZOLI, L. (1989): Late Cenozoic-Quaternary volcanic arc shifting in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 70(43): 1309.
- FOLEY, N.R. y AYUSO, R.A. (1994): Lead isotope compositions as guides to early gold mineralization: the North Amethyst vein system, Creede district, Colorado. *Economic Geology*, 89: 1842-1859.
- FOURNIER, R.O. (1987): Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems. In: R.W. Decker, T.L. Wright & P.H. Stauffer (eds.), *Volcanism in Hawaii*, vol. 2, U.S.G.S. Professional Paper, 1350: 1487-1506.
- GAMMONS, C.H. y WILLIAMS-JONES, A.E. (1995): Hydrothermal geochemistry of electrum: thermodynamic constraints. *Economic Geology*, 90: 420-432.
- GAMMONS, C.H. y WILLIAMS-JONES, A.E. (1997): Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology*, 92: 45-59.
- GARCÍA-HOYOS, G. y ARRIAGA-MELÉNDEZ, H. (1997): Panorama geológico-minero del estado de San Luis Potosí, México. *Memorias Técnicas XXII Convención Nacional AIMMGM*, vol. 1, Acapulco, Guerrero, México, p. 173-184.
- GARCÍA-RODRÍGUEZ, P. (1982): Estudio geológico del distrito minero de Temascaltepec (edo. de México). Tesis de licenciatura inédita, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. 51 p.
- GARDUÑO-MONROY, V.H. y GUTIÉRREZ-NEGRÍN, L.C.A. (1992): Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 31: 417-429.
- GASPARON, M., HILTON, D.R. y VARNE, R. (1994): Crustal contamination processes traced by helium isotopes: examples from the Sunda arc, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 15-22.
- GEMMELL, J.B., SIMMONS, S.F. y ZANTOP, H. (1988): The Santo Niño silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: part I. Structure, vein stratigraphy, and mineralogy. *Economic Geology*, 83: 1597-1618.

- GEYNE, A.R., FRIES, C. Jr, SEGERSTROM, K., BLACK, R.F. y WILSON, I.F. (1963): Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte District, State of Hidalgo, Mexico. Consejo de Recursos Naturales No Renovables, México D.F., Publ. 5E, 203 p.
- GHOSAL, S. y SACK, R.O. (1995): As-Sb energetics in argentinian sulfosalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 17: 3573-3579.
- GIBSON, P.C., NOBLE, D.C. y LARSON, L.T. (1990): Multistage evolution of the Calera epithermal Ag-Au vein system, Orcopampa district, Southern Peru: first results. *Economic Geology*, 85: 1504-1519.
- GIGGENBACH, W.F. (1986): The use of gas chemistry in delineating the origin of fluid discharges over the Taupo volcanic zone: a review. *Proceedings of the International Volcanological Congress, New Zealand*, 5: 47-50.
- GIGGENBACH, W.F. (1989): Processes controlling CO₂ and Cl contents of thermal discharges from the Taupo-Rotorua volcanic-magmatic hydrothermal system, New Zealand. In: *Proceedings 6th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-6)*. A.A. Balkema, Rotterdam, p.259-262.
- GIGGENBACH, W.F. (1992a): Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. *Economic Geology*, 87: 1927-1944.
- GIGGENBACH, W.F. (1992b): The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic setting. *Proceedings 7th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-7)*. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 873-878.
- GIGGENBACH, W.F. (1992c): Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 495-510.
- GIGGENBACH, W.F. (1995): Variations in the chemical and isotopic composition of fluids discharged from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68: 89-116.
- GIGGENBACH, W.F. y GLOVER, R.B. (1992): Tectonic and major processes governing the chemistry of water and gas discharges from the Rotorua geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 21: 121-140.
- GIGGENBACH, W.F. y MATSUO, S. (1991): Evaluation of results from second and third IAVCEI field workshops on volcanic gases, Mt. Usu, Japan, and White Island, New Zealand. *Applied Geochemistry*, 6: 125-141.
- GIGGENBACH, W.F. y POREDA, R.J. (1993): Helium isotopic and chemical composition of gases from volcanic-hydrothermal systems in the Philippines. *Geothermics*, 22: 369-380.
- GIGGENBACH, W.F. y STEWART, M.K. (1982): Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas. *Geothermics*, 11: 71-80.
- GIGGENBACH, W.F., SANO, Y. y WAKITA, H. (1994): Isotopic composition of helium and CO₂ and CH₄ contents in gases produced along the New Zealand part of a convergent plate boundary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 3427-3455.
- GILMER, A.L. y HARDER, V.M. (1987): Dating of hydrothermal events and implications upon fluid evolution via fluorite fission track dating, K-Ar dating, and fluid inclusion analyses within the Santa Maria dome, Velardeña, Durango, Mexico (abs.). *American Current Research in Fluid Inclusions, Programs and Abstracts*, p. 35.
- GILMER, A.L., CLARK, K.F., CONDE, J., HERNÁNDEZ, I., FIGUEROA, J.I. y PORTER, E.W. (1988): Sierra de Santa María, Velardeña mining district, Durango, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1802-1829.

- GOMBERG, J., PRIESTLEY, K.F., MASTERS, T.G. y BRUNE, J.N. (1988): The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 94: 1-20.
- GONZÁLEZ-PARTIDA, E. (1981): La province filonienne Au-Ag de Taxco-Guanajuato (México). Tesis de doctorado inédita, Institut National Polytechnique de Lorraine. 234 p.
- GOODELL, P.C. y PETERSEN, U. (1974): Julcani mining district, Peru: a study of metal ratios. *Economic Geology*, 69: 347-361.
- GRANEY, J.R. y KESLER, S.E. (1995): Gas composition of inclusion fluid in ore deposits: is there a relation to magmas? *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23: 221-245.
- GRANT, G.J. y RUIZ, J. (1988): The Pb-Zn-Cu-Ag deposits of the Granadeña mine, San Francisco del Oro-Santa Bárbara district, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1683-1702.
- GROSS, W.H. (1975): New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, 70: 1175-1189.
- GUHA, J., DUBÉ, B., PILOTE, P., CHOWN, E.H., ARCHAMBAULT, G. y BOUCHARD, G. (1988): Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*, 23: 293-298.
- GUNN, B.M. y MOOSER, F. (1970): Geochemistry of the volcanics of central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 34: 577-616.
- GUNNESH, K.A., TORRES DEL ÁNGEL, C., CUBA CASTRO, C. y SÁEZ, J. (1994): The Cu-(Au) skarn and Ag-Pb-Zn vein deposits of La Paz, northeastern Mexico: mineralogical, paragenetic, and fluid inclusion characteristics. *Economic Geology*, 89: 1640-1650.
- HAAS, J.L. Jr. (1971): The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66: 940-946.
- HACKBARTH, C.J. y PETERSEN, U., (1984): A fractional crystallization model for the deposition of argentian tetrahedrite. *Economic Geology*, 79: 448-460.
- HALL, H.T. (1966): The systems Ag-As-S, Ag-Sb-S, and Ag-Bi-S: Phase relations and mineralogical significance. Tesis doctoral inédita, Brown University.
- HALL, H.T. (1967): The pearceite and polybasite series. *American Mineralogist*, 52: 1311-1321.
- HALLBERG, A. (1994): The Enåsen gold deposit, central Sweden: a paleoproterozoic high-sulfidation epithermal mineralization. *Mineralium Deposita*, 29: 150-162.
- HALLER, M.J. (1997): The rhyolite field related gold deposits from Patagonia. In: H. Papunen (ed.), *Mineral deposits: Research and exploration — where do they meet?* A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 201-203.
- HARDER, V.M. (1987): Fission tracks in fluorite and apatite with geologic applications. Tesis doctoral inédita, University of Texas, El Paso, 82 p.
- HAYASHI, K. y OHMOTO, H. (1991): Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2111-2126.
- HAYBA, D.O. (1997): Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part V. Epithermal mineralization from fluid mixing in the OH vein. *Economic Geology*, 92: 29-44)

- HAYBA, D.O., BETHKE, P.M., HEALD, P. y FOLEY, N.K. (1985): Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. In: B.R. Berger y P.M. Bethke (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Reviews in Economic Geology*, 2: 129-167.
- HEALD, P., FOLEY, N.K. y HAYBA, D.O. (1987): Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82: 1-26.
- HEDENQUIST, J.W. (1986): Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralisation. In: I.E.M. Smith (ed.), *Late Cenozoic volcanism in New Zealand*. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 23: 134-168.
- HEDENQUIST, J.W. (1990): The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system. *Geothermics*, 19: 151-185.
- HEDENQUIST, J.W. (1991): Boiling and dilution in the shallow portion of the Waiotapu geothermal system, New Zealand. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2753-2765.
- HEDENQUIST, J.W. (1996): Hydrothermal systems in volcanic arcs. Origin of and exploration for epithermal gold deposits. Short course volume, Département de Minéralogie, Université de Genève. 139 p.
- HEDENQUIST, J.W. y AOKI, M. (1991): Meteoric interaction with magmatic discharges in Japan and the significance of mineralization. *Geology*, 19: 1041-1044.
- HEDENQUIST, J.W. y GULSON, B.L. (1992): Intrusive and basement rock sources of lead in hydrothermal systems of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 2821-2829.
- HEDENQUIST, J.W. y HENLEY, R.W. (1985): The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, 80: 1379-1406.
- HEDENQUIST, J.W. y LOWENSTERN, J.B. (1994): The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519-527.
- HEDENQUIST, J.W., GOFF, F., PHILLIPS, F.M., ELMORE, D. y STEWART, M.K. (1990): Groundwater dilution and residence times, and constraints on chloride source in the Mokai geothermal system, New Zealand, from chemical, stable isotope, tritium and ³⁶Cl data. *Journal of Geophysical Research*, 95: 19365-19375.
- HEDENQUIST, J.W., REYES, A.G., SIMMONS, S.F. y TAGUCHI, S. (1992): The thermal and geochemical structure of geothermal and epithermal systems: a framework for interpreting fluid inclusion data. *European Journal of Mineralogy*, 4: 989-1015.
- HEDENQUIST, J.W., MATSUHISA, Y., IZAWA, E., WHITE, N.C., GIGGENBACH, W.F. y AOKI, M. (1994): Geology, geochemistry, and origin of high-sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu District, Japan. *Economic Geology*, 89: 1-30.
- HEDENQUIST, J.W., IZAWA, E., ARRIBAS, A. Jr. y WHITE, N.C. (1996): Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration. *Society of Resource Geology, Tokyo, Special Publication*, 1 (poster).
- HELGESON, H.C. (1964): *Complexing and hydrothermal ore deposition*. Pergamon, New York, 136 p.
- HEMLEY, J.J., MONTOYA, J.W., MARINENKO, J.W. y LUCE, R.W. (1980): Equilibria in the system Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*, 75: 210-228.
- HENLEY, R.W. (1985): The geothermal framework of epithermal deposits. In: B.R. Berger y P.M. Bethke (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Reviews in Economic Geology*, 2: 1-24.

- HENLEY, R.W. y BROWN, K.L. (1985): A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and hydrothermal ore deposits. In: B.R. Berger & P.M. Bethke (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*, *Reviews in Economic Geology*, vol. 2, p. 25-44.
- HENLEY, R.W. y ELLIS, A.J. (1983): Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Science Reviews*, 19: 1-50.
- HENLEY, R.W., TRUESDELL, A.H., BARTON, P.B. Jr. y WHITNEY, J.A. (1984): Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 1, 267 p.
- HENRY, C.D. (1975): *Geology and chronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico*. Tesis doctoral inédita, University of Texas, Austin, 158 p.
- HILTON, D.R. y CRAIG, H. (1989): A helium isotope transect along the Indonesian archipelago. *Nature*, 342: 906-908.
- HILTON, D.R., HAMMERSCHMIDT, K., TEUFEL, S. y FRIEDRICHSEN, H. (1993): Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 265-282.
- HODA, S.N. y CHANG, L.L.Y. (1975): Phase relations in the systems $PbS-Ag_2S-Sb_2S_3$ and $PbS-Ag_2S-Bi_2S_3$. *American Mineralogist*, 60: 45-57.
- HÖGELSBERGER, H. y SUNDBLAD, K. (1993): Fluid inclusion evidence for the origin of epithermal gold quartz veins in the Chortis block, Nicaragua. In: P. Fenoll Hach-Alí, J. Torres-Ruiz & F. Gervilla (eds.), *Current research in geology applied to ore deposits*, *Proceedings on the 2nd biennial SGA meeting*, Granada, p. 473-478.
- HOLGUÍN-FRANCO, J. (1997): Potencial exploratorio del estado de Oaxaca. *Memorias Técnicas XXII Convención Nacional AIMMGM*, vol. 1, Acapulco, Guerrero, México, p. 211-218.
- HÖLLER, W. y GANDHI, S.M. (1995): Silver-bearing sulfosalts from the metamorphosed Rampura Agucha Zn-Pb-(Ag) deposit, Rajasthan, India. *Canadian Mineralogist*, 33: 1047-1057.
- HUCKERBY, J.A., MOORE, J.MCM. y DAVIS, G.R. (1983): Tectonic control of mineralization at Mahd adh Dhahab gold mine, western Saudi Arabia. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, 92: B171-B182.
- IBARRA-SERRANÓ, A. (1997): *Compañía San Felipe S.A. de C.V., Unidad San Felipe-Mexicali, B.C. Geología y tipos de mineralización del yacimiento San Felipe*. *Memorias Técnicas XXII Convención Nacional AIMMGM*, vol. 1, Acapulco, Guerrero, México, p. 219-228.
- IZAWA, E., URASHIMA, Y., IBARAKI, K., SUZUKI, R., YOKOHAMA, T., KAWASAKI, K., KOGA, A. y TAGUCHI, S. (1990): The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan. In: J.W. Hedenquist, N.C. White y G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration*, II. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 1-56.
- JANKOVIC, S. (1997): The Carpatho-Balkanides and adjacent area: a sector of the Tethyan Eurasian metallogenic belt. *Mineralium Deposita*, 32: 426-433.
- JIANPING, Z., KAI, H. y JIANJUN, L. (1996): Genesis and geological-geochemical characters of the Rushan gold deposit, Shandong, China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 15: 203-212.
- KANEDA, H., SHIMAZAKI, H. y LEE, M.S. (1986): Mineralogy and geochemistry of the Au-Ag ore deposits of the South Korean Peninsula. *Mineralium Deposita*, 21: 234-243.

- KEIGHIN, C.W. y HONEA, R.M. (1969): The system Ag-Sb-S from 600°C to 200°C. *Mineralium Deposita*, 4: 153-171.
- KEPPIE, J.D. y ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1995): Provenance of Mexican terranes: isotopic constraints. *International Geology Reviews*, 37: 813-824.
- KESLER, S.E. (1997): Metallogenic evolution of convergent margins: selected ore deposit models. *Ore Geology Reviews*, 12: 153-171.
- KESLER, S.E., LEVY, E. y MARTÍN, C. (1990): Metallogenic evolution of the Caribbean region. In: G. Dengo & J.E. Case (eds.), *The geology of North America, Vol. H, The Caribbean Region*, Geological Society of America, p. 459-481.
- KILIAS, S., CHELIOTIS, I., CONSTANDINIDOU, E., CROSSING, J., NADEN, J., SHEPHERD, T.J. y SIMOS, I. (1997): Epithermal gold mineralization in the Aegean: the Profitis Ilias deposit, Milos Island, Greece. *Proceedings XIVth ECROFI meeting, abstracts, Nancy, France*, p. 155-156.
- KILINC, I.A. y BURNHAM, C.W. (1972): Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. *Economic Geology*, 67: 231-235.
- KONTIS, E., KELEPERTSIS, A.E. y SKOUNAKIS, S. (1994): Geochemistry and alteration facies associated with epithermal precious metal mineralization in an active geothermal system, northern Lesbos, Greece. *Mineralium Deposita*, 29: 430-433.
- KUCHA, H., PROCHASKA, W. y STUMPFL, E.F. (1997): Tetrahedrite, a novel gold trap and its meaning for gold metallogeny in the Austrian Alps. In: H. Papunen (ed.), *Mineral deposits: Research and exploration — where do they meet?* A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 229-232.
- KWAK, T.A.P. (1990): Geochemical and temperature controls on ore mineralization at the Emperor gold mine, Vatukuola, Fiji. In: J.W. Hedenquist, N.C. White & G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration, II*. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 297-338.
- LANG, B., STEINITZ, G., SAWKINS, F.J. y SIMMONS, S. (1988): K-Ar age studies in the Fresnillo silver district, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1642-1646.
- LEHMANN, B., HEINHORST, J., WEISSER, D.J., FEDESEJEV, V. y NEUMANN, M. (1997): Exploration for epithermal gold mineralization in the southern Urals, Russia: the Bereznjakovskoje gold deposit. In: H. Papunen (ed.), *Mineral deposits: Research and exploration — where do they meet?* A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 233-236.
- LEROY, J.L., BAILLY, L., MILÉSI, J.P., MARCOUX, E. y NEHLIG, P. (1997): Fluid behaviour in the epithermal Au-Cu-Zn-Sb deposits of the Baia Mare district (North Romania). *Proceedings XIVth ECROFI meeting, abstracts, Nancy, France*, p. 176-177.
- LINDGREN, W. (1922): A suggestion for the terminology of certain mineral deposits. *Economic Geology*, 17: 202-294.
- LINDGREN, W. (1933): *Mineral Deposits*. McGraw-Hill Book Co., New York. 930 p.
- LIU, K. y EPSTEIN, S. (1984): The hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water. *Isotope Geoscience*, 95: 335-350.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1979): *Geología de México*, 2ª edición, 3 vol., Edición escolar, México D.F.

- LORRE, C. (1996): Veta La Guitarra-Nazareno. Geoquímica interior de mina y de superficie. Reporte interno inédito, Industrias Luismin S.A. de C.V., Durango.
- LOUCKS, R.R. y PETERSEN, U. (1988): Polymetallic fissure vein mineralization, Topia, Durango, Mexico: Part II. Silver mineral chemistry and high resolution patterns of chemical zoning in veins. *Economic Geology*, 83: 1529-1559.
- LOUCKS, R.R., LEMISH, J. y DAMON, P.E. (1988): Polymetallic fissure vein mineralization, Topia, Durango, Mexico: Part I. District geology, geochronology, hydrothermal alteration, and vein mineralogy. *Economic Geology*, 83: 1499-1528.
- LUDIN, A., WEPERNIG, R., BÖNISCH, G. y SCHLOSSER, P. (1997): Mass spectrometric measurement of helium isotopes and tritium in water samples. Lamont-Doherty Earth Observatory, technical report. (Consultable en <http://www.ldeo.columbia.edu/~noble/gas/>)
- LUPTON, J.E. (1983): Terrestrial inert gases: isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11: 371-414.
- LYONS, J.I. (1988): Geology and ore deposits of the Bolaños silver district, Jalisco, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1560-1582.
- MAMYRIN, B.A., ANUFRIEV, G.S., KAMENSKII, I.L. y TOLSTIKHIN, I.N. (1969): Determination of the isotopic composition of atmospheric helium. *Geochemistry International*, 7: 498-505.
- MANGO, H., ZANTOP, H. y ORESKES, N. (1991): A fluid inclusion and isotope study of the Rayas Ag-Au-Cu-Pb-Zn mine, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, 86: 1554-1561.
- MARCOUX, E., MILÉSI, J.P., SOHEARTO, S. y RINAWAN, R. (1993): Noteworthy mineralogy of the Au-Ag-Sn-W (Bi) epithermal ore deposit of Cirotan, West Java, Indonesia. *Canadian Mineralogist*, 31: 727-744.
- MASKE, S. y SKINNER, B.J. (1971): Studies of sulfosalts of copper. I. Phase and phase relations in the system Cu-As-S. *Economic Geology*, 66: 901-918.
- MAT'Ó, L', SASVÁRI, T., BEBEJ, J., KRAUS, I., SCHMIDT, R. y KALINAJ, M. (1996): Structurally controlled vein-hosted mesothermal gold-quartz and epithermal precious and base metal mineralization in the Banská Hodrusa ore field, Central Slovakia vulcanite. *Mineralia Slovaca*, 28: 455-490. (En eslovaco con resumen en inglés)
- MATSUHISA, Y. (1986): Effect of mixing and boiling of fluids on isotopic compositions of quartz and calcite from epithermal deposits. *Mining Geology*, 36: 487-493.
- MATSUHISA, Y. y AOKI, M. (1994): Temperature and oxygen isotope variations during formation of the Hishikari epithermal gold-silver veins, Southern Kyushu, Japan. *Economic Geology*, 89: 1608-1613.
- MCCREA, J. (1950): On the isotopy of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemistry and Physics*, 18: 849-857.
- MCINNES, B.I, CROCKET, J.H. y GOODFELLOW, W.D. (1990): The Laforma deposit, an atypical epithermal-Au system at Freegold Mtn., Yukon Territory, Canada. In: J.W. Hedenquist, N.C. White y G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration*, II. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 73-102.
- MCKEE, E.H., DREIER, J.E. y NOBLE, D.C. (1992): Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico: an example of space-time association of volcanism and epithermal Ag-Au mineralization. *Economic Geology*, 87: 1635-1637.

- MCKIBBEN, M.A. y ELDRIDGE, C.S. (1990): Radical sulfur isotope zonation of pyrite accompanying boiling and epithermal gold deposition: a SHRIMP study of the Valles Caldera, New Mexico. *Economic Geology*, 85: 1917-1925.
- MCKIBBEN, M.A. y WILLIAMS, A.E. (1989): Metal speciation and solubility in saline hydrothermal fluids: an empirical approach based on geothermal brine data. *Economic Geology*, 84: 1996-2007.
- MILÉSI, J.P., MARCOUX, E., NEHLIG, P., SUNARYA, Y., SUNDAKAR, A. y FELENC, J. (1994): Cirotan, West Java, Indonesia: a 1.7 Ma hybrid epithermal Au-Ag-Sn-W deposit. *Economic Geology*, 89: 227-245.
- MITCHELL, A.H.G. y BALCE, G.R. (1990): An overview of epithermal gold mineralisation in the Philippines. In: J.W. Hedenquist, N.C. White y G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration, I*. *Journal of Geochemical Exploration*, 35: 241-296.
- MOLINA-GARZA, R. y URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. (1993): Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *Journal of Geodynamics*, 17: 181-201.
- MOOKHERJEE, A. y MISHRA, B. (1984): 'Derived' and observed sulphosalt-sulphide phase assemblages compared — a case study from Rajpura-Dariba, India. *Mineralium Deposita*, 19: 112-117.
- MOOSER, F. (1972a): El Eje Neovolcánico Mexicano, debilidad cortical prepaleozoica reactivada en el Terciario. Mem. II Convención Nacional de la Soc. Geol. Mex., Mazatlán, Sinaloa, p.186-187.
- MOOSER, F. (1972b): The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12: 55-70.
- MORÁN-ZENTENO, D.J. (1984): Geología de la República Mexicana. Publ. Facultad de Ingeniería U.N.A.M., México D.F. 88 p.
- MORÁN-ZENTENO, D.J., CORONA-CHÁVEZ, P. y TOLSON, G. (1996): Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 51-65.
- MOSIER, D.L., MENZIE, W.D. y KLEINHAMPL, F.J. (1986): Geologic and grade-tonnage information on Tertiary epithermal precious- and base-metal vein districts associated with volcanic rocks. *U.S.G.S. Bulletin*, 1666, 39 p.
- MULSHAW, S.C., PUIG, C., SPIRO, B. y BUCHANAN, D.L. (1997): Genesis of epizonal mineralization at San Bartolomé in Central Ecuador: textural evidence, fluid inclusions, and stable isotope geochemistry. *Economic Geology*, 92: 210-227.
- NAVA, A., NÚÑEZ-CORNÚ, F., CÓRDOBA, D., MENA, M., ANSORGE, J., GONZÁLEZ, J., RODRÍGUEZ, M., BANDA, M., MUELLER, S., UDÍAS, M., GARCÍA-GARCÍA, M. y CALDERÓN, G. (1988): Structure of the Middle America trench in Oaxaca, Mexico. *Tectonophysics*, 154: 541-553.
- NESBITT, B.E. (1990): Fluid flow and chemical evolution in the genesis of hydrothermal ore deposits. In: B.E. Nesbitt (ed.), *MAC Short Course on fluids in tectonically active regimes of the continental crust*, Mineralogical Association of Canada, p. 261-297.
- NIER, A.O. y SCHLUTTER, D.J. (1985): High-performance double focusing mass spectrometer. *Rev. Sci. Instruments*, 56: 214-219.
- NORMAN, D.I. y MUSGRAVE, J.A. (1994): N₂-Ar-He compositions in fluid inclusions: indicators of fluid source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1119-1131.

- NORMAN, D.I. y SAWKINS, F.J. (1987): Analysis of volatiles in fluid inclusions by mass spectrometry. *Chemical Geology*, 61: 1-10.
- NORMAN, D.I., BENTON, L.D. y ALBINSON, T. (1991): Calculation of $f(\text{O}_2)$ and $f(\text{S}_2)$ of ore fluids, and pressure of mineralization from fluid inclusion gas analysis for the Fresnillo, Colorado, and Sombrerete Pb-Zn-Ag deposits, Mexico. In: J.L. Leroy & M. Pagel (eds.), *Source, transport and deposition of metals*, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 468.
- NORMAN, D.I., MOORE, J.N. y MUSGRAVE, J.A. (1997a): Gaseous species as tracers in geothermal systems. *Proceedings 22nd Workshop on Geothermal Reservoir Eng.*, Stanford University, California, Jan. 27-29.
- NORMAN, D.I., CHOMIAK, B., ALBINSON, T. y MOORE, J.N. (1997b): Volatiles in epithermal systems: the big picture. *GSA 1997 Annual Meeting, Abstracts with Programs*, A-206.
- OAKES, C.S., BODNAR, R.J. y SIMONSON, J.M. (1990): The system NaCl-CaCl₂-H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 603-610.
- OHMOTO, H. (1972): Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67: 551-579.
- OHMOTO, H. y RYE, R.O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, segunda edición, John Wiley & Sons Interscience, New York, p. 509-567.
- O'NEIL, J.R. y SILBERMAN, M.L. (1974): Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits. *Economic Geology*, 69: 902-909.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, J. y MAYEDA, T. (1969): Oxygen isotope fractionations in divalent metal carbonates. *Journal of Chemistry and Physics*, 51: 5547-5558.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., MITRE-SALAZAR, L.M., ALANIZ-ÁLVAREZ, S., ROLDÁN-QUINTANA, J., ARANDA-GÓMEZ, J.J., NIETO-SAMANIEGO, Á.F. y MORÁN-ZENTENO, D.J. (1991): Geologic provinces of Mexico—a new proposal and bases for their definition. *Convención sobre la evolución geológica de México y I Congreso Mexicano de Geología*, Pachuca, Hidalgo, p.143-144.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., MITRE-SALAZAR, L.M., ROLDÁN-QUINTANA, J., ARANDA-GÓMEZ, J.J., MORÁN-ZENTENO, D.J., ALANIZ-ÁLVAREZ, S. y NIETO-SAMANIEGO, Á.F., (1992): Texto explicativo de la quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2.000.000. Instituto de Geología U.N.A.M., Consejo de Recursos Minerales. 74 p. México D.F.
- PALACIOS, C., LAHSEN, A. y SYLVESTER, H. (1992): Low-sulfur epithermal gold mineralization at Inca de Oro, northern Chile: mineralogy and fluid inclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 6: 183-189.
- PANTELEYEV, A. (1988): A Canadian Cordilleran Model for Epithermal Gold-silver Deposits. In: R.G. Roberts & P.A. Sheahan (eds.), *Ore Deposit Models*, Geoscience Canada Reprint Series, 3: 31-43.
- PATTERSON, D.B., HONDA, M. y MCDUGALL, I. (1994): Noble gases in mafic phenocrysts and xenoliths from New Zealand. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4411-4427.
- PATTERSON, D.B., FARLEY, K.A. y MCINNES, B.I.A. (1997): Helium isotopic composition of the Tabar-Lihir-Tanga-Feni island arc, Papua New Guinea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 2485-2496.
- PEACOCK, S.M. (1990): Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248: 329-337.
- PEARSON, M.F., CLARK, K.F. y PORTER, E.W. (1988): Mineralogy, fluid characteristics, and silver distribution at Real de Ángeles, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1737-1759.

- PENCZAK, R.S. y MASON, R. (1997): Metamorphosed Archean epithermal Au-As-Sb-Zn-(Hg) vein mineralization at the Campbell mine, Northwestern Ontario. *Economic Geology*, 92: 696-719.
- PETERSEN, E.U., PETERSEN, U. y HACKBARTH, C.J. (1990): Ore zoning and tetraedrite compositional variation at Orcopampa, Peru. *Economic Geology*, 85: 1491-1503.
- PETRUK, W. y OWENS, D. (1974): Some mineralogical characteristics of the silver deposits in the Guanajuato mining district, Mexico. *Economic Geology*, 69: 1078-1085.
- PLUMLEE, G.S. (1994): Fluid chemistry evolution and mineral deposition in the main-stage Creede epithermal system. *Economic Geology*, 89: 1860-1882.
- PLUMLEE, G.S. y RYE, R.O. (1986): Extreme sulfur isotope. As, Sb and Ag variations in late-stage botryoidal pyrite from Creede, Colorado: vestiges of a waning hydrothermal system (abs). *GSA, Abstracts with Programs*, 18 (6): 719.
- PLUMLEE, G.S. y WHITEHOUSE-VEAUX, P.H. (1994): Mineralogy, paragenesis, and mineral zoning of the Bullfrog Mountain vein system, Creede district, Colorado. *Economic Geology*, 89: 1883-1905.
- PONCE, B.F. y CLARK, K.F. (1988): The Zacatecas mining district: a Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization. *Economic Geology*, 83:1668-1682.
- POREDA, R. y CRAIG, H. (1989): Helium isotope ratios in circum-Pacific volcanic arcs. *Nature*, 338: 473-478.
- POTTS, P.J., TINDLE, A.G. y WEBB, P.C., (1992): Geochemical reference material compositions. Whittles Publ., Caithness U.K. / CRC Press Inc., Boca Raton U.S.A. 313 p.
- PROCTOR, P.D. (1989): Silver resources. In: D.D. Carr y N. Herz (eds.), *Concise encyclopedia of mineral resources*. Pergamon press, p. 328-330.
- RANDALL, J.A., SALDAÑA, E. y CLARK, K.F. (1994): Exploration in a vulcano-plutonic center at Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, 89: 1722-1754.
- REED, M.H. (1992): Origin of diverse hydrothermal fluids by reaction of magmatic volatiles with wall rock. In: J.W. Hedenquist (ed.), *Extended abstracts, Japan-U.S. symposium on magmatic contributions to hydrothermal systems*, Geological Survey of Japan Reports, 279: 135-140.
- REED, M.H. y SPYCHER, N. (1985): Boiling, cooling and oxidation in epithermal systems: a numerical model approach. In: B.R. Berger y P. Bethke (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*, *Reviews in Economic Geology*, 2: 249-272.
- REYES, A.G. (1990): Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43: 279-309.
- REYES, A.G. (1991): Mineralogy, distribution and origin of acid alteration in Philippine geothermal systems. *Geological Survey of Japan Reports*, 277: 59-65.
- RICHARDS, J.P. (1992): Magmatic-epithermal transitions in alkalic systems: Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Geology*, 20: 547-550.
- RICHARDS, J.P. (1995): Alkalic-type epithermal gold deposits—a review. In: J.F.H. Thompson (ed.), *Magma, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 367-400.
- RICHARDS, J.P. y KERRICH, R. (1993): The Porgera gold mine, Papua New Guinea: magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkali-type precious metal deposit. *Economic Geology*, 88: 1017-1052.

- RIVERA, R. (1993): Cocientes metálicos e inclusiones fluidas del distrito minero de Real de asientos, Aguascalientes. Memorias Técnicas XX Convención Nacional AIMMGM, Acapulco, Guerrero, México, p. 310-325.
- ROBERT, F. y POULSEN, K.H. (1996): World-class Archean, hydrothermal gold deposits: a Canadian perspective. *Geological Society of Australia Abstracts*, 41: 368.
- ROBINSON, R.W. y NORMAN, D.I. (1984): Mineralogy and fluid inclusion study of the southern Amethyst vein system, Creede mining district, Colorado. *Economic Geology*, 79: 439-447.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- ROEDDER, E. (1990): Fluid inclusion analysis—prologue and epilogue. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 495-508.
- ROLAND, G.W. (1970): Phase relations below 575°C in the system Ag-As-S. *Economic Geology*, 65: 241-252.
- RUAYA, J.R. y SEWARD, T.M. (1986): The stability of chlorozinc (II) complexes in hydrothermal solutions up to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 651-661.
- RUVALCABA-RUIZ, D.C. y THOMPSON, T.B. (1988): Ore deposits at the Fresnillo mine, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1583-1596.
- RYE, R.O. (1966): Carbon, hydrogen, and oxygen isotopic composition of the hydrothermal fluids responsible for the Pb-Zn deposits at Providencia, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 61: 1399-1427.
- RYE, R.O. (1993): The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: the stable isotope perspective. *Economic Geology*, 88: 733-753.
- RYE, R.O. y OHMOTO, H. (1974): Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. *Economic Geology*, 69: 826-842.
- RYE, R.O. y SAWKINS, F.J. (1974): Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposits, central Andes, Peru. *Economic Geology*, 69: 181-205.
- SAKAI, H. y MATSUBAYA, O. (1977): Stable isotope studies of Japanese geothermal systems. *Geothermics*, 5: 97-124.
- SAKHAROVA, M.S., RYAKHOVSKAYA, S.K y USPENSKAYA, M.Ye. (1994): Natural and experimental data on gold crystallization in quartz-adularia assemblages. *Geochemistry International*, 31: 155-163.
- SAMSON, S.D. y ALEXANDER, E.C. (1987): Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb-1. *Chemical Geology*, 66: 27-34.
- SANDER, M.V. y BLACK, J.E. (1988): Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems — Implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 83: 1052-1060.
- SANDER, M.V. y EINAUDI, M.T. (1990): Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. *Economic Geology*, 85: 285-311.
- SANO, Y. y WAKITA, H. (1985): Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: implications for arc tectonics and incipient magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 90: 8729-8741.
- SAUNDERS, J.A. (1996): Retardation of boiling and the genesis of shallow bonanza epithermal gold deposits: evidence from the Sleeper deposit, Nevada. *GSA Abstracts with Programs*, Denver Col., A-94.

- SAWKINS, F.J., O'NEIL, J.R. y THOMPSON, J.M. (1979): Fluid inclusion and geochemical studies of gold vein deposits, Baguio district, Philippines. *Economic Geology*, 74: 1420-1434.
- SCHALAMUK, I.B., ZUBÍA, M., GENINI, A. y FERNÁNDEZ, R.R. (1997): Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 12: 173-186.
- SCHELLHORN, R.W., AIKEN, C.L.V. y DE LA FUENTE, M.F. (1991): Bouguer gravity anomalies and crustal structure in northwestern Mexico. In: J.P. Dauphin & B.R.T. Simonet (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. AAPG Memoir, 47: 197-215.
- SCHEUBEL, F.R., CLARK, K.F. y PORTER, E.W. (1988): Geology, tectonic environment, and structural controls in the San Martín de Bolaños district, Jalisco, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1703-1720.
- SEAL, R.R. II y RYE, R.O. (1992): Stable isotope study of water-rock interaction and ore formation, Bayhorse base and precious metal district, Idaho. *Economic Geology*, 87: 271-287.
- SEDLOCK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. y SPEED, R.C. (1993): Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 278. 153 p.
- SEWARD, T.M. (1976): The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1329-1341.
- SEWARD, T.M. (1984): The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: R.P. Foster (ed.), *Gold'82*. A.A. Balkema, Rotterdam. 753 p.
- SEWARD, T.M. (1989): The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: boiling and conductive cooling as examples. *Economic Geology Monograph*, 6: 398-404.
- SHARP, Z.D. (1990): A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1353-1357.
- SHENBERGER, D.M. y BARNES, H.L. (1989): Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 269-278.
- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H. y ALDERTON, D.H.M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow/London. 239 p.
- SHEPPARD, S.M.F. (1986): Characterization and isotopic variation in natural waters. In: P.H. Ribbe (ed.), *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineralogical Society of America, 16: 1-40.
- SHEPPARD, S.M.F., NIELSEN, R.L. y TAYLOR, H.P. Jr (1969): Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64: 755-777.
- SHERLOCK, R.L., TOSDAL, R.M., LEHRMAN, N.J., GRANNEY, J.R., LOSH, S., JOWETT, E.C. y KESLER, S.E. (1995): Origin of the McLaughlin mine sheeted vein complex: metal zoning, fluid inclusion, and isotopic evidence. *Economic Geology*, 90: 2156-2181.
- SHIMIZU, T. y MATSUEDA, H. (1993): Gold and silver mineralization at the No. 3 vein of the Koryu mine, Hokkaido. *Resource Geology Special Issue*, 15: 435-449.
- SHIMIZU, T., MATSUEDA, H., ISHIYAMA, D. y MATSUBAYA, O. (1998): Genesis of epithermal Au-Ag mineralization of the Koryu mine, Hokkaido, Japan. *Economic Geology*, 93: 303-325.
- SHINOHARA, H. (1994): Exsolution of immiscible vapor and liquid phases from a crystallizing silicate melt: implications for chloride and metal transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 5215-5221.

- SHINOHARA, H. y HEDENQUIST, J.W. (1997): Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines. *Journal of Petrology*, 38: 1741-1752.
- SHINOHARA, H. y KAZAHAYA, K. (1995): Degassing processes related to magma-chamber crystallization. In: J.F.H. Thompson (ed.), *Magmas, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 47-70.
- SHINOHARA, H., IYAMA, J.T. y MATSUO, S. (1989): Partition of chlorine compounds between silicate melt and hydrothermal solutions, I, partition of NaCl-KCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2617-2630.
- SILBERMAN, M.L. (1985): Geochronology of hydrothermal alteration and mineralization: Tertiary epithermal precious-metal deposits in the Great Basin. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1646: 55-70.
- SILBERMAN, M.L., STEWART, J.H. y MCKEE, E.H. (1976): Igneous activity, tectonics and hydrothermal precious-metal mineralization in the Great Basin during Cenozoic time. *AIME Transactions*, 260: 253-263.
- SILBERMAN, M.L., GILES, D.A. y GRAUBARD, C. (1988): Characteristics of gold deposits in Northern Sonora, Mexico: a preliminary report. *Economic Geology*, 83: 1966-1974.
- SILLITOE, R.H. (1977): Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review. In: *Volcanic processes in ore genesis*. Institution of Mining and Metallurgy-Geological Society of London, p.99-116.
- SILLITOE, R.H. (1988): Environments, styles and origins of gold deposits in western Pacific island arcs. In: *Bicentennial Gold 88*, Geol. Soc. Australia. Abstracts n° 22, p. 127-138.
- SILLITOE, R.H. (1993): Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features. In: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe y J.M. Duke, *Mineral Deposit Modeling*, Geological Association of Canada Special Paper, 40: 403-417.
- SILLITOE, R.H. (1994): Indonesian mineral deposits — introductory comments, comparisons and speculations. *Journal of Geochemical Exploration*, 50: 1-11.
- SILLITOE, R.H. y BONHAM, H.F. (1984): Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology*, 79: 1286-1298.
- SILLITOE, R.H., GEREL, O., DEJIDMA, G., GOTOVSUREN, A., SANJAANDORJ, D., BAASANDORJ, S. y BATERDENE, D. (1996): Mongolia's gold potential. *Mining Magazine*, July 1996: 12-15.
- SIMMONS, S.F. (1991): Hydrologic implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo District, Mexico. Evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn orebodies. *Economic Geology*, 86: 1579-1601.
- SIMMONS, S.F. (1995): Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits. In: J.F.H. Thompson (ed.), *Magmas, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 455-477.
- SIMMONS, S.F. y BROWNE, P.R.L. (1997): Saline fluid inclusions in sphalerite from the Broadlands-Ohaaki geothermal system: a coincidental trapping of fluids being boiled toward dryness. *Economic Geology*, 92: 485-489.
- SIMMONS, S.F. y CHRISTENSON, B.W. (1994): Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*, 294: 361-400.

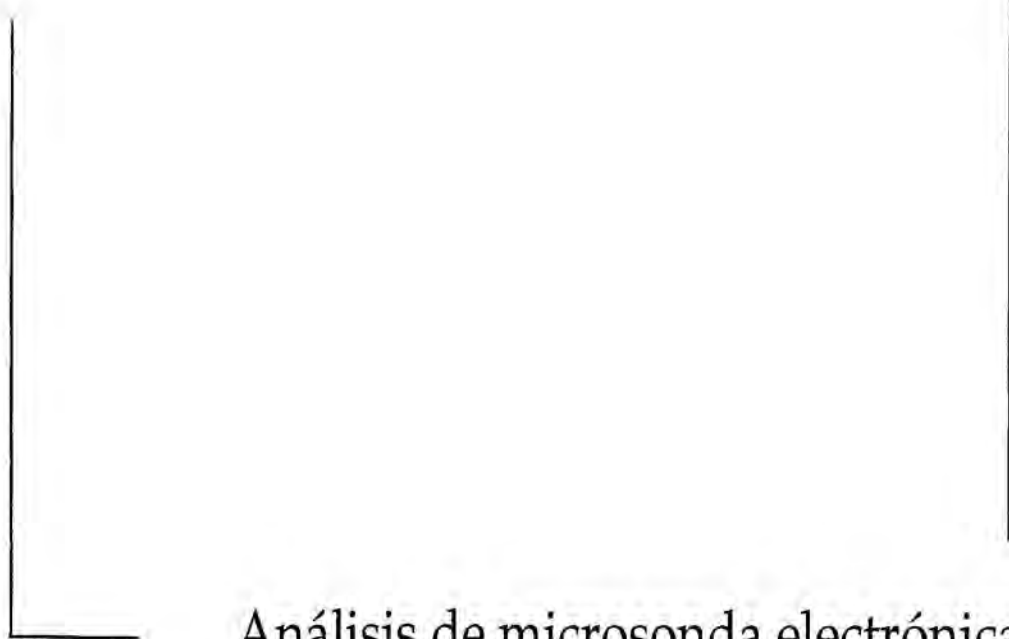
- SIMMONS, S.F., GEMMELL, J.B y SAWKINS, F.J. (1988): The Santo Niño silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: part II. Physical and chemical nature of ore-forming solutions. *Economic Geology*, 83: 1619-1641.
- SMITH, D.M. Jr, ALBINSON, T. y SAWKINS, F.J. (1982): Geologic and fluid inclusion studies of the Tayoltita silver-gold vein deposit, Durango, Mexico. *Economic Geology*, 77: 1120-1145.
- SO, C.-S. y YUN, S.-T. (1996): Geochemical evidence of progressive meteoric water interaction in epithermal Au-Ag mineralization, Jeongju-Buan District, Republic of Korea. *Economic Geology*, 91: 636-646.
- SO, C.-S., DUNCHENKO, V.YA, YUN, S.-T., PARK, M.-E., CHOI, S.-G. y SHELTON, K.L. (1995): Te- and Se-bearing epithermal Au-Ag mineralization, Prasolovskoye, Kunashir island, Kuril island arc. *Economic Geology*, 90: 105-117.
- SOURIRAJAN, S. y KENNEDY, G.C. (1962): The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science*, 260: 115-141.
- SPYCHER, N. y REED, M. (1989): 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. *Economic Geology*, 84: 328-359.
- STEVEN, T.A., LIPMAN, P.W., FISHER, F.S., BLENLEWSKI, C.L. y MEEVES, H.C. (1977): Mineral resources of study areas contiguous to the Uncompahgre Primitive area, San Juan Mountains, southwestern Colorado. *U.S.G.S. Bulletin*, 1391-E, 126 p.
- STOLPER, E. y NEWMAN, S. (1994): The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 293-325.
- STRUJKOV, S.F., RYJOV, O.B., ARISTOV, V.V., GRYGORIEV, N.V., RADCHENKO, YU.I., KOLESNIKOV, A.G. y ABBOTT, G.J. (1996): Geological structure and ore mineralogy of the Julietta gold-silver deposit, Northeast Russia. *International Geology Reviews*, 38: 625-648.
- TARAN, Y., POKROVSKY, B.G. y ESIKOV, A.D. (1989): Deuterium and oxygen-18 in fumarolic steam and amphiboles from some Kamchatka volcanoes: "andesitic waters". *Akademiya Nauk SSSR Doklady*, 304: 440-443.
- TAYLOR, B.E. (1986): Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H, and S. In: J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. y J.R. O'Neil (eds.), *Stable isotopes, Reviews in Mineralogy*, 16: 185-225.
- TAYLOR, B.E. (1992): Degassing of H_2O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. In: J.W. Hedenquist (ed.), *Extended abstracts, Japan-U.S. symposium on magmatic contributions to hydrothermal systems, Geological Survey of Japan Reports*, 279: 190-194.
- TAYLOR, H.P. Jr (1974): The application of oxygen and hydrogen isotope studies to the problem of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69: 843-883.
- TAYLOR, H.P. Jr (1979): Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons Interscience, New York, p. 236-277.
- TAYLOR, P.S. (1971): Mineral variations in the silver veins of Guanajuato, Mexico. Tesis doctoral inédita, Dartmouth College, 139 p.
- TELLO, H.F. (1992): Características geoquímicas e isotópicas de los fluidos producidos por los pozos Los Humeros, Puebla, México. *Geotermia*, 8: 3-48.

- THIERSCH, P.C., WILLIAMS-JONES, A.E. y CLARK, J.R. (1997): Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au-Ag deposit, Toadogone District, British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita*, 32: 44-57.
- THOMPSON, T.B., TRIPPEL, A.D. y DWELLEY, P.C. (1985): Mineralized veins and breccias of the Cripple Creek District, Colorado. *Economic Geology*, 80: 1669-1688.
- TOLSON, G. (1993): Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW Mexico State, Mexico. *Geofísica Internacional*, 32: 397-413.
- TOLSTIKHIN, I.N., MAMYRIN, B.A. y KHABARIN, L.V. (1972): Anomalous helium isotopic composition in some xenoliths. *Geochemistry International*, 9: 407-409.
- TOLSTIKHIN, I.N., MAMYRIN, B.A., KHABARIN, L.V. y ERLIKH, E.N. (1974): Isotope composition of helium in ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of Kamchatka. *Earth and Planetary Science Letters*, 22: 75-84.
- TORGENSEN, T., LUPTON, J.E., SHEPPARD, D.S. y GIGGENBACH, W.F. (1982): Helium isotope variations in the thermal areas of New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 12: 283-298.
- TOULMIN, P. III y BARTON, P.B. Jr. (1964): A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 641-671.
- TRUESDELL, A.H. (1984): Stable isotopes in hydrothermal systems. In: R.W. Henley, A.H. Truesdell and P.B. Barton Jr. (eds.), *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*, *Reviews in Economic Geology*, 1: 129-142.
- TRUESDELL, A.H. y QUIJANO, J.L. (1988): Datos isotópicos de CO₂ en la descarga total de pozos en Los Humeros, Puebla. Reporte Interno Inédito, Comisión Federal de Electricidad, 6/88, 5 p.
- TRUESDELL, A.H., NATHENSON, M. y RYE, R.O. (1977): The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic composition of Yellowstone thermal waters. *Journal of Geophysical Research*, 82: 3694-3704.
- TRUESDELL, A.H., RYE, R.O., PEARSON, F.J., OLSON, E.R., NEHRING, N.L., HUEBNER, M.A. y COPLEN, T.B. (1978): Preliminary isotopic studies of fluids from the Cerro Prieto geothermal field. *Proc. 1st Symp. Cerro Prieto, B.C., Mexico, geothermal field*, p. 95-99.
- TUTA, Z.H., SUTTER, J.F., KESLER, S.E. y RUIZ, J. (1988): Geochronology of mercury, tin, and fluorine mineralization in Northern Mexico. *Economic Geology*, 83: 1931-1942.
- TÜYSÜZ, N. y AKÇAY, M. (1997): The gold occurrences in the volcanic arc of the eastern Pontides, NE-Turkey. In: H. Papunen (ed.), *Mineral deposits: Research and exploration — where do they meet?* A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, p. 331-334.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y DEL CASTILLO, L. (1977): Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38: 18-28.
- VAN LEEUWEN, T.M. (1994): 25 years of mineral exploration and discovery in Indonesia. In: T.M. van Leeuwen, J.W. Hedenquist, L.P. James & J.A.S. Dow (eds.), *Mineral deposits of Indonesia—discoveries of the past 25 years*. *Journal of Geochemical Exploration*, 50: 13-90.
- VAN LEEUWEN, T.M., LEACH, T., HAWKE, A.A. y HAWKE, M.M. (1990): The Kelian disseminated gold deposit, East Kalimantan, Indonesia. In: J.W. Hedenquist, N.C. White & G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration, I*. *Journal of Geochemical Exploration*, 35: 1-61.

- VAN THOURNOUT, F., SALEMINK, J., VALENZUELA, G., MERLYN, M., BOVEN, A. y MUCHEZ, P. (1996): Portovelo: a volcanic-hosted epithermal vein-system in Ecuador, South America. *Mineralium Deposita*, 31: 269-276.
- VÉLEZ-SÁNCHEZ, C.A. (1985): Descripción detallada de la Veta La Guitarra, Temascaltepec, Estado de México. Reporte interno inédito, Compañía Fresnillo S.A. de C.V., Torreón (Coahuila, México).
- VÉLEZ-SÁNCHEZ, C.A. y QUEROL-SUÑÉ, F. (1986): Estudio mineragráfico del Proyecto La Guitarra. Reporte interno inédito, Compañía Fresnillo S.A. de C.V., Chihuahua (Chihuahua, México).
- VIGLINO, R.S., HARMON, R.S., BORTHWICH, J., NEHRING, N.L., MTYKA, R.J., WHITE, L.D. y JOHNSTON, D.A. (1985): Stable isotope evidence for a magmatic component in fumarole condensates from Augustine volcano, Cook Inlet, Alaska, USA. *Chemical Geology*, 49: 141-157.
- VIVANCO, E., BERNAL, F., GARCÍA, P. y AGUILAR, A. (1979): Informe anual de actividades 1979, proyecto Reserva Nacional Temascaltepec. Reporte interno inédito, Consejo de Recursos Minerales, México D.F.
- WAKE, B.A. y TAYLOR, G.R. (1988): Major's Creek, N.S.W., Australia—a Devonian epithermal gold deposit. *Mineralium Deposita*, 23: 239-246.
- WEBSTER, J.D. (1992): Water solubility and chlorine partitioning in Cl-rich granitic systems: effects of melt composition at 2 kbar and 800°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 679-687.
- WEBSTER, J.D. (1997): Chloride solubility in felsic melts and the role of chloride in magmatic degassing. *Journal of Petrology*, 38: 1793-1807.
- WERNICK, J.H. y BENSON, K.E. (1957): New semiconducting ternary compounds. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 3: 157-159.
- WHITE, D.E. (1982): Vein and dissemination gold-silver deposits of the Great Basin through space and time. In: E.W. Tooker (ed.), *Geologic characteristics of sediment- and volcanic-hosted disseminated gold deposits—Search for an occurrence model*. U.S.G.S. Bulletin, 1646:5-14.
- WHITE, N.C. y HEDENQUIST, J.W. (1990): Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. In: J.W. Hedenquist, N.C. White & G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration, II*. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 445-474.
- WHITE, N.C. y POIZAT, V. (1995): Epithermal deposits: diverse styles, diverse origins? *Proceedings Pacrim Congress 1995*, Australasian Institute of Mining and Technology, p. 623-628.
- WHITE, N.C., LEAKE, M.J., MCCAUGHEY, S.N. y PARRIS, B.W. (1995): Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration*, 54: 87-136.
- WILKERSON, G., DENG, Q., LLAVONA, R. y GOODELL, P. (1988): Batopilas mining district, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*, 83: 1721-1736.
- WILLAN, R.C. y SPIRO, B. (1996): Sulphur sources for epithermal and mesothermal veins in Cretaceous-Tertiary magmatic-arc rocks, Livingston Island, South Shetland Islands. *Journal of the Geological Society, London*, 153: 51-63.
- WOOD, D.G., PORTER, R.G. y WHITE, N.C. (1990): Geological features of some Paleozoic epithermal gold occurrences in northeastern Queensland, Australia. In: J.W. Hedenquist, N.C. White & G. Siddeley (eds.), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration, II*. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 413-443.

- WOPENKA, B., PASTERIS, J.D. y FREEMAN, J.J. (1990): Analysis of individual fluid inclusions by Fourier transform infrared and Raman microspectroscopy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 519-533.
- WU, I.J. y PETERSEN, U. (1977): Geochemistry of tetrahedrite and mineral zoning at Casapalca, Peru. *Economic Geology*, 72: 993-1016.
- YORK, D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 320-324.
- ZARTMAN, R.E. (1974): Lead isotopic provinces in the cordillera of the western United States and their genetic significance. *Economic Geology*, 69: 792-805.

Anexo 1



Análisis de microsonda electrónica

Argentita

Muestra	Fase	Ag	S	Se	Total	#Ag	#S	#Se
AM-6A-3	I	86.84	13.60	0.26	100.70	2.00	1.05	0.00
AM-6A-3	I	86.52	13.25	1.14	100.91	2.00	1.03	0.04
AM-6A-3	I	86.70	12.71	1.53	100.94	2.00	0.99	0.05
AM-6A-3	I	84.46	14.22	0.16	98.84	2.00	1.13	0.00
AM-6A-3	I	85.02	13.98	0.34	99.34	2.00	1.11	0.01
AM-6A-3	I	86.94	13.18	0.17	100.29	2.00	1.02	0.00
AM-6A-3	I	86.15	13.53	0.12	99.80	2.00	1.06	0.00
AM-6A-3	I	86.28	13.84	0.26	100.38	2.00	1.08	0.00
SF96-10B	IIB	87.07	13.34	0.00	100.41	2.00	1.03	0.00
SF96-10B	IIB	85.18	12.93	0.00	98.11	2.00	1.02	0.00
SF96-10B	IIB	87.20	13.45	0.00	100.65	2.00	1.04	0.00
promedio		86.21	13.45	0.36	100.03		1.05	0.01

**Billingsleyita
y antimonio-
billingsleyita**

Muestra	Fase	Ag	Pb	Sb	As	S	Total	#Ag	#Pb	#Sb	#As	#S
AM-6A-3	I	72.82	0.00	3.94	5.66	17.19	99.61	7.56	0.00	0.36	0.85	6.00
AM-6A-3	I	78.01	3.03	2.02	2.38	15.82	101.26	8.79	0.18	0.20	0.39	6.00
AM-6A-3	I	76.87	0.00	2.74	4.23	16.18	100.02	8.47	0.00	0.27	0.67	6.00
AM-6A-3	I	77.51	0.00	2.49	3.18	16.81	99.99	8.22	0.00	0.23	0.49	6.00
AM-6A-3	I	76.07	0.00	3.31	4.79	15.87	100.04	8.55	0.00	0.33	0.78	6.00
AM-6A-3	I	72.97	0.00	0.73	8.31	17.25	99.26	7.54	0.00	0.07	1.24	6.00
AM-6A-3	I	74.26	0.26	1.20	5.69	16.68	98.09	7.94	0.01	0.11	0.88	6.00
AM-6A-3	I	75.85	0.00	2.19	4.78	16.28	99.10	8.31	0.00	0.21	0.75	6.00
AM-6A-3	I	73.18	0.00	6.22	3.98	15.28	98.66	8.54	0.00	0.64	0.67	6.00
SF96-10A	IIB	73.54	0.00	11.16	0.66	15.43	100.79	8.50	0.00	1.14	0.11	6.00
promedio		75.11	0.33	3.60	4.37	16.28	99.68	8.24	0.02	0.36	0.68	

Electrum

Muestra	Fase	Au	Ag	Total	#Au	#Ag
SF-3-2	IIB	34.52	65.47	99.99	0.22	0.78
SF-3-2	IIB	35.26	64.82	100.08	0.23	0.77
SF-3-2	IIB	35.13	64.39	99.52	0.23	0.77
SF-3-2	IIB	33.29	66.45	99.74	0.22	0.78
promedio SF		34.55	65.28	99.83	0.22	0.78
AM-9A-2	IIB	50.39	49.07	99.46	0.36	0.64
AM-9A-2	IIB	48.15	50.56	98.71	0.34	0.66
AM-9A-2	IIB	50.07	48.56	98.63	0.36	0.64
AM-9A-2	IIB	49.88	48.68	98.56	0.36	0.64
AM-9A-2	IIB	50.44	48.17	98.61	0.36	0.64
AM-9A-2	IIB	49.95	48.38	98.33	0.36	0.64
AM-9A-2	IIB	50.84	47.49	98.33	0.37	0.63
AM-9A-2	IIB	50.75	48.34	99.09	0.37	0.63
AM-9D-1	IIB	55.25	44.67	99.92	0.40	0.60
AM-9D-1	IIB	52.25	47.66	99.91	0.38	0.62
AM-9D-1	IIB	55.33	44.21	99.54	0.41	0.59
AM-9D-1	IIB	55.68	43.47	99.15	0.41	0.59
AM-9D-1	IIB	56.58	43.53	100.11	0.42	0.58
AM-9D-1	IIB	55.99	43.31	99.3	0.41	0.59
AM-9D-1	IIB	53.92	45.44	99.36	0.39	0.61
AM-9D-1	IIB	55.92	44.14	100.06	0.41	0.59
AM-9D-1	IIB	56.13	44.02	100.15	0.41	0.59
AM-9D-1	IIB	55.61	44.24	99.85	0.41	0.59

Electrum						
Muestra	Fase	Au	Ag	Total	#Au	#Ag
AM-9D-1	IIb	53.65	46.21	99.86	0.39	0.61
AM-9D-1	IIb	52.25	47.66	99.91	0.38	0.62
AM-9D-1	IIb	55.33	44.21	99.54	0.41	0.59
AM-9D-1	IIb	55.68	43.47	99.15	0.41	0.59
AM-9D-1	IIb	56.58	43.53	100.11	0.42	0.58
AM-9D-1	IIb	55.99	43.31	99.30	0.41	0.59
AM-9D-1	IIb	53.92	45.44	99.36	0.39	0.61
AM-9D-1	IIb	55.92	44.14	100.06	0.41	0.59
AM-9D-1	IIb	56.13	44.02	100.15	0.41	0.59
AM-9D-1	IIb	55.61	44.24	99.85	0.41	0.59
AM-9D-1	IIb	53.65	46.21	99.86	0.39	0.61
AM-9D-1	IIb	80.38	20.52	100.90	0.68	0.32
AM-9D-1	IIb	79.38	20.51	99.89	0.68	0.32
AM-9D-1	IIb	51.24	49.20	100.44	0.36	0.64
AM-9D-1	IIb	51.49	48.60	100.09	0.37	0.63
AM-9D-1	IIb	51.25	48.15	99.40	0.37	0.63
AM-9D-1	IIb	52.37	47.20	99.57	0.38	0.62
AM-9D-1	IIb	52.66	46.60	99.26	0.38	0.62
promedio AM		54.91	44.64	99.55	0.40	0.60
SR-8A-1	IIb	70.64	27.62	98.26	0.58	0.42
SR-8A-1	IIb	72.83	25.75	98.58	0.61	0.39
SR-8A-1	IIb	72.35	25.89	98.24	0.60	0.40
SR-8A-1	IIb	72.02	26.72	98.74	0.60	0.40
SR-8A-1	IIb	72.16	26.11	98.27	0.60	0.40
SR-8A-1	IIb	71.53	28.40	99.93	0.58	0.42
SR-8A-1	IIb	64.93	33.84	98.77	0.51	0.49
SR-8A-1	IIb	65.43	34.48	99.91	0.51	0.49
SR-8A-1	IIb	65.43	34.08	99.51	0.51	0.49
SR-8A-1	IIb	66.02	34.03	100.05	0.52	0.48
SR-8A-1	IIb	65.48	34.11	99.59	0.51	0.49
SR-8A-1	IIb	67.78	31.31	99.09	0.54	0.46
SR-8A-1	IIb	68.22	31.71	99.93	0.54	0.46
SR-8A-1	IIb	67.95	31.90	99.85	0.54	0.46
SR-8A-1	IIb	68.64	31.82	100.46	0.54	0.46
SR-8A-1	IIb	68.47	30.81	99.28	0.55	0.45
SR-8A-1	IIb	60.53	38.17	98.70	0.46	0.54
SR-8A-1	IIb	58.24	41.58	99.82	0.43	0.57
SR-8A-1	IIb	65.21	34.56	99.77	0.51	0.49
SR-8A-1	IIb	70.39	29.49	99.88	0.57	0.43
SR-8A-1	IIb	70.42	28.36	98.78	0.58	0.42
SR-8A-1	IIb	67.49	31.56	99.05	0.54	0.46
SR-8A-1	IIb	67.66	32.15	99.81	0.54	0.46
SR-8A-1	IIb	69.02	29.58	98.60	0.56	0.44
SR-8A-1	IIb	69.28	30.51	99.79	0.55	0.45
SR-8A-1	IIb	66.36	33.22	99.58	0.52	0.48
SR-8A-1	IIb	69.98	30.70	100.68	0.56	0.44
SR-8A-1	IIb	66.01	33.12	99.13	0.52	0.48
SR-8A-1	IIb	73.35	25.54	98.89	0.61	0.39
SR-8A-1	IIb	71.75	27.80	99.55	0.59	0.41
SR-8A-1	IIb	71.84	27.92	99.76	0.58	0.42
SR-8A-1	IIb	71.82	26.63	98.45	0.60	0.40
SR-8A-1	IIb	71.97	27.41	99.38	0.59	0.41
SR-8A-1	IIb	72.51	27.16	99.67	0.59	0.41
SR-8A-1	IIb	71.45	26.89	98.34	0.59	0.41
SR-8A-1	IIb	71.48	27.04	98.52	0.59	0.41
SR-8A-1	IIb	73.86	24.96	98.82	0.62	0.38
SR-8A-1	IIb	73.45	26.10	99.55	0.61	0.39

Electrum						
Muestra	Fase	Au	Ag	Total	#Au	#Ag
SR-8A-1	IIB	73.85	25.91	99.76	0.61	0.39
SR-8A-1	IIB	71.26	28.02	99.28	0.58	0.42
SR-8A-1	IIB	50.53	48.14	98.67	0.37	0.63
promedio SR		68.77	30.51	99.28	0.55	0.45
RSR-1E-4	IIB	75.57	23.15	98.72	0.64	0.36
RSR-1E-4	IIB	72.11	26.01	98.12	0.60	0.40
RSR-1E-4	IIB	73.20	27.01	100.21	0.60	0.40
RSR-1E-4	IIB	71.80	28.13	99.93	0.58	0.42
RSR-1E-4	IIB	72.10	28.35	100.45	0.58	0.42
RSR-1E-4	IIB	71.85	28.47	100.32	0.58	0.42
RSR-1E-4	IIB	73.17	26.87	100.04	0.60	0.40
RSR-1E-4	IIB	76.34	23.44	99.78	0.64	0.36
RSR-1E-4	IIB	71.46	27.77	99.23	0.58	0.42
RSR-1E-4	IIB	67.91	32.35	100.26	0.53	0.47
RSR-1E-4	IIB	67.49	32.12	99.61	0.54	0.46
RSR-1E-4	IIB	73.01	27.28	100.29	0.59	0.41
RSR-1E-4	IIB	76.26	23.95	100.21	0.64	0.36
RSR-1E-4	IIB	76.15	24.65	100.8	0.63	0.37
RSR-1E-4	IIB	78.95	22.36	101.31	0.66	0.34
RSR-1E-4	IIB	74.94	24.18	99.12	0.63	0.37
RSR-1E-4	IIB	76.20	24.02	100.22	0.63	0.37
RSR-1E-4	IIB	75.54	24.38	99.92	0.63	0.37
RSR-1E-4	IIB	76.62	23.38	100.00	0.64	0.36
RSR-1E-4	IIB	76.27	23.77	100.04	0.64	0.36
promedio RSR		73.85	26.08	99.93	0.61	0.39
SF-3-2	III	31.53	66.12	97.65	0.21	0.79
SF-3-2	III	28.01	70.98	98.99	0.18	0.82
SF-3-2	III	33.18	66.12	99.30	0.22	0.78
SF-3-2	III	29.08	69.63	98.71	0.19	0.81
SF-3-2	III	30.54	68.09	98.63	0.20	0.80
SF-3-2	III	32.22	66.01	98.23	0.21	0.79
promedio SF		30.76	67.83	98.59	0.20	0.80
RSR-1D-1	III	64.75	33.28	98.03	0.52	0.48
RSR-1D-1	III	67.53	31.01	98.54	0.54	0.46
RSR-1D-1	III	68.88	30.51	99.39	0.55	0.45
RSR-1D-1	III	68.83	30.10	98.93	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	67.77	32.14	99.91	0.54	0.46
RSR-1D-1	III	63.07	37.10	100.17	0.48	0.52
RSR-1D-1	III	66.93	33.01	99.94	0.53	0.47
RSR-1D-1	III	68.08	31.69	99.77	0.54	0.46
RSR-1D-1	III	71.20	27.08	98.28	0.59	0.41
RSR-1D-1	III	67.06	32.84	99.90	0.53	0.47
RSR-1D-1	III	69.05	31.65	100.7	0.54	0.46
RSR-1D-1	III	69.11	30.81	99.92	0.55	0.45
RSR-1D-1	III	71.27	28.23	99.50	0.58	0.42
RSR-1D-1	III	71.23	28.29	99.52	0.58	0.42
RSR-1D-1	III	69.10	29.63	98.73	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	67.93	30.17	98.10	0.55	0.45
RSR-1D-1	III	68.36	31.17	99.53	0.55	0.45
RSR-1D-1	III	68.96	29.54	98.50	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	69.51	29.22	98.73	0.57	0.43
RSR-1D-1	III	68.42	30.02	98.44	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	68.25	30.67	98.92	0.55	0.45
RSR-1D-1	III	67.32	30.99	98.31	0.54	0.46
RSR-1D-1	III	69.31	29.72	99.03	0.56	0.44

Electrum

Muestra	Fase	Au	Ag	Total	#Au	#Ag
RSR-1D-1	III	69.18	29.52	98.70	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	67.85	30.21	98.06	0.55	0.45
RSR-1D-1	III	69.29	29.85	99.14	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	68.50	30.60	99.10	0.55	0.45
RSR-1D-1	III	67.84	31.05	98.89	0.54	0.46
RSR-1D-1	III	70.16	28.92	99.08	0.57	0.43
RSR-1D-1	III	69.51	30.46	99.97	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	68.38	30.80	99.18	0.55	0.45
RSR-1D-1	III	69.05	29.42	98.47	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	69.51	30.33	99.84	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	69.60	30.04	99.64	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	69.31	29.44	98.75	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	70.92	28.45	99.37	0.58	0.42
RSR-1D-1	III	69.78	29.85	99.63	0.56	0.44
RSR-1D-1	III	70.22	29.39	99.61	0.57	0.43
RSR-1D-1	III	75.06	25.15	100.21	0.62	0.38
RSR-1D-1	III	69.73	30.33	100.06	0.56	0.44
RSR-1D-2	III	71.51	28.71	100.22	0.58	0.42
RSR-1D-2	III	70.38	29.78	100.16	0.56	0.44
RSR-1D-2	III	74.21	26.99	101.20	0.60	0.40
RSR-1D-2	III	70.25	28.79	99.04	0.57	0.43
RSR-1D-2	III	70.55	29.34	99.89	0.57	0.43
RSR-1D-2	III	73.73	26.28	100.01	0.61	0.39
RSR-1D-2	III	65.70	33.66	99.36	0.52	0.48
RSR-1D-2	III	70.03	30.20	100.23	0.56	0.44
promedio RSR		69.21	30.13	99.34	0.56	0.44
promedio total		63.99	35.45	99.44	0.51	0.49

Enargita

Muestra	Fase	Cu	Sb	As	S	Total	#Cu	#Sb	#As	#S
SF-3-2	IIB	46.62	1.90	17.70	34.33	100.55	2.74	0.06	0.88	4.00
SF-3-2	IIB	45.87	1.26	18.59	33.74	99.46	2.74	0.04	0.94	4.00
promedio		46.25	1.58	18.15	34.04	100.01	2.74	0.05	0.91	

Esfalerita

Muestra	Fase	Zn	Fe	Cd	S	Total	#Zn	#Fe	#Cd	#S
LC-7A-1	I	65.79	0.46	0.98	32.98	100.21	0.98	0.00	0.00	1.00
LC-7A-1	I	66.29	0.49	1.32	33.28	101.38	0.98	0.00	0.01	1.00
LC-7A-1	I	65.74	0.61	0.94	33.59	100.88	0.96	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	65.51	0.74	0.98	33.37	100.60	0.96	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	65.35	0.77	0.99	33.22	100.33	0.96	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	63.56	1.18	1.10	33.27	99.11	0.94	0.02	0.00	1.00
LC-7A-1	I	64.92	0.82	0.59	33.24	99.57	0.96	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	66.07	0.80	0.38	33.71	100.96	0.96	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	64.82	0.93	0.38	33.26	99.39	0.96	0.02	0.00	1.00
LC-7A-1	I	65.01	0.93	0.38	33.26	99.58	0.96	0.02	0.00	1.00
LC-7A-1	I	64.97	0.86	0.68	33.14	99.65	0.96	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	65.99	0.40	0.37	33.08	99.84	0.98	0.00	0.00	1.00
LC-7A-1	I	65.14	0.81	1.01	33.25	100.21	0.96	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	65.93	0.62	0.51	33.51	100.57	0.97	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	66.06	0.63	0.59	32.79	100.07	0.99	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	64.96	0.84	0.57	33.27	99.64	0.96	0.01	0.00	1.00
LC-7A-1	I	65.43	1.02	0.40	33.08	99.93	0.97	0.02	0.00	1.00
LC-7A-1	I	65.72	0.73	0.47	33.42	100.34	0.96	0.01	0.00	1.00

Esfalerita

Muestra	Fase	Zn	Fe	Cd	S	Total	#Zn	#Fe	#Cd	#S
LC-7A-1	I	65.50	0.90	0.36	33.29	100.05	0.97	0.02	0.00	1.00
LC-7A-1	I	62.01	0.13	4.84	32.35	99.33	0.94	0.00	0.04	1.00
LC-7A-1	I	67.30	0.03	0.09	33.45	100.87	0.99	0.00	0.00	1.00
promedio LC (I)		65.34	0.70	0.85	33.23	100.12	0.96	0.01	0.00	
SF96-6A	I	63.02	0.06	3.34	32.21	98.63	0.96	0.00	0.03	1.00
SF96-6A	I	57.19	7.14	2.06	33.16	99.55	0.85	0.12	0.02	1.00
SF96-6A	I	58.11	6.60	2.04	32.98	99.73	0.86	0.11	0.02	1.00
SF96-6A	I	58.09	6.48	2.33	32.96	99.86	0.86	0.11	0.02	1.00
SF96-6A	I	59.94	5.74	1.17	33.22	100.07	0.89	0.10	0.01	1.00
SF96-6A	I	59.92	5.22	1.22	33.47	99.83	0.88	0.09	0.01	1.00
SF96-6A	I	60.27	5.47	1.47	33.20	100.41	0.89	0.09	0.01	1.00
SF96-6A	I	59.78	5.42	1.35	33.08	99.63	0.89	0.09	0.01	1.00
SF96-6A	I	60.01	5.62	1.17	32.97	99.77	0.89	0.10	0.01	1.00
SF96-6A	I	59.97	5.15	1.57	32.81	99.50	0.90	0.09	0.01	1.00
SF96-6A	I	61.02	4.46	1.42	33.26	100.16	0.90	0.08	0.01	1.00
SF96-6A	I	59.77	5.12	1.91	32.91	99.71	0.89	0.09	0.02	1.00
SF96-6A	I	50.39	13.88	0.70	33.71	98.68	0.73	0.24	0.00	1.00
SF96-6A	I	61.51	3.75	1.09	33.19	99.54	0.91	0.06	0.00	1.00
SF96-6A	I	59.87	5.57	1.16	33.16	99.76	0.89	0.10	0.00	1.00
SF96-6A	I	59.86	5.33	0.97	33.09	99.25	0.89	0.09	0.00	1.00
SF96-6A	I	62.04	4.15	0.98	33.54	100.71	0.91	0.07	0.00	1.00
SF96-6A	I	60.86	4.60	1.04	33.37	99.87	0.89	0.08	0.00	1.00
SF96-6A	I	59.42	5.91	1.20	33.09	99.62	0.88	0.10	0.01	1.00
SF96-6A	I	62.07	3.86	0.86	33.24	100.03	0.92	0.07	0.00	1.00
promedio SF(I)		59.66	5.48	1.45	33.13	99.72	0.88	0.09	0.01	
AM-3B-1	I	62.27	3.89	0.92	32.68	99.76	0.93	0.07	0.00	1.00
AM-3B-1	I	60.23	4.65	1.34	33.41	99.63	0.88	0.08	0.01	1.00
AM-3B-1	I	61.32	4.29	1.06	32.49	99.16	0.93	0.08	0.00	1.00
AM-3B-1	I	60.54	4.83	0.98	33.47	99.82	0.89	0.08	0.00	1.00
AM-3B-1	I	60.34	4.77	1.11	33.23	99.45	0.89	0.08	0.00	1.00
AM-3B-1	I	60.94	4.80	0.91	32.32	98.97	0.92	0.09	0.00	1.00
AM-3B-1	I	60.58	4.71	1.01	33.18	99.48	0.90	0.08	0.00	1.00
AM-3B-1	I	56.14	8.44	1.25	33.01	98.84	0.83	0.15	0.01	1.00
AM-3B-1	I	59.93	4.67	0.99	33.09	98.68	0.89	0.08	0.00	1.00
AM-3B-1	I	62.14	3.20	0.66	33.04	99.04	0.92	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	62.15	2.41	0.72	33.32	98.60	0.91	0.04	0.00	1.00
AM-3B-1	I	62.47	2.39	0.95	33.71	99.52	0.91	0.04	0.00	1.00
AM-3B-1	I	62.19	2.97	1.10	33.69	99.95	0.91	0.05	0.00	1.00
AM-3B-1	I	61.98	3.34	0.71	32.87	98.90	0.92	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	61.90	3.35	0.92	33.35	99.52	0.91	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	61.15	3.43	0.85	33.24	98.67	0.90	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	60.45	4.12	1.37	33.42	99.36	0.89	0.07	0.01	1.00
AM-3B-1	I	61.83	3.58	0.95	33.52	99.88	0.90	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	62.15	3.38	0.88	33.56	99.97	0.91	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	61.47	3.78	1.08	33.62	99.95	0.90	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	61.58	3.69	1.03	33.51	99.81	0.90	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	61.34	3.46	0.91	33.68	99.39	0.89	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	62.20	2.97	0.72	33.97	99.86	0.90	0.05	0.00	1.00
AM-3B-1	I	62.06	3.11	0.89	33.46	99.52	0.91	0.05	0.00	1.00
AM-3B-1	I	59.94	5.52	0.79	33.60	99.85	0.88	0.09	0.00	1.00
AM-3B-1	I	62.17	3.00	0.83	33.37	99.37	0.91	0.05	0.00	1.00
AM-3B-1	I	60.35	3.90	1.36	33.34	98.95	0.89	0.07	0.01	1.00
AM-3B-1	I	60.86	3.46	1.06	33.56	98.94	0.89	0.06	0.00	1.00
AM-3B-1	I	60.94	3.66	0.84	33.59	99.03	0.89	0.06	0.00	1.00

Esfalerita

Muestra	Fase	Zn	Fe	Cd	S	Total	#Zn	#Fe	#Cd	#S
AM-6A-3	I	56.64	8.04	1.25	33.21	99.14	0.84	0.14	0.01	1.00
AM-6A-3	I	63.48	2.93	0.63	33.50	100.54	0.93	0.05	0.00	1.00
AM-6A-3	I	63.40	3.07	0.54	33.99	101.00	0.91	0.05	0.00	1.00
AM-6A-3	I	64.32	0.74	0.63	34.13	99.82	0.92	0.01	0.00	1.00
AM-6A-3	I	60.63	4.51	0.92	33.71	99.77	0.88	0.08	0.00	1.00
AM-6A-3	I	61.11	4.38	1.06	33.64	100.19	0.89	0.07	0.00	1.00
AM-6A-3	I	61.25	4.23	1.15	33.46	100.09	0.90	0.07	0.00	1.00
AM-6A-3	I	61.46	4.18	1.02	33.62	100.28	0.90	0.07	0.00	1.00
AM-6A-3	I	62.40	3.45	0.47	33.54	99.86	0.91	0.06	0.00	1.00
AM-6A-3	I	61.52	3.86	1.13	34.23	100.74	0.88	0.06	0.00	1.00
AM-6A-3	I	62.25	3.47	1.18	33.83	100.73	0.90	0.06	0.00	1.00
AM-6A-3	I	62.41	3.51	0.97	33.88	100.77	0.90	0.06	0.00	1.00
AM-6A-3	I	56.81	8.50	0.62	34.18	100.11	0.82	0.14	0.00	1.00
AM-6A-3	I	56.97	8.60	0.40	33.97	99.94	0.82	0.15	0.00	1.00
AM-6A-3	I	55.93	9.03	0.51	34.18	99.65	0.80	0.15	0.00	1.00
AM-6A-3	I	57.84	6.96	0.66	33.73	99.19	0.84	0.12	0.00	1.00
AM-6A-3	I	58.29	7.10	0.75	33.72	99.86	0.85	0.12	0.00	1.00
AM-6A-3	I	56.18	8.40	0.51	33.88	98.97	0.81	0.14	0.00	1.00
AM-6A-3	I	54.91	9.10	0.70	33.59	98.30	0.80	0.16	0.00	1.00
AM-6A-3	I	54.52	9.17	0.67	33.67	98.03	0.79	0.16	0.00	1.00
AM-6A-3	I	58.43	7.16	0.75	33.86	100.20	0.85	0.12	0.00	1.00
AM-6A-3	I	61.57	4.53	0.55	33.91	100.56	0.89	0.08	0.00	1.00
AM-6A-3	I	61.27	3.08	0.53	33.08	98.68	0.91	0.07	0.00	1.00
AM-6A-3	I	60.44	5.42	0.98	34.25	101.09	0.87	0.09	0.00	1.00
promedio AM(I)		60.52	4.68	0.88	33.53	99.61	0.89	0.08	0.00	
SR-6-2	I	64.96	0.00	1.94	32.55	99.45	0.98	0.00	0.02	1.00
SR-6-2	I	64.93	0.03	1.01	32.35	98.32	0.98	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	63.61	0.09	1.34	32.76	97.80	0.95	0.00	0.01	1.00
SR-6-2	I	65.31	0.05	0.91	33.52	99.79	0.96	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	63.56	0.01	3.51	32.97	100.05	0.95	0.00	0.03	1.00
SR-6-2	I	65.52	0.00	0.61	33.26	99.39	0.97	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	66.14	0.04	0.71	33.50	100.39	0.97	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	65.84	0.03	0.71	33.57	100.15	0.96	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	65.62	0.06	1.19	33.29	100.16	0.97	0.00	0.01	1.00
SR-6-2	I	62.36	0.00	4.38	32.55	99.29	0.94	0.00	0.04	1.00
SR-6-2	I	61.65	0.05	4.30	32.28	98.28	0.94	0.00	0.04	1.00
SR-6-2	I	62.79	0.03	3.58	32.49	98.89	0.95	0.00	0.03	1.00
SR-6-2	I	64.07	0.03	2.49	33.53	100.12	0.94	0.00	0.02	1.00
SR-6-2	I	65.28	0.00	1.25	32.80	99.33	0.98	0.00	0.01	1.00
SR-6-2	I	66.37	0.00	0.78	33.37	100.52	0.98	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	69.82	0.02	0.97	28.45	99.26	1.20	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	63.46	0.11	2.61	32.83	99.01	0.95	0.00	0.02	1.00
SR-6-2	I	65.88	0.01	1.02	33.49	100.40	0.96	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	66.24	0.00	0.75	33.21	100.20	0.98	0.00	0.00	1.00
SR-6-2	I	62.44	0.03	3.39	32.23	98.09	0.95	0.00	0.03	1.00
promedio SR(I)		64.79	0.03	1.87	32.75	99.44	0.97	0.00	0.02	
RSR-1F-2	I	61.00	4.00	0.85	33.20	99.05	0.90	0.07	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	58.16	6.33	1.06	33.50	99.05	0.85	0.11	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	63.56	1.88	0.97	33.15	99.56	0.94	0.03	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	60.80	4.45	0.95	33.00	99.20	0.90	0.08	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	59.51	5.99	0.63	33.57	99.70	0.87	0.10	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	60.79	4.37	0.88	33.23	99.27	0.90	0.08	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	58.67	6.22	1.22	32.88	98.99	0.88	0.11	0.01	1.00
RSR-1F-2	I	54.59	9.40	1.17	33.61	98.77	0.80	0.16	0.00	1.00

Esfalerita

Muestra	Fase	Zn	Fe	Cd	S	Total	#Zn	#Fe	#Cd	#S
RSR-1F-2	I	59.92	5.13	0.89	32.72	98.66	0.90	0.09	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	62.92	3.12	0.83	32.11	98.98	0.96	0.06	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	56.02	8.86	0.83	33.53	99.24	0.82	0.15	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	55.42	9.53	0.86	33.45	99.26	0.81	0.16	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	60.60	4.96	0.61	33.49	99.66	0.89	0.09	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	63.43	2.18	0.85	32.96	99.42	0.94	0.04	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	55.15	9.71	0.84	33.79	99.49	0.80	0.16	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	58.29	6.31	1.03	33.42	99.05	0.86	0.11	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	59.81	4.92	0.85	34.03	99.61	0.86	0.08	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	57.94	6.87	0.84	33.52	99.17	0.85	0.12	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	63.11	2.59	0.68	32.97	99.35	0.94	0.05	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	59.91	5.26	1.03	33.12	99.32	0.89	0.09	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	61.99	3.79	0.85	33.24	99.87	0.91	0.07	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	58.51	6.87	0.63	33.71	99.72	0.85	0.12	0.00	1.00
RSR-1F-2	I	59.31	5.94	0.69	33.51	99.45	0.87	0.10	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	58.91	5.49	1.28	33.66	99.34	0.86	0.09	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	59.40	5.17	1.32	33.76	99.65	0.86	0.09	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	58.92	4.40	1.60	33.83	98.75	0.85	0.07	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	59.86	4.37	1.27	33.59	99.09	0.87	0.07	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	63.31	2.40	0.75	32.93	99.39	0.94	0.04	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	60.38	4.55	1.62	32.89	99.44	0.90	0.08	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	60.19	4.74	1.19	33.15	99.27	0.89	0.08	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	59.93	4.67	1.27	33.83	99.70	0.87	0.08	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	59.51	4.19	1.90	33.80	99.40	0.86	0.07	0.02	1.00
RSR-1J-1	I	57.77	6.81	1.04	33.84	99.46	0.84	0.12	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	59.10	5.64	1.44	33.31	99.49	0.87	0.10	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	60.10	4.27	1.26	33.95	99.58	0.87	0.07	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	58.95	5.54	0.85	33.72	99.06	0.86	0.09	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	60.98	3.87	1.07	33.33	99.25	0.90	0.07	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	62.07	3.42	1.12	32.53	99.14	0.94	0.06	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	59.30	5.16	1.27	32.98	98.71	0.88	0.09	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	60.46	4.79	0.92	32.78	98.95	0.90	0.08	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	59.29	5.87	0.63	33.34	99.13	0.87	0.10	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	58.09	5.81	0.94	33.64	98.48	0.85	0.10	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	59.86	5.16	0.91	33.84	99.77	0.87	0.09	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	60.71	4.58	0.89	33.12	99.30	0.90	0.08	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	59.52	5.08	0.89	34.03	99.52	0.86	0.09	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	59.59	4.68	1.67	33.87	99.81	0.86	0.08	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	60.96	3.60	1.53	33.48	99.57	0.89	0.06	0.01	1.00
RSR-1J-1	I	62.73	2.64	0.71	32.91	98.99	0.93	0.05	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	62.61	2.76	0.73	32.99	99.09	0.93	0.05	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	62.28	2.88	0.72	33.66	99.54	0.91	0.05	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	61.78	2.99	0.78	33.84	99.39	0.90	0.05	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	60.05	4.48	0.70	33.87	99.10	0.87	0.08	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	61.52	3.89	0.57	33.03	99.01	0.91	0.07	0.00	1.00
RSR-1J-1	I	61.23	4.05	0.62	33.02	98.92	0.91	0.07	0.00	1.00
promedio RSR(I)		62.13	3.39	0.71	33.33	99.56	0.88	0.08	0.00	
LC-2-2	IIB	62.81	2.55	0.00	33.77	99.13	0.91	0.04	0.00	1.00
LC-2-2	IIB	60.14	3.80	1.90	33.70	99.54	0.88	0.06	0.02	1.00
promedio LC(IIB)		61.48	3.18	0.95	33.74	99.33	0.89	0.05	0.00	
SF-3-2	IIB	60.77	4.86	0.12	34.22	99.97	0.87	0.08	0.00	1.00
SF-3-2	IIB	61.07	4.37	0.02	34.56	100.02	0.87	0.07	0.00	1.00
SF-3-2	IIB	61.50	3.96	0.22	34.18	99.86	0.88	0.07	0.00	1.00
SF-3-2	IIB	54.05	9.65	0.20	34.34	98.24	0.77	0.16	0.00	1.00

Esfalerita

Muestra	Fase	Zn	Fe	Cd	S	Total	#Zn	#Fe	#Cd	#S
SF96-10A	IIB	67.13	0.00	0.19	33.21	100.53	0.99	0.00	0.00	1.00
promedio SF(IIB)		60.90	4.57	0.15	34.10	99.72	0.88	0.08	0.00	
AM-9A-2	IIB	63.91	2.16	0.00	33.47	99.54	0.94	0.04	0.00	1.00
AM-9A-2	IIB	64.52	2.37	0.00	32.98	99.87	0.96	0.04	0.00	1.00
AM-9A-2	IIB	62.94	2.60	0.00	33.36	98.90	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9A-2	IIB	63.39	2.54	0.00	33.48	99.41	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9A-2	IIB	63.94	2.59	0.00	33.75	100.28	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9A-2	IIB	63.75	2.21	0.00	33.41	99.37	0.94	0.04	0.00	1.00
AM-9A-2	IIB	62.55	3.58	0.00	33.06	99.19	0.93	0.06	0.00	1.00
AM-9A-2	IIB	62.15	3.54	0.00	33.09	98.78	0.92	0.06	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.74	2.68	0.30	33.48	99.20	0.92	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.04	2.77	0.22	33.28	99.31	0.93	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.89	2.60	0.51	33.18	99.18	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.74	2.68	0.23	33.48	99.13	0.92	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.04	2.77	0.08	33.28	99.17	0.93	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.89	2.60	0.01	33.18	98.68	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.09	2.82	0.00	33.24	99.15	0.93	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.93	2.60	0.38	33.34	99.25	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.29	2.94	0.33	33.04	98.60	0.92	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.01	2.32	0.41	33.12	98.86	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.80	2.57	0.53	33.11	99.01	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.47	2.47	0.03	33.09	99.06	0.94	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.22	2.51	0.31	33.27	99.31	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.33	2.45	0.32	33.30	99.40	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.21	2.59	0.28	33.45	99.53	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.22	2.31	0.40	33.42	99.35	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.27	2.38	0.29	33.30	99.24	0.93	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.60	2.42	0.00	33.15	99.17	0.94	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.16	2.83	0.42	33.09	98.50	0.92	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	63.13	2.73	0.12	33.37	99.35	0.93	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	61.82	3.79	0.55	32.62	98.78	0.93	0.07	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	61.40	4.10	0.58	33.04	99.12	0.91	0.07	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.45	2.77	0.39	33.89	99.50	0.90	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	59.74	4.49	1.43	33.05	98.71	0.89	0.08	0.01	1.00
AM-9D-1	IIB	61.85	4.28	0.93	33.26	100.32	0.91	0.07	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.97	2.23	0.99	32.9	99.09	0.94	0.04	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.48	3.34	0.65	33.25	99.72	0.92	0.06	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.56	3.10	0.00	33.54	99.20	0.91	0.05	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	60.82	4.20	0.67	33.65	99.34	0.89	0.07	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.56	3.40	0.00	33.58	99.54	0.91	0.06	0.00	1.00
AM-9D-1	IIB	62.31	2.92	0.00	33.84	99.07	0.90	0.05	0.00	1.00
promedio AM(IIB)		62.77	2.88	0.29	33.29	99.24	0.92	0.05	0.00	
SR-8A-1	IIB	62.10	3.72	0.00	32.87	98.69	0.93	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.19	3.18	0.00	33.28	98.65	0.92	0.05	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	65.72	0.90	0.00	32.85	99.47	0.98	0.02	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.08	3.46	0.00	33.22	98.76	0.92	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.26	3.81	0.33	33.78	99.18	0.89	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	59.63	5.24	0.39	33.63	98.89	0.87	0.09	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	60.86	3.90	0.27	33.85	98.88	0.88	0.07	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.96	3.08	0.24	33.70	98.98	0.90	0.05	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.02	4.40	0.20	33.68	99.30	0.89	0.08	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.68	3.43	0.15	33.50	98.76	0.90	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	60.84	4.16	0.31	32.98	98.29	0.90	0.07	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.01	4.35	0.31	33.64	99.31	0.89	0.07	0.00	1.00

Esfalerita

Muestra	Fase	Zn	Fe	Cd	S	Total	#Zn	#Fe	#Cd	#S
SR-8A-1	IIB	61.59	3.70	0.22	33.78	99.29	0.89	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.50	3.62	0.14	33.60	98.86	0.90	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.62	3.71	0.23	33.86	99.42	0.89	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	60.93	3.80	0.28	33.11	98.12	0.90	0.07	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	58.76	4.72	0.20	33.48	97.16	0.86	0.08	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	64.47	1.03	0.28	33.09	98.87	0.96	0.02	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	64.98	0.93	0.33	33.48	99.72	0.95	0.02	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.02	4.08	0.22	33.91	99.23	0.88	0.07	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	60.95	4.25	0.29	33.60	99.09	0.89	0.07	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.62	3.31	0.25	33.57	98.75	0.90	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.74	3.69	0.27	33.60	99.30	0.90	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.78	3.65	0.31	33.97	99.71	0.89	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.11	3.53	0.25	32.99	98.88	0.92	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.24	3.49	0.23	33.89	99.85	0.90	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.95	3.01	0.23	33.58	99.77	0.92	0.05	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.76	2.63	0.27	33.40	99.06	0.92	0.05	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.97	2.82	0.11	33.52	99.42	0.92	0.05	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.73	2.80	0.39	33.07	98.99	0.93	0.05	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.73	2.68	0.32	32.94	98.67	0.93	0.05	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	64.08	1.91	0.31	32.80	99.10	0.96	0.03	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	63.86	2.22	0.39	32.56	99.03	0.96	0.04	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	63.88	2.15	0.24	33.15	99.42	0.95	0.04	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.16	3.59	0.25	33.47	99.47	0.91	0.06	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	61.20	3.98	0.21	33.56	98.95	0.89	0.07	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.06	3.89	0.19	33.56	99.70	0.91	0.07	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	62.00	3.83	0.15	32.79	98.77	0.93	0.07	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	63.69	1.74	0.28	33.72	99.43	0.93	0.03	0.00	1.00
SR-8A-1	IIB	63.80	1.07	0.42	33.25	99.17	0.94	0.03	0.00	1.00
promedio SR(IIB)		62.16	3.25	0.24	33.41	99.06	0.91	0.06	0.00	
RSR-1E-4	IIB	64.01	0.89	0.41	33.86	99.17	0.93	0.02	0.00	1.00
RSR-1E-4	IIB	64.31	0.62	0.36	33.60	98.89	0.94	0.01	0.00	1.00
RSR-1E-4	IIB	64.84	0.67	0.37	33.59	99.47	0.95	0.01	0.00	1.00
RSR-1E-4	IIB	63.14	1.28	0.47	33.40	98.29	0.93	0.02	0.00	1.00
RSR-1E-4	IIB	64.46	0.10	0.39	33.59	98.54	0.94	0.00	0.00	1.00
RSR-1E-4	IIB	62.92	1.11	0.32	33.49	97.84	0.92	0.02	0.00	1.00
promedio RSR(IIB)		63.95	0.78	0.39	33.59	98.70	0.93	0.01	0.00	
RSR-1C-2	IID	66.63	0.03	0.04	33.27	99.97	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.48	0.02	0.09	32.86	99.45	0.99	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.09	0.00	0.00	32.99	99.08	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	65.99	0.04	0.05	33.52	99.60	0.97	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	67.62	0.06	0.03	33.72	101.43	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	67.26	0.05	0.04	33.40	100.75	0.99	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.95	0.06	0.01	33.60	100.62	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.74	0.03	0.00	33.25	100.02	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.94	0.01	0.00	33.34	100.29	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	67.21	0.04	0.12	33.51	100.88	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	67.02	0.09	0.11	33.10	100.32	0.99	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.95	0.04	0.00	33.15	100.14	0.99	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.67	0.08	0.02	33.31	100.08	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	67.22	0.00	0.12	32.69	100.03	1.01	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.81	0.05	0.03	32.54	99.43	1.01	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.96	0.02	0.08	33.66	100.72	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.42	0.02	1.01	33.02	100.47	0.99	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	67.04	0.03	0.04	33.50	100.61	0.98	0.00	0.00	1.00

Esfalerita										
Muestra	Fase	Zn	Fe	Cd	S	Total	#Zn	#Fe	#Cd	#S
RSR-1C-2	IID	66.63	0.03	0.24	33.17	100.07	0.99	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	65.91	0.00	0.05	33.23	99.19	0.97	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.82	0.00	0.00	33.20	100.02	0.99	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.14	0.02	0.33	33.22	99.71	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	66.82	0.01	0.00	33.34	100.17	0.98	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	67.12	0.03	0.00	32.92	100.07	1.00	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	67.05	0.04	0.33	33.31	100.73	0.99	0.00	0.00	1.00
RSR-1C-2	IID	5.20	0.00	72.19	22.62	100.01	0.11	0.00	0.91	1.00
greenockita										
promedio		66.78	0.03	0.11	33.23	100.15	0.99	0.00	0.00	
RSR (IID)										
SF-3-2	III	58.46	6.45	0.12	33.73	98.76	0.85	0.11	0.00	1.00
SF-3-2	III	57.32	7.22	0.23	33.85	98.62	0.83	0.12	0.00	1.00
SF-3-2	III	60.40	4.41	0.21	33.95	98.97	0.87	0.07	0.00	1.00
SF-3-2	III	57.55	6.90	0.28	33.79	98.52	0.84	0.12	0.00	1.00
SF-3-2	III	60.62	4.23	0.24	33.82	98.91	0.88	0.07	0.00	1.00
SF-3-2	III	62.67	2.07	0.21	33.66	98.61	0.91	0.04	0.00	1.00
SF-3-2	III	59.69	4.63	0.26	33.78	98.36	0.87	0.08	0.00	1.00
SF-3-2	III	62.51	2.16	0.43	33.76	98.86	0.91	0.04	0.00	1.00
promedio		59.90	4.76	0.25	33.79	98.70	0.87	0.08	0.00	
SF(III)										
RSR-1D-1	III	64.34	1.38	1.10	32.67	99.49	0.97	0.02	0.00	1.00
RSR-1D-1	III	65.64	0.00	2.01	32.67	100.32	0.99	0.00	0.02	1.00
RSR-1D-1	III	64.31	1.83	1.92	31.99	100.05	0.99	0.03	0.02	1.00
RSR-1D-1	III	64.84	0.33	0.33	33.52	99.02	0.95	0.00	0.00	1.00
RSR-1D-2	III	63.51	0.09	1.13	33.22	97.95	0.94	0.00	0.00	1.00
RSR-1D-2	III	64.70	0.09	0.83	33.02	98.64	0.96	0.00	0.00	1.00
RSR-1D-2	III	63.51	0.04	1.03	34.01	98.59	0.92	0.00	0.00	1.00
RSR-1D-2	III	64.58	0.00	1.45	33.47	99.50	0.95	0.00	0.01	1.00
RSR-1D-2	III	63.75	0.00	2.94	33.11	99.80	0.94	0.00	0.03	1.00
RSR-1D-2	III	64.03	0.02	0.53	33.36	97.94	0.94	0.00	0.00	1.00
RSR-1D-2	III	61.95	0.22	2.98	33.68	98.83	0.90	0.00	0.03	1.00
promedio		64.11	0.36	1.48	33.16	99.10	0.95	0.01	0.01	
RSR(III)										
promedio total		62.20	3.15	0.76	33.34	99.44	0.91	0.06	0.01	

**Estefanita
y arseno-
estefanita**

Muestra	Fase	Ag	Sb	As	S	Total	#Ag	#Sb	#As	#S
LC-2-2	IIB	68.39	2.68	11.43	15.99	98.49	5.09	0.18	1.22	4.00
LC-2-2	IIB	69.06	10.48	2.20	16.80	98.54	4.89	0.66	0.22	4.00
LC-2-2	IIB	70.48	10.24	2.64	13.65	97.01	6.14	0.79	0.33	4.00
LC-2-2	IIB	71.67	14.43	0.30	13.43	99.83	6.35	1.13	0.04	4.00
LC-3-2	IIB	69.82	11.22	1.89	16.51	99.44	5.03	0.72	0.20	4.00
LC-3-2	IIB	69.52	11.69	2.20	15.32	98.73	5.40	0.80	0.25	4.00
LC-3-2	IIB	72.36	11.09	0.60	15.40	99.45	5.59	0.76	0.07	4.00
LC-3-2	IIB	72.45	9.38	1.70	14.82	98.35	5.81	0.67	0.20	4.00
LC-3-2	IIB	74.41	11.58	0.16	14.84	100.99	5.96	0.82	0.02	4.00
LC-3-2	IIB	72.38	10.18	1.11	14.64	98.31	5.88	0.73	0.13	4.00
LC-3-2	IIB	74.35	10.64	0.72	15.14	100.85	5.84	0.74	0.08	4.00
LC-3-2	IIB	71.42	10.36	1.08	16.10	98.96	5.27	0.68	0.11	4.00
promedio		71.36	10.33	2.17	15.22	99.08	5.60	0.72	0.24	

Miargirita

Muestra	Fase	Ag	Sb	As	S	Total	#Ag	#Sb	#As	#S
SF96-6A	I	36.78	41.21	0.94	21.12	100.05	1.04	1.03	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.40	41.04	0.89	21.09	99.42	1.03	1.02	0.04	2.00
SF96-6A	I	37.02	41.44	0.90	21.36	100.72	1.03	1.02	0.04	2.00
SF96-6A	I	35.96	41.54	0.97	21.42	99.89	1.00	1.02	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.66	41.14	0.90	21.40	100.10	1.02	1.01	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.70	41.24	1.03	21.38	100.35	1.02	1.02	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.34	40.79	0.91	21.18	99.22	1.02	1.01	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.51	41.40	1.14	21.33	100.38	1.02	1.02	0.05	2.00
SF96-6A	I	36.46	41.12	1.12	21.28	99.98	1.02	1.02	0.05	2.00
SF96-6A	I	36.25	41.37	0.91	21.31	99.84	1.01	1.02	0.04	2.00
SF96-6A	I	37.09	41.92	0.97	21.30	101.28	1.04	1.04	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.08	41.26	0.84	21.35	99.53	1.00	1.02	0.03	2.00
SF96-6A	I	36.16	41.37	0.99	21.45	99.97	1.00	1.02	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.50	41.13	0.98	21.29	99.90	1.02	1.02	0.04	2.00
SF96-6A	I	37.02	41.89	0.99	21.50	101.40	1.02	1.03	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.62	41.72	0.89	21.64	100.87	1.01	1.02	0.04	2.00
SF96-6A	I	36.30	40.92	0.91	21.53	99.66	1.00	1.00	0.04	2.00
AM-6A-3	I	36.28	41.46	0.88	21.35	99.97	1.01	1.02	0.04	2.00
promedio I		36.51	41.33	0.95	21.35	100.14	1.02	1.02	0.04	
SF96-10A	IIB	36.89	41.92	0.25	21.10	100.16	1.04	1.05	0.01	2.00
SF96-10A	IIB	37.03	41.64	0.23	21.06	99.96	1.05	1.04	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	36.82	41.71	0.16	21.00	99.69	1.04	1.05	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	36.25	41.78	0.15	21.30	99.48	1.01	1.03	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	37.48	41.53	0.20	21.37	100.58	1.04	1.02	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	36.85	41.60	0.15	20.86	99.46	1.05	1.05	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	37.32	41.02	0.20	20.99	99.53	1.06	1.03	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	37.09	41.49	0.35	21.07	100.00	1.05	1.04	0.01	2.00
SF96-10A	IIB	37.12	41.04	0.27	20.89	99.32	1.06	1.03	0.01	2.00
SF96-10A	IIB	36.53	41.08	0.15	20.93	98.69	1.04	1.03	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	36.44	41.07	0.05	20.89	98.45	1.04	1.04	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	37.36	40.92	0.35	21.13	99.76	1.05	1.02	0.01	2.00
SF96-10A	IIB	38.04	40.37	0.22	20.78	99.41	1.09	1.02	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	39.30	40.33	0.17	20.58	100.38	1.14	1.03	0.00	2.00
SF96-10A	IIB	42.19	37.41	0.00	20.12	99.72	1.25	0.98	0.00	2.00
promedio IIB		37.51	40.99	0.19	20.94	99.64	1.07	1.03	0.00	
AM-9H-1	III	35.82	40.72	0.97	21.05	98.56	1.01	1.02	0.04	2.00

Miargirita

Muestra	Fase	Ag	Sb	As	S	Total	#Ag	#Sb	#As	#S
AM-9H-1	III	36.55	40.93	0.61	20.97	99.06	1.04	1.03	0.02	2.00
AM-9H-1	III	36.95	40.24	1.03	21.20	99.42	1.04	1.00	0.04	2.00
AM-9H-1	III	36.63	41.29	0.62	21.14	99.68	1.03	1.03	0.03	2.00
AM-9H-1	III	36.44	41.46	0.67	21.33	99.90	1.02	1.02	0.03	2.00
AM-9H-1	III	36.79	41.11	0.71	21.54	100.15	1.02	1.01	0.03	2.00
AM-9H-1	III	37.44	41.27	0.55	21.43	100.69	1.04	1.01	0.02	2.00
AM-9H-1	III	36.66	41.26	0.72	21.28	99.92	1.02	1.02	0.03	2.00
RSR-1A-2	III	36.11	40.82	0.77	20.96	98.66	1.02	1.03	0.03	2.00
RSR-1A-2	III	35.24	40.58	0.80	21.12	97.74	0.99	1.01	0.03	2.00
RSR-1A-2	III	37.56	40.54	0.90	20.89	99.89	1.01	0.97	0.04	2.00
RSR-1A-2	III	36.55	41.71	0.78	20.79	99.83	0.99	1.01	0.03	2.00
RSR-1A-2	III	35.96	40.97	0.75	21.20	98.88	1.01	1.02	0.03	2.00
RSR-1A-2	III	38.03	34.38	4.92	21.65	98.98	1.04	0.84	0.19	2.00
promedio III		36.34	40.23	1.06	21.18	98.81	1.02	1.00	0.04	

Pearceita-polibasita

Muestra	Fase	Ag	Cu	Sb	As	S	Se	Total	#Ag	#Cu	#Sb	#As	#S	#Se
LC-2-2	IIB	72.70	3.75	4.49	2.61	14.32	0.00	97.87	16.60	1.45	0.91	0.86	11.00	0.00
LC-2-2	IIB	74.11	1.12	0.34	6.49	15.86	0.00	97.92	15.28	0.39	0.06	1.93	11.00	0.00
LC-2-2	IIB	72.51	3.57	4.96	3.57	15.12	0.00	99.73	15.68	1.31	0.95	1.11	11.00	0.00
LC-2-2	IIB	76.65	1.73	7.67	1.30	13.35	0.00	100.70	18.77	0.72	1.66	0.46	11.00	0.00
LC-2-2	IIB	74.79	1.87	0.50	6.05	16.67	0.00	99.88	14.67	0.62	0.09	1.71	11.00	0.00
LC-2-2	IIB	75.29	1.92	4.75	2.66	13.90	0.00	98.52	17.71	0.77	0.99	0.90	11.00	0.00
LC-3-2	IIB	76.62	1.65	7.07	1.93	12.79	0.00	100.06	19.59	0.72	1.60	0.71	11.00	0.00
LC-3-2	IIB	75.98	3.07	3.48	3.24	13.39	0.00	99.16	18.55	1.27	0.75	1.14	11.00	0.00
SF96-10B	IIB	76.90	1.81	4.45	3.27	12.30	0.00	98.73	20.44	0.82	1.05	1.25	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	74.02	4.92	1.07	5.08	12.38	0.00	97.47	19.55	2.21	0.25	1.93	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	74.01	4.83	1.86	5.26	12.14	0.00	98.10	19.93	2.21	0.44	2.04	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	73.21	4.37	1.32	5.58	14.04	0.00	98.52	17.05	1.73	0.27	1.87	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	73.89	4.36	1.44	5.90	13.25	0.00	98.84	18.23	1.83	0.31	2.10	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	74.77	5.10	1.29	5.55	12.82	0.00	99.53	19.07	2.21	0.29	2.04	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	75.12	5.52	1.12	5.66	13.02	0.00	100.44	18.86	2.35	0.25	2.05	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	73.30	4.84	1.18	5.61	13.34	0.00	98.27	17.97	2.01	0.26	1.98	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	72.45	7.20	1.07	5.64	13.38	0.00	99.74	17.70	2.99	0.23	1.98	11.00	0.00
AM-9A-2	IIB	73.56	4.36	2.00	5.20	15.36	0.00	100.48	15.66	1.58	0.38	1.59	11.00	0.00
SR-8A-1	IIB	73.15	3.22	1.96	5.45	16.37	0.00	100.15	14.61	1.09	0.35	1.57	11.00	0.00
SR-8A-1	IIB	73.71	3.23	1.43	5.41	16.58	0.00	100.36	14.54	1.08	0.25	1.54	11.00	0.00
SR-8A-1	IIB	73.61	2.97	1.17	4.78	17.27	0.00	99.80	13.94	0.95	0.20	1.30	11.00	0.00
SR-8A-1	IIB	73.46	3.73	0.64	4.93	16.36	0.00	99.12	14.68	1.27	0.11	1.42	11.00	0.00
SR-8A-1	IIB	73.20	2.08	0.43	6.51	17.64	0.00	99.86	13.57	0.65	0.07	1.74	11.00	0.00
SR-8A-1	IIB	73.54	2.14	0.71	6.35	17.34	0.00	100.08	13.87	0.69	0.12	1.72	11.00	0.00
RSR-1E-4	IIB	69.21	5.62	4.13	3.60	11.96	4.07	98.59	18.92	2.61	1.00	1.42	11.00	1.52
promedio		73.99	3.56	2.42	4.71	14.44	0.16	99.28	17.02	1.42	0.51	1.53		0.06

Proustita-pirargirita

Muestra	Fase	Ag	Sb	As	S	Se	Total	#Ag	#Sb	#As	#S	#Se
AM-6A-3	I	57.53	24.12	1.96	18.56	0.00	102.17	2.76	1.03	0.14	3.00	0.00
AM-6A-3	I	58.03	23.19	2.27	18.33	0.00	101.82	2.82	1.00	0.16	3.00	0.00
AM-6A-3	I	58.81	20.98	3.23	18.14	0.00	101.16	2.89	0.91	0.23	3.00	0.00
AM-6A-3	I	56.70	24.46	1.07	18.09	0.00	100.32	2.80	1.07	0.08	3.00	0.00
AM-6A-3	I	56.51	24.50	1.09	18.11	0.00	100.21	2.78	1.07	0.08	3.00	0.00
AM-6A-3	I	56.40	24.44	1.50	18.02	0.00	100.36	2.79	1.07	0.11	3.00	0.00
AM-6A-3	I	56.55	22.99	1.87	18.06	0.00	99.47	2.79	1.01	0.13	3.00	0.00

**Proustita-
pirargirita**

Muestra	Fase	Ag	Sb	As	S	Se	Total	#Ag	#Sb	#As	#S	#Se
AM-6A-3	I	69.97	0.00	12.42	18.39	0.00	100.78	3.39	0.00	0.87	3.00	0.00
AM-6A-3	I	68.79	0.03	12.59	18.58	0.00	99.99	3.30	0.00	0.87	3.00	0.00
AM-6A-3	I	68.92	0.00	12.60	18.60	0.00	100.12	3.30	0.00	0.87	3.00	0.00
AM-6A-3	I	56.25	24.15	1.30	18.02	0.00	99.72	2.78	1.06	0.09	3.00	0.00
promedio I		60.41	17.17	4.72	18.26	0.00	100.55	2.95	0.75	0.33		
LC-2-2	IIIB	65.65	6.53	8.54	17.97	0.00	98.69	3.26	0.29	0.61	3.00	0.00
LC-2-2	IIIB	64.82	3.19	11.55	19.12	0.00	98.68	3.02	0.13	0.78	3.00	0.00
LC-2-2	IIIB	63.92	3.98	11.25	18.84	0.00	97.99	3.03	0.17	0.77	3.00	0.00
LC-2-2	IIIB	63.06	4.29	12.50	19.08	0.00	98.93	2.95	0.18	0.84	3.00	0.00
LC-2-2	IIIB	63.67	4.54	12.11	19.02	0.00	99.34	2.99	0.19	0.82	3.00	0.00
LC-2-2	IIIB	63.65	3.20	13.90	19.30	0.00	100.05	2.94	0.13	0.92	3.00	0.00
LC-3-2	IIIB	62.84	18.37	2.92	17.94	0.00	102.07	3.12	0.81	0.21	3.00	0.00
LC-3-2	IIIB	61.77	19.45	0.94	17.26	0.00	99.42	3.19	0.89	0.07	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	61.78	22.95	0.25	16.11	0.00	101.09	3.42	1.13	0.02	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	63.50	6.88	10.50	18.02	0.00	98.90	3.14	0.30	0.75	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	63.90	1.13	15.84	19.41	0.00	100.28	2.94	0.05	1.05	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	64.27	1.07	16.28	19.22	0.00	100.84	2.98	0.04	1.09	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	64.09	1.16	15.41	19.76	0.00	100.42	2.89	0.05	1.00	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	63.72	1.46	15.44	19.93	0.00	100.55	2.85	0.06	0.99	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	63.42	5.66	12.92	19.38	0.00	101.38	2.92	0.23	0.86	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	64.58	8.19	10.24	19.18	0.00	102.19	3.00	0.34	0.69	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	64.12	7.03	10.91	19.31	0.00	101.37	2.96	0.29	0.73	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	62.46	11.78	7.94	18.84	0.00	101.02	2.96	0.49	0.54	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	62.75	12.01	8.61	18.59	0.00	101.96	3.01	0.51	0.59	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	61.68	12.13	7.96	18.9	0.00	100.67	2.91	0.51	0.54	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	64.61	1.33	14.47	18.7	0.00	99.11	3.08	0.06	0.99	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	62.15	4.59	12.21	18.49	0.00	97.44	3.00	0.20	0.85	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	61.63	15.86	4.17	18.96	0.00	100.62	2.90	0.66	0.28	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	60.69	17.15	3.38	19.06	0.00	100.28	2.84	0.71	0.23	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	63.31	9.83	9.33	18.28	0.00	100.75	3.09	0.42	0.66	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	62.36	12.07	7.13	18.18	0.00	99.74	3.06	0.52	0.50	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	63.38	11.13	8.11	18.49	0.00	101.11	3.06	0.48	0.56	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	62.26	14.57	5.82	18.31	0.00	100.96	3.03	0.63	0.41	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	62.65	13.96	5.93	18.09	0.00	100.63	3.09	0.61	0.42	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	62.19	15.91	4.57	18.52	0.00	101.19	2.99	0.68	0.32	3.00	0.00
SF-3-2	IIIB	60.90	16.63	4.94	18.36	0.00	100.83	2.96	0.72	0.35	3.00	0.00
SF96-10A	IIIB	57.74	22.99	0.50	17.91	0.59	99.73	2.87	1.01	0.04	3.00	0.04
SF96-10A	IIIB	56.97	23.69	0.00	17.54	0.64	98.84	2.90	1.07	0.00	3.00	0.04
SF96-10A	IIIB	57.25	25.18	0.15	18.03	0.30	100.91	2.83	1.10	0.01	3.00	0.02
SF96-10A	IIIB	59.48	23.16	0.01	18.1	0.28	101.03	2.93	1.01	0.00	3.00	0.02
SF96-10A	IIIB	57.73	23.49	0.07	18.61	0.00	99.90	2.77	1.00	0.00	3.00	0.00
SF96-10A	IIIB	57.31	24.03	0.00	18.63	0.00	99.97	2.74	1.02	0.00	3.00	0.00
SF96-10A	IIIB	58.69	23.41	0.00	18.26	0.00	100.36	2.87	1.01	0.00	3.00	0.00
SF96-10A	IIIB	61.11	20.89	0.39	16.77	1.54	100.7	3.25	0.98	0.03	3.00	0.11
SF96-10A	IIIB	59.13	20.80	1.44	17.34	2.11	100.82	3.04	0.95	0.11	3.00	0.15
SF96-10A	IIIB	58.52	22.98	0.21	18.23	0.00	99.94	2.86	1.00	0.01	3.00	0.00
SF96-10A	IIIB	59.83	21.26	1.54	17.75	1.47	101.85	3.01	0.95	0.11	3.00	0.10
SF96-10A	IIIB	59.29	22.65	0.55	17.98	0.93	101.40	2.94	1.00	0.04	3.00	0.06
SF96-10A	IIIB	60.36	22.51	0.07	17.66	0.00	100.60	3.05	1.01	0.00	3.00	0.00
SF96-10B	IIIB	60.40	19.19	2.37	16.47	0.57	99.00	3.27	0.92	0.18	3.00	0.04
SF96-10B	IIIB	63.52	14.43	5.78	15.68	0.48	99.89	3.61	0.73	0.47	3.00	0.04
SF96-10B	IIIB	65.09	6.32	9.08	17.45	0.91	98.85	3.33	0.29	0.67	3.00	0.06
SF96-10B	IIIB	59.96	19.78	2.71	17.32	0.60	100.37	3.09	0.90	0.20	3.00	0.04
SF96-10B	IIIB	61.00	16.84	4.98	17.61	0.00	100.43	3.09	0.76	0.36	3.00	0.00
SF96-10B	IIIB	62.78	14.51	5.44	17.21	0.00	99.94	3.25	0.67	0.41	3.00	0.00
SF96-10B	IIIB	61.56	19.70	1.73	17.06	0.00	100.05	3.22	0.91	0.13	3.00	0.00

**Proustita-
pirargirita**

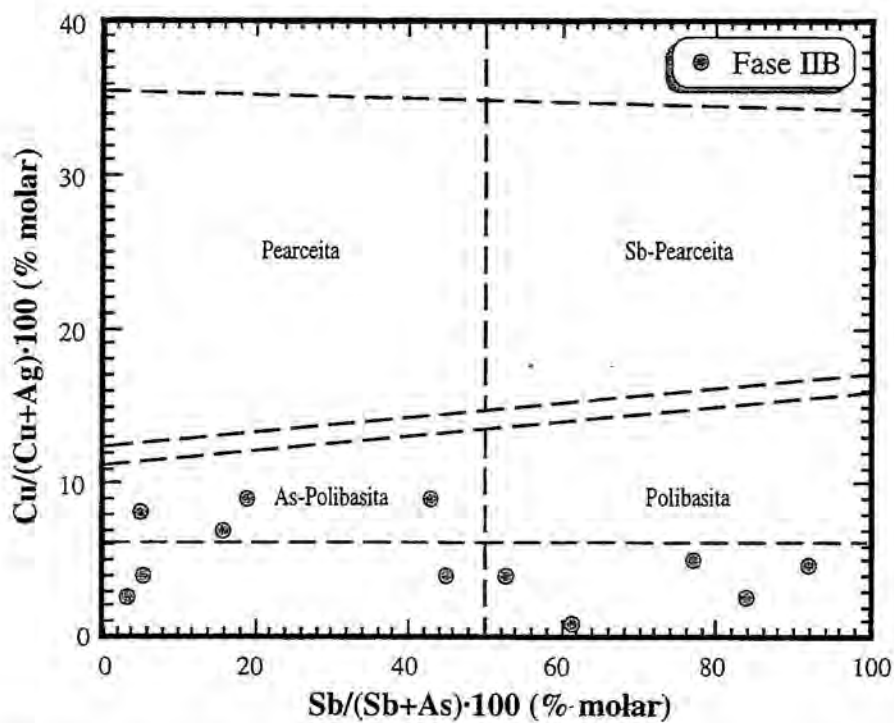
Muestra	Fase	Ag	Sb	As	S	Se	Total	#Ag	#Sb	#As	#S	#Se
SF96-10B	IIIB	61.51	14.43	6.12	17.67	0.00	99.73	3.10	0.65	0.44	3.00	0.00
SF96-10B	IIIB	63.01	16.75	3.98	18.19	0.00	101.93	3.09	0.73	0.28	3.00	0.00
SR-8A-1	IIIB	67.55	0.46	15.00	18.90	0.00	101.91	3.19	0.02	1.02	3.00	0.00
SR-8A-1	IIIB	67.39	0.53	14.87	18.13	0.00	100.92	3.31	0.02	1.05	3.00	0.00
SR-8A-1	IIIB	66.24	0.56	15.61	18.70	0.00	101.11	3.16	0.02	1.07	3.00	0.00
SR-8A-1	IIIB	66.67	1.25	15.09	18.48	0.00	101.49	3.22	0.05	1.05	3.00	0.00
SR-8A-1	IIIB	67.02	1.23	15.12	18.55	0.00	101.92	3.22	0.05	1.05	3.00	0.00
SR-8A-1	IIIB	68.16	0.35	13.16	18.57	0.00	100.24	3.27	0.01	0.91	3.00	0.00
SR-8A-1	IIIB	66.56	0.47	15.77	18.79	0.00	101.59	3.16	0.02	1.08	3.00	0.00
RSR96-1C	IIIB	61.84	21.61	0.75	17.29	0.00	101.49	3.19	0.99	0.06	3.00	0.00
RSR96-1C	IIIB	65.37	6.31	11.45	17.57	0.00	100.7	3.32	0.28	0.84	3.00	0.00
RSR96-1C	IIIB	64.18	7.13	12.07	17.54	0.00	100.92	3.26	0.32	0.88	3.00	0.00
RSR96-1C	IIIB	67.93	0.72	14.04	18.57	0.00	101.26	3.26	0.03	0.97	3.00	0.00
promedio IIIB		62.61	11.99	7.44	18.24	0.16	100.28	3.07	0.53	0.51		0.01
RSR-1D-1	III	64.51	3.98	11.71	18.64	0.00	98.84	3.09	0.17	0.81	3.00	0.00
RSR-1D-1	III	63.30	6.58	11.79	18.75	0.00	100.42	3.01	0.28	0.81	3.00	0.00
RSR-1D-1	III	63.48	3.43	13.87	18.58	0.00	99.36	3.05	0.15	0.96	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	58.61	21.75	0.85	16.77	1.27	99.25	3.12	1.02	0.07	3.00	0.09
RSR-1D-2	III	59.11	22.36	0.91	16.58	1.60	100.56	3.18	1.07	0.07	3.00	0.12
RSR-1D-2	III	60.29	13.11	5.84	15.95	3.84	99.03	3.37	0.65	0.47	3.00	0.29
RSR-1D-2	III	60.14	15.44	4.38	15.58	3.75	99.29	3.44	0.78	0.36	3.00	0.29
RSR-1D-2	III	61.07	13.71	5.62	17.60	0.00	98.00	3.09	0.62	0.41	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.52	13.52	5.96	18.09	0.00	100.09	3.08	0.59	0.42	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.12	13.21	6.08	17.71	0.00	99.12	3.13	0.59	0.44	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	60.83	15.49	4.40	17.57	0.00	98.29	3.09	0.70	0.32	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	61.64	14.60	4.83	17.84	0.00	98.91	3.08	0.65	0.35	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.10	13.37	5.72	17.59	0.00	98.78	3.15	0.60	0.42	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.54	12.25	6.18	17.65	0.00	98.62	3.16	0.55	0.45	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.19	14.31	5.01	17.31	0.00	98.82	3.20	0.65	0.37	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.36	11.60	6.62	17.81	0.00	98.39	3.12	0.51	0.48	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.84	10.92	6.86	17.82	0.00	98.44	3.14	0.48	0.49	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.97	11.33	6.97	17.42	0.00	98.69	3.22	0.51	0.51	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	63.13	11.16	6.83	18.08	0.00	99.20	3.11	0.49	0.49	3.00	0.00
RSR-1D-2	III	62.46	10.91	6.86	18.08	0.00	98.31	3.08	0.48	0.49	3.00	0.00
promedio III		61.91	12.65	6.36	17.57	0.52	99.02	3.15	0.58	0.46		0.04

**Sulfosales
de Pb-Ag**

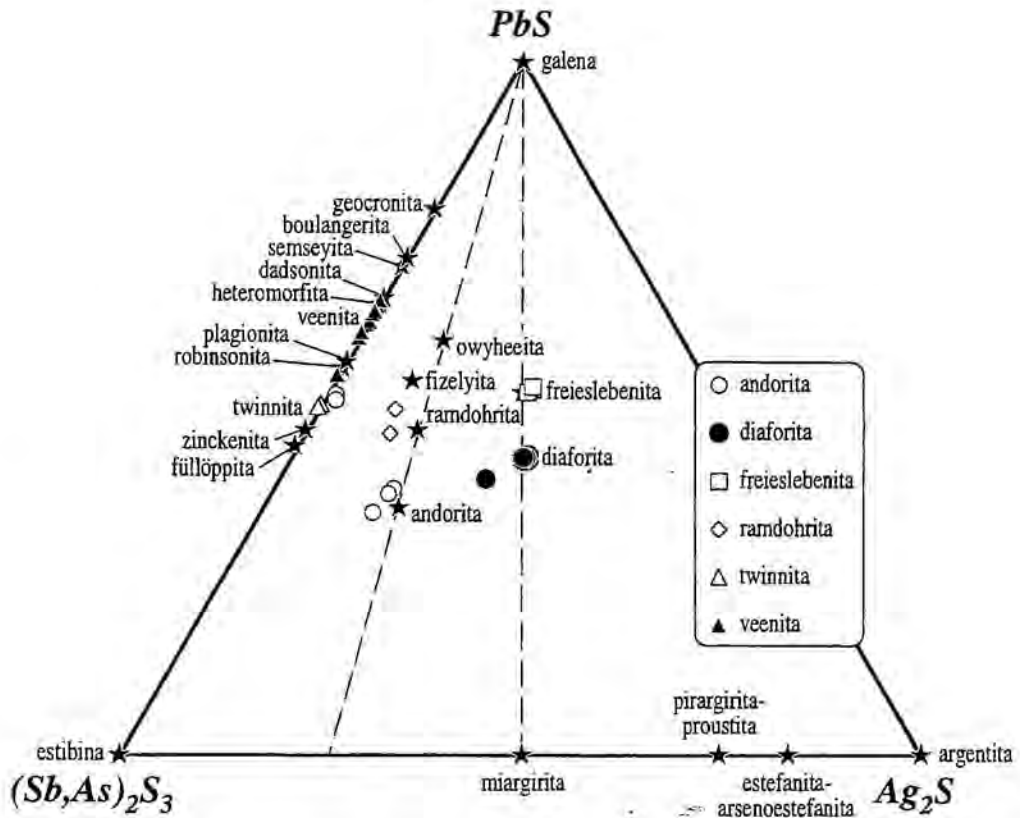
Muestra	Fase	Mineral	Ag	Pb	Sb	As	S	Se	Total	#Ag	#Pb	#Sb	#As	#S	#Se
SF96-6A	I	andorita	0.91	39.97	37.92	1.08	21.13	0.00	101.01	0.08	1.76	2.84	0.13	6.00	0.00
SF96-6A	I	andorita	1.03	39.09	38.21	0.96	21.06	0.00	100.35	0.09	1.72	2.87	0.12	6.00	0.00
SF96-6A	I	andorita	13.75	23.98	38.38	1.26	21.10	0.00	98.47	1.16	1.06	2.87	0.15	6.00	0.00
SF96-6A	I	andorita	13.75	23.70	40.07	1.19	21.11	0.00	99.82	1.16	1.04	3.00	0.14	6.00	0.00
SF96-6A	I	andorita	13.28	20.56	42.93	1.52	22.02	0.00	100.31	1.08	0.87	3.08	0.18	6.00	0.00
promedio		andorita	8.54	29.46	39.50	1.20	21.28	0.00	99.99	0.71	1.28	2.93	0.14		
AM-6A-3	I	freieslebenita	20.85	38.91	19.76	2.37	18.39	0.00	100.28	1.01	0.98	0.85	0.17	3.00	0.00
AM-6A-3	I	freieslebenita	20.96	38.36	18.78	3.29	18.24	0.00	99.63	1.02	0.98	0.81	0.23	3.00	0.00
AM-6A-3	I	freieslebenita	20.71	39.53	19.67	2.43	18.37	0.00	100.71	1.01	1.00	0.85	0.17	3.00	0.00
AM-6A-3	I	freieslebenita	20.40	38.36	21.42	1.56	18.06	0.00	99.80	1.01	0.99	0.94	0.11	3.00	0.00
AM-6A-3	I	freieslebenita	20.77	39.07	20.06	2.19	18.23	0.00	100.32	1.02	1.00	0.87	0.15	3.00	0.00
promedio		freieslebenita	20.74	38.85	19.94	2.37	18.26	0.00	100.15	1.01	0.99	0.87	0.17		
RSR-1A-2	III	randohrita	8.17	35.75	33.11	0.65	20.03	0.07	97.78	2.91	6.63	10.45	0.33	24.00	0.00
RSR-1A-2	III	randohrita	9.52	32.75	35.5	0.82	20.24	0.15	98.98	3.36	6.01	11.09	0.42	24.00	0.00
promedio		randohrita	8.845	34.25	34.30	0.73	20.13	0.11	98.38	3.13	6.32	10.77	0.37		
RSR-1D-2	III	diaforita	25.24	28.36	26.88	0.43	17.80	1.22	99.93	3.37	1.97	3.18	0.08	8.00	0.00
RSR-1D-2	III	diaforita	24.96	27.77	26.48	0.49	18.60	0.61	98.91	3.19	1.85	3.00	0.09	8.00	0.00
RSR-1D-2	III	diaforita	24.63	28.81	26.78	0.50	17.78	1.33	99.83	3.29	2.01	3.17	0.10	8.00	0.00
RSR-1D-2	III	diaforita	24.73	28.65	25.96	0.55	18.29	0.00	98.18	3.22	1.94	2.99	0.10	8.00	0.00
RSR-1D-2	III	diaforita	24.62	27.57	26.82	0.48	18.52	0.02	98.03	3.16	1.84	3.05	0.09	8.00	0.00
RSR-1D-2	III	diaforita	24.60	28.23	26.11	0.73	18.49	0.00	98.16	3.16	1.89	2.98	0.14	8.00	0.00
RSR-1D-2	III	diaforita	25.02	28.94	27.17	0.52	18.53	0.00	100.18	3.21	1.93	3.09	0.10	8.00	0.00
promedio		diaforita	24.82	28.33	26.60	0.52	18.28	0.45	99.03	3.22	1.91	3.07	0.10		

**Sulfosales
de Pb**

Muestra	Fase	Mineral	Pb	Sb	As	S	Total	#Pb	#Sb	#As	#S
SF96-6A	I	twinnita	38.04	39.27	1.17	21.47	99.95	1.10	1.93	0.09	4.00
SF96-6A	I	twinnita	37.73	39.05	1.13	21.54	99.45	1.08	1.91	0.09	4.00
promedio			37.88	39.16	1.15	21.51	99.70	1.09	1.92	0.09	
SR-6-2	I	veenita	51.42	29.55	0.39	19.44	100.80	2.05	2.00	0.04	5.00
SR-6-2	I	veenita	51.62	29.90	0.35	19.48	101.35	2.05	2.02	0.04	5.00
SR-6-2	I	veenita	49.91	29.96	0.37	19.29	99.53	2.00	2.05	0.04	5.00
SR-6-2	I	veenita	48.51	30.70	0.38	19.40	98.99	1.93	2.08	0.04	5.00
SR-6-2	I	veenita	52.27	28.61	0.46	19.52	100.86	2.07	1.93	0.05	5.00
SR-6-2	I	veenita	50.74	30.20	0.35	19.33	100.62	2.03	2.06	0.04	5.00
SR-6-2	I	veenita	46.85	31.91	0.44	19.76	98.96	1.83	2.13	0.05	5.00
SR-6-2	I	veenita	42.15	36.67	0.52	20.74	100.08	1.57	2.33	0.05	5.00
SR-6-2	I	veenita	48.84	30.31	0.65	20.09	99.89	1.88	1.99	0.07	5.00
SR-6-2	I	veenita	50.27	29.69	0.65	19.80	100.41	1.96	1.97	0.07	5.00
SR-6-2	I	veenita	50.88	29.46	0.68	19.72	100.74	2.00	1.97	0.07	5.00
SR-6-2	I	veenita	47.60	31.07	0.73	20.23	99.63	1.82	2.02	0.08	5.00
promedio			49.25	30.67	0.49	19.73	100.15	1.93	2.04	0.05	



Composiciones químicas de la serie pearceita-polibasita en las bandas mineralizadas de la fase IIB en La Guitarra (a 200°C, Hall, 1967).



Variación composicional de las sulfosalas de Ag-Pb y Pb en el sistema La Guitarra en el diagrama ternario $(Sb,As)_2S_3$ -PbS- Ag_2S . Las estrellas denotan las composiciones aceptadas de los minerales representados. Diagrama adoptado de Höller y Gandhi (1995).

**Tetraedrita-
tenantita
argentíferas**

Muestra	Fase	Ag	Cu	Zn	Fe	Sb	As	S	Total	#Ag	#Cu	#Zn	#Fe	#Sb	#As	#S
LC-2-2	IIB	21.32	22.30	6.61	2.88	23.67	1.62	23.20	101.60	3.55	6.31	1.82	0.93	3.49	0.39	13.00
LC-2-2	IIB	19.33	23.39	5.94	3.58	23.71	1.64	23.53	101.12	3.17	6.52	1.61	1.14	3.45	0.39	13.00
LC-3-2	IIB	18.88	23.50	4.79	1.89	27.23	0.60	23.63	100.52	3.09	6.52	1.29	0.60	3.95	0.14	13.00
LC-3-2	IIB	17.84	24.90	6.97	0.09	26.63	1.14	23.10	100.67	2.98	7.07	1.92	0.03	3.95	0.27	13.00
LC-3-2	IIB	18.57	25.02	6.93	0.06	27.10	1.05	23.16	101.89	3.10	7.09	1.91	0.02	4.01	0.25	13.00
LC-3-2	IIB	17.81	24.78	7.01	0.08	26.11	1.34	23.66	100.79	2.91	6.87	1.89	0.03	3.78	0.32	13.00
LC-3-2	IIB	17.97	24.69	7.26	0.08	25.99	1.82	23.93	101.74	2.90	6.77	1.93	0.02	3.72	0.42	13.00
LC-3-2	IIB	18.76	24.01	6.88	0.25	27.72	0.87	23.34	101.83	3.11	6.75	1.88	0.08	4.07	0.21	13.00
LC-3-2	IIB	18.01	25.16	6.70	0.22	26.07	1.68	23.47	101.31	2.97	7.03	1.82	0.07	3.80	0.40	13.00
promedio		18.72	24.19	6.57	1.01	26.03	1.31	23.45	101.27	3.09	6.77	1.79	0.32	3.80	0.31	
SF-3-2	IIB	18.72	22.71	8.76	0.2	26.53	0.42	22.02	99.36	3.29	6.77	2.54	0.07	4.12	0.11	13.00
SF-3-2	IIB	19.06	22.75	7.04	0.14	26.77	0.50	22.51	98.77	3.27	6.63	1.99	0.05	4.07	0.12	13.00
SF-3-2	IIB	18.42	25.28	4.45	2.49	15.32	9.10	24.25	99.31	2.94	6.84	1.17	0.77	2.16	2.09	13.00
SF-3-2	IIB	19.90	25.55	2.92	4.09	18.63	6.75	23.14	100.98	3.32	7.24	0.80	1.32	2.76	1.62	13.00
SF-3-2	IIB	18.81	25.93	3.76	3.32	18.02	6.92	25.15	101.91	2.89	6.76	0.95	0.99	2.45	1.53	13.00
SF-3-2	IIB	19.90	25.85	4.18	2.95	18.97	6.46	23.34	101.65	3.29	7.27	1.14	0.94	2.78	1.54	13.00
SF-3-2	IIB	12.83	31.32	5.39	3.04	8.76	12.83	26.22	100.39	1.89	7.84	1.31	0.87	1.14	2.72	13.00
SF-3-2	IIB	8.67	35.01	7.30	0.95	5.51	15.76	27.62	100.82	1.21	8.32	1.69	0.26	0.68	3.17	13.00
SF-3-2	IIB	18.68	23.97	6.99	0.07	27.29	0.41	22.88	100.29	3.15	6.87	1.95	0.02	4.08	0.10	13.00
SF-3-2	IIB	18.39	24.15	7.27	0.05	27.04	0.56	23.11	100.57	3.07	6.86	2.01	0.02	4.01	0.13	13.00
SF-3-2	IIB	9.25	34.17	6.85	1.60	6.53	14.82	26.33	99.57	1.36	8.51	1.66	0.45	0.85	3.13	13.00
SF-3-2	IIB	18.90	25.22	3.64	3.66	19.45	5.63	23.69	100.19	3.08	6.98	0.98	1.15	2.81	1.32	13.00
SF-3-2	IIB	18.59	23.55	7.22	0.20	26.62	0.31	22.66	99.15	3.17	6.82	2.03	0.07	4.02	0.08	13.00
SF-3-2	IIB	17.29	25.57	6.61	0.10	27.76	0.60	23.25	101.18	2.87	7.21	1.81	0.03	4.09	0.14	13.00
SF-3-2	IIB	17.08	25.23	6.79	0.10	27.83	0.42	23.19	100.64	2.85	7.14	1.87	0.03	4.11	0.10	13.00
SF-3-2	IIB	15.99	26.41	6.32	0.09	26.14	1.33	23.34	99.62	2.65	7.42	1.73	0.03	3.83	0.32	13.00
SF-3-2	IIB	16.45	25.62	6.35	0.10	26.15	1.02	23.02	98.71	2.76	7.30	1.76	0.03	3.89	0.25	13.00
SF-3-2	IIB	15.75	25.31	6.99	0.11	27.22	0.42	22.69	98.49	2.68	7.32	1.96	0.04	4.11	0.10	13.00
SF-3-2	IIB	16.21	25.60	6.67	0.09	27.53	0.30	23.04	99.44	2.72	7.29	1.85	0.03	4.09	0.07	13.00
SF-3-2	IIB	15.39	25.97	6.64	0.19	26.86	0.44	22.96	98.45	2.59	7.42	1.84	0.06	4.01	0.11	13.00
SF-3-2	IIB	17.48	24.59	5.87	0.75	27.42	0.08	22.84	99.03	2.96	7.06	1.64	0.25	4.11	0.02	13.00
SF-3-2	IIB	17.47	25.36	5.18	1.27	27.41	0.23	22.86	99.78	2.95	7.28	1.44	0.41	4.11	0.06	13.00
SF-3-2	IIB	17.91	25.16	4.29	2.11	27.07	0.32	23.19	100.05	2.98	7.12	1.18	0.68	4.00	0.08	13.00
SF-3-2	IIB	17.88	24.96	4.48	2.16	27.22	0.29	22.90	99.89	3.02	7.15	1.25	0.70	4.07	0.07	13.00

**Tetraedrita-
tenantita
argentíferas**

Muestra	Fase	Ag	Cu	Zn	Fe	Sb	As	S	Total	#Ag	#Cu	#Zn	#Fe	#Sb	#As	#S
SF-3-2	IIB	16.38	26.75	2.94	4.09	19.04	5.59	23.77	98.56	2.66	7.38	0.79	1.28	2.74	1.31	13.00
SF-3-2	IIB	15.72	28.19	0.84	5.50	15.70	9.71	23.94	99.60	2.54	7.72	0.22	1.71	2.25	2.26	13.00
SF-3-2	IIB	17.89	24.62	5.20	1.41	26.68	0.13	22.31	98.24	3.10	7.24	1.49	0.47	4.09	0.03	13.00
SF-3-2	IIB	18.41	24.66	3.82	2.23	27.64	0.13	22.62	99.51	3.15	7.15	1.08	0.74	4.18	0.03	13.00
promedio		16.91	26.05	5.53	1.54	22.61	3.62	23.53	99.79	2.80	7.25	1.50	0.48	3.34	0.81	
SF96-10A	IIB	18.73	23.80	6.53	0.97	27.27	0.20	22.74	100.24	3.18	6.87	1.83	0.32	4.11	0.05	13.00
SF96-10A	IIB	18.76	24.13	3.16	3.37	24.51	1.87	23.17	98.97	3.13	6.83	0.87	1.09	3.62	0.45	13.00
SF96-10A	IIB	18.91	23.49	7.52	0.05	27.06	0.37	22.75	100.15	3.21	6.77	2.11	0.02	4.07	0.09	13.00
SF96-10A	IIB	18.71	23.17	7.67	0.00	27.33	0.03	22.71	99.62	3.18	6.69	2.15	0.00	4.12	0.00	13.00
SF96-10A	IIB	19.02	23.45	7.57	0.02	26.78	0.00	22.42	99.26	3.28	6.86	2.15	0.00	4.09	0.00	13.00
SF96-10A	IIB	18.17	25.08	7.04	0.07	26.9	1.46	23.76	102.48	2.96	6.92	1.89	0.02	3.88	0.34	13.00
SF96-10A	IIB	18.13	25.02	7.10	0.21	24.94	2.30	23.71	101.41	2.95	6.92	1.91	0.07	3.60	0.54	13.00
SF96-10A	IIB	18.18	23.99	5.45	0.82	27.68	0.18	22.72	99.02	3.09	6.93	1.53	0.27	4.17	0.04	13.00
SF96-10A	IIB	20.18	23.71	6.16	0.10	26.84	0.02	22.85	99.86	3.41	6.81	1.72	0.03	4.02	0.00	13.00
SF96-10A	IIB	18.86	23.87	6.52	1.01	26.86	0.00	23.03	100.15	3.16	6.80	1.81	0.33	3.99	0.00	13.00
SF96-10A	IIB	18.69	23.64	6.23	0.04	26.96	0.00	23.23	98.79	3.11	6.68	1.71	0.01	3.97	0.00	13.00
SF96-10A	IIB	18.99	23.18	5.82	0.17	27.22	0.21	23.11	98.70	3.18	6.58	1.61	0.05	4.03	0.05	13.00
SF96-10A	IIB	16.83	26.28	7.39	0.07	25.19	1.58	23.39	100.73	2.78	7.37	2.01	0.02	3.69	0.38	13.00
SF96-10B	IIB	19.27	23.63	2.38	3.82	27.46	0.52	23.13	100.21	3.22	6.70	0.66	1.23	4.06	0.13	13.00
SF96-10B	IIB	19.80	24.05	1.35	4.87	27.20	0.24	23.28	100.79	3.29	6.78	0.37	1.56	4.00	0.06	13.00
SF96-10B	IIB	20.19	23.75	0.92	5.14	26.60	0.68	22.88	100.16	3.41	6.81	0.26	1.68	3.98	0.17	13.00
SF96-10B	IIB	19.36	23.69	1.08	5.04	27.28	0.39	22.85	99.69	3.27	6.80	0.30	1.65	4.09	0.09	13.00
SF96-10B	IIB	19.46	23.29	0.60	5.36	26.81	0.49	23.25	99.26	3.23	6.57	0.16	1.72	3.95	0.12	13.00
SF96-10B	IIB	19.40	23.85	1.33	4.90	27.38	0.25	22.99	100.10	3.26	6.81	0.37	1.59	4.08	0.06	13.00
SF96-10B	IIB	19.57	23.78	0.87	5.33	26.89	0.66	23.40	100.50	3.23	6.67	0.24	1.70	3.93	0.16	13.00
SF96-10B	IIB	19.80	23.90	1.12	4.91	26.71	0.84	23.20	100.48	3.30	6.76	0.31	1.58	3.94	0.20	13.00
promedio		19.00	23.94	4.47	2.20	26.76	0.59	23.07	100.03	3.18	6.81	1.24	0.71	3.97	0.14	
AM-9A-2	IIB	16.67	26.36	7.33	0.03	25.22	1.81	23.4	100.82	2.75	7.39	2.00	0.00	3.69	0.43	13.00
AM-9A-2	IIB	19.71	24.85	7.13	0.21	24.75	1.29	22.54	100.48	3.38	7.23	2.02	0.07	3.76	0.32	13.00
AM-9A-2	IIB	16.25	26.59	7.57	0.04	25.15	1.14	23.64	100.38	2.66	7.38	2.04	0.01	3.64	0.27	13.00
AM-9A-2	IIB	16.18	26.26	7.60	0.06	25.20	0.86	23.76	99.92	2.63	7.25	2.04	0.02	3.63	0.20	13.00
AM-9A-2	IIB	1.58	41.01	6.99	1.66	1.51	18.37	28.25	99.37	0.22	9.52	1.58	0.44	0.18	3.62	13.00
AM-9A-2	IIB	16.64	26.31	7.28	0.08	25.29	1.69	23.56	100.85	2.73	7.33	1.97	0.03	3.68	0.40	13.00

**Tetraedrita-
tenantita
argentíferas**

Muestra	Fase	Ag	Cu	Zn	Fe	Sb	As	S	Total	#Ag	#Cu	#Zn	#Fe	#Sb	#As	#S
AM-9A-2	IIB	16.35	26.59	6.51	0.52	25.56	1.33	22.85	99.71	2.76	7.63	1.82	0.17	3.83	0.32	13.00
AM-9A-2	IIB	16.00	26.72	6.53	0.51	25.84	1.33	23.61	100.54	2.62	7.42	1.76	0.16	3.75	0.31	13.00
AM-9A-2	IIB	16.44	27.01	6.43	0.53	26.23	1.31	23.34	101.29	2.72	7.59	1.76	0.17	3.85	0.31	13.00
AM-9A-2	IIB	17.00	25.62	7.09	0.06	26.82	0.94	23.03	100.56	2.85	7.30	1.96	0.02	3.99	0.23	13.00
AM-9A-2	IIB	14.67	27.39	7.66	0.09	25.56	1.99	23.37	100.73	2.43	7.69	2.09	0.03	3.74	0.47	13.00
AM-9A-2	IIB	16.63	26.56	7.42	0.18	26.30	1.64	23.79	102.52	2.70	7.32	1.99	0.06	3.78	0.38	13.00
AM-9A-2	IIB	16.08	26.66	7.39	0.16	26.20	1.63	23.94	102.06	2.60	7.31	1.97	0.05	3.75	0.38	13.00
AM-9A-2	IIB	16.46	26.32	7.61	0.08	27.51	0.78	23.77	102.53	2.68	7.26	2.04	0.03	3.96	0.18	13.00
AM-9A-2	IIB	15.92	26.44	7.59	0.05	27.37	0.89	23.61	101.87	2.61	7.35	2.05	0.02	3.97	0.21	13.00
AM-9A-2	IIB	1.56	42.04	5.57	2.78	0.24	19.77	29.26	101.22	0.21	9.43	1.21	0.71	0.03	3.76	13.00
AM-9A-2	IIB	1.38	42.07	5.54	2.92	0.13	19.71	29.60	101.35	0.18	9.32	1.19	0.74	0.02	3.70	13.00
AM-9A-2	IIB	1.08	42.08	5.82	2.67	0.27	19.73	28.77	100.42	0.15	9.60	1.29	0.69	0.03	3.82	13.00
AM-9A-2	IIB	16.48	26.28	6.66	0.32	25.32	2.04	23.87	100.97	2.67	7.22	1.78	0.10	3.63	0.48	13.00
AM-9A-2	IIB	16.21	26.3	6.82	0.25	25.48	1.90	24.05	101.01	2.60	7.17	1.81	0.08	3.63	0.44	13.00
promedio		13.46	29.47	6.93	0.66	20.80	5.01	24.60	100.93	2.21	7.79	1.82	0.18	3.03	1.01	
SR-8A-1	IIB	18.85	21.94	8.11	0.13	26.17	0.80	22.52	98.52	3.23	6.39	2.30	0.04	3.98	0.20	13.00
SR-8A-1	IIB	18.67	22.66	7.66	0.07	26.82	0.66	22.66	99.20	3.18	6.56	2.16	0.02	4.05	0.16	13.00
SR-8A-1	IIB	18.79	22.32	7.77	0.03	27.10	0.45	22.32	98.78	3.25	6.56	2.22	0.01	4.16	0.11	13.00
SR-8A-1	IIB	19.36	22.25	7.76	0.04	26.74	0.73	22.59	99.47	3.31	6.46	2.19	0.01	4.05	0.18	13.00
SR-8A-1	IIB	12.85	32.30	3.19	4.13	3.18	17.87	27.14	100.66	1.83	7.81	0.75	1.14	0.40	3.66	13.00
SR-8A-1	IIB	11.28	34.75	5.47	2.26	3.49	17.00	26.93	101.18	1.62	8.47	1.30	0.63	0.44	3.51	13.00
SR-8A-1	IIB	11.37	34.40	5.15	2.70	3.76	16.80	26.94	101.12	1.63	8.38	1.22	0.75	0.48	3.47	13.00
SR-8A-1	IIB	11.07	34.06	5.30	2.54	3.81	17.00	26.90	100.68	1.59	8.31	1.26	0.70	0.48	3.52	13.00
SR-8A-1	IIB	11.35	33.86	4.62	3.09	3.39	17.38	27.21	100.90	1.61	8.16	1.08	0.85	0.43	3.55	13.00
SR-8A-1	IIB	11.01	33.55	4.32	3.25	2.86	17.11	26.77	98.87	1.59	8.22	1.03	0.91	0.37	3.56	13.00
SR-8A-1	IIB	10.84	34.02	4.50	3.00	2.80	17.34	27.27	99.77	1.54	8.18	1.05	0.82	0.35	3.54	13.00
SR-8A-1	IIB	11.68	34.21	4.90	2.90	3.41	16.61	27.55	101.26	1.64	8.15	1.13	0.79	0.42	3.35	13.00
SR-8A-1	IIB	9.79	35.00	5.84	2.32	2.61	17.54	27.40	100.50	1.38	8.38	1.36	0.63	0.33	3.56	13.00
SR-8A-1	IIB	10.34	34.58	5.63	2.54	3.78	16.52	27.23	100.62	1.47	8.33	1.32	0.70	0.48	3.38	13.00
SR-8A-1	IIB	10.61	34.46	5.50	2.65	3.78	16.93	27.08	101.01	1.51	8.35	1.30	0.73	0.48	3.48	13.00
SR-8A-1	IIB	11.16	34.02	4.90	2.78	3.19	17.21	27.42	100.68	1.57	8.14	1.14	0.76	0.40	3.49	13.00
SR-8A-1	IIB	10.66	34.03	5.88	1.77	4.71	16.13	27.53	100.71	1.50	8.11	1.36	0.48	0.59	3.26	13.00
SR-8A-1	IIB	9.55	34.98	6.46	1.37	3.00	17.41	27.61	100.38	1.34	8.31	1.49	0.37	0.37	3.51	13.00
SR-8A-1	IIB	11.24	33.73	5.45	2.22	5.13	15.84	27.56	101.17	1.58	8.03	1.26	0.60	0.64	3.20	13.00

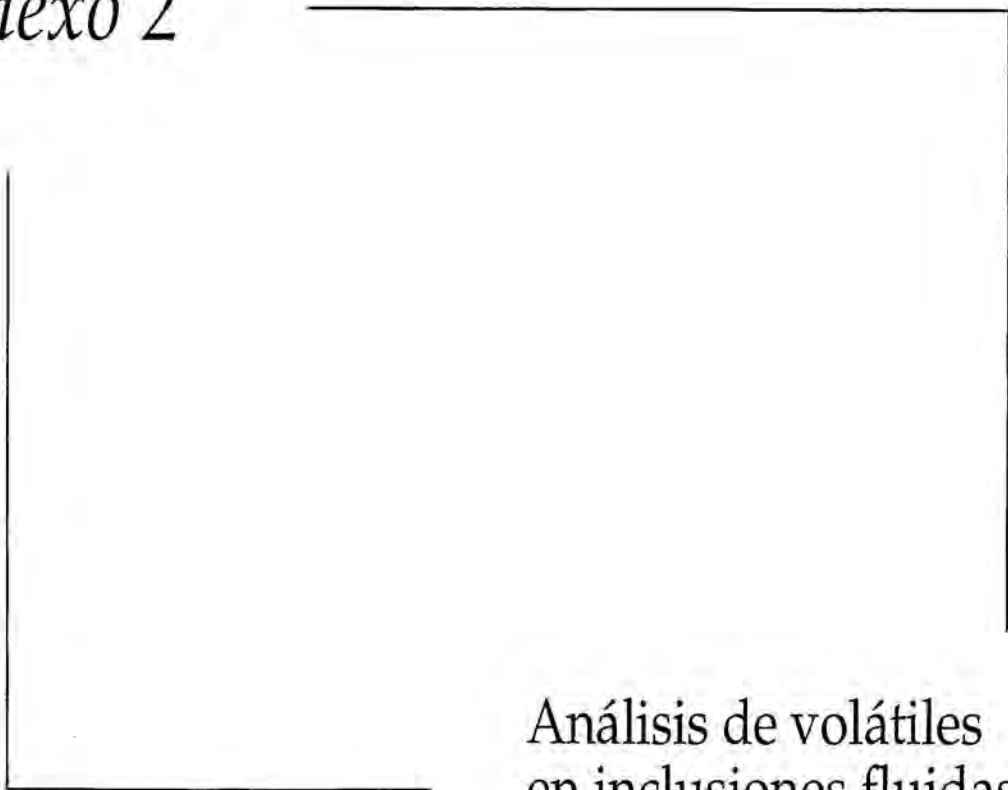
**Tetraedrita-
tenantita
argentíferas**

Muestra	Fase	Ag	Cu	Zn	Fe	Sb	As	S	Total	#Ag	#Cu	#Zn	#Fe	#Sb	#As	#S
SR-8A-1	IIB	11.35	33.33	5.58	2.12	5.14	15.76	27.42	100.70	1.60	7.97	1.30	0.58	0.64	3.20	13.00
SR-8A-1	IIB	18.27	24.18	6.90	0.14	27.41	0.68	23.21	100.79	3.04	6.83	1.90	0.05	4.04	0.16	13.00
SR-8A-1	IIB	18.01	24.37	6.72	0.13	27.22	0.58	22.93	99.96	3.04	6.97	1.87	0.04	4.06	0.14	13.00
SR-8A-1	IIB	18.25	24.24	6.78	0.09	26.85	0.36	23.09	99.66	3.05	6.89	1.87	0.03	3.98	0.09	13.00
SR-8A-1	IIB	18.62	24.74	7.03	0.21	26.04	1.11	23.23	100.98	3.10	6.99	1.93	0.07	3.84	0.27	13.00
SR-8A-1	IIB	10.89	32.62	6.41	1.52	7.05	14.49	26.39	99.37	1.59	8.11	1.55	0.43	0.91	3.05	13.00
SR-8A-1	IIB	10.98	32.87	5.91	1.70	6.06	15.41	26.64	99.57	1.59	8.09	1.41	0.48	0.78	3.22	13.00
SR-8A-1	IIB	11.09	33.53	5.74	1.81	6.23	15.26	26.49	100.15	1.62	8.30	1.38	0.51	0.81	3.20	13.00
SR-8A-1	IIB	10.22	33.83	6.01	1.81	5.49	16.10	27.31	100.77	1.45	8.13	1.40	0.49	0.69	3.28	13.00
SR-8A-1	IIB	9.60	34.08	6.10	2.23	4.47	15.92	26.67	99.07	1.39	8.38	1.46	0.62	0.57	3.32	13.00
SR-8A-1	IIB	10.37	33.78	6.07	1.78	5.12	15.60	26.87	99.59	1.49	8.25	1.44	0.49	0.65	3.23	13.00
SR-8A-1	IIB	11.02	32.97	5.98	1.55	7.67	14.16	26.32	99.67	1.62	8.22	1.45	0.44	1.00	2.99	13.00
promedio		12.88	31.15	5.92	1.77	10.14	12.35	25.97	100.18	1.97	7.82	1.48	0.49	1.45	2.54	
RSR-1E-3	IIB	0.35	42.64	8.17	0.56	0.51	20.36	28.74	101.33	0.05	9.73	1.81	0.15	0.06	3.94	13.00
RSR-1E-3	IIB	0.32	42.47	8.38	0.27	1.01	19.91	28.42	100.78	0.04	9.80	1.88	0.07	0.12	3.90	13.00
RSR-1E-3	IIB	0.26	42.68	8.62	0.14	1.89	19.13	27.90	100.62	0.04	10.04	1.97	0.04	0.23	3.81	13.00
RSR-1E-3	IIB	5.35	35.18	7.96	0.11	27.60	1.62	24.35	102.17	0.85	9.48	2.08	0.03	3.88	0.37	13.00
RSR-1E-3	IIB	4.59	34.53	7.71	0.55	27.49	1.51	24.37	100.75	0.73	9.30	2.02	0.17	3.86	0.34	13.00
RSR-1E-3	IIB	0.33	42.82	8.54	0.61	1.93	19.57	27.69	101.49	0.05	10.14	1.97	0.16	0.24	3.93	13.00
RSR-1E-3	IIB	0.70	41.48	9.22	0.63	1.55	19.08	28.11	100.77	0.10	9.68	2.09	0.17	0.19	3.78	13.00
RSR-1E-3	IIB	0.94	40.92	8.18	1.08	1.77	19.02	27.88	99.79	0.13	9.63	1.87	0.29	0.22	3.80	13.00
RSR-1E-4	IIB	14.35	26.65	7.38	0.18	25.12	2.09	23.40	99.17	2.37	7.47	2.01	0.06	3.68	0.50	13.00
RSR-1E-4	IIB	15.06	26.6	7.01	0.10	25.74	1.87	23.08	99.46	2.52	7.56	1.94	0.03	3.82	0.45	13.00
promedio		4.23	37.60	8.12	0.42	11.46	12.42	26.39	100.63	0.69	9.28	1.96	0.12	1.63	2.48	
RSR-1A-2	III	3.37	34.74	7.67	0.09	27.64	1.69	24.74	99.94	0.53	9.21	1.98	0.03	3.82	0.38	13.00
RSR-1A-2	III	3.12	35.86	7.35	0.21	28.59	1.35	24.51	100.99	0.49	9.60	1.91	0.06	3.99	0.31	13.00
RSR-1A-2	III	5.06	33.07	7.10	0.13	27.75	1.10	23.90	98.11	0.82	9.08	1.89	0.04	3.98	0.26	13.00
RSR-1A-2	III	4.64	34.29	7.43	0.42	27.99	0.75	23.87	99.39	0.75	9.42	1.98	0.13	4.01	0.17	13.00
RSR-1A-2	III	18.72	25.62	3.12	3.31	19.36	5.92	23.60	99.65	3.07	7.12	0.84	1.05	2.81	1.40	13.00
RSR-1A-2	III	18.77	25.34	7.04	0.59	21.14	4.34	23.35	100.57	3.11	7.12	1.92	0.19	3.10	1.03	13.00
RSR-1D-1	III	19.65	25.04	3.02	3.79	20.9	4.97	24.21	101.58	3.14	6.79	0.80	1.17	2.96	1.14	13.00
RSR-1D-1	III	16.29	30.01	2.44	4.57	7.95	14.04	26.38	101.68	2.39	7.46	0.59	1.29	1.03	2.96	13.00
RSR-1D-1	III	15.97	30.03	3.20	4.18	7.31	14.39	26.16	101.24	2.36	7.53	0.78	1.19	0.96	3.06	13.00

**Tetraedrita-
tenantita
argentíferas**

Muestra	Fase	Ag	Cu	Zn	Fe	Sb	As	S	Total	#Ag	#Cu	#Zn	#Fe	#Sb	#As	#S
RSR-ID-1	III	19.36	25.86	2.84	3.97	19.16	6.14	24.41	101.74	3.06	6.95	0.74	1.21	2.69	1.40	13.00
RSR-ID-1	III	19.63	23.96	2.84	4.10	18.83	6.61	24.30	100.27	3.12	6.47	0.75	1.26	2.65	1.51	13.00
RSR-ID-1	III	18.72	26.51	2.61	4.03	16.41	8.09	24.54	100.91	2.95	7.09	0.68	1.23	2.29	1.83	13.00
RSR-ID-1	III	19.07	24.64	6.26	0.89	21.79	4.50	23.49	100.64	3.14	6.88	1.70	0.28	3.18	1.07	13.00
RSR-ID-1	III	18.91	26.49	3.90	3.35	17.34	6.41	24.72	101.12	2.96	7.03	1.01	1.01	2.40	1.44	13.00
RSR-ID-1	III	19.95	25.49	6.84	0.10	17.45	5.24	23.87	98.94	3.23	7.01	1.83	0.03	2.50	1.22	13.00
RSR-ID-1	III	18.63	24.02	7.58	0.19	19.42	5.77	24.19	99.80	2.98	6.51	2.00	0.06	2.75	1.33	13.00
RSR-ID-1	III	14.25	29.60	6.30	2.87	7.34	14.72	25.75	100.83	2.14	7.54	1.56	0.83	0.98	3.18	13.00
RSR-ID-1	III	18.44	24.74	8.27	0.63	21.54	4.22	23.77	101.61	3.00	6.83	2.22	0.20	3.10	0.99	13.00
RSR-ID-1	III	15.41	29.15	4.56	4.66	6.69	15.07	25.60	101.14	2.33	7.47	1.14	1.36	0.89	3.28	13.00
RSR-ID-1	III	18.95	22.24	7.60	1.05	21.77	2.64	25.03	99.28	2.93	5.83	1.94	0.31	2.98	0.59	13.00
RSR-ID-1	III	17.13	27.14	7.39	0.22	19.03	6.25	24.03	101.19	2.75	7.41	1.96	0.07	2.71	1.45	13.00
RSR-ID-1	III	18.47	26.41	7.84	0.02	20.78	4.95	23.73	102.20	3.01	7.30	2.11	0.00	3.00	1.16	13.00
RSR-ID-1	III	18.92	24.44	7.36	0.11	24.98	2.26	23.06	101.13	3.17	6.95	2.04	0.04	3.71	0.55	13.00
RSR-ID-1	III	17.94	24.83	7.11	0.44	21.65	3.99	23.17	99.13	2.99	7.03	1.96	0.14	3.20	0.96	13.00
RSR-ID-1	III	18.29	26.21	4.54	2.70	18.34	6.68	24.07	100.83	2.94	7.14	1.20	0.84	2.61	1.54	13.00
RSR-ID-1	III	17.36	28.55	3.05	4.51	10.76	12.29	24.56	101.08	2.73	7.63	0.79	1.37	1.50	2.78	13.00
RSR-ID-1	III	17.97	25.90	7.22	0.00	23.74	3.15	22.95	100.93	3.03	7.40	2.01	0.00	3.54	0.76	13.00
RSR-ID-1	III	11.34	34.11	5.48	2.31	2.23	18.49	26.41	100.37	1.66	8.47	1.32	0.65	0.29	3.90	13.00
RSR-ID-1	III	17.99	25.34	5.64	2.09	14.68	9.88	24.30	99.92	2.86	6.84	1.48	0.64	2.07	2.26	13.00
RSR-ID-2	III	20.01	22.67	4.97	3.87	24.54	1.58	22.34	99.98	3.46	6.66	1.42	1.29	3.76	0.39	13.00
RSR-ID-2	III	20.01	22.47	4.52	4.01	25.26	1.57	22.44	100.28	3.45	6.57	1.28	1.33	3.85	0.39	13.00
RSR-ID-2	III	19.45	23.38	5.52	2.51	19.82	5.07	23.19	98.94	3.24	6.61	1.52	0.81	2.93	1.22	13.00
RSR-ID-2	III	18.64	23.19	6.02	2.85	22.36	3.69	23.08	99.83	3.12	6.59	1.66	0.92	3.32	0.89	13.00
promedio		16.38	27.01	5.59	2.08	18.93	6.30	24.17	100.46	2.63	7.32	1.48	0.64	2.71	1.42	
promedio total		15.08	28.11	5.89	1.58	19.07	6.19	24.43	100.34	2.45	7.50	1.55	0.48	2.78	1.31	

Anexo 2



Análisis de volátiles
en inclusiones fluidas
(tablas)

Análisis en la fase I (La Guitarra)

RSR96-3J Esfalerita ASMB

Nº anal.	5696A	5696B	5696C	5708A	5708B	5708C	5708D	5708E	5708F
H ₂	0	0	0.22298	0.34011	0.02063	0.04011	0.02967	0.10963	0.14127
He	0.00128	3.35E-5	0.01171	0.00012	0.00063	0.00100	0.00262	0.00569	0.00142
CH ₄	0.00435	0.01328	0.38982	0.03695	0.02564	0.04881	0.07824	0.14295	0.14460
H ₂ O	99.9165	99.9709	99.2976	99.4115	99.7771	99.7547	99.7922	99.6030	99.5552
N ₂	0.00146	0.00756	0.01621	0.03830	0.01132	0.00756	0.01532	0.02168	0.00539
O ₂	0.00012	0	0.00080	0	0	0.00027	0.00113	0.00168	0.00196
H ₂ S	2.94E-5	1.25E-5	0.00030	0.00031	0.00021	0.00023	0.00012	0.00014	3.03E-5
Ar	0.00030	0.00018	8.68E-5	0.00133	0.00029	0.00026	5.57E-5	0.00013	4.51E-5
C _n H _m	0.00021	0.00032	0.00441	7.04E-5	0	2.22E-5	0.00039	0.00164	0.00188
CO ₂	0.07565	0.00753	0.05609	0.17109	0.16409	0.14697	0.08014	0.11338	0.14822
SO ₂	7.19E-5	0.00015	0	0.00018	2.72E-5	3.84E-5	0.00014	6.08E-5	5.61E-5
N ₂ /Ar	5	42	187	29	39	29	275	161	120

AM-3 Esfalerita ASMB

Nº anal.	5704A	5704B	5704C	5709A	5709B	5709C	5709D	5718A	5718B	5718C
H ₂	0	0.14499	0.33740	0	0	0.01662	0.30039	0.27451	0.05639	0.13793
He	0.00160	0.00408	0.00030	0.00852	0.00227	0.00173	0.00626	0.00491	0.00295	0.00291
CH ₄	0.04597	0.07038	0.08629	0.06187	0.03728	0.06204	0.06904	0.60933	0.18208	0.42713
H ₂ O	99.7527	99.5431	99.0555	99.8379	99.8794	99.8322	99.5236	99.0294	99.6786	99.3400
N ₂	0	0.08704	0.18953	0.01745	0.00644	0.00536	0.00233	0.01485	0.00196	0.01457
O ₂	0	0.00215	0.07751	0.00085	0.00046	0.00039	0.00083	0.00056	0.00033	0
H ₂ S	0	0.00010	0.00037	7.87E-5	8.26E-5	6.83E-5	0.00014	0.00017	5.93E-5	0.00012
Ar	7.53E-6	3.45E-5	0.00474	1.13E-5	7.68E-5	5.09E-6	0.00026	0.00018	4.64E-5	9.70E-5
C _n H _m	0.00031	0.00144	0.00071	0.00047	0.00016	0.00021	0.00025	0.00733	0.00193	0.00404
CO ₂	0.19943	0.14675	0.24758	0.07286	0.07370	0.08131	0.09678	0.05889	0.07559	0.07324
SO ₂	7.07E-6	2.05E-5	5.88E-5	0	9.32E-5	5.48E-5	0.00014	7.52E-5	0.00010	1.73E-5
N ₂ /Ar	0	2526	40	1547	84	1053	9	84	42	150

Análisis en la fase I (La Guitarra)

SF96-8B Fluorita ASMB												
N° anál.	5695A	5695B	5695C	5695D	5695E	5717A	5717B	5717C	5717F	5717G	5717H	5717I
H ₂	0.03005	0	0	0.04819	0	0.22909	0.54218	0.78342	0.11715	1.56279	2.36262	1.27780
He	0	0.00033	0.00064	0.00623	0.00030	0.00185	0.00694	0.00926	0.00107	0.00710	0.01313	0.00448
CH ₄	0.01676	0.02372	0.02695	0.10674	0.03894	0.26127	0.31355	0.31455	0.07881	1.04781	1.25199	0.89614
H ₂ O	99.5182	99.5445	99.6241	99.2308	99.2520	99.3761	98.5881	98.1590	99.4615	96.9251	95.9502	97.2652
N ₂	0.00883	0.00945	0.01144	0.04949	0.00347	0.00127	0.00237	0.01973	0.03784	0.03348	0.05989	0.02679
O ₂	0.00966	0.00868	0.00822	0.02127	0.00622	0.00424	0.00640	0.02633	0.00717	0.01102	0.01664	0.01737
H ₂ S	0.00011	7.02E-5	9.47E-5	0.00041	1.68E-5	8.81E-5	0	0.00027	1.96E-5	0.00033	0.00071	6.56E-5
Ar	0.00042	0.00010	0.00011	0.00071	0.00027	4.99E-5	9.16E-5	9.90E-5	5.91E-5	0.00044	0.00048	0.00034
C ₁ H _m	0.00034	0.00053	0.00023	0.00070	0.00081	0.00208	0.00382	0.00327	0.00246	0.01817	0.01986	0.01407
CO ₂	0.41563	0.41264	0.32818	0.53547	0.69773	0.12388	0.53623	0.68375	0.29392	0.39416	0.31497	0.49809
SO ₂	1.86E-5	1.40E-5	0	0	0.00023	0.00019	0.00043	0.00032	1.72E-5	3.09E-5	5.35E-5	2.28E-5
N ₂ /Ar	21	92	106	69	13	25	26	199	640	77	126	79

SF96-12 Cuarzo con calcita hojosa AMP

N° anál.	5897A	5897B	5697C	5697E	5697F	5697G	5697H	5697L	5697M	5697N	5697N'
H ₂	0.11500	0.74569	0.09037	0.27682	0.02623	0.29089	0.14159	0.06665	0.08793	0.07580	0.37227
He	0.00320	0.00841	0.00106	0.00158	0.00150	0.00188	0.00108	0.00031	0.00390	0.00065	0.00231
CH ₄	0.10138	0.63741	0.12158	0.40428	0.10824	0.36181	0.20933	0.14031	0.19834	0.17429	0.40218
H ₂ O	99.2955	98.0258	99.5311	99.0694	99.6743	99.1282	99.4090	99.5542	99.4865	99.5337	98.9437
N ₂	0.05620	0.09666	0.01785	0.03190	0.00422	0.02043	0.01259	0.01213	0.02868	0.01014	0.02291
O ₂	0.00706	0.01020	0	0.00110	0.00059	0.00162	0.00101	0.00160	0.00161	0.00091	0.00061
H ₂ S	0.00021	0.00021	0.00011	0.00010	0	8.82E-5	0.00012	1.76E-5	0.00025	9.66E-5	0.00013
Ar	0.00206	0.00250	0.00033	3.05E-5	9.39E-6	0.00011	6.37E-5	5.20E-5	6.21E-5	7.10E-5	0.00019
C ₁ H _m	0.00140	0.01021	0.00125	0.00465	0.00119	0.00443	0.00265	0.00216	0.00267	0.00296	0.00782
CO ₂	0.41788	0.46279	0.23615	0.21007	0.18367	0.19055	0.22265	0.22260	0.18996	0.20144	0.24797
SO ₂	0.00012	0.00014	0.00022	9.75E-5	6.59E-5	9.75E-5	8.01E-6	4.00E-5	9.48E-5	2.22E-5	5.58E-5
N ₂ /Ar	27	39	54	1047	450	192	198	233	462	143	122

Análisis en la fase IIA (La Guitarra)

AM-9A-3 Cuarzo bandas tardías

N° anál.	5706A	5706B	5706C	5706D	5706E	5706F	5706J	5706K
H ₂	0.02279	0.11413	0.04731	0.14028	0.21047	0.01395	0	0.03562
He	0.00160	0.00179	0.00134	0.00248	0.00246	0.00158	0.00216	0.00637
CH ₄	0.03945	0.02619	0.06219	0.07047	0.06942	0.05099	0.04260	0.02663
H ₂ O	99.8911	99.3480	99.5403	99.3648	99.2385	99.5187	99.8728	99.8150
N ₂	0.00102	0.29977	0.09468	0.03956	0.07674	0.04137	0.01593	0.01050
O ₂	0	0.02690	0.00750	0.00391	0.00575	0.00586	0.00147	0.00150
H ₂ S	0.00016	0.00040	0.00012	0.00016	0.00063	7.94E-5	4.97E-5	5.37E-5
Ar	2.25E-5	0.00226	0.00080	0.00150	0.00310	0.00099	2.16E-5	0.00023
C _n H _m	8.34E-5	0.00070	0.00060	0.00092	0.00117	0.00044	0.00045	0.00028
CO ₂	0.04374	0.17956	0.24510	0.37566	0.39154	0.36597	0.06445	0.10359
SO ₂	4.89E-5	0.00026	7.65E-5	0.00028	0.00023	3.41E-5	3.35E-5	0.00025
N ₂ /Ar	45	132	118	26	25	42	738	45

GB96-1 Cuarzo bandas tardías

N° anál.	5703A	5703B	5703C	5703D	5703E	5703F	5722A	5722B	5722C	5722G	5722H	5722I	5722J
H ₂	0.13418	0.03924	0	0	0.07461	0.28198	0.38061	0.32150	0.17166	2.00511	1.19135	3.07762	4.54211
He	0.01291	0.00734	0.00069	0.00378	0.00485	0.01834	0.01662	0.01574	0.01025	0.01972	0.01222	0.02083	0.01806
CH ₄	0.10930	0.09959	0.01775	0.11617	0.19883	0.25758	0.23976	0.23616	0.13327	0.86074	0.45945	2.68670	5.06237
H ₂ O	99.4746	99.5549	99.9780	99.6992	99.4417	99.3739	98.8142	98.8658	99.4769	96.3637	97.9869	91.5314	88.5471
N ₂	0.01007	0.00785	0	0.01522	0.03763	0.00718	0.03454	0.03082	0.00906	0.32571	0.07750	1.53050	1.05481
O ₂	0.00297	0.00129	0	0.00041	0.00136	0.00018	0.00063	0.00350	0.00072	0.13892	0.02075	0.52777	0.42165
H ₂ S	0	0.00037	3.65E-5	6.98E-6	8.96E-5	0.00098	0.00030	5.84E-5	0.00042	0.00102	0.00031	0.00265	0.00171
Ar	0.00029	2.34E-5	5.43E-6	2.00E-5	2.98E-5	0.00010	0.00014	0.00063	3.28E-5	0.00505	0.00049	0.03287	0.01519
C _n H _m	0.00105	0.00098	0.00023	0.00083	0.00124	0.00426	0.00231	0.00185	0.00137	0.01095	0.00536	0.02849	0.06904
CO ₂	0.25436	0.28814	0.00327	0.16403	0.23900	0.05415	0.51086	0.52364	0.19606	0.26899	0.24564	0.56097	0.26787
SO ₂	0.00026	0.00029	5.30E-5	0.00034	0.00063	0.00141	3.06E-5	0.00034	0.00031	0.00010	6.53E-5	0.00017	0.00010
N ₂ /Ar	34	335	0	759	1264	70	246	49	276	64	158	47	69

Análisis en la fase IIB (La Guitarra)

RSR-IE Cuarzo bandas tardías

Nº anál.	5700A	5700B	5700C	5700D	5700E	5700I	5700J	5700K	5700L	5720A	5720B	5720C	5720D	5720G	5720H	5720I
H ₂	0.57284	0.54810	0.38866	1.14338	4.00713	3.04346	9.32352	15.6707	8.37638	0.81724	0.80533	0.15794	0.13415	0.75026	1.56417	2.62076
He	0	0	0	0.00063	0.00130	0	0.00036	0.00179	0.00023	0.01853	0.01994	0.00423	0.00332	0.00876	0.00393	0.02098
CH ₄	0.27342	0.42841	0.78285	1.22325	3.57742	2.45873	7.96086	11.3574	7.50265	0.21683	0.35426	0.17492	0.15475	0.83243	1.41813	2.15971
H ₂ O	98.8572	98.9165	98.5389	97.3089	92.0570	83.5589	81.0198	71.5247	83.2980	98.6771	98.6388	99.2626	99.2813	97.9089	96.5622	94.9097
N ₂	0.04373	0.01862	0.03466	0.09728	0.12016	0.55234	0.96840	0.83279	0.43401	0.02715	0.03173	0.04364	0.04080	0.07258	0.08733	0.08018
O ₂	0.00290	0.00460	0	0.00114	0.00100	0.30063	0.54308	0.44200	0.21297	0.00325	0.00223	0.00277	0.00667	0.00718	0.00531	0.00047
H ₂ S	5.80E-5	0.00026	5.90E-5	0.00013	0.00012	0.00205	0.00222	0.00218	0.00057	0.00037	1.00E-5	0.00047	0.00029	0	5.13E-5	0.00082
Ar	0.00098	0.00012	0.00020	0.00044	0.00067	0.00675	0.00270	0.00277	0.00359	0.00041	0.00169	0.00042	0.00112	0.00029	0.00039	0.00040
C _n H _m	0.00283	0.00513	0.00818	0.01843	0.02792	0.05335	0.15189	0.12694	0.14960	0.00364	0.00385	0.00219	0.00220	0.01195	0.01636	0.01657
CO ₂	0.24571	0.07832	0.24657	0.20679	0.20785	0.02339	0.02645	0.03866	0.02558	0.23477	0.14212	0.35049	0.35049	0.40783	0.34218	0.19028
SO ₂	1.17E-5	5.73E-5	6.92E-5	7.44E-5	0.00013	0.00038	0.00073	0.00011	1.01E-5	0.00076	2.81E-5	0.00032	4.87E-5	6.94E-5	0.00038	0.00055
N ₂ /Ar	45	151	176	220	179	82	358	301	121	66	19	104	36	253	222	202

RSR-IE Cuarzo bandas tempranas

Nº anál.	5713A	5713B	5713C	5715A	5715B	5715C	5715D	5715E	5715F
H ₂	0.80116	0.10764	0.16241	0.27480	0.06013	0.17365	0.06409	0.11716	0.15327
He	0.00978	0.01037	0.01297	0.00045	0.00031	4.89E-5	1.42E-5	0.00021	0.00062
CH ₄	0.24278	0.11109	0.12102	0.10774	0.26049	0.19337	0.11794	0.24542	0.91217
H ₂ O	98.5960	98.9953	99.3663	99.1129	99.4826	99.4267	99.6053	99.3550	98.6268
N ₂	0.05279	0.46436	0.09327	0.29881	0.02036	0.02877	0.03129	0.05142	0.04366
O ₂	0.00116	0.09179	0.02891	0.00237	0.00274	0.00627	0.00611	0.00540	0.00176
H ₂ S	0.00010	0.00030	0.00101	0.00062	0	0.00044	0.00046	6.48E-5	2.02E-5
Ar	0.00026	0.00867	0.00139	0.00099	0.00128	0.00109	0.00103	0.00138	0.00016
C _n H _m	0.00410	0.00150	0.00178	0.00801	0.00197	0.00216	0.00081	0.00109	0.00660
CO ₂	0.29149	0.20858	0.21015	0.19298	0.16992	0.16718	0.17274	0.22253	0.25499
SO ₂	0.00032	0.00040	0.00074	0.00035	0.00018	0.00027	0.00023	0.00027	5.58E-5
N ₂ /Ar	206	54	67	301	16	26	30	37	276

Análisis en la fase IIB (La Guitarra)

SF-5B-1 Cuarzo bandas tempranas										SF96-3C Cuarzo bandas tardías									
N° anál.	5711A	5711B	5711C	5711D	5711E	5711H	N° anál.	5694A	5694B	5694C	5694D	5694F	5694G	5694H					
H ₂	0.65510	0.81809	0.82278	4.46676	2.95961	1.40954	H ₂	0	0	0	0.24596	2.47537	4.35622	6.00536					
He	0.00638	0.01206	0.00527	0.00807	0.00315	0.01036	He	0.00208	0.00085	0.00178	3.81E-5	0.00017	0.00039	0					
CH ₄	0.10782	0.10454	0.60966	2.00074	2.48207	1.86223	CH ₄	0.04741	0.05413	0.08950	0.42875	1.87000	2.52950	4.04154					
H ₂ O	98.7867	98.7528	97.5984	92.7056	94.2128	96.4112	H ₂ O	99.7967	99.8157	99.8031	99.1328	95.2728	92.5804	89.4411					
N ₂	0.13302	0.04192	0.32035	0.37287	0.15042	0.10226	N ₂	0.03006	0.00072	0.00983	0.00910	0	0.14413	0.20785					
O ₂	0.04243	0.01170	0.23582	0.16215	0.03673	0.00662	O ₂	0.00186	0.00068	0.00164	0.00076	0	0.00130	0.00157					
H ₂ S	0.00040	0.00030	0.00107	0.00087	0.00013	4.81E-5	H ₂ S	3.59E-5	4.06E-5	3.58E-5	6.71E-5	0.00017	0.00037	0.00017					
Ar	0.00261	0.00110	0.01088	0.00452	0.00061	0.00019	Ar	0.00029	3.54E-5	2.10E-5	0.00016	0.00078	0.00054	0.00160					
C _n H _m	0.00086	0.00230	0.00703	0.04839	0.02524	0.00811	C _n H _m	0.00053	0.00053	0.00087	0.00657	0.03249	0.04517	0.06659					
CO ₂	0.26414	0.25494	0.38849	0.22971	0.12983	0.19035	CO ₂	0.12201	0.12728	0.09390	0.17594	0.34894	0.24190	0.23569					
SO ₂	0.00055	0.00021	0.00024	0.00033	5.26E-5	0.00022	SO ₂	2.05E-5	1.80E-5	1.36E-5	2.52E-5	7.99E-5	8.52E-5	7.97E-5					
N ₂ /Ar	51	38	29	83	248	526	N ₂ /Ar	105	20	469	58	0	266	103					

AM96-4 Cuarzo+sulfuros bandas mineralizadas

N° anál.	5710A	5710B	5710C	5710D	5710E	5710F	5710G	5710H	5710I	5710J
H ₂	0	0.01808	0	0	0	0	0	0	0.05117	0.15983
He	0.00048	0	0.00013	0.00034	0.00033	0.00149	0.00358	0.00188	0.00274	0.00409
CH ₄	0.03325	0.01874	0.02110	0.02852	0.03176	0.05971	0.02968	0.02882	0.02282	0.03733
H ₂ O	99.7081	99.4324	99.5325	99.5280	99.5069	99.3810	99.7662	99.4959	99.5420	99.4695
N ₂	0.02718	0.01082	0.01548	0.01117	0.01346	0.01890	0.03916	0.01490	0.01095	0.01179
O ₂	2.40E-5	8.26E-5	0	0	1.37E-5	0	0.00033	0	8.40E-5	0
H ₂ S	0.00024	0.00027	0.00015	0.00011	0.00014	0.00017	0.00019	8.50E-5	0.00022	0.00023
Ar	1.98E-5	0.00033	0.00018	0.00011	2.79E-5	9.29E-5	0.00051	0.00022	7.37E-5	3.38E-5
C _n H _m	0.00083	0.00087	0.00059	0.00059	0.00068	0.00103	0.00067	0.00076	0.00063	0.00076
CO ₂	0.22980	0.51909	0.42972	0.43105	0.44656	0.53749	0.15947	0.45743	0.42042	0.47565
SO ₂	2.60E-5	0.00032	9.11E-5	7.88E-5	8.13E-5	0.00011	0.00022	1.68E-5	2.01E-5	3.91E-5
N ₂ /Ar	1369	33	85	99	482	203	77	68	148	160
								168	214	173

Análisis en las fases IIC y IID (La Guitarra)

SF96-2 Cuarzo-amatista geoda Fase IIC													
N° anal.	5714A	5714B	5714C	5714D	5714E	5714F	5714J	5714K	5714L	5714M			
H ₂	0.67490	1.11037	0.19888	0.15221	0.06519	0.04264	1.33364	4.94001	4.70353	4.56057			
He	0.00888	0.01098	0.00479	0.00413	0.00280	0.00358	0.00386	0.00670	0.00540	0.01184			
CH ₄	0.06606	0.33766	0.12752	0.10228	0.11188	0.12152	1.23925	6.11616	5.51494	5.60881			
H ₂ O	99.1136	98.5042	99.6329	99.7277	99.7710	99.8127	97.2892	88.6608	89.5273	89.4285			
N ₂	0.00934	0.01578	0.00826	0.00153	0.00619	0.00159	0.05046	0.14834	0.13295	0.17111			
O ₂	0.00243	0.00052	0.00065	0.00031	0.00085	0.00210	0.00171	0.00015	0.00052	0			
H ₂ S	3.82E-5	0.00062	0.00012	0.00011	2.99E-5	0	0.00012	0.00047	1.29E-6	0.00021			
Ar	0.00048	0.00017	2.27E-5	6.39E-7	9.48E-5	0.00014	0.00049	0.00144	0.00161	0.00260			
C _h H _m	0.00043	0.00714	0.00094	0.00077	0.00014	0.00021	0.02036	0.05995	0.06713	0.10852			
CO ₂	0.12384	0.01213	0.02567	0.01077	0.04177	0.01551	0.06112	0.06733	0.04813	0.10986			
SO ₂	3.59E-5	0.00059	0.00026	0.00022	4.57E-5	8.38E-5	0.00023	0.00023	6.78E-5	0.00062			
N ₂ /Ar	20	92	364	2401	65	11	103	103	83	66			

LC-9B Cuarzo Fase IID

N° anal.	5702A	5702B	5702C	5702D	5702E	5702F	5702G	5702K	5702L	5702M
H ₂	0.14207	0	0.18852	0.02531	0.07656	0	0.04010	0.13421	0.04123	0.32024
He	0	3.16E-5	0	0	0	0	0	0	0	0
CH ₄	0.11803	0.03304	0.13186	0.11429	0.20235	0.06369	0.11143	0.43959	0.16584	0.61698
H ₂ O	99.6095	99.8286	99.6441	99.4492	99.4345	99.6912	99.3650	98.9468	99.3513	98.9845
N ₂	0.02535	0.01629	0.00865	0.04058	0.05489	0.02057	0.01459	0.02588	0.01603	0.02651
O ₂	0.00510	2.57E-6	0.00439	0.00632	0.01035	0.00048	0.00276	0.00191	0.00033	0.00384
H ₂ S	0.00048	2.13E-5	0.00027	0.00025	6.44E-5	8.92E-5	0.00020	0.00033	4.16E-6	0.00015
Ar	0.00060	0.00085	0.00037	0.00062	0.00108	0.00030	0.00015	7.98E-5	0.00014	0.00014
C _h H _m	0.00144	0.00047	0.00044	0.00050	0.00159	0.00046	0.00070	0.00332	0.00133	0.00579
CO ₂	0.09730	0.12068	0.02126	0.36281	0.21859	0.22317	0.46502	0.44785	0.42376	0.04187
SO ₂	0.00014	3.73E-5	8.96E-5	8.01E-5	2.94E-5	5.49E-5	8.97E-5	7.65E-5	3.65E-5	9.75E-5
N ₂ /Ar	42	19	23	65	51	68	98	324	116	191

Análisis en la fase III (La Guitarra)

RSR-ID Sulfosales en vetillas

Nº anal.	5699A	5699B	5699C	5699D	5699E	5699F	5712A	5712B	5712C	5712D	5712E	5721A	5721B	5721C	5721D
H ₂	0.12756	0.02708	0.12180	0	0.00311	0	0.07236	0	0.12360	0	0.01539	0.08686	0.30884	0.07739	0.04105
He	0	0	0.00841	0.00176	0.00357	0	0.00421	0.00164	0.01385	0.00286	0.00453	0.00353	0.00797	0.00412	0.00235
CH ₄	0.03191	0.03718	0.07226	0.05377	0.09092	0.03075	0.07637	0.04402	0.09744	0.09295	0.15360	0.12989	0.38892	0.22017	0.10652
H ₂ O	98.7488	99.2034	98.6195	99.3334	99.0121	99.2612	99.0729	99.2625	98.7278	99.1973	98.9990	99.1346	98.2112	98.8811	99.1993
N ₂	0.24128	0.05392	0.11901	0.02153	0.03657	0.00693	0.01822	0.01728	0.11219	0.03063	0.03154	0.00830	0.00077	0	0
O ₂	0.00382	0.00193	0.00263	0.00053	0.00034	0.00089	0.00128	0.00044	0.00083	0.00037	0.00067	0	0	0.00033	0.00092
H ₂ S	0.00016	0.00022	0.00056	0.00013	0.00023	1.47E-6	0.00014	7.38E-5	0.00037	0.00011	0.00022	0.00053	0.00065	7.53E-6	4.97E-5
Ar	0.00184	0.00030	0.00057	0.00013	0.00014	1.67E-5	0.00015	1.26E-5	8.87E-5	3.51E-5	4.23E-5	2.62E-5	9.78E-5	4.31E-5	3.69E-5
C _n H _m	0.00096	0.00072	0.00251	0.00088	0.00142	0.00070	0.00126	0.00088	0.00277	0.00146	0.00238	0.00109	0.00407	0.00179	0.00154
CO ₂	0.84345	0.67508	1.05261	0.58788	0.85151	0.69952	0.75289	0.67307	0.92094	0.67417	0.79244	0.63498	1.07754	0.81512	0.64818
SO ₂	0.00024	0.00014	0.00017	3.63E-5	7.31E-5	7.59E-5	0.00017	0.00012	0.00015	8.72E-5	0.00015	0.00021	0.00071	9.93E-5	0.00022
N ₂ /Ar	131	178	208	163	252	414	120	1368	1265	873	746	317	8	0	0

Análisis en los filones del Sistema Mina de Agua

BR96-1 Cuarzo Filón San Bernabé

N° anál.	5705A	5705B	5705C	5705D	5705E	5705F	5705G	5705K
H ₂	0.02998	0.03157	0	0	0	0	0	0.10328
He	0	0	0	0	0	6.76E-5	0	0
CH ₄	0.05304	0.03450	0.05963	0.04177	0.03045	0.05497	0.07730	0.32844
H ₂ O	99.7308	99.8508	99.7437	99.8126	99.6965	99.7450	99.7081	99.3728
N ₂	0.00683	0.00200	0.00594	0.00347	0.00322	0.01127	0.01327	0.02174
O ₂	0.00022	0.00221	0.00073	0.00055	0.00014	5.00E-5	0.00035	0.00282
H ₂ S	0.00048	0	4.13E-5	2.74E-5	0	2.02E-5	8.78E-5	0.00021
Ar	2.59E-5	0.00082	0.00032	9.23E-5	1.37E-5	1.93E-5	1.82E-5	5.89E-5
C _n H _m	0.00112	7.00E-6	0.00021	0.00020	0.00057	0.00080	0.00076	0.00246
CO ₂	0.17686	0.07814	0.18947	0.14129	0.26903	0.19761	0.19999	0.16804
SO ₂	0.00063	0	7.89E-7	0	7.04E-5	0.00019	9.71E-5	0.00024
N ₂ /Ar	254	2	18	38	235	585	730	369

SO96-3 Calcita Filón Socorro

N° anál.	5698A	5698B	5698C	5698D	5716A	5716B	5716C	5716G
H ₂	0.02558	0.10681	0.83496	0.84852	0.03823	0	0	0.13528
He	0	0.00091	0	0	0	0.00233	0.00354	0.00846
CH ₄	0.04036	0.07823	0.25552	0.41460	0.02611	0.01548	0.02979	0.01840
H ₂ O	99.7590	99.6869	98.6737	98.6510	99.8932	99.9571	99.9439	99.7540
N ₂	0.02046	0.02431	0.05118	0.02368	0.02469	0.01486	0.01404	0.05906
O ₂	0.00148	0.00151	0.00309	0.00346	0.00517	0.00278	0.00215	0.01904
H ₂ S	5.35E-5	0.00010	1.83E-5	0.00055	0.00012	5.14E-5	8.35E-5	0.00020
Ar	0.00023	0.00035	0.00117	0.00096	0.00062	0.00038	0.00038	0.00171
C _n H _m	0.00022	0.00033	0.00040	4.25E-5	0.00011	0.00012	0.00020	0.00034
CO ₂	0.15245	0.10041	0.17989	0.05717	0.01169	0.00682	0.00591	0.00337
SO ₂	0.00011	7.89E-5	5.40E-5	5.33E-5	1.83E-5	1.95E-5	6.86E-6	6.69E-5
N ₂ /Ar	90	70	44	25	40	39	37	35