

692874



COORDINACION
DE
BIBLIOTECAS

INSTITUTO
NACIONAL
DE INVESTIGACIONES
CIENTÍFICAS

APUNTES DE YACIMIENTOS MINERALES

Ing. Leovigildo Cepeda Dávila
U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
DEPTO. DE GEOLOGIA,

APUNTE
229

G.- 602874

BIBLIOTECA ANTONIO DOVALI J.



602874



FACULTAD INGENIERIA

CAPITULO VIII.- YACIMIENTOS ORTOMAGMATICOS
O DE CONCENTRACION MAGMATICA.

Página

120

I.- Generalidades: 1.- Definición. 2.- Modo de formación. 3.- Asociación de las menas con los tipos de rocas. 4.- Texturas. 5.- Alteraciones deutéricas. 6.- Clasificación. II.- Yacimientos de inclusión o diseminación: 1.- Características generales. 2.- Ejemplo tipo: Yacimientos dimantíferos de Sudáfrica. III.- Yacimientos de segregación: 1.- Definición. 2.- Caracteres generales. 3.- Ejemplo tipo: Los yacimientos de Cr, Fe, Ti, Pt del Bushveld, Sudáfrica. IV.- Yacimientos de inyección: 1.- Definición. 2.- Caracteres generales. 3.- Ejemplo tipo: Yacimientos de magnetita y fluorapatito de Kiruna, Suecia.

CAPITULO IX.- YACIMIENTOS PEGMATITICOS

141

1.- Definición. 2.- Forma y dimensiones. 3.- Localización. 4.- Composición. 5.- Temperaturas de formación. 6.- Importancia de las pegmatitas. 7.- Materiales explotables. 8.- Tipos. 9.- Pegmatitas simples. 10.- Pegmatitas complejas. 11.- Zoneamiento. 12.- Teorías para explicar el zoneamiento. 13.- Edad de las pegmatitas. 14.- Ejemplo: Las pegmatitas de Madagascar.

CAPITULO X.- YACIMIENTOS NEUMATOLITICOS.

154

1.- Definición. 2.- Ejemplo tipo: El yacimiento de estaño de Abbaretz, Francia. 3.- Características de los yacimientos neumatolíticos. 4.- Explicación transformista sobre su génesis.

CAPITULO XI.- YACIMIENTOS PIROMETASOMATICOS.

165

1.- Definición. 2.- Ejemplo tipo: Los yacimientos de scheelita de Mill City, Nevada. 3.- Temperaturas de formación de los yacimientos pirometasomáticos. 4.- Aportes y transporte. 5.- Elementos y minerales explotables. 6.- Minerales de ganga. 7.- Composición de las rocas plutónicas asociadas. 8.- Profundidad de la intrusión. 9.- Distancia del yacimiento con respecto al intrusivo. 10.- Dimensiones de los afloramientos del intrusivo y profundidad de erosión. 11.- Forma de los contactos. 12.- Forma y es

tructura de los yacimientos. 13.- Edad. 14.- Zoneamiento. 15.- Los yacimientos de Cu, Fe, Pb, Zn del Distrito de Concepción del Oro-Providencia, Zacatecas.

Página

TERCERA PARTE

LOS YACIMIENTOS HIDROTERRMALES

CAPITULO XII.- GENERALIDADES SOBRE LOS YACIMIENTOS HIDROTERRMALES.

194

1.- Definición. 2.- Tipos de yacimientos. 3.- Procesos que intervienen. 4.- Factores para su formación. 5.- Tipos de soluciones. 6.- Migración de las soluciones. 7.- Factores que controlan la deposición de las soluciones. 8.- El proceso de relleno de cavidades y yacimientos resultantes. 9.- Filones de fisura. 10.- Yacimientos de zonas de cizallamiento. 11.- "Stock works" o criaderos en masa. 12.- Crestas de repliegue o vetas en albarda (saddle-reefs). 13.- Vetas escalonadas (ladder veins). 14.- Grietas de plegamiento. 15.- Relleno de brechas. 16.- Cavernas de disolución. 17.- Relleno de espacios porosos. 18.- Relleno de vacuolas de lavas. 19.- El proceso de reemplazamiento metasomático. 20.- Agentes del reemplazamiento. 21.- Localización. 22.- Criterios de reemplazamiento. 23.- Yacimientos minerales resultantes.

CAPITULO XIII.- YACIMIENTOS HIPOTERRMALES.

223

1.- Definición. 2.- Localización. 3.- Estructuras y texturas. 4.- Elementos y minerales explotables. 5.- Tipos de yacimientos. 6.- Minerales de ganga. 7.- Alteraciones de la roca encajonante. 8.- Ejemplo tipo: Los yacimientos de cuarzo aurífero de Morro Vehlo, Brasil. 9.- Ejemplo mexicano: El Distrito de Santa Eulalia, Chihuahua.

CAPITULO XIV.- YACIMIENTOS MESOTERRMALES.

239

1.- Definición. 2.- Estructuras y texturas. 3.- Elementos explotables. 4.- Minerales de mena. 5.- Minerales de ganga. 6.- Alteración

I N D I C E

PRIMERA PARTE

GENERALIDADES

CAPITULO I.- HISTORIA DEL EMPLEO DE LOS MINERALES Y EVOLUCION DE LA CIENCIA DE LOS YACIMIENTOS QUE LOS CONTIENEN	1
CAPITULO II.- DEFINICIONES RELATIVAS A LOS YACIMIENTOS MINERALES Y FACTORES QUE CONTROLAN SU EXPLOTABILIDAD. 1.- Yacimiento mineral. 2.- La ciencia de los yacimientos minerales. 3.- Yacimientos metálicos. 4.- Factores que controlan la explotabilidad de los yacimientos: (a) Factores naturales o invariables; (b) Factores variables con el tiempo.	8
CAPITULO III.- FORMAS Y TEXTURAS EN LOS YACIMIENTOS MINERALES. 1.- Introducción. 2.- Formas de origen primario: (a) Cuerpos estratiformes; (b) Masas de dieminación y segregación. 3.- Formas de origen secundario: (a) Vetas; (b) mantos; (c) chimeneas; (d) brechas de hundimiento; (e) formas lentculares, y (g) formas irregulares. 4.- Texturas de las asociaciones mineralógicas: (a) Homogénea; (b) de relleno de cavidades; (c) de --reemplazamiento; (d) de exsolución; (e) de origen coloidal, y (f) de origen sedimentario.	22
CAPITULO IV.- PARAGENESIS, SUCESION Y ZONEAMIENTO 1.- Definiciones. 2.- La sucesión normal. 3.- El zoneamiento: (a) Zoneamiento alrededor	40

Página

de los cuerpos intrusivos; (b) ejemplo: Los yacimientos cupro-estanníferos de cornualles, G.B.; (c) excepciones; (d) ejemplo de telescopio: Yacimientos de Sn y Ag de Bolivia; (e) zoneamiento asociado a rocas sedimentarias; (f) zoneamiento asociado a rocas metamórficas, y (g) otros tipos de zoneamiento.

CAPITULO V.- LOS TERMOMETROS GEOLOGICOS. 1.- Introducción. 2.- Mediciones de las temperaturas de lavas, fumarolas y manantiales calientes. 3.- Asociaciones mineralógicas. 4.- Estudios texturales. 5.- Facies tipomórficas. 6.- Síntesis mineralógicas. 7.- Temperaturas de fusión. 8.- Temperaturas de transformación. 9.- Temperaturas de disociación y descomposición. 10.- Temperaturas de exsolución. 11.- Inclusiones fluidas. 12.- Cambios en las propiedades físicas. 13.- Determinación de la conductibilidad eléctrica de los minerales. 14.- Sustituciones iónicas. 15.- Análisis térmico diferencial. 16.- Relaciones isotópicas.	67
CAPITULO VI.- CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS MINERALES 1.- Definición y objetivos. 2.- Clasificaciones por forma y sustancia. 3.- Clasificaciones genéticas: (a) de Lindgren, y (b) de Schneiderhöhn. 4.- Clasificación por tipos de yacimientos.	89

SEGUNDA PARTE

YACIMIENTOS ASOCIADOS DIRECTAMENTE A LA ACTIVIDAD MAGMATICA

CAPITULO VII.- GENERALIDADES SOBRE LOS MAGMAS. 1.- Definición. 2.- Temperaturas involucradas. 3.- Viscosidad de los magmas. 4.- Origen. 5.- Tipos. 6.- Diferenciación magmática: (a) separación de fases líquidas antes de la cristalización, y (b) cristalización fraccionada. 7.- Asimilación magmática. 8.- Reomorfismo o movilización. 9.- Etapas sucesivas en la consolidación de los magmas.	106
---	-----

de los respaldos. 7.- Relación con las rocas ígneas. 8.- Tipos de yacimientos. 9.- Ejemplo tipo: El Distrito de Pb, Zn, Ag de Coeur d'Alène, Idaho. 10.- Ejemplo mexicano: El Distrito de Pb, Zn, Ag de Taxco, Guerrero.

CAPITULO XV.- YACIMIENTOS EPITERMALES. 256

1.- Definición. 2.- Estructuras y texturas. 3.- Relación con las rocas ígneas. 4.- Elementos explotables. 5.- Minerales de mena. 6.- Minerales de ganga. 7.- Tipos de yacimientos. 8.- Alteraciones epitermales. 9.- Ejemplo tipo: Los yacimientos de mercurio de Almadén, España. 10.- Ejemplo mexicano: El Distrito Minero de Pachuca-Real del Monte, Hidalgo.

CAPITULO XVI.- YACIMIENTOS TELETERMALES, DE SUSTITUCION O REGENERADOS. 273

1.- Introducción. 2.- Yacimiento tipo: Los depósitos de Pb-Zn del Tri-State, E.U.A. 3.- Discusión genética: (a) Concentración lateral; (b) sustitución teletermal; (c) hidrotermalismo secundario o regeneración, y (d) teoría sedimentaria. 4.- Generalidades sobre los yacimientos teletermales. 5.- Características: (a) Definición; (b) mineralogía; (c) alteraciones de los respaldos, y (d) estructuras y texturas. 6.- Los depósitos de uranio y vanadio de la Meseta del Colorado, E.U.A.

CUARTA PARTE

YACIMIENTOS DEBIDOS A AGUAS DE INFILTRACION NO TERMALES

CAPITULO XVII.- YACIMIENTOS DE OXIDACION Y ENRIQUECIMIENTO SUPERGENICO 300

I.- Generalidades: 1.- Definiciones. 2.- Procesos.- II.- Oxidación y disolución en la zona de oxidación: 3.- Geoquímica de la zona de oxidación. 4.- Separación por oxidación de los metales. 5.- Sombreros de hierro o "gossans". 6.- Factores que controlan y limitan la oxidación.

7.- Cese de la oxidación. 8.- Profundidad. III.- Deposición en la zona de oxidación: 9.- Métodos de precipitación. 10.- Minerales formados. 11.- Distinción entre los minerales oxidados. 12.- Generalidades sobre los minerales de oxidación. IV.- Deposición en la zona de enriquecimiento supergénico: 13.- Proceso. 14.- Principios generales. 15.- Geoquímica de la zona de enriquecimiento. 16.- Factores que influyen en el enriquecimiento. 17.- Espesor de la zona de enriquecimiento. 18.- Cese del enriquecimiento. 19.- Reconocimiento del fenómeno. V.- Ejemplo de yacimientos de oxidación y enriquecimiento supergénico: 20.- Los pórfidos cupríferos del sudoeste de América del Norte.

CAPITULO XVIII.- YACIMIENTOS DE CONCENTRACION RESIDUAL. 330

I.- Generalidades: 1.- Definición. 2.- Condiciones para su formación. 3.- Tipos de mineralización. 4.- Las lateritas. II.- Yacimientos de hierro y níquel residuales: 5.- Modo de formación del hierro residual. 6.- Modo de formación del níquel residual. 7.- Ejemplo: Los yacimientos residuales de Fe, Ni, Co de Nueva Caledonia. III.- Yacimientos residuales de manganeso: 8.- Modo de formación. IV.- Yacimientos de bauxita: 9.- Definiciones. 10.- Tipos. 11.- Condiciones para su formación. 12.- Clases de yacimientos. 13.- Edad de los yacimientos. 14.- Asociaciones. 15.- Ejemplo: Los yacimientos de bauxita del sur de Francia.

QUINTA PARTE

YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS

CAPITULO XIX.- YACIMIENTOS DETRITICOS O DE CONCENTRACION MECANICA. 344

I.- Generalidades: 1.- Definición. 2.- Proceso. 3.- Propiedades que deben reunir los minerales para su concentración mecánica. 4.- Materiales explotables. 5.- Materiales originarios. 6.- Tipos de placeres. II.- Placeres eluviales:

PRIMERA PARTE
G E N E R A L I D A D E S

CAPITULO I

HISTORIA DEL EMPLEO DE LOS MINERALES Y EVOLUCION DE
LA CIENCIA DE LOS YACIMIENTOS QUE LOS CONTIENEN

La historia del aprovechamiento de los minerales por el hombre se inicia en los tiempos prehistóricos, pues aparentemente los empleaban como instrumentos de uso doméstico y de defensa. Los primeros minerales empleados fueron la calcedonia, el cuarzo, arcillas, yeso, calcita, jadeíta, fluorita, así como cinabrio y ocre para pinturas. - Más tarde, en el período neolítico se empezó a utilizar el oro, el cobre, la plata y las piedras preciosas, tanto para confeccionar implementos sencillos como para ornamento. Todos estos minerales fueron encontrados probablemente de modo casual pues en general nada se sabía acerca de su origen. Inclusive en el período grecorromano las hipótesis propuestas por los filósofos eran producto de su fantasía, pues ninguno de ellos había trabajado sobre el terreno. Tampoco se produjo un gran avance al respecto durante la Edad Media.

Puede decirse que la ciencia de los yacimientos minerales se inicia en 1556 con la publicación del libro "De Re Metallica" del alemán Georg Bauer, mejor conocido con un nombre latinizado Georgius Agricola. Nació en la región minera del Erzgebirge, Sajonia (Alemania)

y fue un profundo observador de los minerales y un cuidadoso anotador de sus observaciones. Aunque algunas de sus opiniones eran fantásticas, descubrió ciertos hechos fundamentales para la ciencia de los yacimientos minerales:

- a) Las vetas o filones se originaron por la deposición de minerales en "canales" (fisuras), es decir, se trata de rasgos secundarios, posteriores a las rocas que los encierran.
- b) Dichos minerales provienen de la deposición a partir de soluciones que circulan por los canales.

Otra aportación fundamental de Agricola fue su intento de clasificar los yacimientos minerales basándose en su génesis y en su forma. De este modo distinguía los yacimientos aluviales e "in situ", dividiendo a estos últimos en vetas de fisura, depósitos horizontales o estratificados, impregnaciones y "stockworks"; asimismo consideraba a las vetas como rectas, curvas, inclinadas o verticales.

Por otro lado realizó cuidadosas observaciones sobre el intemperismo de las rocas y la descomposición superficial de los sulfuros metálicos.

Puede decirse que Agricola es el padre de la ciencia de los yacimientos minerales. El marca la transición entre especulación y observación, llevando la geología al campo. Sus conocimientos en las materias terrestres lo condujeron a ser el primero en refutar con energía la varilla del zahorí, usada comúnmente en sus tiempos, para intentar descubrir minerales y agua.

Un siglo más tarde, en 1669, el danés Nicolaus Steno (Niels -- Stensen) publicó "De solido intra solidum naturaliter contento", obra en la que explicaba que las menas son el producto de la condensación de vapores que ascendieron a través de fisuras.

A principios del Siglo XVIII Becher y Henkel atribuyeron el origen de las vetas a la acción sobre las rocas de unos vapores provocados por la fermentación en las entrañas de la tierra. La idea de -- Henkel sobre la "transmutación" llevaba consigo el germen de la teoría metasomática. En 1749 Zimmermann insinuó también la idea del -- reemplazamiento metasomático cuando atribuyó el origen de las vetas a la transformación de las rocas en yacimientos minerales por medio de soluciones que se infiltran entre las fisuras de las rocas. En el mismo año, Von Opperl distinguió las vetas de los depósitos estratiformes, siendo las primeras de origen secundario, es decir de relleno de fisuras, mientras que los segundos son concordantes con los sedimentos estratificados.

Con la fundación en 1756 de la Academia de Minería de Freiberg, Alemania, ciudad situada en las cercanías del Erzgebirge, se consumó un avance muy importante en la evolución de la ciencia de los yacimientos minerales. Sus prestigiosos profesores dirigieron excursiones para estudiar los depósitos del Erzgebirge y las rocas que los contenían y además se coleccionaron y estudiaron numerosos minerales. Durante más de un siglo las enseñanzas de esta academia tuvieron gran influencia en el mundo.

Indudablemente que el profesor más famoso y de mayor prestigio de la Academia de Freiberg fue Abraham Gottlob Werner, quien descartó las teorías relativas a una fuente interior de metales y emitió la hipótesis de que las calizas, areniscas y yacimientos minerales eran formados por sedimentación en un primitivo océano universal.

Los filones se originaban por fisuras producidas en el fondo de ese océano por terremotos o hundimientos para ser rellenos más tarde con precipitados químicos. A este conjunto de ideas sobre el origen marino de todas las rocas se les denominó "neptunistas" y fueron resumidas por Werner en su obra "Neue Theorie von der Entstehung der Gänge", publicada en 1791. Sin embargo, Werner fue demasiado lejos al sostener que los basaltos y granitos eran de origen sedimentario.

Frente a la escuela neptunista pronto se alzó la escuela plutonista que sostenía el origen volcánico de los basaltos y rocas afines. Fueron los franceses Dolomieu (1784), Montlosier (1788) y especialmente Desmarest (de 1763 a 1785) los impulsores de esta nueva idea que tuvo que luchar contra la enorme elocuencia y autoridad de Werner. Y fueron dos discípulos de Werner, D'Aubuisson y von Buch quienes la impusieron definitivamente.

A los plutonistas pronto se incorporó el escocés James Hutton quien fue el más prestigioso defensor de esa escuela. El año de 1788 marca un notable avance de la historia de la ciencia al publicar Hutton en Edimburgo su "Theory of the Earth", que luego mejora en 1795 y

Playfar comenta en 1797. Impresionado por la similitud entre las minas metálicas y los productos observados en las fundiciones, estableció que tanto las rocas ígneas como los yacimientos minerales tienen un origen magmático. Estos últimos se habrían formado por inyección y solidificación del magma en fisuras de origen tectónico. Sin embargo, Hutton fue también demasiado lejos al negar la precipitación de los metales a partir de soluciones hidrotermales.

A principios del Siglo XIX hubo muy pocos avances en las teorías sobre la génesis de los yacimientos minerales, a pesar de que se registró un incremento notable en los trabajos y métodos mineros, en particular la invención de la Bomba Cornish, que permitía las operaciones bajo el nivel freático. Sin embargo, fue durante este período en que se empezó a hacer la diferencia entre los yacimientos de origen ígneo y sedimentario.

Dos aportaciones fundamentales a la Mineralogénesis se produjeron a mediados del Siglo XIX en Francia. En 1841, A. Daubrée realizó la síntesis de la casiterita a partir del cloruro de estaño y dedujo que unos vapores que contenían agua, flúor, cloro y boro y que provenían de las profundidades de la Tierra habían depositado los minerales de estaño y otros afines. Puede decirse que Daubrée definió los yacimientos pneumatolíticos.

Unos años más tarde, en 1847, Elie de Beaumont publicó en el Boletín de la Sociedad Geológica de Francia un artículo denominado "Note sur les émanations volcaniques et métallifères" reconociendo la

relación existente entre numerosos yacimientos y las rocas ígneas y distinguiendo los yacimientos de segregación, formados en el interior de las rocas ígneas, de los originados por soluciones acuosas calientes, provenientes de las intrusiones, es decir, los yacimientos hidrotermales.

Basándose en los trabajos de Charpentier y Gerhard, Fridolin Sandberger publicó en 1882 la obra "Untersuchungen über Erzgänge" que dio amplia difusión a la teoría de la secreción lateral. Esta teoría enuncia que el contenido de ciertos yacimientos minerales proviene de la lixiviación de las rocas adyacentes producida por aguas que por lo general, aunque no siempre, son de origen meteórico.

A fines del Siglo XIX se produce una etapa de discusiones entre los partidarios de las hipótesis sobre los papeles desempeñados por las soluciones ascendentes, las soluciones descendentes y las secreciones laterales. En el Congreso Geológico Internacional en 1893, celebrado en Chicago, se impone la escuela ascencionista principalmente por los trabajos de Vogt, Posepny, Stelzner, De Launay y Lindgren, entre otros prestigiosos investigadores y a quienes se debe la formulación de la mayor parte de las teorías modernas sobre la génesis de los yacimientos minerales. Sin embargo, en la actualidad han tomado un notable impulso los estudios sobre la génesis exógena de numerosos yacimientos considerados anteriormente como ígneos y se vuelve a considerar otra vez como válida en algunos casos la hipótesis de la secreción lateral.

Todas estas concepciones teóricas tienen en la mayor parte de los casos, una relación estrecha con la prospección minera. Cada nueva teoría que se propone ha acelerado las observaciones sobre el terreno para demostrarla o refutarla, lo que ha dado lugar a la acumulación de datos sobre el carácter, distribución y localización de los yacimientos minerales. Se verá a continuación que la génesis de muchos de los más famosos yacimientos del mundo está aún sujeta a grandes discusiones.

CAPITULO II

DEFINICIONES RELATIVAS A LOS YACIMIENTOS MINERALES Y FACTORES QUE CONTROLAN SU EXPLOTABILIDAD

1.- Yacimiento mineral.

La noción de yacimiento mineral lleva implícita un sentido económico, pues es costumbre definirlo como una acumulación o concentración de una o más sustancias útiles que se encuentran rodeadas de sustancias inútiles o estériles y que por lo general están distribuidas en forma escasa en la corteza exterior de la tierra.

Para precisar aún más la definición anterior hay que tomar en cuenta la composición química promedio de la corteza terrestre y la frecuencia de las especies minerales que contiene la misma.

El primero de dichos cálculos estadísticos lo realizaron Clarke y Washington en 1924, basándose en el análisis de 5,159 rocas ígneas de todo el mundo, con una pequeña corrección para las rocas sedimentarias. Atribuyendo a la corteza terrestre una profundidad media de 16 Km. calcularon que un 95% está constituido por rocas ígneas y metaígneas y el 5% restante por rocas sedimentarias y metasedimentarias de los cuales un 4% es de lutitas, 0.75% de areniscas y 0.25% de rocas carbonatadas.

Los resultados que se muestran en la Tabla II-1, indican que el

Clarke, F.W. y H.S. Washington (1924)-The composition of the Earth's crust. U.S. Geol. Surv. Bull. Prof. Paper 127.

99.5% de la corteza está formada por los 12 primeros elementos de la lista, mientras que en el 0.5% restante se hallan distribuidos la inmensa mayoría de las sustancias económicamente útiles.

TABLA II-1

COMPOSICION MEDIA DE LAS ROCAS IGNEAS EN UNA
CORTEZA DE 16 KMS. DE PROFUNDIDAD
(Según CLARKE y WASHINGTON)

Oxígeno.....	46.59
Silicio.....	27.72
Aluminio.....	8.13
Hierro.....	5.01
Calcio.....	3.63
Sodio.....	2.85
Potasio.....	2.60
Magnesio.....	2.09
Titanio.....	0.63
Fósforo.....	0.13
Hidrógeno.....	0.13
Manganeso.....	0.10
Azufre.....	0.052
Bario.....	0.050
Cloro.....	0.048
Cromo.....	0.037
Carbono.....	0.032
Flúor.....	0.030
Zirconio.....	0.026
Níquel.....	0.020
Estroncio.....	0.019
Vanadio.....	0.017
Cerio e Itrio.....	0.015
Cobre.....	0.010
Uranio.....	0.008
Tungsteno.....	0.005
Litio.....	0.004
Zinc.....	0.004
Nobio y Tántalo.....	0.003
Hafnio.....	0.003

(*) Sólo están representados los 30 elementos más abundantes.

En la Tabla II-2 se muestra una comparación entre los porcentajes medios en la corteza y las leyes medias explotables de tres de los elementos metálicos más comunes, señalando perfectamente el carácter de concentración de los yacimientos minerales.

TABLA II-2.

COMPARACION ENTRE EL PORCENTAJE MEDIO CORTICAL
Y LAS LEYES MEDIAS EXPLOTABLES DEL COBRE, ZINC Y
PLOMO

	% Cortical	Ley media explotable	Relación de concentración
Cu	0.010% (100 ppm)	1 a 4 %	100 a 400
Zn	0.004% (40 ppm)	3 %	750
Pb	0.002% (20 ppm)	3 %	1500

Bateman realizó una estadística parecida a la de Clarke y - - - Washington, pero basándose en la frecuencia de las especies minerales contenidas en la corteza. Los resultados de este estudio y que se muestran en la Tabla II-3, se pueden resumir como sigue:

- Sobre más de 1600 especies minerales conocidas, 50 participan en la constitución de las rocas y sólo 29 de éstas son frecuentes.

- 200 especies están catalogadas como minerales de importancia económica.

- Todas las otras especies, es decir más de 1,350, provienen de los yacimientos minerales y, en la mayor parte de los casos se tratan de rarezas mineralógicas.

TABLA II-3

PROPORCION PORCENTUAL DE MINERALES COMUNES DE LA CORTEZA TERRESTRE

Mineral	Litósfera	Rocas ígneas	Rocas sedimentarias
Feldespatos.....	49	50	16
Cuarzo.....	21	21	35
Piroxeno, anfíbol, olivino	15	17	--
Mica.....	8	8	15
Magnetita.....	3	3	--
Titanita e ilmenita.....	1	1	--
Otros.....	3	--	3
Caolín (arcilla).....	--	--	9
Dolomita.....	--	--	9
Clorita.....	--	--	5
Calcita.....	--	--	4
Limonita.....	--	--	4
	<u>100</u>	<u>100</u>	<u>100</u>

En consecuencia se puede concluir, de las estadísticas anteriores, que tanto del punto de vista químico como mineralógico, los yacimientos minerales representan verdaderas anomalías de la corteza terrestre.

2.- La ciencia de los yacimientos minerales.

Las consideraciones anteriores justifican la individualización de una disciplina científica que estudie la génesis de las concentraciones minerales. Esta ciencia, relacionada fundamentalmente con la Geología y la Química, no tiene aún un nombre adecuado.

En efecto, los autores de habla inglesa acostumbran designarla como "Geología Económica", circunscribiéndola a los yacimientos me

tálicos y no metálicos, olvidando que los aspectos económicos de la Geología abarcan no sólo a éstos sino también a los depósitos de petróleo y gas natural, a los recursos hidráulicos tanto superficiales como del subsuelo, así como a los diferentes campos de la Geología Aplicada a la Ingeniería Civil. En consecuencia, el estudio de los yacimientos minerales sería una parte de la Geología Económica más no un sinónimo de ella.

Los autores franceses utilizan el término "Metalogenia", proveniente de los vocablos griegos μέταλλω y γενεα, el primero de los cuales no significaba sólo metal, sino también mineral, mina y explotación minera, llevando además implícito, en un principio, el sentido de búsqueda, de prospección. Por tanto etimológicamente metalogenia, esto es, el estudio de la génesis de los materiales que se explotan en las minas es un término correcto; sin embargo, el uso actual de la palabra "metal" puede llevar a confusiones en la práctica. Lo mismo puede decirse de otros dos términos propuestos: "Mineralogénesis", que no lleva implícito el significado económico y "Geología", proveniente del término "Gfte", que significa "yacimiento" y que es intraducible, o no tendría significado en español. Tampoco parece muy acertado el término alemán "Erzlagertättekunde" que se podría traducir como "Conocimiento del sitio donde yacen las menas". En consecuencia, a falta de otro mejor, se seguirá utilizando el término amplio de "Ciencia de los Yacimientos Minerales".

3.- Yacimientos metálicos y no metálicos.

Desde el punto de vista práctico, es costumbre clasificar las sustancias minerales como metales y no metales, dado que existe considerable diferencia en la constitución de ambos. Es común definir un metal como aquel elemento que físicamente posee, en un grado más o menos perfecto, las siguientes características: maleabilidad, ductibilidad, lustre metálico (y opacidad a la luz) y buena conductibilidad del calor y la electricidad; químicamente desempeña por lo general la parte positiva o básica de un compuesto simple.

Los no-metales son aquellos elementos que no poseen ninguna de las propiedades físicas aludidas y que en sus compuestos desempeñan el papel negativo o ácido. Por otro lado, algunos elementos como el Te, As, Sb, Bi, Se, Ge y Sn que poseen características comunes a ambos grupos (propiedades físicas de los metales con menor grado de perfección y a menudo forman parte del elemento ácido de un compuesto) se denominan "Metaloides".

Los yacimientos metalíferos representan por lo común concentraciones extremas de metales que primitivamente estaban dispersos. Los metales deseados se encuentran con frecuencia unidos químicamente a otros formando las "menas". Estas a su vez suelen aparecer entremezcladas con minerales no metálicos o materia rocosa de desecho que constituyen la "ganga". La mezcla de mena y ganga se denomina "cuerpo mineralizado" (ore body) y aunque generalmente está encerrado en rocas pueden no estarlo, como es el caso de los yacimientos su-

perficiales.

Es práctica común clasificar a los metales como ferrosos y no ferrosos. Los primeros comprenden el hierro, manganeso, cromo, molibdeno, níquel, cobalto, tungsteno y vanadio. Los segundos se clasifican a su vez en metales básicos (cobre, plomo, zinc y estaño), ligeros (aluminio, magnesio y titanio), preciosos (oro, plata y platino) y radiactivos (uranio y torio).

Los yacimientos no metálicos pueden presentarse como sólidos, líquidos o gases. Aunque a algunos de ellos, como el azufre y la fluorita, se les aplica el término de "mena", no es común este uso, sino que se le designa con el nombre de la sustancia misma, como arcilla, sal, asbesto. A las sustancias inútiles se les llama "ganga" o "desecho".

Las sustancias no metálicas se clasifican también del punto de vista económico, en combustibles (petróleo, gas natural y carbones minerales), materiales de construcción (arenas, gravas, calizas, etc.), sustancias químicas (azufre y sal), fertilizantes (fosfatos, potasa y nitratos), materiales cerámicos (arcillas, sílice, feldespatos), abrasivos (diamantes industriales, corindón, esmeril, arenas), aislantes (magnesia, asbesto, mica), pinturas (ocre, arcilla, diatomita y barita), materiales metalúrgicos y refractarios (fluorita, criolita, grafito, arenas y calizas), materiales industriales y fabriles (asbesto, mica, talco, barita, arenas, arcillas y cristales ópticos) y finalmente las pedras preciosas.

4.- Factores que controlan la explotabilidad de los yacimientos.

Entre el material in situ y el producto listo para su utilización tienen lugar una serie de operaciones que incluyen su extracción, concentración, depuración metalúrgica y refinación entre otros, los cuales deben ser costeables, es decir, el costo de estas operaciones tiene que ser inferior al valor del material. En consecuencia, la noción de yacimiento no puede ser comprendida cabalmente si no se examinan los factores que controlan su explotabilidad, los cuales pueden ser invariables, es decir que dependen de la naturaleza misma del mineral, y variables, que comprenden a su vez factores técnicos, económicos y sociales. Ambos grupos de factores están muy ligados entre sí en todo momento.

a) Factores naturales o invariables.

Este grupo incluye el tonelaje, la ley y las propiedades físicas, químicas y mineralógicas del mineral, así como la posición geográfica del yacimiento.

El tonelaje de un yacimiento señala las dimensiones o el volumen del mismo y su ley o tenor indica su contenido en el mineral buscado, expresado en porcentaje o bien, en el caso de los metales preciosos, en onzas por tonelada.

En la práctica estos dos factores no son independientes pues, para un yacimiento dado, existe una ley límite, debajo de la cual la explotabilidad de dicho yacimiento no es rentable.

La ley límite depende del precio del material, del costo de la extracción, de la localización geográfica del yacimiento, de su naturaleza

mineralógica y de su tonelaje. Así, cuanto más elevado es el precio del material más baja es la ley límite; lo mismo puede decirse en relación con el tonelaje.

La composición química o mineralógica de un yacimiento puede influir en su explotabilidad. Por ejemplo, para que un yacimiento de bauxita sea explotable por aluminio no debe contener demasiada arcilla o sílice, pues estas materias vuelven demasiado oneroso el tratamiento del mineral. Sin embargo, es posible que con el tiempo, al mejorar los procesos metalúrgicos, las arcillas se vuelvan menas de aluminio, como sucedió con los yacimientos ferríferos de la Lorena, Francia: antes de 1880 el hierro era inexplorable por su contenido en fosfatos, pero con el tratamiento descubierto por Thomas y Gilchrist, no sólo son separados ambos productos, sino que las escorias de desfosforación se venden como fertilizantes en la agricultura.

La textura y la dureza de un material pueden hacer incosteable su explotación cuando tanto la mena como la ganga están finamente entremezcladas, de modo que para separarlas sea necesario molerlas hasta obtener partículas muy finas.

La situación geográfica del yacimiento respecto de las vías de comunicación y de los centros industriales afecta a los gastos de transporte; sin embargo, si las condiciones del yacimiento así lo ameritan, muchas veces es costeable la concentración in situ, inclusive con pequeñas plantas, para así sólo transportar el material útil.

De la localización dependen también las condiciones climáticas,

pues los fríos rigurosos y los calores excesivos pueden limitar la explotación de un yacimiento a determinadas épocas del año y hacerlo incosteable. Lo mismo puede decirse de las fuentes de agua, indispensables no sólo para las necesidades humanas, sino para los trabajos de explotación, en muchos casos.

b) Factores variables con el tiempo.

Un yacimiento inexplorable en la actualidad puede volverse explotable en el futuro debido a progresos técnicos o a mejoramiento en los precios; asimismo un yacimiento que tiene importancia económica hoy, puede perderla mañana, si los precios bajan. Por tanto, es necesario examinar estos factores económicos, técnicos y políticos.

El precio de una sustancia mineral lo fijan las bolsas de valores de Nueva York y Londres y es función de numerosos factores económicos y políticos que, en primera aproximación dependen de la rareza del mineral, de las leyes de la oferta y la demanda y de situaciones financieras.

1)-La rareza del mineral es función, a su vez, de tres factores:

-Diseminación, es decir que aunque el mineral pueda ser abundante en la corteza terrestre no esté lo suficientemente concentrado para ser explotable. Entonces el precio depende de la elaboración de un concentrado que en muchos casos es muy costosa.

-Utilización súbita, es decir, un elemento cuyo empleo apenas comienza es raro durante un cierto tiempo, porque se desconoce su modo de yacimiento.

-Rareza en sí, como es el caso del platino, tierras raras y piedras preciosas.

2)-Las leyes de la oferta y la demanda pueden influir en dos sentidos inversos:

-Cuando la demanda es mayor que la oferta, los precios suben, como es el caso de la constitución de almacenamientos de guerra de una sustancia por una determinada potencia.

-Cuando la oferta aumenta bruscamente en relación a la demanda, los precios también caen bruscamente. El ejemplo más conocido es el del platino; antes de 1930, la Unión Soviética era el primer productor mundial, con el 92% de la producción. Después, con la recuperación de los residuos del tratamiento de las menas de níquel de Subdury, Ontario, la situación cambió por completo, ocupando el Canadá el 54% de la producción mundial, mientras que el de la U.R.S.S. se redujo al 19%.

3)-Las situaciones financieras creadas por el papel de los grandes consorcios mineros que monopolizan una determinada sugtancia por medio de "carteles" o contratos entre ellos cuyo objeto es regularizar la producción o la venta de dicha sustancia de modo que se mantengan sus precios. Para ser eficaz, es necesario que la inmensa mayoría de la producción (más de las tres cuartas partes) sea controlada por esos consorcios.

Los factores técnicos que señalan el costo de un cierto material comprenden la exploración minera, la extracción del mineral, la concentración de la sustancia útil, su tratamiento metalúrgico y el trans-

porte de su destino final.

1o.) La exploración minera es muy variable, pues el descubrimiento de un yacimiento puede ser fortuito y en consecuencia poco costoso, o bien puede ser el resultado de búsquedas sistemáticas muy largas y onerosas que comportan por lo general cuatro fases:

-Ejecución de la primera carta geológica, a diferentes escalas, la cual debe afinarse en el transcurso de las fases posteriores.

-Prospección superficial, que es el conjunto de operaciones comprendidas entre la primera fase de la exploración y el descubrimiento de un yacimiento. La prospección abarca a su vez: (a) la selección de zonas de superficie restringida, que conviene estudiar con detalle para descubrir indicios directos (sombreros de hierro o gossans) o indirectos (aluviones mineralizados); (b) el estudio preliminar de estos indicios, que es el conjunto de trabajos sumarios de superficie que permiten emitir una opinión sobre las posibilidades que tienen dichos indicios de constituir un yacimiento, y que incluye la realización de trincheras, trabajos mineros poco profundos e inclusive algunas perforaciones destinadas a probar la continuidad del yacimiento a profundidad.

-Reconocimiento del depósito, conjunto de operaciones que permiten colectar todos los elementos de información para determinar si es conveniente o no su explotación: estas operaciones comprenden obras mineras, sondeos numerosos y de cierta profundidad tendientes a la geometrización del yacimiento, así como muestreos sistemáticos para determinar sus leyes medias. Las obras mineras y los sondeos se pro-

yectan teniendo ya en mente la explotación futura del yacimiento.

-Evaluación o estimación del yacimiento a partir del cálculo del tonelaje y de las leyes medias (cálculo de las reservas), así como el cálculo de los gastos de extracción, concentración y transporte del mineral.

2o.) La explotación minera, cuya primera parte es la preparación del yacimiento ("development" de los autores de habla inglesa) y cuyo objetivo es obviamente la extracción del mineral, entrando ya en los dominios de la Ingeniería de Minas. El precio de la extracción es muy variable: muy barato, en el caso de la prospección aluvionar en general y sumamente caro en el caso de las minas profundas que siguen a cuerpos vetiformes. Entre estos dos extremos existe una serie de métodos de explotación más o menos onerosos.

En términos generales se puede decir que hay dos grandes modos de explotación que corresponden a dos grandes tipos de yacimiento:

-La explotación en masa ("bulk-mining") que extrae grandes cantidades de mineral con baja ley, como es el caso de los yacimientos de cobre porfídico de Cananea, Sonora.

-La explotación selectiva que se caracteriza por la sola extracción de un mineral muy rico y muy localizado; el volumen considerado es muy grande y muchas veces se debe hacer una selección a fondo. Es el caso de la mayor parte de las minas desarrolladas en vetas, e históricamente fue el primer método minero utilizado.

3o.) Por último, la concentración del mineral, que es el conjun-

to de operaciones que permiten transformar al mineral extraído en mineral utilizable por el metalurgista. A veces, la concentración consiste sólo en un simple trituramiento seguido de tamizado; en otros casos se requieren instalaciones muy costosas y separaciones químicas conducidas a escala industrial, como es la flotación de los minerales de oro y plata seguido de cianuración y el enriquecimiento químico de los minerales de uranio por disolución y precipitación.

En conclusión, la noción del yacimiento mineral depende de todo un conjunto de factores complejos y relacionados estrechamente unos con otros.

CAPITULO III

FORMAS Y TEXTURAS EN LOS YACIMIENTOS MINERALES

1.- Introducción.

El conocimiento de la forma que presenta un determinado cuerpo mineralizado es muy importante, tanto desde el punto de vista práctico como teórico. En el primer caso porque los métodos de explotación empleados para un cuerpo irregular pueden ser muy diferentes que para un filón tabular; lo mismo puede decirse respecto de los métodos de exploración. En el segundo caso, si bien la forma no siempre presenta relaciones evidentes con la génesis del yacimiento, a menudo ayuda a su comprensión.

Las formas de los cuerpos mineralizados pueden ser de origen primario o sinéctico o bien secundario o epigenético. El primer término se refiere a caracteres originados por los mismos procesos que dieron lugar a la roca encajonante y en general, simultáneamente con ella; el término secundario o epigenético indica procesos superpuestos a la roca encajonante, desarrollados posteriormente a su formación.

2.- Formas de origen primario.

En este grupo se pueden considerar a las capas mineralizadas concordantes con la estratificación en las rocas sedimentarias y a las disseminaciones de minerales en las rocas ígneas.

- Las concentraciones de minerales en capas concordantes con la

estratificación da lugar a los cuerpos estratiformes o estratoides, que no deben confundirse con los "mantos", término empleado para depósitos tabulares concordantes, en forma de capas, pero de introducción posterior a la formación de la roca.

Los cuerpos estratiformes se presentan típicamente en las rocas sedimentarias y pueden corresponder, sea a concentraciones de indudable génesis sedimentaria como los depósitos de carbón de Nueva Rosita, Coahuila, o los de hierro oolítico de la Lorena, en Francia, o bien a concentraciones cuyo origen es sujeto de grandes controversias, como son los yacimientos plomo-zincíferos o cupríferos en rocas arenosas, arcillo-bituminosas o calcáreas. También los yacimientos formados por metasomatismo de contacto de rocas estratificadas pueden conservar, por supuesto, dicha estructura.

- Las concentraciones originadas por procesos magmáticos primarios como son la diseminación o inclusión (cristalización diseminada sin concentración) y la segregación (diferenciación y acumulación de la cristalización) pueden ser irregulares, esféricas, tabulares o lenticulares y por lo general pasan transicionalmente a las rocas que las contienen; es el caso de las concentraciones conocidas con el término alemán "Schlieren", que son cuerpos mineralizados dentro de rocas ígneas, de forma más o menos lenticular y con leyes variables. (Fig. III-1).

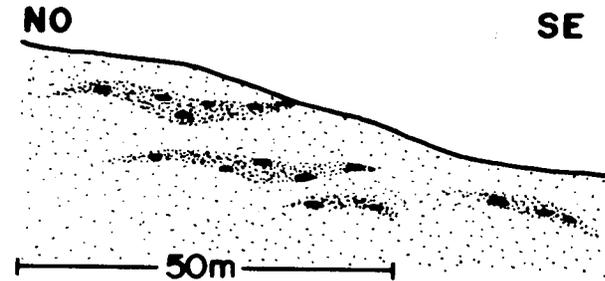


Fig. III-1

3.- Formas de origen secundario.

En la mayoría de los yacimientos epigenéticos, las estructuras superpuestas a las rocas han ejercido una gran influencia sobre la circulación de las soluciones mineralizantes, en particular las fallas, fisuras y pliegues y, menos comúnmente, las zonas de brechas y de disolución. En consecuencia, las formas más frecuentes que presentan los depósitos epigenéticos son de filones o vetas, mantos, chimeneas, irregulares, lenticulares y otras que a continuación se describirán.

a) Los filones o vetas son cuerpos de caras aproximadamente paralelas, de poco espesor respecto de las otras dos dimensiones, formadas siguiendo zonas de fracturas o fallas y son el resultado de un relleno de éstas o de un reemplazamiento parcial o completo de la roca encajonante a partir de las fisuras o bien de ambos procesos combina-

dos. Las vetas pueden ser simples, complejas, ramificadas (stock - works) o irregulares, según que respectivamente ocupen una sola fisura, varias fisuras más o menos paralelas, o bien que consistan en una red entrelazada de venas o que su espesor sea muy variable. (Fig. III-2)

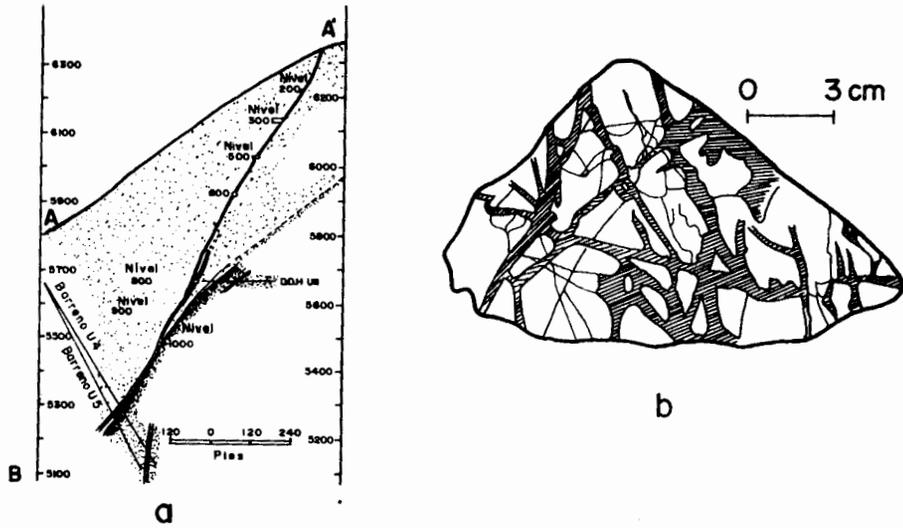


Fig. III-2

Las vetas raramente están formadas exclusivamente por la mena; por lo general, son un conjunto de mena y ganga, y a las concentraciones de mineral útil se les denomina "clavos" (ore shoots). Los autores de habla inglesa distinguen además los filones gruesos o pequeñas vetillas distribuidas a lo largo de una zona tubular gruesa, a los que llaman "lodes", de los filones más o menos delgados, a los que designan con el término "vein".

Una veta se define en función de cuatro datos estructurales: rumbo, echado o inclinación, "pitch" y "plunge" (Fig. III-3). El rumbo de la veta es la dirección de una línea horizontal en el plano de la veta, medida con respecto a la línea Norte-Sur. Su echado o inclinación es el ángulo vertical formado por el plano de la veta y un plano horizontal. El "pitch" de la veta es el ángulo formado por la línea de máximo alargamiento de la veta (es decir su eje) y su rumbo, medido en el plano de la veta, y su "plunge" es el ángulo vertical entre el eje de la veta y un plano horizontal.

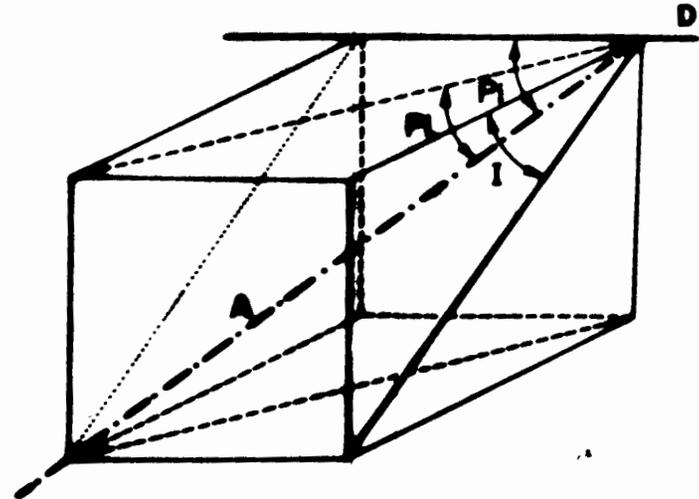


Fig. III-3

La roca que se halla encima del filón se denomina "techo" o "alto de la veta", y la que se halla debajo, "piso" o "bajo de la veta". El

contacto entre la veta y la roca encajonante puede consistir de material arcilloso, la salbanda (gouge), o de material brechoide, debido a movimiento de falla. Desde el punto de vista de la exploración minera, es muy importante reconocer entre las fallas ante-minerales, que fueron rellenadas por las soluciones mineralizantes, y las fallas post-minerales, que desplazaron la mineralización, pero esta distinción no es siempre posible.

b) Los mantos son depósitos epigenéticos que siguen los planos de menor resistencia de las rocas encajonantes, tales como la estratificación o la esquistosidad y en consecuencia son paralelos a éstos. (Fig.III-4).

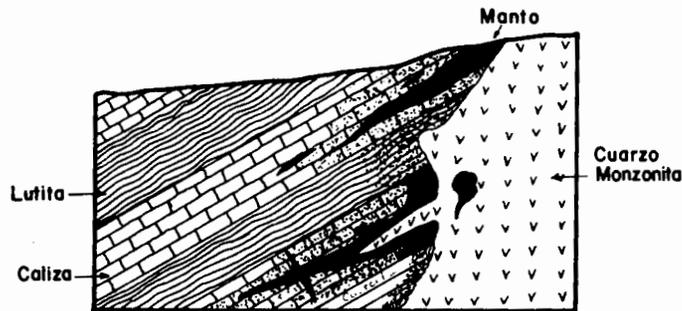
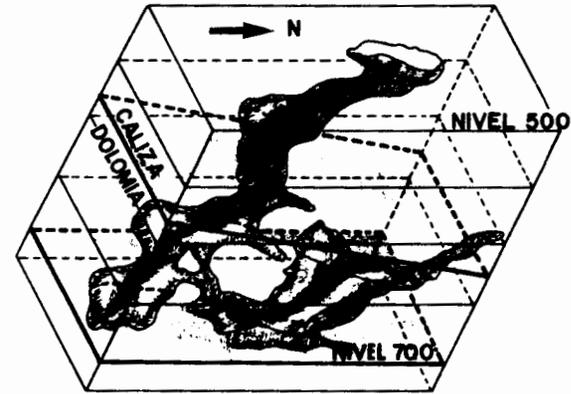
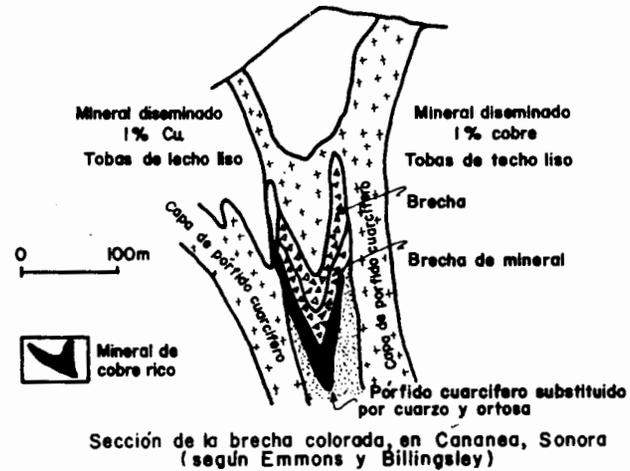


Fig. III-4

c) Las chimeneas son cuerpos mineralizados de forma tubular, verticales o muy inclinados, con secciones más o menos circulares u ovoides. (Fig. III-5).



d) Las brechas de hundimiento (pipes) originadas por la acción solvente de la parte inferior del depósito, que realizan las soluciones durante las primeras etapas de la mineralización, y que produce su colapso, seguida de la deposición de los minerales en la matriz de las brechas. (Fig. III-6).



Sección de la brecha colorada, en Cananea, Sonora (según Emmons y Billingsley)

e) Las formas lenticulares de todas dimensiones son muy frecuentes, tanto en los depósitos singenéticos como epigenéticos. Un gran número de filones consisten en realidad de la unión de varias lentes. (Fig. III-7)

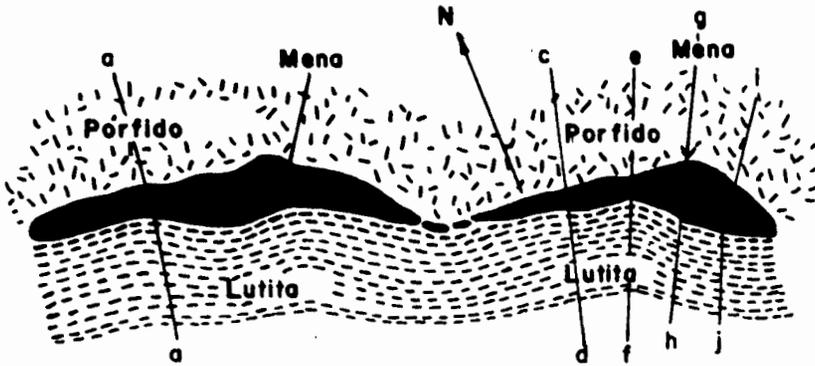


Fig. III-7.

f) Finalmente las formas irregulares son aquellas cuyos contornos no se pueden reducir a un modelo geométrico simple. Las presentan también tanto los yacimientos epigenéticos como los singenéticos.

4.- Texturas de las asociaciones mineralógicas.

Al igual que en Petrografía, es difícil trazar un límite preciso entre los términos estructura y textura de una asociación mineralógica. En general, estructura se refiere a los grandes rasgos que se observan a simple vista en el yacimiento, como el bandeamiento, el brechamiento, etc., y textura designa la forma o posición de un mineral determinado, así como también sus relaciones mutuas con los minerales que lo

rodean, caracteres reconocibles sobre todo al microscopio minerográfico. Sin embargo, una estructura puede observarse sólo a la escala microscópica, como en el caso de un bandeamiento muy fino; igualmente, una textura puede observarse perfectamente a simple vista, como es el caso de la textura gráfica. En consecuencia, para evitar confusiones, se adoptará el criterio alemán que con la palabra "Gefüge" engloba ambos términos.

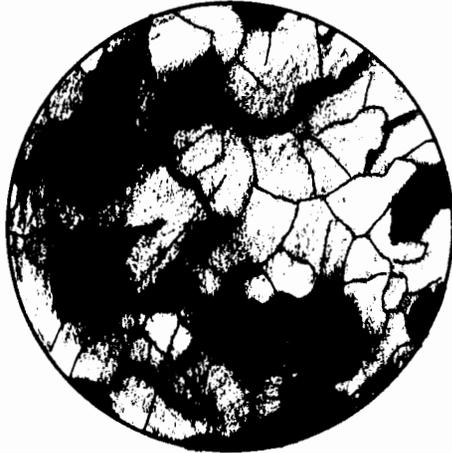
El estudio de las texturas y estructuras es muy importante porque, al igual que la forma, puede ayudar a comprender la génesis del yacimiento que los contiene y a preparar su explotación y tratamiento metalúrgico. Por otro lado, puede orientar la exploración del yacimiento con el fin de encontrar nuevos clavos. Si por ejemplo, ciertos minerales valiosos se han introducido durante un período de microfracturamiento posterior, este hecho lo puede señalar el estudio microscópico.

La textura que presenta un mineral o una asociación de minerales puede depender de numerosos factores como la temperatura, presión, tiempo, espacios disponibles para la circulación y deposición de las soluciones, así como la deformación.

De acuerdo con los fenómenos que las produjeron, se pueden distinguir seis tipos de texturas principales: homogénea, de relleno de cavidades, de reemplazamiento, de exolución, de origen coloidal y sedimentarias.

a) En la textura homogénea no existe una orientación preferencial de

los minerales ni tampoco una concentración preferencial. Esta textura es típica de los yacimientos de alta temperatura, como los de cro-mita y magnetita asociados a rocas plutónicas. (Fig. III-8).



b) En las texturas de relleno de cavidades, el mineral que se deposita primeramente reviste las paredes de la cavidad y va engrosando hacia el interior, por lo general con desarrollo de caras cristalinas dirigidas hacia la solución alimentadora. En algunos casos el mismo mine-ral o minerales pueden ser depositados en forma contínua en ambas pa-redes, pero en otros se depositan bandas sucesivas de minerales dife-rentes sobre el primero, a veces con repeticiones; a este fenómeno se le denomina "crustificación". Cuando el relleno no es completo, pueden quedar "drusas" en el centro, que son conjuntos de uno o varios ti-pos de cristales con un desarrollo perfecto o casi de sus caras, muy buscados por su belleza. (Fig. III-9). También se pueden observar

texturas concéntricas alrededor de inclusiones de la roca encajonante, formadas por uno o varios minerales. (Fig. III-10). Otro tipo de tex-turas de este grupo es el relleno de vesículas y de cavidades de disolu-ción.

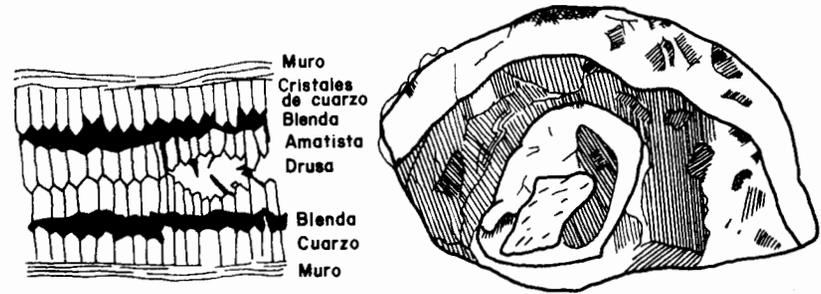


Fig. III-9

Fig. III-10

c) En las texturas de reemplazamiento existe un ataque, disolución y desplazamiento de un mineral anterior o "huésped", por otro mineral o "invitado". Pertenecen a este grupo las siguientes texturas:

- Textura de pseudomorfosis, en las que el mineral invitado pre-senta las formas cristalográficas exteriores del mineral huésped, por ejemplo, el reemplazamiento de pirita por hematita. (Fig. III-11).



Fig. III-11

- Textura de reemplazamiento guiado, caracterizada por el mineral invitado que se instala en el huésped siguiendo planos particulares como cruceros, fracturas (v.g.: alteración de bornita en calcosina), límites de los granos (como la cementación de la calcopirita en covelina), o zonas de un huésped que las presente, por ejemplo, pirita por galena. (Fig. III-12).

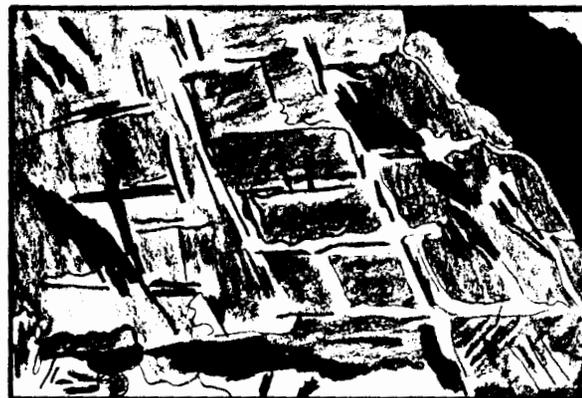


Fig. III-12

- Textura denominada de "islas y continentes", en la que los límites entre el huésped y el invitado semejan el mapa de una línea de costa: el primero aparece como relictos aislados o no en medio del segundo, por ejemplo pirita y enargita en covelina. (Fig. III-13).



Fig. III-13

- Textura de reemplazamiento automorfo, en donde el mineral secundario cristaliza según sus propias formas cristalográficas en el mineral huésped, por ejemplo cuarzo en covelina. (Fig. III-14).

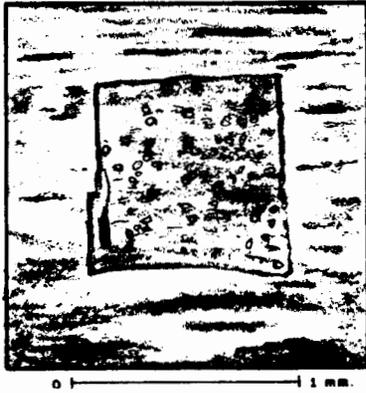


Fig. III-14

- Textura mirmekítica, en donde el mineral invitado crece en forma desordenada en el mineral huésped, como por ejemplo las mirmekitas de bornita y calcosina. Un caso particular de esta textura es la textura gráfica, que semeja escritura cuneiforme y es similar a la que presentan con frecuencia las pegmatitas. (Fig. III-15).



Fig. III-15

Fig. III-15

d) Las texturas de exsolución se forman cuando un mineral originalmente homogéneo bajo determinadas condiciones físico-químicas se separa en dos minerales diferentes cuando varían éstas. Se pueden distinguir:

- Las texturas en enrejado, en las que el mineral invitado ocupa planos orientados respecto a la red cristalográfica del huésped, como la asociación magnetita - hematita. (Fig. III-16).



Fig. III-16

- Las texturas en placas paralelas en las que los minerales de exolución se orientan paralelamente a una dirección cristalográfica, originando placas alternantes, como en el caso de la hematita y la ilmenita. (Fig. III-17).

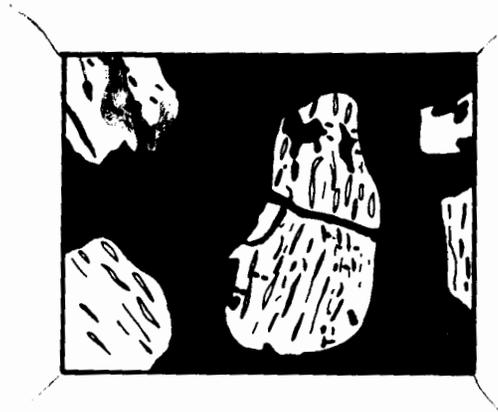


Fig. III-17

- Las texturas gráficas también se pueden formar por exsolución, sobre todo si presentan una cierta orientación, como por ejemplo, la plata nativa en la galena. Lo mismo puede decirse de las texturas mirmekíticas, v.g. la asociación pirrotita-pentlandita.

e) Las texturas de origen coloidal se producen cuando en lugar de depositarse como individuos, los minerales se depositan bajo la forma de coloides o gels; se pueden distinguir dos tipos principales:

- Textura globular, en el que el coloide adopta la forma de pequeñas esferas que pueden presentar zonas concéntricas de crecimiento, como en la melnicovita. (Fig. III-18).



Fig. III-18

- Textura radial, en el que las esferas presentan fibras radiales, como en la pechblenda. (Fig. III-19).

Las texturas coliformes se encuentran con mayor frecuencia en las cercanías de la superficie, en los depósitos de origen supergénico, pero también en los depósitos primarios de baja temperatura.

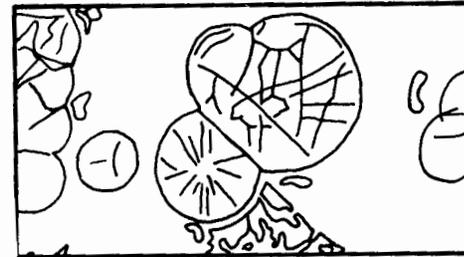


Fig. III-19.

f) Las texturas debidas a procesos sedimentarios no siempre se pueden distinguir con facilidad de las producidas por procesos hidrotermales, magmáticos o metamórficos, como es el caso de las texturas que presentan bandeamiento o alternancia rítmica de materiales. (Fig. III-20). Sin embargo, cuando es posible determinar su indudable origen sedimentario se les denomina "estratificadas".



Fig. III-20.

Un tipo de texturas clásicamente sedimentarias son las texturas oolíticas. Consisten en pequeños cuerpecillos ovoides o esféricos, denominados oolitos, que presentan una disposición radial o concéntrica o ambas y que parecen haber crecido desde el centro hacia la periferia. (Fig. III-21). Sin embargo, un reemplazamiento metasomático, como el de calcita o siderita, puede preservar esas formas.

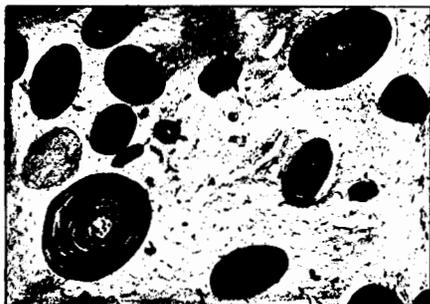


Fig. III-21.

CAPITULO IV

PARAGENESIS SUCESION Y ZONEAMIENTO

1.- Definiciones:

De acuerdo con Routhier, el término "paragénesis" fue creado por Breithaupt en 1849 para designar una asociación mineralógica que resulta de un proceso geológico o geoquímico dado, por ejemplo una paragénesis B.P.G.C. (blenda-pirita-galena-calcopirita). Con menos frecuencia ese término se emplea también en Europa en un sentido químico, para designar la asociación de elementos químicos que caracterizan un depósito particular o un tipo de depósito, v.g., la paragénesis Ni-Cu-Pt de Sudbury, Canadá. Es evidente de la definición que en un yacimiento dado pueden existir una o varias paragénesis.

La sucesión mineral indica el orden de deposición de los diferentes minerales que constituyen un yacimiento. Este orden depende de la evolución de las condiciones físico-químicas, acaecida en el medio donde se formaron.

En 1965 un comité de la International Association on Problems of Post-magmatic Ore Deposition (en Park y Mac-Diarmid), definió el zoneamiento y lo contrastó con la paragénesis de la manera siguiente:

"El zoneamiento en los yacimientos minerales es cualquier rasgo regular en la distribución de los minerales o elementos en el espacio y lo pueden presentar un cuerpo mineral, un distrito minero o una re-

gión más extensa. Aunque el zoneamiento se refiere a la distribución espacial de elementos y minerales, en el estudio del fenómeno zonal se deben considerar a la vez el tiempo y el espacio. El término paragénesis, como se emplea en los Estados Unidos, es la distribución en el tiempo o la secuencia de minerales o elementos. Paragénesis, como se usa ampliamente en Europa, es una asociación de minerales que tienen un origen común por ejemplo, una asociación de paragénesis estaño-tungsteno".

Como se ve, numerosos autores, en particular en los Estados Unidos, consideran al término paragénesis como sinónimo de sucesión. Siguiendo a Routhier es necesario liquidar este error porque la paragénesis es un dato objetivo, resultado de la identificación de los minerales, mientras que la sucesión, determinada principalmente por el estudio de las texturas, es un asunto en gran parte hipotético.

El zoneamiento se puede manifestar por cambios mineralógicos, tanto en sentido vertical como horizontal, de las áreas mineralizadas. La diversificación en zonas se manifiesta por diferencias en las especies minerales, en los elementos metálicos, en el porcentaje de un determinado elemento, e inclusive en las proporciones relativas entre ciertos elementos; pero cualquiera que sea la relación que se emplee para definir una zona, debe tenerse siempre en mente que paragénesis, sucesión y zoneamiento son aspectos del mismo fenómeno o grupo de fenómenos.

2.- La sucesión normal.

Basándose en estudios de un gran número de yacimientos, tanto geológicos como estructurales y texturales, así como en la termometría geológica, Lindgren (1926) constató la existencia de una sucesión normal en la secuencia cronológica de depósito de los minerales que constituyen un yacimiento mineral hipogénico o primario. La secuencia, ordenada de los minerales que se depositaron primero a los minerales más recientes, tal como la estableció Lindgren, es la siguiente:

I o.) Cuarzo, clorita, tormalina, silicatos de hierro y calcio, sericita, albita, adularia, barita, fluorita, siderita, rodocrosita, ankerita, calcita. (El depósito de cuarzo y la calcita continúa o se repite en las fases posteriores).

II o.) Magnetita, especularita (a veces un poco más tarde), uraninita.

III o.) Piritita, arsenopiritita, arseniuros de níquel y cobalto.

IV o.) Casiterita (a veces precediendo a la piritita), wolframita (scheelita), molibdenita.

V o.) Pirrotita, pentlandita, calcopiritita, estanita, bismutinita.

VI o.) Blenda, enargita, tennantita, tetraedrita, calcopiritita, bornita, galena, calcosina, estromeyerita, argentita, platas rojas, polibasita, calcopiritita, sulfo-antimoniuros de plomo y plata, plata nativa, bismuto nativo, electrum, telururos, oro nativo.

Lindgren, W (1926) - Magma, Dykes and Veins. Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng. v. 74, pp. 88.

Vio.) Estibnita, cinabrio.

Esta sucesión es a veces dudosa, debido a que en muchos casos los criterios empleados son discutibles y se utilizan con frecuencia de manera rutinaria y sin crítica suficiente. Por otro lado pueden existir inversiones en la sucesión normal, ligeros recubrimientos de depósitos sucesivos y, según el caso, pueden faltar uno o varios minerales. El párrafo más dudoso es el primero, pues el depósito de los minerales de ganga continúa a menudo o se repite durante toda la secuencia.

Edwards (1947), (1952), basándose en criterios semejantes a los de Lindgren, pero con énfasis en las texturas, estableció la siguiente sucesión, en el mismo orden, para los minerales hipogénicos:

- M E N A S

- 1o.) Magnetita, ilmenita, cromita, hematita.
- 2o.) Casiterita, tantalita, wolframita, molibdenita.
- 3o.) Pirrotita, pentlandita, löllingita, arsenopirita, pirita, arseniuros de níquel y cobalto.
- 4o.) Calcopirita, blenda (intercambiable), bornita.
- 5o.) Tetraedrita, galena, sulfosales de plomo, sulfosales de plata, bismuto nativo y bismutinita, telururos, estibnita, cinabrio.

- G A N G A S

- 1o.) Cuarzo, turmalina, topacio.
- 2o.) Siderita (a menudo manganesífera), fluorita, calcita, barita, cal

Edwards, A.B. (1947) - Textures of the ore minerals. Melbourne, Australasian Inst. Min. Met.
 -(1952)-The ore minerals and their textures: Clarke Mem. Lect., Roy. Soc. New South Wales Jour. and Proc., v. 85. pp.26-46.

cedonia.

La semejanza entre las sucesiones propuestas por Lindgren y Edwards permite concluir que el orden de deposición general es el siguiente: (1o.) silicatos, (2o.) óxidos, (3o.) sulfuros y sulfosales y (4o.) a veces, los metales preciosos.

Basándose en el contenido en aniones de los minerales, Bandy (1940) estableció una sucesión normal, según la cual, un óxido reciente posee un porcentaje en aniones más elevado que un óxido más antiguo, mientras que en las sulfosales sucede lo contrario. Dicho de otro modo: En el transcurso de la sucesión, el contenido de azufre de crece, mientras que el del metal crece. La comparación entre ambas sucesiones se muestra en la tabla siguiente:

	Sucesión normal	% en aniones (O, S, Sb, As)
OXIDOS	Magnetita	27.6
	Hematita	30.0
	Ilmenita	31.6
	Arsenopirita	65.7
	Pirita	53.4
SULFUROS Y SULFOSALES	Pirrotita	39.6
	Pentlandita	36.0
	Calcopirita	35.0
	Blenda	33.0
	Enargita	32.5
	Tennantita	25.5
	Bornita	25.6
	Tetraedrita	23.1
	Bournonita	19.7
	Galena	13.4
	Metales nativos	0

Bandy, M.C. (1940)-A theory of mineral sequence in hypogene ore deposits, Econ. Geol., v. 35, pp. 359-381.

En conjunto se observa una concordancia bastante buena entre la sucesión normal, tal como la estableció Lindgren, y el porcentaje en aniones; las divergencias existentes podrían explicarse por un aumento súbito en la temperatura, por ejemplo durante un período de fallamiento.

Parece ser que la solubilidad es el factor principal en la sucesión de los sulfuros, aunque otros factores puedan interferir. Así - - - Schürmann (1888) estableció una serie que indica el orden aproximado de solubilidad creciente de los sulfuros y que es: Hg, Ag, Cu, Bi, Cd, Pb, Zn, Ni, Co, Fe²⁺ y Mn. La solución de una sal de cualquiera de estos metales, será descompuesta por el sulfuro de un metal situado después de él en la serie dando lugar a que el primer metal precipite como sulfuro; por ejemplo, el cobre en solución reemplazaría al hierro en la pirita o al zinc en la blenda. Además, diferentes metales son reemplazados selectivamente de acuerdo con su posición relativa en la serie de Schürmann; así, las soluciones argentíferas reaccionarían con la blenda de modo más rápido que con la calcosina. Aunque teóricamente esta serie se puede aplicar a cualquier tipo de yacimientos, se cumple con más frecuencia en los depósitos supergénicos que en los hipogénicos debido a que los fluidos hipogénicos se ven influenciados por muchos otros factores.

La sucesión en un yacimiento dado o la sucesión general tienen,

Schürmann, E. (1888) - Ueber die Verwandtschaft der Schwermetalle zum Schwefel. Justus Liebig's Annalen der Chemie, v. 249, pp. 326-350.

además, una relación directa con el zoneamiento. Es costumbre representarla en diagramas de sucesión que, en general, señalan la intensidad del depósito de los diversos minerales en función del tiempo (Figs. IV-1 y 2).

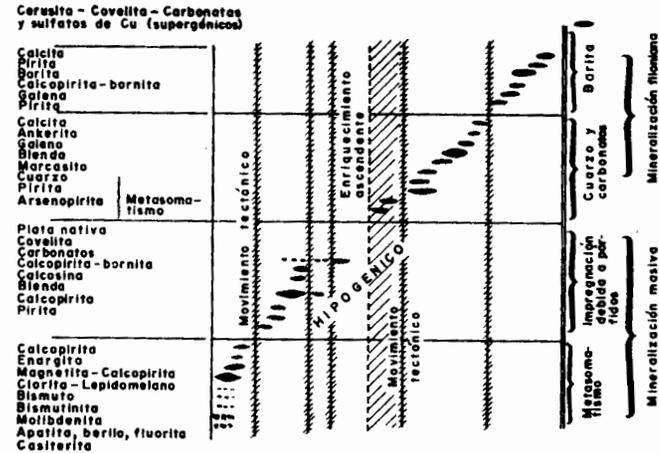


Diagrama de sucesión del yacimiento de cobre, estaño y hierro de Charrier (Francia)

Figs. IV-1 y 2

3.- El Zoneamiento.

El zoneamiento o conjunto de variaciones químicas y mineralógicas que presentan los yacimientos minerales y que se traducen en zonas de diferentes composiciones más o menos bien marcadas, fue definido por Spurr en 1907, aunque ya había sido reconocido previamente por otros autores. Si bien en un principio se le observó sólo en relación con las rocas ígneas, en la actualidad se le conoce también asociado a procesos sedimentarios y metamórficos. En el caso de las rocas

ígneas, las zonas son más o menos concéntricas respecto del macizo plutónico; en el segundo caso, las zonas son aproximadamente paralelas a una antigua línea de costa contemporánea al depósito; en el tercero, el zoneamiento es función del grado de metamorfismo.

El estudio del zoneamiento reviste una gran importancia, tanto desde el punto de vista teórico como práctico. Teórico, porque será necesario explicarlo para comprender la génesis de un determinado yacimiento; práctico porque contribuye al mejor conocimiento de la distribución mineralógica de dicho yacimiento, pudiendo predecirse cambios en la mineralización a medida que avanzan la exploración y explotación.

Independientemente de su origen, el zoneamiento se puede estudiar también a tres escalas diferentes: regional, del distrito y del cuerpo mineralizado. (Mackinstry, 1948, p. 376).

a) Zoneamiento alrededor de los cuerpos intrusivos.

El zoneamiento periplutónico se puede manifestar en sentido vertical o lateral o en ambos y los estudios más conocidos al respecto han sido realizados por Emmons (1924) y Fersman (1934, en Routhier) en relación con macizos graníticos, cuya composición puede variar entre los extremos granítico y diorítico. Emmons proporciona un modelo de zoneamiento en un sistema filoniano en la suposición, no siempre comprobada, de que todas las vetas se originaron a partir de un batolito.

Spurr, J.E. (1907) - A theory of ore deposition. Econ. Geol. V.2, pp. 781-785.
 Mackinstry, H. E. - Mining Geology. Prentice Hall, Nueva York.
 Emmons, W. H. (1924) - Primary downward changes in Ore Deposits. Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., v. 70, pp. 964-992.

En dicho modelo, que se muestra en la Tabla IV-1, se sobreentiende que la sucesión completa no se muestra necesariamente en ninguna veta, aunque algunas de ellas pueden alcanzar longitudes de 3000 o más metros, así como que varias de las zonas pueden estar ausentes en una veta determinada.

Fersman agrupa en una sección vertical las diferentes zonas que aparecen alrededor de los cuerpos intrusivos graníticos en numerosos distritos mineros. (Fig. IV-3). Se puede observar una concordancia entre dicho esquema y las zonas propuestas por Emmons. Nótese también que un sector A O B ha sido aislado.

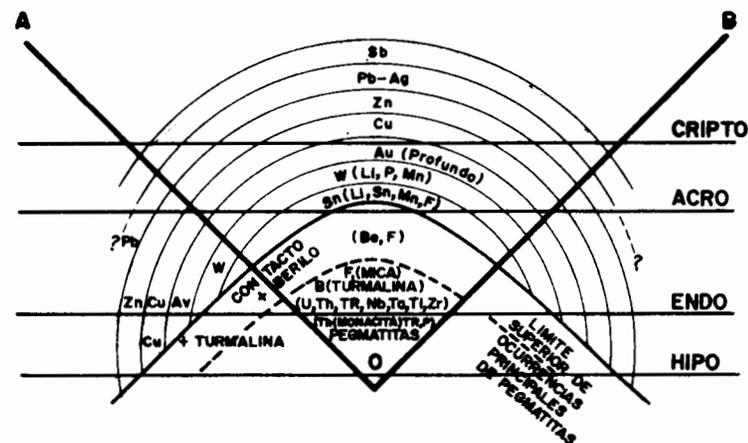


Fig. IV-3.

TABLA IV-1

SISTEMA FILONIANO RECONSTRUIDO DESDE LA SUPERFICIE HASTA LAS CERCANIAS DEL BATOLITO (SEGUN EMMONS Y SIMPLIFICADA)

Z O N A	M I N E R A L O G I A
1.- ESTERIL	Calcedonia, cuarzo, barita, fluorita, con <u>pe</u> queñas cantidades de Hg, Sb y As.
2.- DEL MERCURIO	Cinabrio con calcedonia y marcasita, <u>fluori</u> ta y barita.
3.- DEL ANTIMONIO	Estibnita y otros minerales de Sb, a <u>menudo</u> graduando a profundidad a galena y antimo- niuros. Oro a veces.
4.- DE ORO Y PLATA	Au y Ag en bonanzas. Argentita con mine- rales de Sb y As. Teleruros y seleniuros. Sulfuros de Pb y Zn. Cuarzo, calcita, ro- docrosita, adularia, alunita, etc.
5.- ESTERIL	Representa la parte inferior de muchos de- pósitos de Au y Ag del Terciario. Cuarzo y carbonatos con piritita y cantidades <u>peque-</u> ñas de otros sulfuros.
6.- DE LA PLATA	Argentita, sulfuros complejos de Ag y Sb, estibnita, galena con plata, cuarzo y sideri- ta.
7.- DEL PLOMO	Galena, comúnmente con Ag, blenda, <u>calco</u> pirita, cuarzo y carbonatos.
8.- DEL ZINC	Blenda con algo de galena y calcopirita. Cuarzo.
9.- DEL COBRE	Tetraedrita, a veces argentífera; calcopiri- ta, enargita y tennantita.
10.- DEL COBRE	Calcopirita con piritita y pirrotita. A veces con Au y Ag. Cuarzo, carbonatos y <u>felde</u> spatos alcalinos.
11.- DEL ORO	Oro con cuarzo, piritita y comúnmente con <u>ar</u> senopirita y calcopirita. A veces hay una inversión de las zonas 10 y 11.

TABLA IV-1 (Continuación)

Z O N A	M I N E R A L O G I A
12.- DEL BISMUTO	Bismuto nativo y bismutinita con cuarzo y pirita.
13.- DEL ARSENICO	Arsenopirita con calcopirita, a menudo con minerales de tungsteno.
14.- TUNGSTENO	Minerales de W con cuarzo, piritita, <u>calcopi-</u> rita, pirrotita y arsenopirita.
15.- DEL ESTAÑO	Casiterita con cuarzo, turmalina, topacio y feldespatos.
16.- ESTERIL	Cuarzo, feldespatos, piritita, carbonato y <u>pe</u> queñas cantidades de otros minerales.

En ese sector están representadas todas las zonas, incluyendo la parte apical del batolito, lo cual tiene importancia práctica, pues es necesario distinguir ésta de las partes laterales.

Fersman ha añadido a su esquema los diversos niveles de erosión de un batolito, tal como los estableció Emmons y que se muestra en la Fig. IV-4. El techo del batolito se compone de la roca invadida por éste. El capuchón (hood) es la parte superior del batolito y la que se solidifica más pronto; su espesor es mayor en las cercanías de la superfi-cie de la tierra, porque el enfriamiento es más rápido que a profundi-dad, y varía entre 1.5 y 5 km. En él se localizan los depósitos mine-rales valiosos. Debajo del capuchón se halla el núcleo (core), separa-do por la superficie muerta (dead line), llamada así porque marca el límite de la mineralización de rendimiento económico. Tanto en el capu

chón, como en el techo se encuentran también filones pegmatíticos, neumatolíticos e hidrotermales, que pueden ser igualmente, de gran importancia.

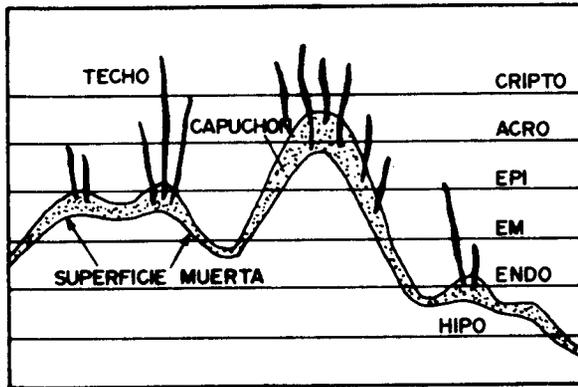


Fig. IV-4.

Emmons supone además seis etapas de erosión progresiva a las que denomina cripto-, acro-, epi-, em-, endo- e hipobatólítica, de la menos a la más profunda, lo cual tiene un gran interés práctico porque la densidad de las mineralizaciones en la superficie depende en gran parte de la profundidad de erosión. Así, volviendo al esquema de Fersman, se observa que hasta el nivel de erosión acrobatólítico se pueden encontrar la mayoría de las zonas, mientras que en el endobatólítico no aparecen las del Sb, Pb y Ag.

Hay que aclarar que todos los esquemas anteriores son ideales y las diferentes zonas no aparecen necesariamente en los alrededores de

los cuerpos intrusivos graníticos. Sin embargo en algunas regiones mineras hay una concordancia notable con ellos, y el ejemplo más clásico es el de los yacimientos de cobre y estaño de Cornualles, Gran Bretaña. b) Un ejemplo de zoneamiento periplutónico normal: Los yacimientos cupro-estanníferos de Cornualles, G.B. (Dines, 1956).

La región de Cornualles se localiza en el extremo sudoeste de Gran Bretaña, (Figs. IV-5 y 6). Desde el punto de vista geológico consiste en sedimentos arcillosos y calcáreos del Silúrico y Devónico, en cuya porción superior están intercalados con espilitas y riolitas. Se trata entonces de sedimentos geosinclinales que fueron plegados a fines del Devónico y comienzos del Carbonífero, durante la fase principal de la Orogénesis Herciniana; a la etapa de plegamiento siguió la intrusión de varios batolitos graníticos que al metamorfizar a la serie geosinclinal dio lugar a micaesquistos y corneanas turmaliníferas con andalucita y cordierita.

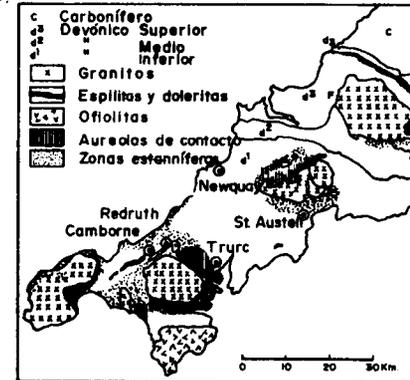


Fig. IV-5

Dines, H.G. (1956)-The metalliferous mining region of South West England, Great Britain. Geol. Surv., Memoir.

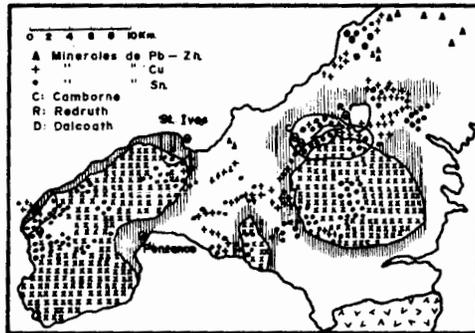


Fig. IV-6.

La mineralización se presenta en varias estructuras, entre las que se pueden distinguir.

- Stockwerks estanníferos con ganga de cuarzo cerca de los bordes del granito.
- Vetillas, a veces entrecruzadas (tin floors) en el granito y los esquistos.
- Vetillas de impregnación difusa (mapels) en los esquistos.
- Filones importantes (lodes) en los granitos y esquistos, que se alejan hasta una distancia de tres kilómetros de los bordes del intrusivo.

En la mineralización se pueden distinguir tres paragénesis características:

- Una paragénesis neumatolítica, estannífera, en los filones importantes de los granitos, compuesta esencialmente de casiterita. Ha

cia los bordes del granito y en los stockwerks, la casiterita se halla asociada a la wolframita, molibdenita y bismutinita, con magnetita y hematita accesorias. La ganga está compuesta de cuarzo, acompañada de fluorita y clorita.

-Una paragénesis catatermal cupro-estannífera que se localiza sobre todo en los filones cuarzóferos dentro de los esquistos y que consiste en pirita, calcopirita, bornita, tetraedrita y estannita, con cantidades accesorias de linneíta, blenda y galena.

-Una paragénesis mesotermal de plomo, zinc y plata en los filones, lejos del contacto con los granitos, compuesta de galena, blenda, argentita, pirargirita y proustita, en una ganga de cuarzo y carbonatos.

En las extremidades de estos filones se observa una paragénesis de tipo epitermal, en la que la barita se asocia al cuarzo, mientras que el sulfuro predominante es la estibnita. Finalmente en algunos casos el filón se halla compuesto sólo de carbonatos y silicatos de manganeso (la rodocrosita y la rodonita).

La figura IV-7 muestra la sucesión de las mineralizaciones en los yacimientos de Cornualles, de acuerdo con Schneiderhohn (1941, p.137)

Schneiderhohn, H. (1941) -Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. G. Fischer, Jena.

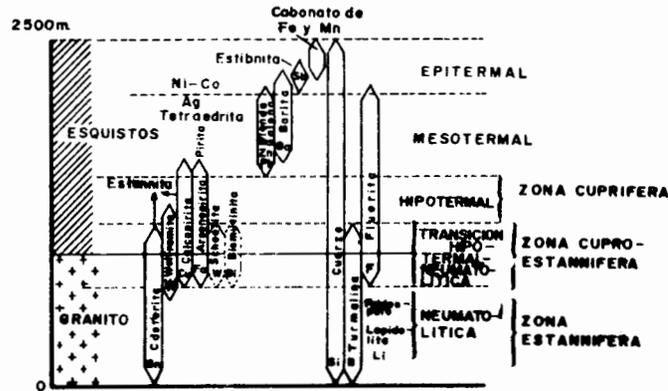


Fig. IV-7.

Como se verá al tratar los yacimientos pirometasomáticos, existe un zoneamiento normal en la región de Concepción del Oro, Zac.

El zoneamiento mineralógico que se observa alrededor de los cuerpos plutónicos de composición variable entre granítica y diorítica se debe, en opinión de varios autores, a variaciones en la temperatura, presión y química de las soluciones mineralizantes al separarse del plutón.

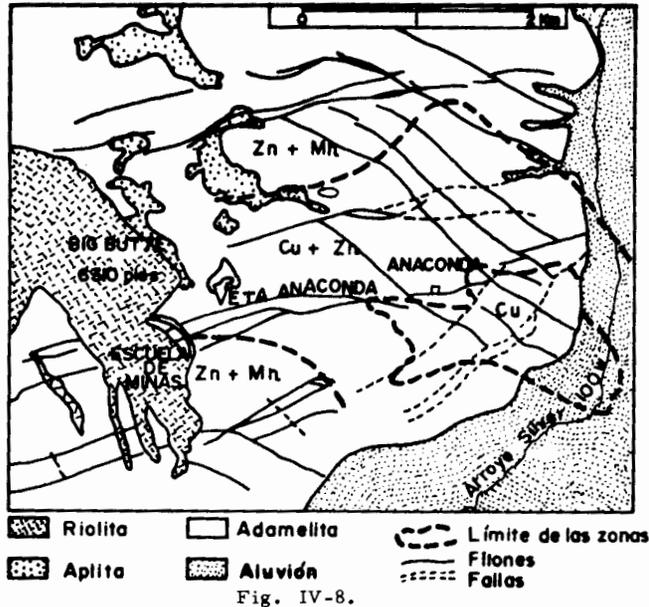
c).- Excepciones al zoneamiento periplutónico normal.

Las numerosas excepciones que sufre el zoneamiento normal han sido explicadas como debidas a varios factores, entre los que destacan: a) el telescopio; b) la existencia de dos o más centros mineralizadores, y c) los movimientos del cuerpo intrusivo en la etapa postmagmática o de mineralización.

El telescopio (telescoping) consiste en la coexistencia, al mismo nivel, de paragénesis de alta y baja temperaturas, siendo ambas hipogénicas. Este término, creado por Spurr en 1923, toma su nombre de que los elementos superior e inferior de un filón aparecen como si estuvieran encajados el uno con el otro, de modo similar a lo que pasaría al cerrar un telescopio. La causa del telescopio ha sido atribuida a flujos muy calientes, de origen magmático somero, que al llegar a las cercanías de la superficie, depositan mineralizaciones catatermales, pero al producirse un enfriamiento rápido y una caída brusca de presión dan lugar en el mismo lugar, a una paragénesis epitermal. El ejemplo más conocido de telescopio es el de los yacimientos de estaño y plata de Bolivia.

Un tipo especial de telescopio es la penetración de mineralización en el granito, de minerales de las zonas más alejadas a él, como es el caso de los yacimientos de cobre, zinc, plomo y plata de Butte, Montana, que se encuentran incluidos como campos filonianos dentro de un macizo de adamelita laramérica. (Fig. IV-8).

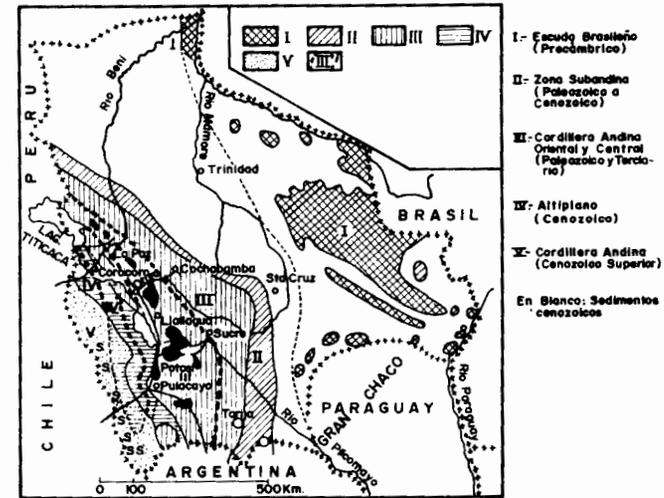
Spurr, J.E. (1923) - The Ore Magmas. Mc. Graw-Hill, Nueva York.



d) Ejemplo de telescopio: Yacimientos de Sn y Ag de Bolivia (Turneaur 1960).

En la porción occidental de Bolivia se localiza una faja volcánica mineralizada, con rumbo que varía de NW-SE a N-S, dentro de una alti planicie rodeada por la Cordillera de los Andes (Fig. IV-9). Esta faja es una de las provincias metalogénicas más importantes del mundo y alcanza una longitud total de alrededor de 1,000 km. Sin embargo, la parte más intensamente mineralizada ocupa un área más restringida, de 250 km., y está comprendida entre Oruro y Potosí. (Fig. IV-9).

Turneaur, F.S. (1960) - "A comparative study of major ore deposits of central Bolivia". Econ. Geol., v.55, Parte I - pp. 217-254; parte II: pp. 574-606.



La mineralización se halla relacionada con cuerpos intrusivos someros, muy alterados, de composición dacítica o delenítica y de textura porfirítica, que fueron emplazados probablemente durante el Terciario Medio en sedimentos paleozoicos.

Tanto en Oruro como en Potosí, la dacita o delenita porfídica constituye estructuras denominadas localmente "stocks", pero que en realidad son cuerpos en forma de embudo que se adelgazan rápidamente a profundidad. (Fig. IV-10).

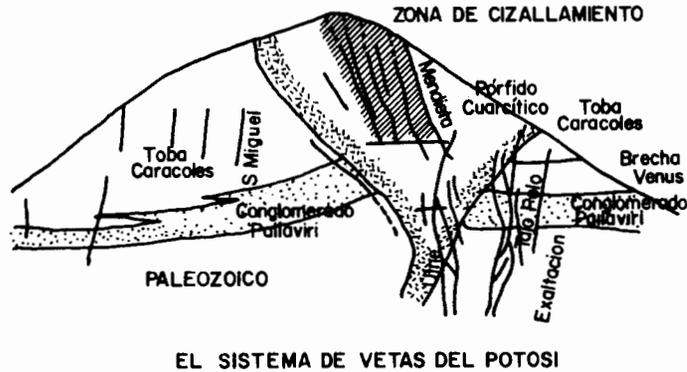


Fig. IV-10.

La mineralización aparece en forma de filones que rellenan zonas de cizallamiento y fallas normales de desplazamiento ligero. Estos filones son más regulares a profundidad que en la superficie, en donde el fracturamiento ha sido más complejo. Las vetas superficiales están concentradas en los cuerpos intrusivos, pero las más profundas aparecen también en las lutitas paleozoicas.

En Potosí se pueden distinguir tres períodos de mineralización: (1o.) Los minerales más antiguos son sobre todo casiterita, pirita, wolframita, bismutinita, arsenopirita, cuarzo y pirrotita; (2o.) después se formaron la estannita, tetraedrita, pirargirita y cantidades menores de calcopirita, andorita ($Pb_4FeSb_6S_{14}$), boulangerita ($Pb_5Sb_4S_{11}$) y galena. Finalmente se emplazaron vetillas de alunita que cortaron las

vetas de sulfuros. Los productos de alteración característicos son: clorita, sericita, cuarzo, caolinita, alunita y turmalina.

En Oruro, la paragénesis es similar. Primero se depositaron cuarzo, pirita, casiterita y un poco de arsenopirita, y después sulfuros y sulfoantimoniuros de Pb, Ag, Sn y Cu. Hay además, una paragénesis secundaria, producida por la oxidación de la mayor parte de estos minerales, que dio lugar sobre todo a plata y estaño.

Los rangos de temperaturas involucradas señalan 400 a 500°C para la primera etapa de mineralización, mientras que para la segunda, 100 a 150°C.

En Potosí, el zoneamiento se caracteriza por una zona central profunda, compuesta de wolframita, bismutinita y casiterita, rodeada por otra de sulfosales de plata y finalmente por una zona de sulfuros y sulfosales de plomo y zinc. En Oruro, el contenido de estaño decrece con la profundidad, más rápidamente que el de plata, de modo que muchas vetas superficiales de Sn y Ag hacia abajo son solamente argentíferas.

La génesis de estos yacimientos parece ser la siguiente: Una faja magmática, diferenciada a profundidad, proporcionó las rocas volcánicas e intrusivas someras del Altiplano Boliviano. Los esfuerzos provocados por esta actividad ígnea dieron lugar a fracturamientos por donde ascendieron los primeros fluidos hidrotermales que alteraron las rocas preexistentes, así como las ígneas, causando una extensa cloritización, sericitización y silicificación. Un fracturamiento posterior permitió la ascensión de fluidos estanníferos de alta temperatura, dan

do lugar a los yacimientos de casiterita. Al descender la temperatura y quizás por una diferenciación posterior en la fuente magmática, las vetas recibieron los fluidos que produjeron los diversos sulfuros y sulfosales.

Este tipo de yacimientos son considerados por Park como ejemplos clásicos de depósitos xenotermiales, por Lindgren como mesotermiales y por Routhier como yacimientos asociados al vulcanismo y subvulcanismo. Lo característico es la deposición a profundidades someras con rangos de temperaturas que varían entre las típicamente hipotermiales a las típicamente epitermales.

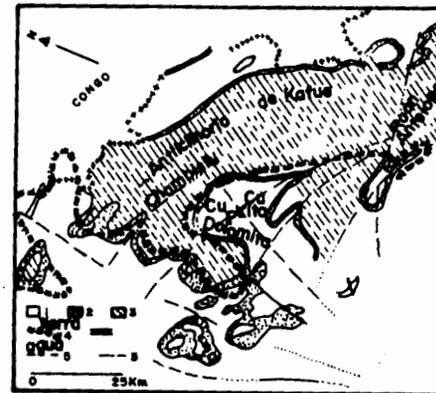
e) Zoneamiento asociado a rocas sedimentarias:

Este zoneamiento se ha localizado en particular en rocas sedimentarias que contienen mineralización de sulfuros, la cual había sido considerada tradicionalmente como de origen hidrotermal, pero que debido a investigaciones recientes de gran detalle sobre la paleogeografía, petrografía y tectónica se ha llegado a la conclusión de que dicha mineralización es consecuencia de los mismos procesos sedimentarios que dieron lugar a las rocas encajonantes.

A continuación se expondrá un ejemplo de zoneamiento sedimentario, tomado de Garlick (en Routhier, pp. 415-418): Los yacimientos de cobre de Zambia (la antigua Rhodesia del Norte).

En Zambia, sobre un basamento granítico del Precámbrico, transgreden depósitos detríticos estratiformes del Roan (Precámbrico Superior), cuya parte inferior contiene la mineralización cuprífera. El análisis

estructural muestra que los estratos mineralizados se depositaron en depresiones separadas por altos topográficos. El estudio litológico y sedimentológico detallado entre las minas Chambishi y Roan Antelope muestra que los sedimentos mineralizados se depositaron durante una transgresión y una regresión en la plataforma continental, muy cerca del paleolitoral, el cual está señalado por una franja de conglomerados y arcosas. A medida que aumenta la distancia lateral con respecto al paleolitoral aparecen lutitas arenosas, seguidos de lutitas con sulfuros de cobre (bornita y calcosina) y después por lutitas con pirita, calcopirita y dolomita, a veces verdaderas dolomías. Este hecho se interpreta como un zoneamiento sedimentario o paleográfico y se muestra en las Figs. IV-11 y 12; obsérvese que el zoneamiento químico (depósito del sulfuro de cobre seguido del sulfuro de hierro) se traduce en un zoneamiento mineralógico (calcosina, bornita, calcopirita y pirita).



1.- Rocas posteriores al Roan inferior - 2.- Roan inferior 3.- Rocas más antiguas que el Roan inferior 4.- Líneas de costa aproximadas durante el Roan inferior, el hachure señala la posición del continente; Cu: zona de lutitas con cobre, seguida de una zona de pirita y otra de dolomita 5.- Ejes de simetrias 6.- Falas

Fig. IV-11.

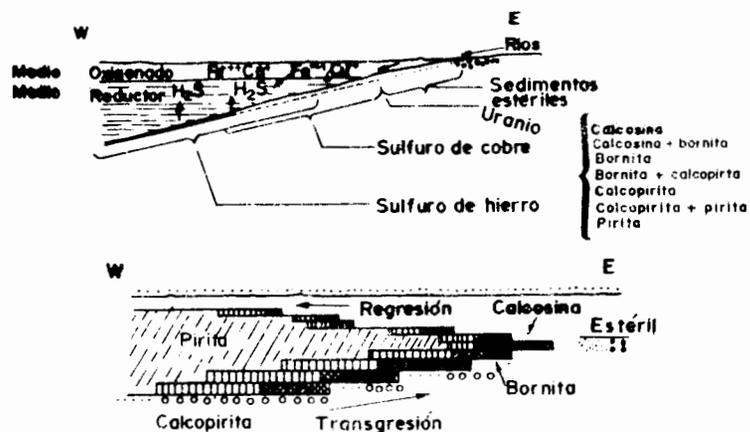


Fig. IV-12.

Los fenómenos que dieron lugar al zoneamiento sedimentario se pueden resumir como sigue:

- Los elementos metálicos (Cu y Fe) venían disueltos en las aguas superficiales.
- La precipitación de estos elementos bajo la forma de sulfuros se debió a la acción del ácido sulfhídrico que se origina en condiciones euxínicas.

El zoneamiento paleogeográfico de los sulfuros tuvo lugar debido a las diferentes afinidades del Cu y Fe por el azufre o de su precipitación selectiva que depende de la concentración de H_2S , la cual será superior a medida que aumenta la profundidad. En estas condiciones los elementos con un carácter más calcófilo precipitarán en primer lugar,

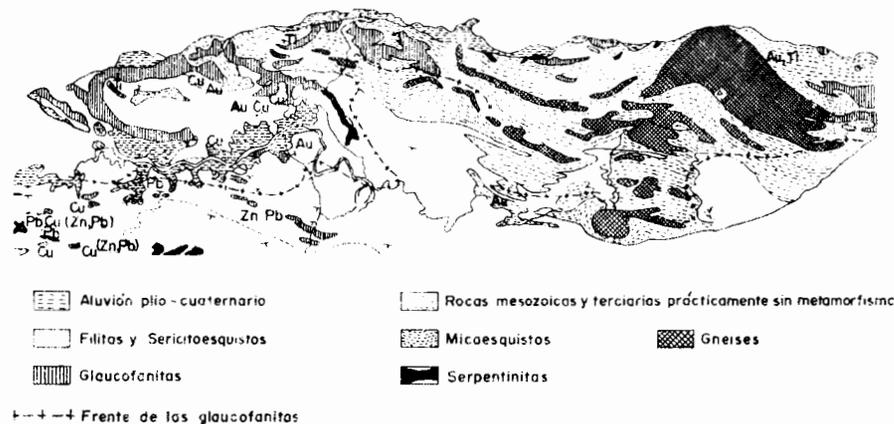
es decir, los sulfuros de cobre se formarán antes que los de hierro.

Obsérvese también en la figura que los movimientos transgresivos hacia el este dan lugar a un zoneamiento vertical, porque a las aguas dulces siguen las aguas estancadas, de modo que de abajo hacia arriba se superponen la bornita, la calcopirita y la pirita. En cambio los movimientos regresivos dan lugar a un zoneamiento vertical inverso.

f) Zoneamiento asociado a rocas metamórficas.

El problema del zoneamiento asociado directamente a procesos metamórficos no ha sido muy estudiado, pues en algunos casos en que se ha observado puede ser debido a una posición estratigráfica original.

Ronthier (pp. 775-779) expone un ejemplo de zoneografía metamórfica estudiado por él y otros autores en la parte norte de Nueva Calédonia (Fig. IV-13), en donde se ha explotado Cu, Zn, Pb y algo de Au.



Zona de mineralizaciones y de metamorfosis en el norte de la nueva Calédonia

Fig. IV-13

La geología general del área consiste en una serie de metamorfismo regional que, yendo del suroeste al noreste, está compuesta de filitas, esquistos de sericita y micaesquistos, con intercalaciones de gneises de albita, es decir, el grado de metamorfismo aumenta en esa dirección. En toda la serie se encuentran, además, numerosas bandas y lentillas de serpentinas y rocas básicas (doleritas, gabros, andesitas y basaltos); estas últimas sufren un metamorfismo gradual en la misma dirección que las filitas y esquistos, transformándose en esquistos de pumpellita, seguidas de esquistos de glaucofana y lawsonita, después por esquistos de glaucofana-epidota-moscovita-granate y a veces anfibolitas de hornblenda y epidota.

La mineralización, que se presenta en lentillas concordantes con la estratificación, se sitúa en las cercanías de las rocas básicas, mas no en su contacto exacto con los esquistos. La repartición de los minerales muestra, además, una aparente concordancia con el zoneamiento metamórfico. Así, el rutilo se encuentra sobre todo en las porciones orientales de mayor metamorfismo, en micaesquistos en las cercanías de las glaucofanitas; el cobre, en micaesquistos y sericito-esquistos en las cercanías de la glaucofanitas y en rocas básicas de menor metamorfismo; finalmente el plomo y zinc se hallan en la zona de filitas y sericito-esquistos, cerca de las rocas básicas con metamorfismo ligero. La repartición del oro, conocido en pocos lugares, no parece significativa.

Los autores sugieren que el rutilo proviene de una expulsión o se

creción de titanio de las rocas básicas durante el metamorfismo; que el Cu, Pb y Zn se pueden deber, sea a una expulsión, o bien a una concentración vulcano-sedimentaria anterior al metamorfismo.

g) Otros tipos de zoneamiento.

Los zoneamientos asociados a procesos hidrotermales y a la alteración meteórica serán estudiados en los capítulos correspondientes.

CAPITULO V

LOS TERMOMETROS GEOLOGICOS

1.- Introducción.

Los termómetros geológicos son todas aquellas sustancias que suministran información sobre la temperatura de su génesis y de los depósitos que las encierran. Su estudio reviste a la vez un interés teórico y práctico. Teórico, porque no se puede entender la formación de un determinado yacimiento y su clasificación si antes no se conoce el rango de temperaturas involucradas, y práctico, porque un depósito de alta temperatura, por ejemplo, tiene más posibilidades de persistir a profundidad que uno que no lo es. Igualmente, es más probable que una solución mineralizadora que se enfrió de manera paulatina de lugar a una mayor extensión vertical de la mena que una que se enfrió rápidamente.

El reconocimiento y establecimiento de los termómetros geológicos se ha realizado por observaciones directas y mediante experimentos de laboratorio. Es necesario aclarar de una vez por todas que si bien la mayoría de ellos se han establecido a partir de hipótesis sin comprobación suficiente, proporcionan un orden de magnitud aproximado sobre la génesis de las sustancias que los contienen.

Los termómetros geológicos obtenidos por observaciones directas son la medición de la temperatura de lavas, fumarolas y manantiales

les, así como en minas y pozos, la distribución constante de ciertas asociaciones mineralógicas, estudios texturales y facies tipomórficas. Aquéllos obtenidos por experimentos en el laboratorio incluyen las síntesis mineralógicas, la determinación de las temperaturas de fusión e inversión de ciertos minerales, la disolución, recristalización, exsolución, inclusiones fluidas, cambios en las propiedades físicas, conductibilidad eléctrica, sustitución iónica, relación isotópica y estudios empleando el análisis térmico diferencial. A continuación se examinará cada uno de ellos.

2.- Medición de las temperaturas de lavas, fumarolas y manantiales calientes.

Las mediciones directas constituyen el método más satisfactorio para determinar la temperatura de un proceso geológico dado, pero desgraciadamente sólo pueden aplicarse en algunos casos, sea insertando un termómetro o un termopar, sea a distancia, con un pirómetro óptico.

La medición directa de las temperaturas de fenómenos relacionados con procesos volcánicos proporciona la temperatura máxima de formación para los minerales contenidos en lavas, fumarolas y manantiales calientes. Las temperaturas de lavas de composición andesítica y basáltica, medidas en numerosos volcanes, oscila por lo general entre 800 y 1200°C, si bien en el Kilauea se han llegado a registrar temperaturas de 600°C. Para las lavas más ricas en sílice y álcalis la evidencia es menos directa, pero de acuerdo con los trabajos de Bowen y otros investigadores del Instituto Carnegie de Washington, las temperaturas

deben ser menores.

Larsen (1929)* señala que partiendo de las temperaturas de las lavas, de los cambios conocidos en las diferentes formas de sílice, de las alteraciones sufridas por las rocas al contacto con el magma y de experimentos realizados con silicatos fundidos, se puede suponer que los magmas se empezaron a formar a temperaturas comprendidas entre 870 y 1250°C y empezaron a cristalizar a profundidad entre 800 y 900°C. Los magmas ricos en sílice, álcalis y volátiles permanecen fluidos a temperaturas más bajas, pero sólo un porcentaje muy pequeño cristaliza debajo de 573°C, que es la transformación del cuarzo beta a cuarzo alfa.

Las temperaturas de los manantiales termales se extienden por debajo del punto de ebullición del agua y de este modo se pueden asignar temperaturas máximas de formación del ópalo, yeso, cinabrio, estibnita y otros minerales observables en yacimientos hidrotermales. Cuando la temperatura excede de la ebullición del agua, ésta sale como vapor; las temperaturas de estas fumarolas alcanzan hasta 560°C en el Vesubio y 645°C en el Valle de los Diez Mil Humos en Alaska, en cuyos conductos se han depositado magnetita y otros minerales. Las fumarolas en lavas pueden alcanzar de 700 a 800°C.

Lindgren (1933, pp. 74-78) enumera varios ejemplos de depósitos de Hg, As, Sb, Au y Ag, que se pueden formar cerca de la superficie

(*) Larsen, E.S. (1929) The temperatures of magmas. American Min., V. 14, pp. 81-94.

por aguas ascendentes calientes relacionadas con fenómenos volcánicos. Inclusive, las aguas tibias y aún frías de circulación meteórica en regiones sin vulcanismos pueden dar lugar a depósitos de óxidos y carbonatos de Fe y Mg, y sulfuros de Cu, Pb y Zn.

3.- Asociaciones mineralógicas.

La distribución constante de ciertas asociaciones de minerales en yacimientos que contienen uno o más termómetros geológicos hace posible considerarlas en términos generales como minerales de temperaturas altas, bajas o intermedias. Uno solo de ellos, por sí mismo, no es suficiente para el diagnóstico, pero una asociación de dos o más minerales puede dar una idea del rango de temperaturas a la que se formó el yacimiento. Así, por ejemplo, se considera de alta temperatura la asociación de topacio, berilo y casiterita, de temperatura intermedia la asociación BPGC (blenda, pirita, galena y calcopirita) y de baja temperatura la de estibnita, cinabrio y realgar.

4.- Estudios texturales.

El estudio de las texturas que presentan ciertos minerales y su comparación con las texturas encontradas en los productos de fundición condujo a Edwards (1954) a la determinación de las temperaturas de formación de esos minerales. Por ejemplo, las texturas coliformes y en forma de huesos de arenque, así como los cristales columnares en el cobre nativo señalan una deposición repetida a baja temperatura a partir de soluciones cuya composición varía ligeramente; a temperaturas más altas, el cobre recristaliza y asume una textura similar a la obtenida

Edwards, A.B. (1954)- Textures of the ore minerals and their significance, Melbourne, Austrian Inst. Min. Metallurgy, p. 1-31.

nida por un recosido del producto de fundición. Asimismo una textura oolítica en la hematita indica condiciones cercanas a la superficie, no formándose a altas temperaturas.

5.- Facies tipomórficas.

Ciertos minerales presentan un determinado hábito cristalino característico de su génesis y que es función de las condiciones de temperatura y presión a la que tuvo lugar ésta. Dichos minerales se denominan "tipomorfos" porque su forma, color y composición varían con el medio geológico en que se encuentran.

Uno de los minerales tipomórficos más conocido es la fluorita la que, según Drugman (1932), a bajas temperaturas presenta un hábito cúbico y colores oscuros, mientras que a temperaturas más altas el hábito es octaédrico y los colores claros.

La casiterita se puede presentar en forma de prismas cortos y gruesos en los intrusivos graníticos o en las cercanías de ellos; en agregados finamente equigranulares aciculares en relación con el vulcanismo, y en forma botroidal en la zona de oxidación.

Varlamoff (1949) estudió la relación existente entre los hábitos cristalinos de la casiterita y las condiciones geológicas de sus yacimientos en la región de Kalima, Zaire (antiguo Congo Belga). En dichos ya

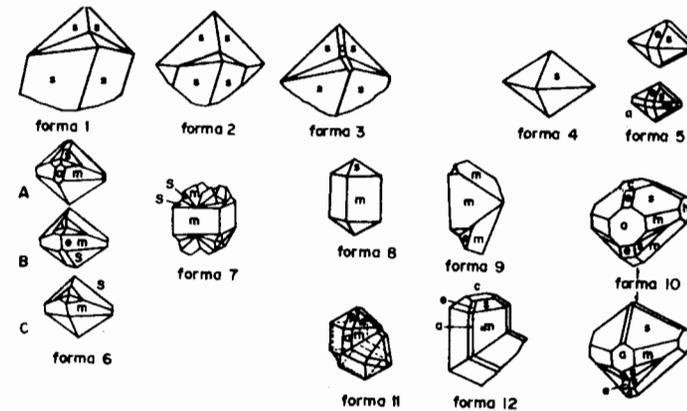
Drugman (1932) - Different habits of fluorite crystals Miner. Magz., V-23, pp. 137-144.
Varlamoff (1949) Relations entre les facies des cristaux de cassitérite de la région de Kalima (Congo Belge) et la géologie de leurs gisements. Ann. Soc. Géol. Belgique, V. 72, pp. 289-316.

cimientos, asociados a intrusivos graníticos, se logró determinar que:

-El hábito cristalino de la casiterita es independiente de las rocas encajonantes.

-El hábito es también independiente del modo de emplazamiento, sea por relleno de cavidades o por reemplazamiento.

-Las facies tipomórficas presentan un zoneamiento con respecto a los bordes del granito. En conjunto, las formas 1 a 5 de la figura V-1 dominan en el interior y en los bordes del granito, mientras que las formas 6 a 12 se encuentran en el exterior; a medida que se aleja del intrusivo, la cara (110) tiende a alargarse.



Habitos de la casiterita, en la región de Kalima (Zaire)
m = (110), s = (111), c = (001), e = (101), y a = (100)

Fig. V-1

-La posición de dichas facies con respecto al contacto varía de acuerdo con la posición y las dimensiones de los intrusivos. Estas variaciones dependen de la temperatura y de la presión de los fluidos

mineralizantes.

6.- Síntesis mineralógicas.

La obtención en el laboratorio de determinados minerales mediante procesos químicos puede dar una idea de las condiciones naturales en que se formaron, si bien sólo una idea porque los minerales raramente son sustancias químicas puras y porque sus condiciones de génesis en la naturaleza dependen en parte de la presencia de elementos volátiles que no aparecen entre sus componentes.

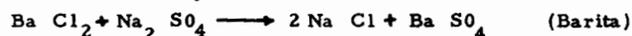
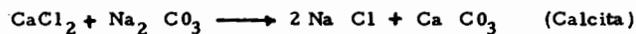
Una de las primeras síntesis mineralógicas fue la de la casiterita, realizada por Daubrée en 1841 a partir del cloruro de estaño, de acuerdo con la siguiente reacción:



De acuerdo con estos experimentos, Daubrée fue capaz de concluir que la casiterita provenía de vapores de alta temperatura que contenían agua, flúor, cloro y boro originados a profundidad. De esta manera pudo definir el tipo de yacimientos que actualmente se denomina "neumatolítico".

Weyl (1955)* describe diferentes métodos que se emplean actualmente en las síntesis de minerales y que se mencionan a continuación:

a) Precipitación de soluciones, como en las siguientes reacciones:



* Weyl, W.A. - (1955) - Synthetic Minerals. Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Vol., parte 1, pp. 282, 299.

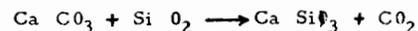


b) Crecimiento de cristales a partir de soluciones, como es el caso de la cristalización del Na Cl al evaporarse el agua.

c) Formación por descenso brusco de la temperatura en sustancias fundidas, dando lugar a cristales de K Cl, Ca F₂, Li F y K Br, entre otros.

d) Proceso Verneuil o de fusión de flama, que consiste en un mechero con un orificio interior a través del cual se introducen a la flama oxígeno y un polvo fino del material a usarse; un orificio exterior más grande que rodea al primero se emplea para introducir hidrógeno a una presión relativamente baja; de este modo se han producido algunas variedades de corindón (rubí y zafiro), espinelas, rutilo y scheelita.

e) Reacciones al estado sólido, que consisten en mezclar los componentes en porcentajes apropiados y calentarlos en un crisol, como en la manufactura de ladrillos de sílice para la cerámica, o como en la fabricación de wollastonita, según la reacción.



f) Reacciones en fase gaseosa, como en la síntesis de la casiterita o de la greenockita, esta última de acuerdo con la reacción.



g) Síntesis hidrotermales, en las cuales el agua aumenta la velocidad de formación de los minerales; se emplea en el caso de minerales que no pueden obtenerse a partir de fundidos, como el berilo y los

granates, así como para la fabricación sintética de grandes cristales de cuarzo.

R. Weil (en Routhier, op. cit.) realizó síntesis de sulfuros a bajas temperaturas (65 a 100°C) y presiones normales. Empleando glicerol en lugar de agua, se hace reaccionar el azufre sobre sulfatos u óxidos metálicos, en tubos sellados, sin bacterias (las que se han involucrado tan a menudo para explicar la génesis de los sulfuros). De este modo se han obtenido sulfuros comunes en los yacimientos minerales, como la blenda, galena, calcopirita, pirita, covelita, calcocita y estibnita, entre otros.

Schouten, C. (1934, 1946) realizó reemplazamientos sintéticos sumergiendo muestras pulidas y fotografiados previamente, en soluciones concentradas en intervalos de tiempos comprendidos entre una hora y cuarenta y ocho horas, a temperaturas inferiores a 100°C. Así la blenda o la galena, sumergidas en soluciones de $CuSO_4$, $Cu(NO_3)_2$, $CuCl_2$ y otros compuestos de cobre, son reemplazadas por calcocita y covelita.

Si bien estos experimentos confirman las suposiciones obtenidas del estudio minerográfico de muestras naturales que presentan los mismos reemplazamientos, en otros casos tales como el reemplazamiento selectivo (por ejemplo calcocita por schalenblenda, Fig. V-2) hacen du

Schouten, C. (1934)-Structures and textures of synthetic replacement in "open space". Econ. Geol., V.29, N. 7, pp. 611-658.
-(1946)-Synthetic replacements as an aid to ore - genetic studies Econ. Geol., V. 66, n. 6, pp. 659-667.

dar sobre el criterio de sucesión obtenido en las texturas zonadas. Sin embargo, se puede concluir que si el reemplazamiento sintético de un material fresco proveniente de un cierto yacimiento presenta estructuras idénticas a las observadas en el mineral original, entonces las texturas naturales provienen también de un reemplazamiento.

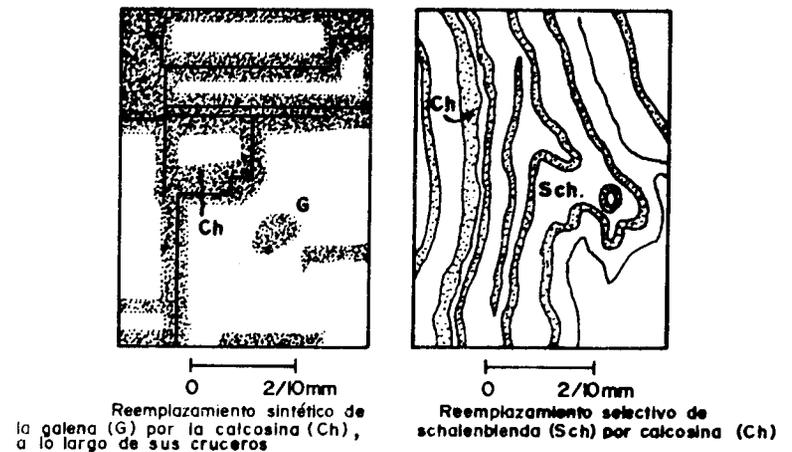


Fig. V-2.

7.- Temperaturas de fusión.

La temperatura de fusión de un mineral, corregida para la presión a la que se supone se formó, señala una temperatura máxima de solidificación. Por lo general este dato guarda escasa relación con la temperatura real de formación del mineral, porque la presencia de otras sustancias hace descender el punto de fusión. Si existe un predominio de agua, el mineral se puede formar a 1,000 ó 1,500°C por debajo de su

temperatura de fusión. Por ejemplo, la forsterita y la cristobalita, que se funden a 1,890 y 1,713°C, respectivamente, en soluciones hidrotermales se pueden obtener a 500°C, la primera y debajo de 200°C, la segunda (Ingerson, 1955).

En consecuencia, el conocimiento de la temperatura de fusión de un mineral por lo general no tiene un gran significado en la interpretación de la temperatura de formación de ese mineral. No obstante, si hay evidencias de que una determinada asociación mineralógica se formó a la misma temperatura, entonces el punto de fusión inferior del grupo da una idea de la temperatura máxima de formación del conjunto.

Por lo general, las temperaturas de fusión de los minerales de rocas con bajo contenido en sílice son mayores que las de los minerales de las rocas con exceso de sílice y las de éstos a su vez son mayores que las de los sulfuros. Por otro lado, los sulfuros simples tienen puntos de fusión más altos que los de las sulfosales (ver Tabla II, pp. 350-352 en Ingerson, op. cit.).

8.- Temperaturas de transformación.

La temperatura de transformación de una sustancia que posee dos o más formas cristalinas, es aquella según la cual una de estas formas cambia a la otra. Si la transformación es irreversible se denomina monotrópica, y si no lo es, enantiotrópica. En este último caso, la temperatura de transformación se denomina "punto de inversión".

Ingerson, E. (1955)- Methods and problems of geologic thermometry Econ. Geol., Fiftieth Anniv. Vol., parte 1, pp. 341-410.

Los ejemplos más conocidos de transformaciones monotrópicas son los de la marcasita o piritita, a alrededor de 450°C y los de la aragonita a calcita, en las cercanías de los 400°C. Sin embargo, estas temperaturas deben considerarse como máximas, pues aún a temperaturas ordinarias, tanto la marcasita como la aragonita se transforman muy lentamente a piritita y calcita, respectivamente. Otro ejemplo de transformación monotrópica es la de anatasa y brookita a rutilo, la primera, cerca de los 400°C; la segunda, cerca de los 800°C.

Los puntos de inversión son muy útiles en termometría geológica pues por lo general se hallan muy por debajo de los puntos de fusión. Sin embargo, es necesario emplearlos con precaución porque se debe estar seguro en la identificación de la forma cristalina presente, si esta forma fue la que cristalizó originalmente y si no es así, cual de ellas fue.

Los puntos de inversión más conocidos son los de la sílice anhídrica, la cual se encuentra en todas partes y tiene cuatro modificaciones cristalinas estables a presión normal (cuarzo- α , cuarzo- β , tridimita y cristobalita).

El cuarzo- α es estable a temperatura y presión normales y su simetría es trigonal trapezoedra; a 573°C se transforma en cuarzo- β , con simetría hexagonal trapezoedra. A temperaturas superiores a 870°C, el cuarzo se transforma en tridimita, mineral con simetría hexagonal, pero con red cristalográfica diferente a la del cuarzo. La tridimita se transforma en cristobalita, mineral isométrico, a 1,470°C. Finalmen

te, a 1,713°C, la cristobalita se transforma en líquido. Hay otra forma cristalina, la coesita, monoclinica y estable sólo bajo condiciones de alta presión. (Fig. V-3).

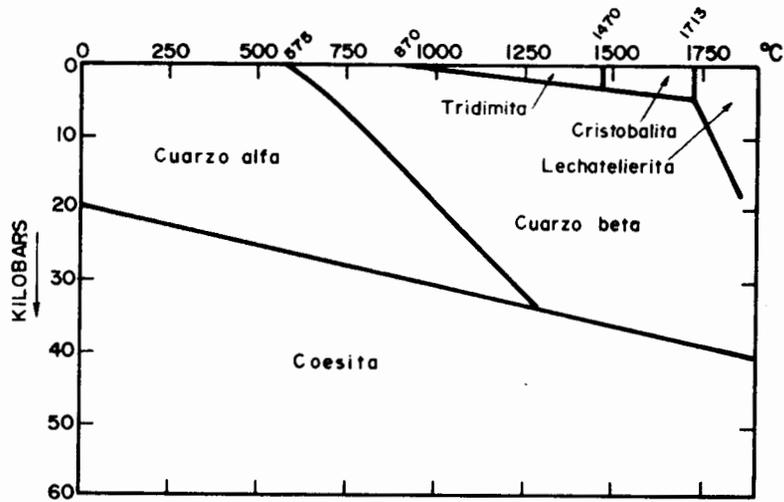


Fig. V-3.

Las inversiones cuarzo - β -tridimita-cristobalita son muy retardadas, de modo que las dos últimas pueden permanecer mucho tiempo a temperaturas ordinarias sin invertirse a cuarzo- α ; lo mismo puede decirse del líquido, el cual al enfriarse bruscamente permanece mu-

cho tiempo como lechatelierita.

Las modificaciones polimórficas de la sílice anhidra son muy importantes como termómetros geológicos, en particular el cuarzo- α y el cuarzo- β , que se forman sólo bajo sus respectivos campos de estabilidad. La lechatelierita se forma siempre por encima de 1,713°C, pero pequeñas cantidades de impurezas pueden bajar su temperatura de fusión de modo considerable. Sin embargo, en lo que respecta a la tridimita y cristobalita, se pueden formar a bajas temperaturas, particularmente durante una cristalización rápida, aunque el cuarzo- α sea la fase estable.

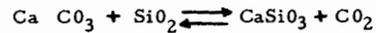
En las pegmatitas y vetas hidrotermales el cuarzo- α se encuentra a menudo como una fase primaria, mientras que en las lavas por lo general el cuarzo- α es pseudomorfo del cuarzo- β y a veces de la tridimita. De aquí se concluye que la cristalización de las primeras tiene lugar a temperaturas inferiores a 573°C, mientras que la de las lavas ácidas acaece entre 573° y 870°C. Por supuesto que estos datos deben ser modificados para condiciones de altas presiones, empleando la ecuación de Clasius-Clapeyron (ver curso de termodinámica).

Otros puntos de inversión empleados en termometría geológica se indican en la tabla III de Ingerson (op. cit., pp. 356-357).

9.- Temperaturas de disociación y descomposición.

Se entiende por disociación la transformación reversible de una sustancia en sus componentes, mientras que la descomposición es una transformación similar pero irreversible. Así, la calcita se disocia

en $\text{CaO} + \text{CO}_2$ a 885°C y una atmósfera. Estos datos se ven afectados también por la presión y, en el caso de la calcita, a 1,025 atmósferas se disocia a $1,339^\circ\text{C}$. En cambio, la temperatura de disociación se ve reducida cuando la sustancia se halla en contacto con otras sustancias; por ejemplo, la calcita y el cuarzo no pueden coexistir a temperaturas mayores de 500°C y una atmósfera de presión, sino que reaccionan de acuerdo con la ecuación:



El equilibrio de la ecuación se realiza hacia la derecha al aumentar la temperatura, y hacia la izquierda al aumentar la presión.

La malaquita y la azurita se descomponen a 200°C y presiones normales. Otras temperaturas de disociación y descomposición se pueden encontrar en la tabla IV de Ingerson (op. cit., pp. 358-359).

10.- Temperaturas de exsolución.

Algunos minerales homogéneos a determinada temperatura, se descomponen en dos o más fases al disminuir ésta, constituyendo lo que se denomina una "solución sólida". Las texturas que presentan, en la que una o más fases aparecen como inclusiones en la otra según determinadas direcciones cristalográficas, se denominan de "exsolución" o "desmezcla" (unmixing). La temperatura o punto de exsolución es aquella a la que se comienzan a separar las fases y en consecuencia constituye el límite inferior de temperatura de formación de una determinada asociación mineralógica.

La temperatura de exsolución es un buen termómetro geológico,

pero es necesario tener en mente que varía con las impurezas o que la textura de exsolución se puede confundir con una de recristalización o de deposición simultánea. Schwartz (1942, p. 363-364) señala diversos criterios para distinguir la exsolución. En la tabla V de Ingerson (op. cit., p. 361) se muestran diferentes temperaturas de exsolución obtenidas en el laboratorio.

11.- Inclusiones fluidas.

En fechas recientes se han estado empleando en forma considerable como termómetros geológicos las inclusiones fluidas en minerales, partiendo de la suposición de que las cavidades rellenas parcialmente lo estuvieron en su totalidad por una sola fase fluida durante la génesis del mineral; si la inclusión consiste en más de un cincuenta por ciento de líquido a la temperatura ambiente, el fluido mineralizante tenía un origen hidrotermal; si en cambio, se compone en más de esa cantidad en gas, el fluido original fue neumatolítico. La temperatura de homogenización, o sea aquella a la que desaparece la fase subordinada, señala el límite inferior de formación del mineral. Al calentarse éste, la inclusión líquida se expande hasta que el líquido ocupa toda la cavidad, o si predomina el gas, éste pierde su fracción líquida. Si se prosigue el calentamiento, la cavidad estalla. La teoría se ve apoyada por el estudio de las inclusiones fluidas en cristales artificiales formados bajo condiciones controladas de temperatura y presión.

Schwartz, G.M. (1942)- Progress in the study of exsolution in ore minerals, Econ. Geol., v. 37, pp. 345-364.

El estudio de las inclusiones fluidas se basa, además, en las siguientes suposiciones:

- Las cavidades se llenaron totalmente por el fluido bajo la temperatura y presión existentes durante la cristalización.
- El cambio de volumen del mineral no es apreciable.
- Los cambios de volumen y concentración del fluido durante el enfriamiento son tales que no afectan el resultado.
- Se deben distinguir al microscopio las inclusiones fluidas primarias de las secundarias.
- No se produjeron filtraciones de la inclusión hacia el mineral o viceversa.

Se emplean dos métodos para estudiar las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas. Si el mineral es transparente, se utiliza una platina térmica en el microscopio, que puede alcanzar temperaturas del orden de 300 a 350°C, y en algunos casos más, en donde la homogenización se puede observar directamente; si las cavidades tienen una forma lo suficientemente regular para que el porcentaje de relleno pueda ser estimado con cierta exactitud, partiendo de consideraciones termodinámicas se puede calcular la temperatura de homogenización sin necesidad de la platina térmica. También es necesario emplear gráficas de corrección de la temperatura de acuerdo con las diferentes presiones.

El otro método, empleado en particular en los minerales opacos, consiste en determinar la temperatura a la que la inclusión, totalmente

ocupada por el fluido, explota. Este método, denominado de "decrepitación", consiste en escuchar la pequeña explosión por medio de un amplificador, y al mismo tiempo registrar en una gráfica la frecuencia de la decrepitación y la curva de temperaturas.

Teóricamente el mineral no se pudo haber formado a temperaturas y presiones superiores a las que produjeron la decrepitación. Sin embargo, varios factores pueden afectar los datos obtenidos, como son:

- Las filtraciones durante el calentamiento, que no son detectadas.
- Las inclusiones secundarias que pueden enmascarar el efecto de las primarias.
- La resistencia y elasticidad de algunos minerales son tales que se pueden calentar a temperaturas mayores de la de homogenización antes de que las inclusiones exploten.

Para ayudar a resolver estos inconvenientes es recomendable efectuar la observación microscópica de la muestra, tanto a la temperatura ambiente como con la platina térmica antes de proceder a la decrepitación.

De acuerdo con Ingerson (op. cit., pp. 398-399) el estudio de las inclusiones fluidas es el método más útil y seguro en termometría geológica hasta temperaturas del orden de 500°C; algunos resultados se muestran en la tabla XI de su trabajo.

12.- Cambios en las propiedades físicas.

Ciertos minerales sufren cambios notables en algunas de sus propiedades físicas con la temperatura; por ejemplo, los halos precroci-

19.11.19
E. A. J. J. J.
J. J. J. J. J.
J. J. J. J. J.

cos de la biotita, usados para determinar edades absolutas de las rocas que los contienen, se destruyen por completo a determinadas temperaturas, que varían según la roca. Así, Bateman menciona 480°C para esa destrucción, pero Poole señala 610°C, si bien los primeros efectos se notan a 420°C, en rocas de Irlanda y Suecia, aunque en Ontario, Canadá, los primeros indicios de destrucción se produjeron a 690°C (Ingerson, op. cit., p. 387).

Otro cambio que pueden sufrir los minerales es la decoloración. Así, Holden (1925) señala que el cuarzo ahumado y la amatista pierden sus colores entre 240 y 260°C, en un tiempo aproximado de 150 horas. Daniels y Saunders (en Ingerson, op. cit., p. 386) mencionan los cambios que sufren diversas variedades de fluorita: la de color verde lo pierde a 250°C, la ahumada a 290°C, la azul pálida a 320°C, y la violeta a 400 C.

13.- Determinación de la conductibilidad eléctrica de los minerales.

Basándose en la suposición de que los cristales más perfectos se forman a altas temperaturas y que las imperfecciones cristalográficas retardan la conductibilidad eléctrica, Smith (1947) concluyó que las propiedades eléctricas de los minerales conductores podrían utilizarse para determinar sus temperaturas de cristalización. De este modo utilizó la pirita como termómetro geológico, midiendo su potencial, termó-

Holden, E.F. (1925)- The cause of color in smoky quartz and amethyst, Amer. Min., v. 10, pp. 203-252.
Smith, F.G. (1947)- The pyrite geothermometer. Econ. Geol., v. 42, pp. 513-523.

eléctrico en relación con un metal y calibrándolo para leer directamente la temperatura de formación de la pirita en grados centígrados.

Este método ha dado resultados contradictorios porque es cuestionable que la perfección o imperfección de los cristales sea función exclusiva de la temperatura; podrían intervenir otros factores como la velocidad de crecimiento de los cristales, la composición de las soluciones, la velocidad a la que la temperatura cambia y la influencia de las impurezas. Sin embargo, es posible que con el avance de las investigaciones en este campo, se resuelvan las discrepancias.

14.- Sustituciones iónicas.

La sustitución de un ion por otro a determinada temperatura es un dato que se empieza a utilizar en geotermometría. Así la blenda formada por procesos en los que intervienen altas temperaturas, tiene un mayor porcentaje de hierro que aquella proveniente de yacimientos de baja temperatura, si bien algunos autores no están muy de acuerdo. La pirrotita hexagonal en equilibrio con la pirita promete ser de utilidad como termómetro geológico; así, la curva de la asociación pirita-pirrotita-vapor, es estable entre 325 y 743°C, siendo esta última cifra la temperatura de fusión de la pirita; no obstante este método es inexacto en presencia de cobre.

15.- Análisis térmico diferencial.

El análisis térmico diferencial es un método empleado especialmente para distinguir los diferentes tipos de arcillas y otras sustancias de grano muy fino existentes en un yacimiento; consiste en registrar las

temperaturas a las que se producen las reacciones exotérmicas o endotérmicas al calentar un mineral a velocidad constante. Mediante este procedimiento es posible determinar la temperatura a la cual un mineral cede su agua de constitución; este dato se puede utilizar como termómetro geológico porque en teoría ninguno de estos minerales es estable a temperaturas superiores a las de la pérdida de su agua de constitución.

16.- Relaciones isotópicas.

La determinación de las relaciones isotópicas se basa en el hecho de que las diferencias en masa entre los isótopos determina las concentraciones relativas de un isótopo sobre otro, dependiendo del proceso geológico implicado. Este método es uno de los más prometedores como termómetro geológico de temperaturas bajas o moderadas y se emplea en isótopos de los elementos ligeros. Los estudios más conocidos en este campo son los de las relaciones O^{18}/O^{16} , C^{12}/C^{13} y S^{32}/S^{34} .

Clayton y Epstein (1961) realizaron mediciones sobre el fraccionamiento isotópico del oxígeno entre la calcita y el agua, así como en los isótopos del oxígeno en minerales coexistentes y demostraron que la relación O^{18}/O^{16} es una función de la temperatura y también que la composición isotópica del oxígeno en fluidos hidrotermales es 6% mayor que la del agua del océano.

Ault y Kulp (1960) señalan que la relación de los isótopos del azu-

Clayton, R.N. y S. Epstein (1961)- The use of oxygen isotopes in high-temperature geological thermometry.- Journ. Geol., v. 69 pp. 447-452.

Ault, W.U. y J.L. Kulp (1960)- Sulphur isotopes and ore deposits Econ. Geol., v. 55, pp. 73-100.

fre S^{32}/S^{34} depende principalmente de la fuente de origen del material que los contiene. Así, el valor promedio de esa relación en la corteza es de 22.13, que es muy cercano al de las rocas ígneas, menor que el de los sulfuros de los meteoritos (22.21) y al de los de origen sedimentario (22.49), si bien este valor promedio está comprendido entre un amplio rango de valores; el valor promedio de la relación S^{32}/S^{34} en la corteza es, en cambio, mayor que el de los sulfatos de yacimientos evaporíticos (21.80) y al del océano (21.76). El valor promedio de los sulfuros de origen hidrotermal es de 22.13, pero varía dentro de un amplio rango (21.5 a 22.5) y depende de la relación entre los sulfatos y sulfuros sedimentarios que han sido fundidos en la corteza. Además, el azufre asociado con plomo normal tiende a poseer un rango restringido en composición isotópica, mientras que aquellas galenas que poseen una cantidad anormal de plomo, por lo general muestran una relación S^{32}/S^{34} muy variable. Los autores concluyen que los isótopos de azufre pueden usarse en algunos casos para determinar si un yacimiento procede o no de una fuente magmática profunda o de una fuente restringida y somera de baja temperatura.

La aplicación de las relaciones isotópicas del oxígeno y del azufre como termómetros geológicos se restringe a aquellos minerales que se formaron bajo condiciones de equilibrios químico e isotópico, condiciones difíciles de probar en el caso de los minerales hidrotermales.

CAPITULO VI

CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS MINERALES

1.- Definición y objetivos.

Una clasificación es el proceso de agrupamiento de conjuntos en clases o tipos que poseen características comunes o análogas; es un método que introduce orden y simplicidad en la complejidad de la Naturaleza.

La clasificación de los yacimientos minerales tiene como objetivos la agrupación de éstos en un número pequeño de tipos que poseen determinados rasgos comunes, para así facilitar su descripción y permitir generalizaciones tendientes a descubrir su origen y orientar la prospección.

Los yacimientos minerales son entidades que presentan grandes variaciones en su forma, tamaño, contenido mineral, valor económico y origen. En consecuencia, es difícil que encajen todos estos factores en casilleros propios y según sea el factor predominante, ese será el tipo de clasificación empleada.

En la sistemática de los yacimientos, han predominado las clasificaciones por forma y sustancia, las genéticas y últimamente las de tipos de yacimientos.

Las clasificaciones por forma y sustancia son las más sencillas, presentando interés para el minero y para el geólogo que calcula las re-

servas minerales de los yacimientos. No obstante, es una clasificación bastante simple y no abarca todos los conocimientos sobre éstos.

Las clasificaciones genéticas estarían más cercanas de la clasificación natural o ideal pero sólo si las teorías que las sustentan son sólidas y esencialmente completas y si los objetos a clasificar se acomodan fácilmente en los casilleros prefabricados con tal fin.

Las clasificaciones por tipos de yacimientos se basan en conjuntos de datos empíricos observables, por ejemplo, las asociaciones mineralógicas presentes en los yacimientos y las relaciones entre éstos y ciertos tipos de rocas, sean ígneas, sedimentarias o metamórficas, así como las analogías que pueden tener con otros yacimientos.

A continuación se procederá a examinar con mayor detalle, cada uno de estos puntos de vista en la sistemática de los yacimientos minerales.

2.- Las clasificaciones por forma y sustancia.

Las primeras clasificaciones de los yacimientos minerales se realizaron tomando en cuenta su forma o la utilidad de las sustancias que contienen. Así, Agrícola dividió los yacimientos mineros de Europa Central, de acuerdo con su forma y posición, en particular su echado. Von Cotta (en Lindgren, op. cit., pp. 203-204) clasificó los yacimientos por su forma de la siguiente manera:

I - Yacimientos Regulares

- A. Capas
- B. Filones

- a) Filones de fisura comunes
- b) Filones estratificados
- c) Filones de contacto
- d) Filones lenticulares

II- Yacimientos Irregulares

C. Stocks (masas irregulares con límites definidos)

- a) Recumbentes
- b) Verticales

D. Impregnaciones (masas irregulares que desaparecen gradualmente en las rocas encajonadas).

Este tipo de clasificación tiene interés para el geólogo que calcula las reservas minerales del yacimiento.

Otra clasificación común, práctica mas no científica, es la utilizada que distingue:

1. Materiales de construcción: caliza, arcilla, arena, asfalto y yeso.
2. Combustibles: carbón: petróleo, gas natural.
3. Abrasivos: corindón, granate.
4. Fertilizantes: sales de potasio, fosfatos.
5. Piedras preciosas: diamante, zircón, ópalo, berilo.
6. Menas metálicas ferrosas: magnetita, hematita.
7. Menas metálicas no ferrosas: minerales de oro, plata, cobre, plomo, zinc.

8. Materiales industriales: grafito, barita, borax, asbesto, azufre, fluorita.

3.- Las clasificaciones Genéticas.

Mediante las clasificaciones genéticas se atribuye a los yacimientos minerales, orígenes similares a los de las rocas, es decir, se distinguen los yacimientos sedimentarios, ígneos y metamórficos. Las más empleadas son las de Lindgren, Niggli y Schneiderhöhn.

a) Clasificación de Lindgren:

La primera exposición formal de su clasificación, la realizó Waldemar Lindgren en 1907 y con ligeras modificaciones efectuadas por él y otros autores se expone a continuación en la Tabla VI-1, tal como aparece en su obra "Mineral Deposits", citada con anterioridad.

TABLA VI-1

CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS MINERALES (Según LINDGREN)

- I. Yacimientos producidos por procesos mecánicos de concentración (temperatura y presión moderadas).
- II. Yacimientos producidos por procesos químicos de concentración (temperatura y presión variables entre amplios límites).
 - A. En cuerpos de aguas superficiales.
 1. Por interacción de soluciones.
 - a) Reacciones inorgánicas Temperatura: 0 a 70°C
 - b) Reacciones orgánicas Presión: Moderada a fuerte.
 - B. En cuerpos de rocas.

1. Por concentración de sustancias contenidas en el cuerpo geológico mismo.

- a) Concentración por desintegración de las rocas e intemperismo residual cerca de la superficie. Temperatura: 0 a 100°C Presión: Moderada
- b) Concentración por aguas subterráneas de circulación más profunda. Temperatura: 0 a 100°C Presión: Moderada
- c) Concentración por metamorfismo dinámico y regional. Temperatura: Hasta 400°C más o menos. Presión: Alta

2. Concentración efectuada por introducción de sustancias extrañas a la roca.

- a) Origen independiente de la actividad ígnea.
 - Por circulación de aguas atmosféricas a profundidades someras o moderadas. Temperatura: Hasta 100°C Presión: Moderada.
- b) Origen dependiente de la erupción de rocas ígneas.
 - Por soluciones ascendentes calientes de origen incierto, pero cargadas de emanaciones ígneas.
 - 1 Deposición y concentración a profundidades someras. Yacimientos epitermales. Temperatura: 50 a 200°C Presión: Moderada.
 - 2 Deposición y concentración a profundidades intermedias. Yacimientos mesotermales. Temperatura: 200 a 300°C Presión: Alta.
 - 3 Deposición y concentración a gran profundidad o

a temperaturas y presiones altas. Yacimientos hipotermales. Presión: Muy alta.

- Por emanaciones ígneas directas.

- 1 A partir de cuerpos intrusivos. Yacimientos de metasomatismo de contacto o pirometasomáticos. Temperatura: Probablemente entre 500 y 800°C Presión: Muy alta
- 2 A partir de cuerpos efusivos. Fumarolas y sublimados. Temperatura: 100 a 600°C Presión: Atmosférica a moderada.

C. En magmas, por procesos de diferenciación.

- a) Yacimientos magmáticos s. st. (de segregación magmáticas) Temperatura: 700 a 1500°C Presión: Muy alta
- b) Pegmatitas Temperatura: Alrededor de 575°C. Presión: Muy alta.

Graton (1933) añadió a esta clasificación dos grupos de yacimientos más: Los leptotermales, entre los yacimientos meso y epitermales, y los teletermales, a menor profundidad que los epitermales, sugiriendo además que la clasificación sería más consistente del punto de vista genético si se invertiese el orden impuesto por Lindgren, es decir, con los yacimientos magmáticos y pegmatíticos primero, y los detríticos al final. Más tarde Buddington, en 1935, agregó los depósitos xenotermales, formados a profundidades someras, pero a altas temperaturas, dentro del grupo hidrotermal.

La clasificación de Lindgren es la más empleada en el Continente Americano, en particular en los Estados Unidos.

b) Clasificación de Schneiderhöhn: (*) (**)

El suizo Paul Niggli y el alemán Hans Schneiderhöhn, desarrollaron sus ideas relativas a la génesis y clasificación de los yacimientos minerales, siguiendo ideas parecidas y dándose los créditos respectivos uno al otro. En su obra clásica, Schneiderhöhn (1941)* ex pone su clasificación en forma definitiva, la cual realizó tomando en cuenta: a)- La naturaleza de los fluidos mineralizadores; b)- Las asociaciones mineralógicas; c)- La distinción entre deposición profunda y somera, y d)- El tipo de deposición, roca encajonante o ganga. En lo que respecta a los yacimientos hidrotermales, distingue los grupos plutónico y volcánico, a los que denomina hipabisal y subvolcánico respectivamente. Además, añade un tercer grupo que constituye los depósitos de exhalación y que comprende los yacimientos de fumarolas y solfataras. Es digna de mención la lista detallada de asociaciones típicas de minerales, tomando en cuenta las clases de mena, roca encajonante y ganga de cada tipo. A continuación, en la Tabla VI-2 se reproduce la clasificación a grandes rasgos de los yacimientos de origen magmático de acuerdo con los autores mencionados.

TABLA VI-2

CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS MINERALES
(Según Schneiderhöhn)

1. YACIMIENTOS INTRUSIVOS Y MAGMATICOS LIQUIDOS (ORTO MAGMATICOS)
2. YACIMIENTOS PEGMATITICOS-NEUMATOLITICOS.

(*) Schneiderhöhn, H. (1941)-Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Gustav. Fischer, Jena.

(**) Niggli, P. (1954) Rocks and mineral deposits (traducido por R. L. Parker) W.H. Freeman, San Francisco.

- A. Yacimientos Pegmatíticos.
- B. Yacimientos Neumatolíticos.
- C. Yacimientos Neumatolíticos de contacto.
3. YACIMIENTOS HIDROTERMALES.
 - A. Asociaciones de Au-Ag
 - B. Asociaciones de cobre y pirita
 - C. Asociaciones de Pb-Zn
 - D. Asociaciones de Ag-Co-Ni-Bi-U
 - E. Asociaciones de Sn-Ag-W-Bi
 - F. Asociaciones de Sb-Hg-As-Se
 - G. Asociaciones oxidadas de Fe-Mn-Mg
 - H. Asociaciones no metálicas.
4. YACIMIENTOS DE EXHALACION.
5. YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS.
 - A. Zona Meteorizada (oxidación y enriquecimiento)
 - B. Placeres
 - C. Residuales
 - D. Bioquímicoinorgánicos
 - E. Sales
 - F. Combustibles
 - G. Depósitos de agua subterránea descendente
6. YACIMIENTOS METAMORFICOS.
 - A. De metamorfismo de contacto térmico
 - B. De metamorfismo regional

C. Metamorfismo de los yacimientos.

Las asociaciones del Grupo 3, se subdividen a su vez en varias categorías, como se ejemplifica para el Grupo 3-B.

GRUPO III

YACIMIENTOS HIDROTERMALES

B. Asociación de cobre y piritita

Serie hipabisal

- a) Masas e impregnaciones de piritita cata a mesotermiales.
- c) Impregnaciones de piritita y calcopiritita en rocas silicatadas (menas de cobre diseminado).
- d) Brechas ígneas impregnadas con menas de cobre.
- e) Filones mesotermiales de cuarzo-calcopiritita.
- f) Filones mesotermiales de calcopiritita y zonas de cizallamiento en rocas básicas metamorfozadas (Asociación de cobre-clorita).
- g) Filones mesotermiales de Cu-As
- i) Yacimientos de reemplazamiento de Cu-As
- j) Yacimientos teletermales de calcocita (tipo Kennecott)
- k) Filones de cobres grises
- l) Yacimientos del Lago Superior con Cu-nativo.

Serie Subvolcánica

- b) Yacimientos meso a epitermales de piritita, incluyendo las menas negras (Schwarzerze).
- h) Asociaciones meso a epitermales
- m) Asociación epitermal de cobre y zeolitas.

n) Asociación epitermal de cobre y epidota.

o) Reemplazamientos teletermales de baja temperatura de calcocita y cobre nativo en areniscas rojas, lutitas y tobas.

4. Clasificación por tipos de yacimiento.

Los objetivos que debe reunir una clasificación, esbozados al iniciar este capítulo, serían satisfechos, en principio, por las clasificaciones genéticas que nos indican los procesos de concentración que generan y al mismo tiempo definen a un yacimiento.

Sin embargo, las clasificaciones genéticas presentan los siguientes inconvenientes:

a) Muy a menudo y para una gran parte de los yacimientos más importantes, la historia geológica de las rocas encajonantes no está bien comprendida, lo mismo que los procesos que generaron a dichos yacimientos.

b) En muchos casos, las relaciones cronológicas entre la formación del yacimiento y las rocas que los contienen están sujetas a grandes discusiones.

c) Un gran número de yacimientos no resulta de una sola fase de concentración, sino que son el producto de una sucesión de fases que acaecieron en diferentes períodos de tiempo más o menos largos.

En consecuencia, las clasificaciones genéticas de los yacimientos lo son en realidad de los fenómenos concentradores y, por tanto, son incompletas.

¿Qué condiciones debería, entonces reunir una clasificación natural de los yacimientos minerales ?

De acuerdo con Routhier (op. cit., p. 2), el estudio de los yacimientos se debería efectuar siguiendo los métodos de la Anatomía Comparada, la cual tiene una relación estrecha con la Fisiología. Dicho en otros términos, los yacimientos minerales poseen lazos "fisiológicos" estrechos con su ambiente geológico, que han condicionado su anatomía y morfología. El método anatómico comparativo es, por tanto, uno de los caminos para remontarse a la fisiología de su formación y de sus transformaciones eventuales.

Para comprender mejor lo anterior, tómese el ejemplo de los yacimientos de tungsteno, bajo la forma de scheelita. Casi todos ellos se encuentran en formaciones carbonatadas, transformadas en rocas silicatadas o tactitas, en contacto o a proximidad de macizos graníticos circunscritos y poco erosionados. En consecuencia, existe un lazo funcional entre la existencia de un yacimiento de scheelita y esos caracteres, puestos en evidencia por numerosos yacimientos similares en el mundo y, al definir el tipo, será necesario tomarlos en cuenta.

No obstante, el asunto se complica en el caso de yacimientos en los que sus características y las del medio geológico en que se encuentran, no presentan relaciones inmediatas.

Y es con este criterio que Blondel (1942, 1951) * inició la confrontación

(*) Blondel, F. (1942) La recherche scientifique des gisements minéraux. Publ. Bur. Etud. Geol. et Min. Colon., No. 18
- (1951) la classification des gisements minéraux. Chron. Mines Colon., No. 179, pp. 126-129.

de numerosas descripciones de yacimientos que respondían a ciertas normas, presentándolos siguiendo un orden determinado, es decir, llenando fichas de yacimientos; y a partir de esas fichas consideró para cada metal, los tipos de yacimientos, como se ejemplifica para los yacimientos de hierro (Tabla VI-3).

Routhier selecciona los siguientes caracteres que definen los tipos de yacimientos:

A) Caracteres propios al yacimiento:

1. Paragénesis y, eventualmente, sucesión.
2. Alteración superficial.
3. Composición química y leyes.
4. Tonelaje y relación entre éste y las leyes.

B) Caracteres propios al medio que rodea al yacimiento:

5. Naturaleza litológica de las rocas encajonantes.
6. Forma del yacimiento en relación con las estructuras de las rocas encajonantes.
7. Rocas plutónicas o volcánicas próximas.
8. Edad del yacimiento e historia geológica de la región.

A estos caracteres se pueden añadir, además:

9. Ejemplos acompañados, hasta donde sea posible, de la edad de los yacimientos.
10. Hipótesis genéticas.

Los caracteres que definen los tipos de yacimiento sirven, además, para encontrar un determinado mineral en una región dada, con

condiciones específicas dadas y, asimismo, para saber bajo qué condiciones geológicas se puede esperar el descubrimiento de un cierto mineral.

En la tabla VI-4 se presenta un ejemplo de tipo de yacimiento, que corresponde al tipo 5 de los yacimientos de hierro de Blondel, siguiendo los caracteres preconizados por Routhier.

TABLA VI-3
DIFERENTES TIPOS DE YACIMIENTOS DE HIERRO
(Según BLONDEL)

TIPO	NATURALEZA DE LA MENA	ESTRUCTURA DEL YACIMIENTO Y MEDIO GEOLOGICO
1. Lago Superior	Cuarcita con hematita y hematita pura.	Interestratificado y lentes en las cuarcitas. Precámbrico.
2. Clinton	Hematita y carbonatos fosfatados oolíticos.	Interestratificado. Paleozoico (sobre todo Silúrico y Devónico).
3. Lahn Dill	Hematita no oolítica, medianamente fosfatada.	Interestratificado, con rocas volcánicas, generalmente Paleozoico.
4. Esferosiderita	Carbonatos con productos carbonatados.	Interestratificado en las cuencas hulleras. Carbonífero.
5. Lorena	Limonita oolítica fosfatada.	Interestratificado. Mesozoico a Cenozoico.
6. Arenas negras	Magnetita.	Estratificado. Reciente
7. Bilbao	Hematita con carbonatos a profundidad.	Cuerpos irregulares pero definidos en los niveles calcáreos.
8. Lisenerz	Carbonatos con limonita en superficie.	Cuerpos irregulares pero definidos en los niveles calcáreos.
9. Siegerland	Carbonatos con limonita en superficie.	Filonos
10. Harz	Hematita.	Filonos
11. Magnitnaya	Magnetita.	Cuerpos irregulares en las
12. Kiruna	Magnetita fosfatada.	cercanías de rocas eruptiva:
13. Taberg	Titanomagnetita.	y calizas. Ganga de Skarns.

14. Laterita	Limonita	Cubrimiento, en regiones tropicales, de rocas básicas.
15. Modificado	Limonita y hematita	Alteraciones superficiales diversas, aparte de las lateritas. Mineral de pantanos (bog iron ore).

TABLA VI-4
TIPO OOLITICO, SUB-TIPO LORENA

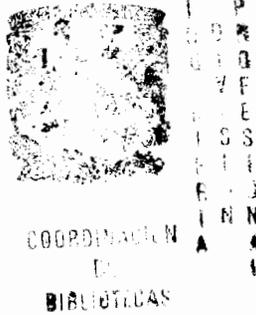
1. Paragénesis y sucesión.- Muy variable, según sean las capas. Hidróxidos: limonita (goethita y estilpnosiderita) sobre todo en los oolitos. Oxidos: hematita y magnetita. Carbonatos: siderita y calcita. Silicatos: antigorita ferrífera, seudocloritas. Los carbonatos y silicatos se hallan de preferencia en el cementante Minerales clásticos (cuarzo, mica, feldespato, turmalina...) Organismos.

No existe una sucesión constante.

2. Alteración superficial.- En general su papel es muy reducido en la formación de estos yacimientos.
3. Composición química y leyes.- Leyes bajas, a menudo inferiores a 40%. En Lorena, entre 28 y 41%. Silfícos y localmente calcáreos. Fosfatados: hasta 1.5% de P.
4. Tonelaje.- A menudo muy grande. De N a S en Lorena se extienden por 100 km. La superficie de las zonas explotables en Lorena es del orden de 1000 km². Ocupan alrededor del 90% de la producción ferrífera de Francia. Producción anual: 50 millones de toneladas. Reservas: 1,800 millones de toneladas de hierro.
5. Naturaleza y litología de las rocas encajonantes.- Arenas, margas, calizas margosas o arenosas, más o menos oolíticas y ferruginosas, arcillas y conglomerados. Estratificación cruzada, cantos

del mineral removidos, oolitos rotos, huellas de oleaje (ripple-marks).

6. Forma del yacimiento.- Capas y lentillas o niveles definidos de la columna estratigráfica. Espesor del orden de 1 metro a varios metros.
7. Rocas plutónicas o volcánicas próximas.- En rocas sedimentarias, sin relación visible con cuerpos ígneos.
8. Edad del yacimiento.- Mesozoico y Cenozoico.
9. Ejemplos y edades:
 - Cleveland (Inglaterra) - Liásico Medio
 - Lorena, Luxemburgo, Bélgica - Aaleniano
 - Northampton (Inglaterra) - Aaleniano.
 - Europa Occidental y Central - Dogger
 - Sajonia (Alemania) - Cretácico Inferior
 - Asúan (Egipto) - Senoniano
 - Ain Babaucha (Argelia) - Eoceno
 - Djebel Ank (Túnez) - Eoceno
 - Kertch (Crimea, U.R.S.S.) - Plioceno
10. Hipótesis genéticas.
 - a) Epigenización de oolitos calcáreos por siderita y hematita.
 - b) Depósito directo y aproximadamente sincrónico de los diversos minerales.



SEGUNDA PARTE

YACIMIENTOS ASOCIADOS DIRECTAMENTE A LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA

CAPITULO VII

GENERALIDADES SOBRE LOS MAGMAS

1. Definición:

El magma se puede definir como un sistema multicomponente compuesto de una fase líquida que contiene todos los elementos en solución, principalmente silicatos (obviamente fundidos); varias fases sólidas en forma de cristales en suspensión, como olivino, piroxenos, plagioclasas, etc., y, bajo ciertas condiciones, puede estar presente también una fase gaseosa, constituida esencialmente de vapor de agua, con CO₂, HCl, HF, SO₂, H₂, BO₃, etc.

2.- Temperaturas involucradas.

Basándose en mediciones directas realizadas a lavas de composición basáltica, basanítica y andesítica se piensa que sus temperaturas varían entre 700 y 1100°C, datos confirmados por estudios experimentales. En lo que respecta a magmas más ricos en sílice y álcalis, las únicas evidencias que se tienen son los experimentos en laboratorio, que arrojan intervalos de menor temperatura, de 600 a 700°C.

3. Viscosidad de los magmas.

La viscosidad de los magmas varía con la temperatura y la composición. Así, los magmas básicos son más calientes y menos viscosos que los ácidos.

4. Origen de los magmas.

Existen varias hipótesis que tratan de explicar la génesis de los magmas. Algunos autores piensan que se forman en depósitos o cámaras de las cuales escapan a los lugares de menor presión, es decir a la superficie. Otros atribuyen los magmas a fusiones locales de rocas preexistentes, pues aunque las temperaturas que prevalecen a grandes profundidades son superiores a los puntos de fusión de las diferentes rocas, la enorme presión que ejercen las formaciones superyacentes impide dicha fusión. Esta se producirá por disminución súbita de la presión por fallas, alabeo o erosión, o bien por desintegración radiactiva o por calor generado durante los procesos tectónicos. De todos modos, la presencia general de rocas ígneas, tanto extrusivas como intrusivas, en zonas de debilidad de la corteza donde se han originado perturbaciones de la misma, indica que los lugares donde se produce una disminución de la presión favorecen la formación y el movimiento del magma.

5. Tipos de magmas.

Originalmente se pensaba que cada tipo de roca ígnea había sido engendrada por un magma inicial de composición química particular, de modo que se contaban más de 150 magmas diferentes. Después se

señaló que sólo existen dos magmas, el basáltico y el granítico, del cual provendrían los demás. Actualmente, la opinión general se inclina por la existencia de un magma basáltico original; de este modo, la gran variedad de rocas ígneas resultarían de dos fenómenos principales: la diferenciación y la asimilación.

6. Diferenciación magmática.

La diferenciación magmática es el conjunto de procesos mediante el cual un magma madre, más o menos homogéneo, se separa en fracciones distintas que llegan a formar rocas de composición diferentes.

Se distinguen dos tipos de diferenciación:

A. La diferenciación magmática sensu stricto, o sea la separación de una o varias fases líquidas a partir del magma madre, antes de la cristalización.

B. La cristalización fraccionada, que es la separación de una o varias fases sólidas a partir del magma inicial.

A. Separación de fases líquidas antes de la cristalización.- Las soluciones se pueden separar de acuerdo con varios procesos que han sido discutidos y criticados por Bowen (1928) * y que son los siguientes:

a) Por miscibilidad limitada.- Al observar el comportamiento de las escorias de fundición de los metales, en particular sulfuros, -- Vogt dedujo que al descender la temperatura, una mezcla homogénea de

* Bowen, N.L. (1928) - The evolution of the Igneous Rocks. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.

sulfuros líquidos se separa en parte en forma de gotitas inmiscibles que se depositan como fracción fundida. En consecuencia, según este proceso, un magma líquido homogéneo, al enfriarse, se separa en dos o más fracciones líquidas homogéneas. Sin embargo, se ha comprobado que los silicatos en fusión son miscibles entre sí en todas proporciones, por lo que la generación de diferentes magmas por este proceso es dudosa.

b) Por gravedad.- En un magma completamente líquido se puede producir un hundimiento de los iones y moléculas de mayor peso, bajo la acción de la gravedad. Sin embargo, Bowen demostró que en los magmas viscosos tal fenómeno se produce con una extrema lentitud, por lo cual no tendría una gran importancia.

c) Por difusión y convección.- Según el principio de Ludwig y Soret, "en una solución en donde todas sus partes se encuentren a la misma temperatura, los elementos disueltos están en equilibrio unos con otros: si el equilibrio se rompe, dichos elementos se desplazan hacia las partes frías en cantidades proporcionales a la diferencia de temperatura". En la naturaleza, las partes frías de una cámara magmática son las paredes de las rocas encajonantes; en consecuencia, la cristalización comenzaría en los bordes, en donde el magma se empobrecería de los constituyentes de los primeros cristales que se forman, produciéndose una diferencia de composición. Esta disminución de concentración hace que se difundan las partículas de los componentes formados primeramente, desde el interior caliente hacia el borde. Los

primeros cristales del borde, esencialmente máficos, continuarán creciendo con las materias que se les sigue suministrando, de modo que se formará una fase de borde o "frente básico", cuya composición difiere de la del magma restante. De esta manera se explicarían los frentes básicos de muchos granitos.

d) Por transferencia gaseosa.- Se sabe que el vapor de agua es capaz de disolver y transportar la sílice y las sales alcalinas. De manera análoga, una corriente gaseosa que atraviese una cámara magmática podría actuar como colector y vehículo de transporte de los constituyentes más volátiles del magma. Este proceso es poco verosímil que se produzca a grandes profundidades, por lo menos hasta que la cristalización, y por tanto la diferenciación, esté muy avanzada. Sin embargo en la proximidad de la superficie, la emisión de gases máficos se puede producir en gran escala y contribuir al proceso de diferenciación.

e) Por transferencia acuosa.- Es un proceso parecido al anterior, mediante el cual, el agua disuelta en un magma tenderían a concentrarse en las zonas de menores presiones y temperaturas, llevando consigo a los elementos alcalinos y algunos metales.

B.- Cristalización fraccionada.- Ciertos minerales de las rocas ígneas se encuentran normalmente asociados debido a que cristalizan casi a la misma temperatura, por ejemplo la ortoclasa con la oligoclasa, el olivino con la labradorita, la hornblenda con la andesina, etc. Por otro lado, algunos minerales raramente o nunca se encuentran jun

tos, como el cuarzo y la anortita, la moscovita y los piroxenos, el olivino y la ortoclasa, etc. Estas relaciones implican cristalización fraccionada, es decir separación de una o varias fases sólidas a partir del magma inicial. La cristalización fraccionada fue propuesta por Bowen en 1928 (op. cit.) y sería el proceso de diferenciación más importante.

Mediante este proceso, en un magma que comienza a cristalizar, las sustancias más insolubles o más pesadas son las que cristalizan primero, y éstos son, en general, los minerales accesorios, tales como la magnetita, ilmenita, cromita, esfena, apatito, circón, rutilo, etc. El olivino, los piroxenos y las plagioclasas cálcicas figuran entre los primeros minerales esenciales que cristalizan, seguidos de la hornblenda, plagioclasas sódico-cálcicas, biotita, feldespatos alcalinos, moscovita y cuarzo. Se observa que con la sustracción de los minerales ferromagnesianos y cálcicos, el magma residual se vuelve cada vez más rico en sílice, álcalis y elementos ligeros.

De acuerdo con Bowen, a medida que se produce la cristalización existe una tendencia a mantener el equilibrio entre las fases líquida y sólida, de modo que al descender la temperatura los primeros cristales reaccionan con el líquido y cambian de composición. La reacción puede ser progresiva, de tal modo que se producen series de reacción continua, como en el caso de las plagioclasas, en donde los términos cálcicos que cristalizaron primero se vuelven cada vez más ricos en sodio al descender la temperatura. Por otro lado, ciertos minerales

ferromagnesianos se transforman en otros minerales de diferentes estructuras cristalinas con el descenso de la temperatura, por ejemplo el olivino en piroxenos y éstos a su vez en anfíboles; tales cambios constituyen las series de reacción discontinua. Estas dos series de reacción principales se muestran en la figura VII-1, original de Bowen y modificada por Barth.

SERIE DISCONTINUA

SERIE CONTINUA

	Anortita	
	Bitownita	
Olivino		
Piroxenos de Mg	Labradorita	
Piroxenos de Fe	Andesina	
Anfíboles	Oligoclasa	
Biotita	Albita	
Cuarzo		Feldespato potásico
	Zeolitas	

Fig. VII - 1

Los primeros minerales de alta temperatura de ambas series cristalizan juntos, por lo general; a esto se debe que los gabros, que contienen plagioclasas cálcicas, incluyen también al olivino y piroxenos magnesianos. Los minerales de baja temperatura también tienden a asociarse, de tal suerte que la biotita, los feldespatos alcalinos y el cuarzo se encuentran juntos, a menudo, en el granito.

Cuando la reacción de los cristales y el líquido llega a ser completa, los minerales de la roca final no son los que se formaron primero, sino precisamente los opuestos. Si la reacción es incompleta de

bido a un enfriamiento rápido o a otras causas, los primeros miembros de las series de reacción pueden persistir como vestigios o "relictos" en la roca final. Esta es la razón por la cual se observan feldespatos zonados o cristales de un mineral ferromagnesiano envuelto por capas de otro.

Una variación de la cristalización fraccionada es la presión filtrante, que tiene lugar cuando un magma ha cristalizado sólo parcialmente y se ve sujeto a presión durante ciertos procesos tectónicos; de este modo el líquido residual es expulsado e inyectado en la misma roca o en las rocas encajonantes, en donde dará lugar a rocas muy diferentes de las que resultarían de la consolidación del magma inicial; si esta expulsión se realiza varias veces en etapas diferentes dará lugar a diferentes tipos de rocas. Mediante este proceso se explica la formación de pegmatitas, diques y vetas.

7. Asimilación magmática.

la asimilación es el proceso mediante el cual el magma se incorpora el material con el que se halla en contacto, sea rocas encajonantes, xenolitos u otro magma de composición diferente. De este modo, el magma primitivo puede sufrir una modificación en su composición original.

Desde el punto de vista físico-químico es posible representar a la asimilación como un proceso complejo de reacciones recíprocas entre el magma y el material incorporado, intercambio que tiene lugar hasta la homogenización completa. Este fenómeno se traduce en la

destrucción de minerales originales y en la formación de nuevos minerales, en equilibrio con las nuevas condiciones requeridas para la evolución del magma, de acuerdo con las series de reacción de Bowen.

De este modo, un magma basáltico puede disolver fácilmente una roca de composición granítica y dar lugar eventualmente a un magma andesítico o dacítico, porque los minerales del granito se localizan en la porción de menor temperatura de la serie de Bowen. En cambio si se tiene el caso contrario, es decir un magma riolítico en contacto con una roca de composición basáltica, el magma no podrá disolver los minerales del basalto por estar supersaturado con respecto a ellos; en su lugar se producirá una reacción compleja mediante la cual las plagioclasas cálcicas y los piroxenos, por ejemplo, se transforman en plagioclasas sódico-cálcicas y hornblenda, minerales que se encuentran en equilibrio con el líquido en un instante dado.

La asimilación será más rápida entre mayor sea el desequilibrio entre el magma y el material incorporado, como en el caso del material granítico disuelto por el magma basáltico; en cambio, un xenolito de arenisca será difícilmente asimilado por un magma riolítico, dada su composición similar.

Por el proceso de asimilación se ha sugerido la génesis de diversas rocas ígneas, tales como las dioritas (reacción de magma granítico con gabros o calizas) y rocas feldespatódicas (asimilación de calizas o dolomías por magmas silíceos).

B. Reomorfismo o movilización.- Se denomina "reomorfismo"

o "movilización" al proceso mediante el cual una roca originalmente sólida se vuelve total o parcialmente fluida, pudiendo inyectarse en las rocas adyacentes, a manera de magma; la sustancia móvil que resulta del reomorfismo se denomina "neomagma".

El reomorfismo, término creado por Backlund en 1937 *, se puede deber a una fusión completa por ultrametamorfismo o anatexis, a una fusión parcial o bien a una introducción de líquidos en las redes cristalinas, con solución del material intersticial.

El reomorfismo es un fenómeno muy importante que se produce cada vez que una masa rocosa se ve sometida a condiciones excepcionales de temperatura y presión, por ejemplo durante los movimientos orogénicos, dando lugar al emplazamiento de granitos por diapirismo, así como paralavas, es decir, rocas sedimentarias fundidas que se comportan como lavas.

9. Etapas sucesivas en la consolidación de los magmas.-

Paul Niggli (1938) * considera a la Litósfera como un complejo polifacético al cual es posible aplicarle la regla de las fases. Para ello construyó varios diagramas que tratan de explicar las etapas sucesivas en la consolidación de los magmas en las rocas ígneas y en los yacimientos metalíferos relacionados con ellas.

Así, en la figura VII-2 se ha representado uno de los diagramas

* Backlund, H. G. (1937) - "Die Umgrenzung der Svecofenniden" Bull: Geol: Inst. Upsala, v. XXVII, p. 219-269.

* Niggli, P. (1938) - La loi des phases en minéralogis et pétrographie. Trad. P. Urbain. Actual. Scient. pp. 611-612.

clásicos de Niggli, que se aplica a la evolución de un sistema binario, compuesto de un elemento refractario (R), que puede ser un silicato y de un elemento volátil (V), que puede ser vapor de agua, sistema constantemente saturado para cada uno de sus constituyentes.

En el caso de una presión externa elevada, que es el de las rocas plutónicas, el diagrama se compone de dos curvas: una de cristalización a la izquierda, y una de tensión del vapor, a la derecha.

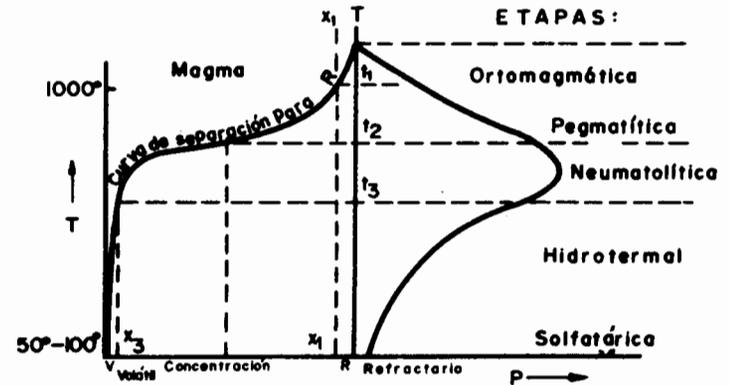


Fig. VII-2

En la curva de cristalización, que representa la separación entre las fases líquida y sólida, las abscisas representan la composición del sistema y las ordenadas la temperatura, en donde T es la temperatura de fusión del refractario. Si se considera una composición original x_1 , este punto de fusión baja a t_1 , R cristaliza y la solución cambia gradualmente de composición siguiendo la curva. Al principio se separa un poco de R, pero al continuar el enfriamiento se van separando cada vez

mayores cantidades. Esto queda representado en la parte plana de la curva en la cual la composición del magma residual se ve muy alterada por un ligero enfriamiento. En los alrededores de t_2 , cuando el fluido original tiene un porcentaje aproximadamente igual de V y R, se señala el fin de la etapa principal de la cristalización y el inicio de la formación de pegmatitas, a partir de un líquido residual muy rico en volátiles y de carácter muy diferente al original; el cambio es gradual y continuo. El fenómeno sufre aceleraciones y disminuciones en la velocidad de cristalización, como se observa en la figura; al enfriarse el sistema, el contenido en volátil en la fase líquida aumenta y la temperatura de solidificación de esta fase disminuye por consiguiente.

En la curva de tensión del vapor, al aumentar la proporción del elemento volátil, éste se disuelve en una cantidad cada vez menor de la fase líquida, lo que provoca un aumento en la presión (del punto b_1 al punto b_2). Sin embargo, a partir del punto b_3 , en donde la presión interna es máxima, el volátil se condensa a su vez y la presión disminuye rápidamente.

A partir de estos diagramas Niggli distingue cinco etapas en la génesis de los yacimientos magnéticos, a saber:

1o.) La etapa ortomagmática, durante la cual cristalizan los silicatos que van a formar la roca principal del macizo plutónico, desde el olivino hasta el cuarzo. Al final de esta etapa la roca plutónica se ha consolidado, quedando en solución los volátiles y la parte más soluble de los refractarios.

2o.) La etapa pegmatítica, en la cual el líquido residual se infiltra en las fracturas de la roca plutónica y de las rocas encajonantes; los volátiles que llevan los refractarios dan lugar a la formación de enormes cristales que constituyen las rocas filonianas denominadas "pegmatitas".

3o.) La etapa neumatolítica, en donde la materia intersticial es gaseosa y al circular a través de los poros de la roca se comportará sobre todo como agente destructor. En su presencia los feldespatos son pseudomorfizados por la turmalina (turmalinización), por las werneritas (escapolitización) o bien por una mezcla de cuarzo y de mica alcalina (greisenización). En la aureola periplutónica se individualizan, además, filones de cuarzo que pueden tener estaño, tungsteno, molibdeno y bismuto.

4o.) La etapa hidrotermal, en la que el vapor de agua se condensa, dando lugar a soluciones líquidas que pueden contener diversos minerales solubles; el enfriamiento produce la precipitación de éstos, originando yacimientos de cobre, oro, plomo, zinc, plata, antimonio, etc. Durante esta etapa, la roca sufre una alteración hidrotermal; caolinización de los feldespatos potásicos, sericitización de las plagioclasas, cloritización de la biotita y hornblenda, uralitización de los piroxenos y serpentización del olivino, así como el fenómeno de propilitización, que da lugar a rocas verdes compuestas de sericita, epidota, clorita, calcita, albita y piritita, que con frecuencia son indicios de una mineralización sulfurada hidrotermal.

5o.) Finalmente, la etapa solfatárica, en la que gases como el SO_3 y el CO_2 se escapan solos.

Niggli consideró también el caso de las rocas volcánicas (presión externa baja), en donde los elementos volátiles se desprenden directamente en la atmósfera y la hidrósfera y sólo se produce la etapa ortomagmática.

CAPITULO VIII

YACIMIENTOS ORTOMAGMATICOS O DE CONCENTRACION MAGMATICA

I. Generalidades

1. Definición.- Los yacimientos de concentración magmática son aquellos provenientes directamente de la cristalización del magma, durante la etapa ortomagmática; en sí mismos son rocas ígneas peculiares cuya composición tiene un valor económico.

2. Modo de formación.- Estos yacimientos se forman por lo general en cuerpos intrusivos, pero a veces se les encuentra en sills y aún en lavas. Pueden constituir toda la masa rocosa o una parte de ella, o bien contener minerales accesorios de importancia económica diseminados en dicha roca.

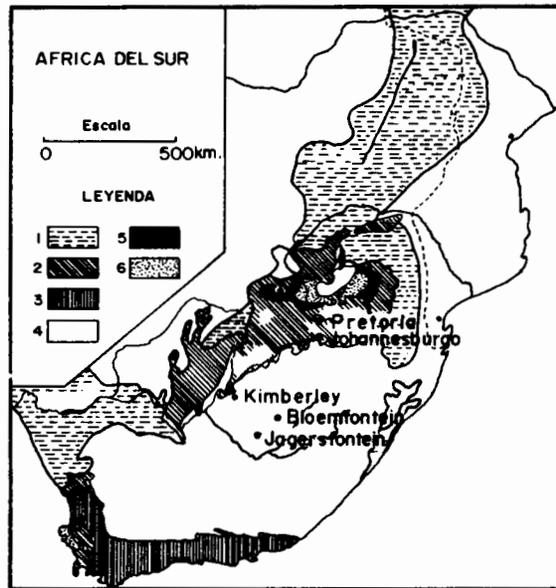
Los minerales de mena son el producto de cristalización temprana o tardía; su concentración se debería a la acción de la gravedad, inmiscibilidad o presión filtrante, y pueden permanecer in situ o ser inyectados en un intrusivo previamente solidificado o en la roca encajonante.

3. Asociación de las menas con los tipos de rocas.- Existen asociaciones definidas entre los minerales formados por concentración magmática y la naturaleza de la roca ígnea. Así con las rocas máficas se pueden encontrar cromita, ilmenita, diamante, platino, níquel

concentración residual y mecánica, pueden resultar yacimientos derivados muy ricos.

2. Ejemplo tipo: Yacimientos diamantíferos de Sudáfrica.

a) Localización. (Fig. VIII-1). Se localizan en tres distritos mineros: Kimberley, Jagerfontein y Bloemfontein (Edo. de Orange) y Pretoria (Edo. de Transvaal).



1.- Granitos y gneises del Precámbrico Inferior. 2.- Series del Precámbrico Superior con metamorfismo ligero o sin él. 3.- Sistema del Cabo. 4.- Sistema de Karroo y rocas más recientes. 5.- Rocas máficas del Complejo del Bushveld. 6.- Granito del Bushveld y otros análogos.

Fig. VIII-1

b) Roca con mineralización. Se trata de una kimberlita, es decir una peridotita (roca constituida esencialmente por olivino) con piroxeno (diópsido), granate (piropo) y mica (flogopita).

c) Rocas encajonantes. La columna estratigráfica que rodea a las brechas se puede resumir de la manera siguiente:

Lutitas del Dwyka Superior	Mesozoico
Sills doleríticos del Sistema Karroo	Carbonífero Sup.
Basaltos y cuarcitas	Sistema
Pórfidos cuarcíferos	Precámbrico, Sup.
Cuarcitas y conglomerados	Ventersdorp
Granito, esquistos, anfibolitas	Basamento
	Precámbrico, Inf.

d) Estructura: Chimeneas que se presentan como masas más o menos verticales cuyo diámetro varía entre 25 y 850 m y que alcanzan profundidades superiores a los 1000 m. A veces existen uniones entre dos o más chimeneas. (Fig. VIII-2).

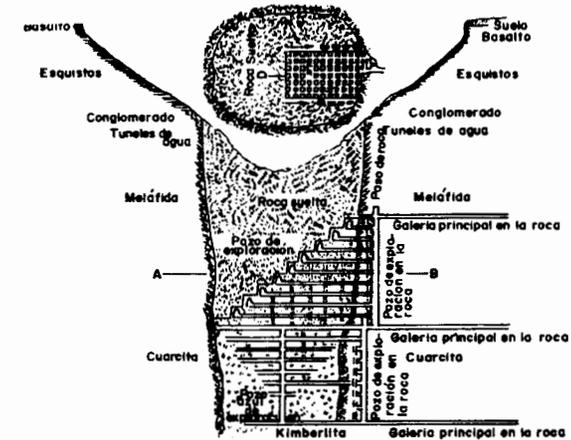


Fig. VIII-2

y cobalto; con las rocas ígneas calcoalcalinas o de composición intermedia, magnetita, hematita e ilmenita; con las rocas silíceas, magnetita, hematita, zircón, monacita, casiterita, granate y wolframita; finalmente, con las rocas alcalinas y carbonatitas, apatito, tierras raras y corindón entre otros. Estas tendencias son una evidencia del origen magmático de dichas mineralizaciones.

4. Texturas.- Son esencialmente las mismas de las rocas ígneas. Así la cromita en las peridotitas tiene características texturales semejantes que el resto de la roca y los granos de magnetita en una diorita de grano fino son más pequeños que los de una de grano grueso. Por otro lado, muchos minerales accesorios, como el zircón y la monacita forman cristales euedrales, sugiriendo que se originan por cristalización temprana durante la diferenciación, si bien esa textura podría deberse a que poseen mayor fuerza de cristalización que los minerales que los rodean y en ese caso habrían cristalizado posteriormente que éstos.

5. Alteraciones deutéricas.- Los minerales formados en las primeras etapas de la diferenciación magmática pueden no estar en equilibrio con el magma durante las etapas posteriores y sufren corrosión y otras alteraciones en sus bordes que señalan una actividad deutérica, o sea la que tiene lugar antes de la consolidación final de la masa ígnea. Tales efectos pueden oscurecer las texturas originales, dificultando su distinción con los yacimientos hidrotermales. De este modo existen numerosas discusiones acerca de si algún determinado

yacimiento fue producido por concentración magmática o por procesos hidrotermales. Lo más probable es que ambos procesos gradúen uno al otro.

6. Clasificación.- Clásicamente se distinguen tres tipos de yacimientos de concentración magmática.

a) De disseminación o inclusión, originados por simple cristalización, sin concentración.

b) De segregación, formados por diferenciación y acumulación de la cristalización, y

c) De inyección, provenientes de la diferenciación con inyección de las materias concentradas en otras partes del macizo ígneo o de las rocas encajonantes.

II. Yacimientos de inclusión o disseminación.

1. Características generales.

a) Los minerales útiles se presentan como elementos accesorios normales de las rocas que los contienen y serían: óxidos (casiterita, magnetita, hematita), sulfuros (pentlandita), gemas (diamante, topacio, berilo) y elementos nativos como el platino y los metales del platino (Os, Ir, Pd).

b) En todos los casos, las leyes de estos yacimientos son muy bajas.

c) Por lo general, no presentan un interés económico directo, a excepción de los de diamante y corindón. Sin embargo, si un segundo fenómeno de concentración metalogénica se superpone, como la

2o. El vulcanismo explosivo señala que los yacimientos diamantíferos se emplazaron a profundidades relativamente someras.

3o. Naturaleza de la mineralización. Se han postulado tres hipótesis para explicar el origen del diamante:

- Cristalización in situ del diamante, después del emplazamiento de la kimberlita. Esta hipótesis ha sido eliminada al haberse encontrado a diferentes niveles de la Mina de Beers, cerca de Pretoria, dos fragmentos de un cristal de diamante en forma de cilindro que al juntarlos encajaron exactamente. La conclusión lógica fue que el diamante había cristalizado antes del emplazamiento de la kimberlita.

- Los diamantes se encontraban en las eclogitas del basamento, las que se fundieron al contacto con la kimberlita ascendente que arrastró los diamantes liberados.

- Cristalización en la cámara magmática y ascensión de los diamantes en el magma kimberlítico hasta su actual emplazamiento.

i) Leyes.- La ley media de estos yacimientos es de menos de un quilate (0.2 gramo) por tonelada. Esto trae aparejados problemas de extracción y concentración.

j) Localización del diamante.- La presencia de kimberlita parece necesaria para la existencia de diamantes in situ. Tal condición no es suficiente, porque la mayor parte de estas rocas en otras partes del mundo no son diamantíferas.

k) Minerales que por lo general acompañan al diamante.

Estos son:

Piropo, ilmenita, diópsido cromífero y moisanita (Csi).

III. Yacimientos de Segregación.

1. Definición: Segregación significa, en Metalurgia, separación de una fase sólida a partir de una fase líquida fundida. Para Bateman, los yacimientos de segregación son concentraciones de constituyentes valiosos del magma producidas como resultado de la diferenciación por cristalización gravitativa o fraccionada, distinguiendo tres tipos de segregaciones:

a) Segregación primaria, es decir, la diferenciación y acumulación de la cristalización. Ejemplo: los yacimientos de cromita de Bushveld, Sudáfrica.

b) Segregación de líquido residual, en la que se produce la diferenciación y se acumula el líquido residual, que da lugar a yacimientos como los de titanomagnetita y platino de Bushveld.

c) Segregación de líquido inmiscible, en la que ha habido separación y acumulación de sulfuros líquidos, originalmente solubles en magmas básicos, pero que se separan como fracciones inmiscibles con el enfriamiento y pueden alterar a los silicatos ya cristalizados. Ejemplo: yacimientos de sulfuros de níquel y cobre de Insizwa, Sudáfrica.

Los yacimientos de segregación son denominados también "magmáticos líquidos" por algunos autores europeos como Schneiderhöhn y Niggli. Para Routhier, segregación significa simplemente una sepa

Estos cuerpos consisten de un material brechoide cementado por kimberlita de tendencia microlítica.

e) Cementante: Se presenta en dos facies: (a) Kimberlita porfídica, con facies basálticas, y (b) Kimberlita con tendencia lamprofídica, en la que la flogopita es muy abundante.

Ambas facies contienen, como minerales accesorios,
Apatito cromita ilmenita zircón distena
perovskita magnetita espinela corindón anfíboles
grafito y naturalmente, diamante.

Las kimberlitas pueden ser frescas o estar alteradas a serpentina (iddingsita), apofilita y cloritas.

f) Elementos de la brecha: La brecha es volcánica por su yacimiento y poligénica por su naturaleza misma. El origen de algunos de sus elementos es conocido y el de otros, desconocido.

1o.- De origen conocido: Bloques idénticos a las rocas que rodean a las chimeneas (lutitas del Mesozoico, "sills" doleríticos del Paleozoico, basaltos, riolitas, cuarcitas y conglomerados del Precámbrico Superior, granitos, esquistos y anfibolitas del Precámbrico Inferior).

Estos bloques proporcionan informaciones contradictorias sobre su movimiento en las chimeneas. Así, ciertos bloques arcillosos fosilíferos del Mesozoico se encontraron a 750 m por debajo de su posición original, mientras que otros provenientes del basamento del Precámbrico Inferior se hallaron hasta 825 m por encima del nivel de

la discordancia de base del Sistema Ventersdorp; en particular, un enorme bloque de granito de 1,500 m de dimensión máxima, fue encontrado a más de 75 m de su emplazamiento primitivo. Según Williams (1932), la primera fase fue una explosión de gases tras la cual las masas y fragmentos volvieron a caer en la cavidad; luego se produjo un lento levantamiento de magma kimberlítico que hizo flotar los bloques procedentes de las profundidades y englobó lentamente los fragmentos caídos, pero sin tener la temperatura suficiente para afectar la composición de los mismos.

2o.- De origen desconocido: (A) Nódulos de kimberlita pegmatítica y (B) bloques o enclaves de eclogita, que pueden provenir de la diferenciación in situ de la kimberlita, o bien del basamento metamórfico, según los autores.

g) Localización del diamante:

1o. En la kimberlita

2o. En los bloques o enclaves de eclogita

h) Hipótesis genéticas. Se pueden considerar los aspectos siguientes:

1o. Origen de las chimeneas. El estudio de los bloques poligénicos de las brechas que rellenan las chimeneas son señales de un vulcanismo explosivo que posiblemente tuvo lugar durante el Cretácico Superior.

Williams, A.F. (1932) Genesis of the Diamond, 2 vols. E. Benn. Ltd., Londres

Precámbrico Serie de Rooiberg
 (Sistema de Serie de Pretoria
 Transvaal) Serie de dolomítica

Basamento cristalino

c) Litología y estructura: (Fig. VIII-4).

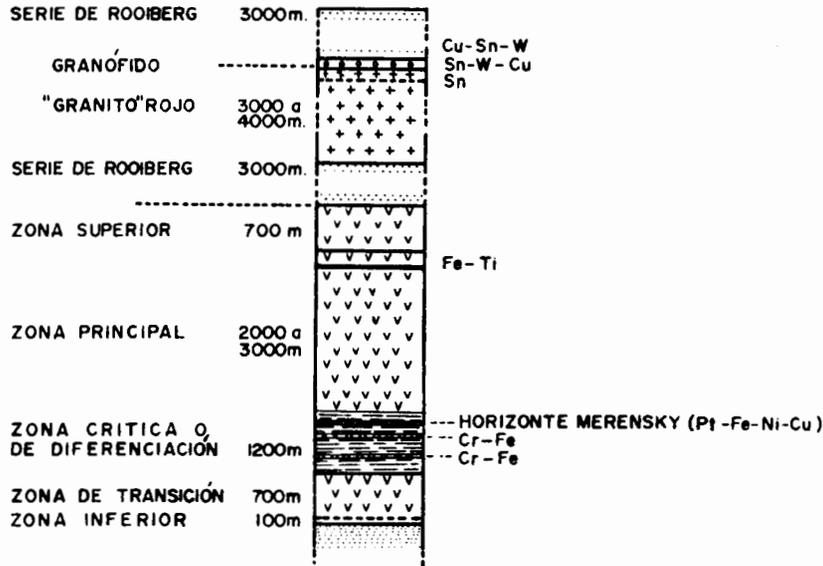


Fig. VIII-4

Se trata de un lopolito de rocas básicas principalmente noritas, acompañadas de anortositas y gabros, con rocas ultrabásicas (broncitas, dunitas, cromititas y serpentinitas). Hacia su parte superior se halla un "granito rojo" de tendencia granofídica. Este cuerpo se halla intercalado entre formaciones precámbricas, que constituyen el Sistema de Transvaal y formaciones paleozoicas del Sistema Karroo.

d) Espesor del complejo. Tal como se muestra en la Fig.

VIII-4, el complejo tiene un espesor de 12 km, repartidos en 4,500 a 5,500 m de noritas, 3,000 a 4,000 m de granito rojo y 3,000 m de la Serie de Rooiberg, serie vulcano-sedimentaria intercalada entre las porciones norfíticas y granfítica.

e) Petrografía y Mineralización. Los petrógrafos sudafricanos distinguen cinco zonas dentro de la norita que denominan, de arriba hacia abajo.

Zona Superior (700 m)	Dioritas y sienitas en la cima, Norita masiva de grano fino.
Zona Principal (2000 a 3000 m)	Norita de broncita, masiva, con uno o varios horizontes de titanomagnetita.
Zona Crítica o de Diferenciación (1000 m)	Alternancia en forma de capas de noritas, piroxenitas, peridotitas y anortositas, con numerosas capas de cromita y un horizonte de sulfuros de platino (Horizonte Merensky) (Fig. VIII-5).
Zona de Transición (700 m)	Norita de broncita, muy básica, con horizontes estratiformes de piroxenitas (broncitas).
Zona Inferior	Norita de augita, masiva, de grano fino

ración, más o menos temprana, de ciertos minerales, como metales nativos, óxidos y sulfuros, del medio silicatado original (magma), en un sentido puramente descriptivo (separación) sin implicar consideraciones genéticas, como el papel desempeñado por la gravedad y otros mecanismos.

2. Caracteres generales.- Independientemente de todas las consideraciones anteriores, los caracteres generales que presentan estos yacimientos se pueden resumir de modo siguiente:

a) La diferenciación magmática ha avanzado de tal modo que ha dado lugar a la concentración de minerales accesorios pero normales de las rocas ígneas (y eventualmente metamórficas) en masas casi puras en el seno de esas rocas.

b) Los principales minerales susceptibles de concentración por segregación son:

<u>OXIDOS</u>	<u>SULFUROS</u>	<u>METALES NATIVOS</u>
Magnetita	Pirita	Platino
Ilmenita	Pirrotita	Osmio
Cromita	Pentlandita	Iridio
Espinelas	Calcopirita	Paladio
	Niquelita	
	Arsenopirita	

c) A menudo, los óxidos no están junto a los sulfuros, pues tienden a concentrarse dentro de las rocas que los contienen, mientras que los sulfuros se concentran en la periferia, lo que muchas veces ha-

ce muy difícil explicar si estos últimos son de segregación o inyección.

3. Ejemplo tipo: Los yacimientos de Cr - Fe - Ti - Pt del Complejo de Bushveld, Sudáfrica.

a) Localización.- El Bushveld es una estructura lopolítica de grandes dimensiones (450 km de afloramiento) que se localiza al norte de Pretoria, capital de la Unión Sudafricana (Figs. VIII-1 y 3).

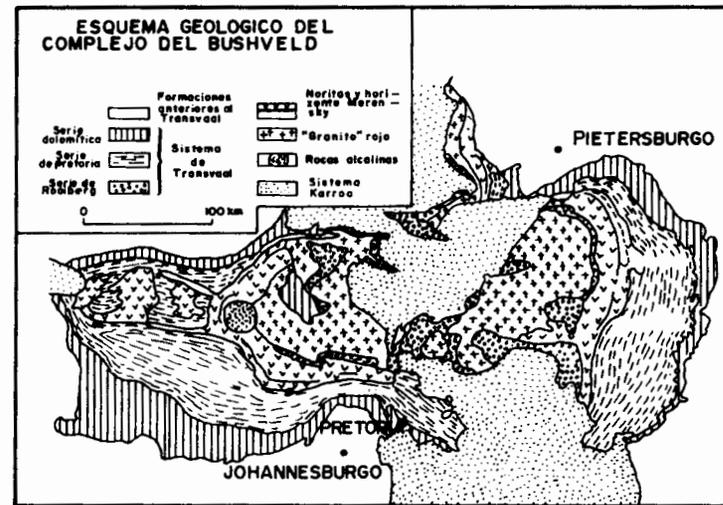


Fig. VIII-3

b) Estratigrafía regional: (Fig. VIII-3).-- De modo simplificado se puede distinguir la siguiente columna estratigráfica:

Carbonífero	Sistema Waterberg	Karoo
	Sistema del Cabo	
	Rocas alcalinas	
	Granito rojo	
	Norita	

co al complejo Bushveld, pues encontró un pasaje lateral entre las areniscas de la Serie Pretoria y las noritas. La noritización se efectuaría por reemplazamiento lateral de estas rocas. Ciertas capas de magnetita pudieron seguirse desde el complejo hasta los estratos calcáreos que serían sus homólogos sedimentarios, suponiéndose que soluciones ricas en Fe y Cr fueran introducidas en éstos, es decir, las formaciones calcáreas desempeñaron el papel colector de los elementos metalíferos móviles durante la noritización.

En lo que respecta al granito granofídico superior, hacia su cima presenta muchas analogías con lavas riolíticas por lo que se supone que sea el resultado de un vulcanismo particular.

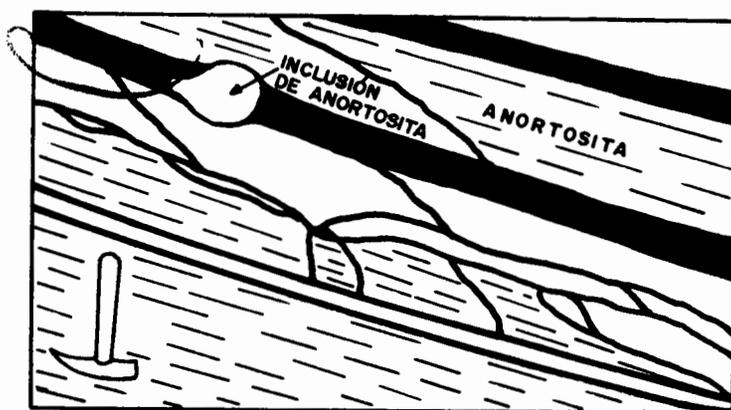


Fig. VIII-6

IV. Yacimientos de inyección.

1. Definición: En este tipo de yacimientos, que en realidad son una variante de los de segregación, y muchas veces es difícil decidir si

una concentración dada pertenece a uno u otro tipo, los productos de la diferenciación por cristalización gravitativa no permanece in situ sino que son inyectados a otras partes del cuerpo ígneo o de las rocas circundantes. Por analogía con los yacimientos de segregación, Bateman distingue:

a) Inyección primaria, en la que el producto de la diferenciación ha experimentado un cambio de posición antes de la consolidación de la roca. El ejemplo probable son los yacimientos de magnetita fosfatada de Kiruna, Suecia.

b) Inyección de líquido residual, en la que éste migra hacia lugares diferentes de los que le dieron origen. A este tipo también pueden pertenecer los de Kiruna y los de magnetita de Adirondack, Edo. de Nueva York, E. U. A.

c) Inyección de líquidos inmiscibles, en la que éstos se separan, acumulan e inyectan, como una parte de los yacimientos de sulfuros de cobre y níquel de Sudbury, Canadá, y los de sulfuros de platino del Bushveld.

2. Caracteres generales. Son los mismos de los yacimientos de segregación.

3. Ejemplo tipo: Yacimientos de magnetita y fluorapatito de Kiruna, Suecia.

a) Localización. El yacimiento de Kirunavaara, cerca de la ciudad de Kiruna, se localiza en la Laponia sueca, sobre la línea del ferrocarril que va de Lulea, puerto sueco del Golfo de Botnia, a Narvik,

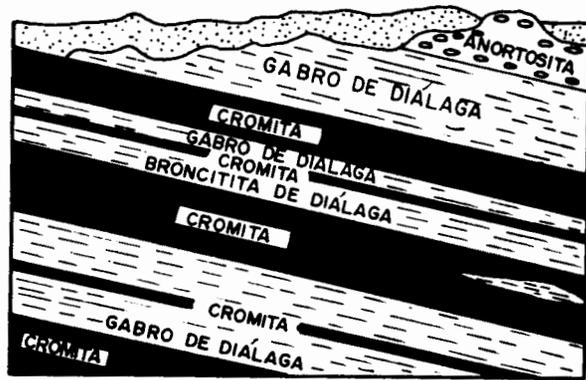


Fig. VIII-5

Pero las concentraciones metalíferas no se limitan a la porción norítica. La parte superior del granito rojo contiene zonas de pegmatitas miarolíticas con yacimientos de estaño (casiterita), que han sido explotados. Todavía más arriba, en la porción granofídica, al estaño se asocian el tungsteno (scheelita) y un poco de cobre (calcopirita). Finalmente en la parte superior del lopolito predomina el cobre sobre W y Sn, mostrando en consecuencia un ejemplo más de zonamiento normal asociado a rocas graníticas.

f) Leyes. La distribución de las leyes de Pt y metales platiníferos asociados en el Horizonte Merensky (520 km de afloramiento y unos cuantos centímetros a 9 m de espesor, siendo el promedio de 0.80 a 1.50 m), es muy irregular pero varía entre 10 y 20 g/ton., por lo general.

Los yacimientos de cromo tienen una ley media de 43% de

Cr_2O_3 , pero el tonelaje es muy grande. (Longitud de las capas de hasta 50 km y potencias de algunos centímetros hasta 4 m).

g) Hipótesis genéticas. La inmensa mayoría de los autores atribuyen la pseudoestratificación a una diferenciación de la cual se pueden discutir sus mecanismos. El origen intrusivo del complejo se apoya en:

- 1o. La existencia de facies de grano fino hacia los límites inferior y superior del complejo.
- 2o. Presencia de metamorfismo de contacto en las rocas de la Serie de Pretoria.
- 3o. Posición inferior de las rocas más básicas dentro de la porción norítica y de las menos básicas e inclusive dioritas y sienitas hacia su parte superior.

El paralelismo general de las capas es un argumento de una segregación magmática precoz. Sin embargo, Bateman muestra una fotografía de vetillas de cromita discordantes que sugieren que al menos una parte de la cromita cristalizó tardíamente (Fig. VIII-6).

La secuencia de acontecimientos sería:

- 1o. Fase volcánica que produjo las brechas y tobas intercaladas en la Serie de Rooiberg.
- 2o. Intrusión de las noritas, bajo el Rooiberg.
- 3o. Intrusión del granito, en algunos casos entre las noritas y el Rooiberg, y en otros en el Rooiberg mismo.

Sin embargo, Val Biljon (1949) propuso un origen metasomático

El piso de la formación mineralizada es una microsienita de textura fluidal y su contacto con aquélla es una red de vetillas de mineral que aislan zonas de microsienita, y se le llama "brecha". El recho lo constituye un microgranito con texturas poikilítica y esferulítica, considerada esta última como el resultado de la devitrificación de una antigua riolita. En ocasiones, su contacto con el mineral es brechoide.

El resto de las rocas son metamórficas y eventualmente eruptivas, y su edad es precámbrica.

d) Mineralización. La mena es masiva y consiste en un agregado finamente cristalino de magnetita con martita y fluorapatito, a veces acompañado de actinolita como mineral de ganga.

e) Leyes. Kirunavaara es el yacimiento de magnetita más grande del mundo. Su tonelaje es de unos 1,600 millones de mineral de hierro, con las siguientes leyes:

50 - 71% de Fe

0.02 - 5% de P

0.03% de TiO_2

0.15% de V

f) Hipótesis genéticas.

I. La mayor parte de los autores atribuyen un origen magmático al yacimiento de Kirunavaara: Separación del mineral por diferenciación y emplazamiento posterior a las rocas encajonantes, presumiblemente en forma líquida.

II. Para Backlund y otros autores, los yacimientos se

deberían a un metamorfismo regional de concentraciones ferríferas, posiblemente de origen sedimentario.

en la costa noruega. (Fig. VIII-7).

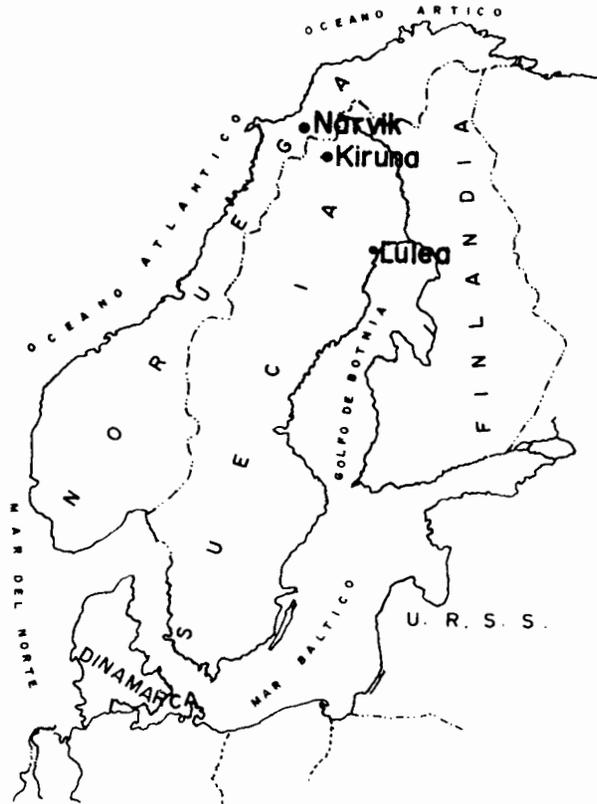
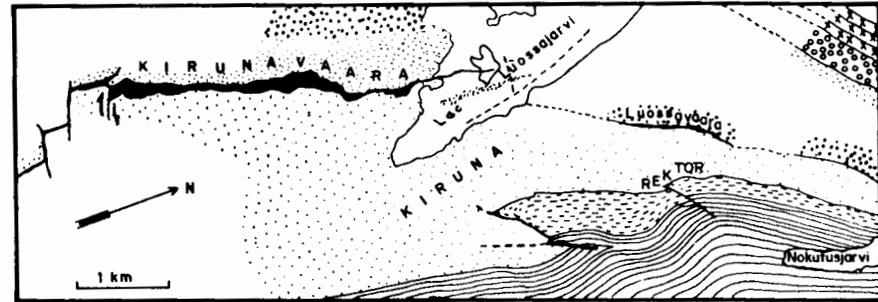


Fig. VIII-7

b) Geomorfología. Se trata de una penillanura glacial, cubierta por numerosos lagos. El distrito mineralizado aparece morfológicamente como una elevación de 240 m de altura.

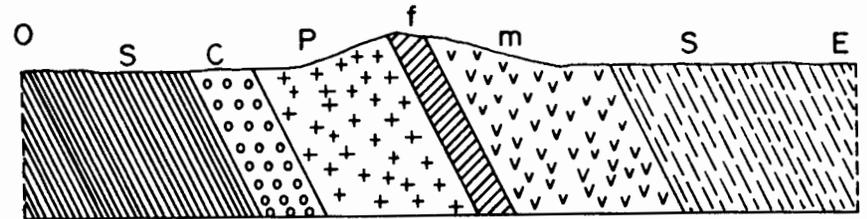
c) Estratigrafía. (Figs. VIII-8 y 9).



MAPA DE LA REGION DE KIRUNA (SUECIA)

- 1- Formación sedimentaria de Vakká. 2- Lavas alteradas, esquistos y serfícticas
- 3- Microgranito. 4- Microsienita. 5- Sienita. 6- Metaconglomerado
- 7- Esquistos y rocas verdes. 8- Mena de hierro. 9- "Brecha" mineralizada
- 10- Fallas

Fig. VIII-8



SECCIÓN DE LA REGION DE KIRUNA

- s = esquistos y rocas verdes
- c = metaconglomerado
- p = microsienita
- f = mena de hierro
- m = microgranito

Fig. VIII-9

En la Tabla IX-2 se señala la composición de las pegmatitas graníticas en relación con la de los yacimientos neumatolíticos e hidrotermales, de acuerdo también con Fersman.

5. Temperaturas de formación.

Los estudios en termometría geológica, indican que las temperaturas de formación de las pegmatitas oscilan entre un amplio rango. Una gran parte de la literatura señala una temperatura de alrededor de 575°C, en la suposición de que cuando poseen cuarzo, éste se forma en las cercanías del punto de inversión entre el cuarzo α y cuarzo β . Sin embargo, en muchos casos las inclusiones fluidas han demostrado una temperatura de alrededor de 150°C, mientras que otros termómetros indican hasta 700°C. Según Jahns (1955) la mayor parte de los autores piensan que el rango de temperaturas involucradas para la formación de la mayoría de las pegmatitas varía entre 250 y 700°C.

6. Importancia de las pegmatitas.

La importancia de las pegmatitas reviste tres aspectos:

- a) El tamaño, perfección y variedad de sus especies cristalinas.
- b) La posibilidad de determinar su edad por métodos de geocronometría radiactiva.
- c) Su contenido en metales raros, muchos de los cuales presentan un interés cada vez mayor en la industria.

Jahns, R.H. (1955) - The study of pegmatites. Econ. Geol (50th Anniv. Vol.) pp. 1025-1130.

7. Materiales explotables.

Estos son, principalmente:

<u>MATERIAL O ELEMENTO</u>	<u>MINERAL QUE LO CONTIENE</u>	<u>EJEMPLOS</u>
LITIO	Espodumena Lepidolita Ambligonita	Black Hills de Dakota, E. U. A.
BERILIO	Berilo	Black Hills de Dakota, E. U. A.
NIOBIO-TANTALO	Serie de la Columbo-tantalita	Anti-Atlas, Marruecos
TORIO Y TIERRAS RARAS	Monacita (Th, Ce) Torita (Th) Ortita (Ce) Gadolinita (Y, Be) Xenotima (Y)	Yterby, Suecia Travancore, India Brasil
FELDESPATO PARA CERAMICA		Chanteloube, Francia
MICA	Moscovita	Ceilán Bengala (India) Brasil
CUARZO PIEZOELECTRICO		Madagascar y Brasil
	Berilo	Verde: Esmeralda Azul verdoso: Aguamarina Amarillo: Heliodoro Rosa: Morganita Minas Geraes, Brasil
G E M A S	Topacio Zafiro Rubí Turmalina	Ceilán, Urales, Madagascar

Tabla IX-2. Comparación geoquímica entre los elementos de los yacimientos pegmatíticos graníticos y los neumatolíticos e hidrotermales

CAPITULO IX

YACIMIENTOS PEGMATITICOS

1. Definición.

El término "pegmatita" fue creado por Haüy en 1801 para designar una roca en la que el feldespató alcalino tiene intercrecimientos de cuarzo de aspecto cuneiforme, es decir los granitos gráficos. Sin embargo, en la actualidad, se designa por pegmatita a una roca de grano muy grueso, de origen ígneo o metamórfico, de cualquier composición. De este modo, las pegmatitas, tal como las definió Haüy, constituyen sólo una variedad, granítica, de las pegmatitas en el sentido actual.

2. Forma y dimensiones.

Aunque estas rocas pueden presentar cualquier forma, la inmensa mayoría son vetiformes o lenticulares. Sus dimensiones varían entre unos cuantos centímetros a decenas de metros de longitud, aunque excepcionalmente pueden alcanzar más de un kilómetro.

3. Localización.

La mayor parte de las pegmatitas se localizan en las partes periféricas de las rocas plutónicas o a poca distancia de ellas, en las rocas adyacentes. También se las encuentra en rocas metamórficas como migmatitas y gneises. En cambio, son muy raras en sedimentos sin metamorfizar, en intrusivos someros, en lavas y rocas piroclásticas. Al igual que con los filones, raras veces desarrollan halos de al

teración de importancia.

4. Composición.

La mayor parte de las pegmatitas son de composición granítica a granodiorítica; sin embargo, las hay de naturaleza sienito-nefelínica, dioríticas y gabroicas.

Según Fersman (1931), la distinción geoquímica entre las pegmatitas graníticas y granodioríticas con las sienito-nefelínicas es esencialmente cuantitativa, como se muestra en la Tabla IX-1.

TABLA IX-1

COMPARACION GEOQUIMICA ENTRE LAS PEGMATITAS GRANITICAS Y GRANODIORITICAS CON LAS PEGMATITAS SIENITO-NEFELINICAS (Según Fersman)

ELEMENTOS PREDOMINANTES

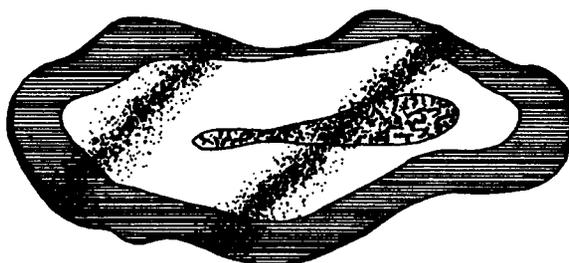
En pegmatitas graníticas y granodioríticas	En pegmatitas sienito-nefelínicas (y otras rocas alcalinas.)
K > Na	Na > K
Ca, Sr, Ba raros	Sr, Ba, Ca abundantes
Hf común, Zr raro	Zr predominante, Hf raro
Nb, Ta característicos	Nb característico (> Ta)
Grupo ítrico predominante	Grupo cérico predominante
F, B	F y Cl comunes, B raro
U > Th	Th > U
Li, Be predominantes	Li, Be raros
V raro	V común
Ti muy poco	Ti abundante
P	P abundante
Fe, poco	Fe abundante

Fersman, A.E. (1931) - Les pegmatites granitiques. Akad Nauk, Moscu (en Routhier, 1963)

cia de cristales gigantes hacia sus porciones internas, que se supone cristalizaron directamente de un fluido pegmatítico rico en volátiles bajo condiciones térmicas y químicas delicadamente balanceadas.

11. Zoneamiento de las pegmatitas. (Fig. IX-1)

La estructura en zonas aparece como la característica más general de las pegmatitas complejas. Los autores estadounidenses distinguen cuatro zonas que respetan más o menos la forma externa o la estructura de conjunto del cuerpo pegmatítico y que son:



-  Zona bordera
-  Zona de pared
-  Zona intermedia
-  Núcleo
-  Relleno de fracturas y reemplazamiento

Fig. IX-1.

a) Zona bordera, de a lo sumo unos cuantos centímetros, que representa la transición entre la pegmatita y la roca encajonante, y que posee una textura típicamente aplítica. Por lo general consiste de minerales de grano fino, especialmente cuarzo, feldespatos y micas, acompañados a veces de granate, turmalina y berilo.

b) Zona de pared, que contiene casi siempre los mismos minera

les que la zona bordera, aunque las proporciones relativas pueden diferir, y además su textura es característicamente más gruesa. Raras veces tiene importancia comercial.

c) Zona intermedia, cuyos minerales tienen aún una textura más gruesa que los de la zona anterior y entre ellos se encuentran los que contienen elementos valiosos. En algunos casos, las pegmatitas no poseen esta zona y en otros, se pueden diferenciar hasta seis subzonas.

d) Núcleo o zona interna, compuesto de cristales grandes de cuarzo, con o sin feldespatos, turmalina o espodumena y casi siempre no presenta interés económico.

A veces estas zonas se ven afectadas por fracturamiento, acompañado de relleno de las fisuras y reemplazamiento metasomático, que son atribuidos a procesos hidrotermales.

Los contactos entre las cuatro zonas pueden ser abruptos o graduales.

12. Teorías para explicar el zoneamiento:

a) Cristalización fraccionada in situ bajo condiciones de desequilibrio. Así las reacciones entre los cristales y el líquido residual serían incompletas, creándose capas sucesivas de diferentes composiciones. Esta teoría se basa en las series de reacción de Bowen y un ejemplo que la apoya es la pegmatita de las Montañas San Gabriel, California, E.U.A. (Fig. IX-2).

(según Fersman).

* Elementos abundantes que aparecen casi prácticamente en uno de los dos grupos.

+ Cantidades apreciables.

. En pequeñas cantidades o cantidades insignificantes.

NOTA. Esta tabla no señala mas que tendencias; no está fundamentada sobre datos cuantitativos precisos y por tanto, es dudosa en varios puntos.

<u>Neumatolitos e hidrotermalitos</u>	<u>Pegmatitas graníticas</u>
Al .	*
Si * ganga de cuarzo	+
K .	*
Na .	*
Fe *	.
Ti .	*
Mn +	+
Ba *	.
P .	+
B +	+
F +	+
Cl .	.
S *	.
As *	.
Sb *	.
Sn *	+
W *	.
Bi *	.
Mo *	+
Au *	.
Cu *	.
Zn *	.
Pb *	.
Li +	*
Be .	*
Rb .	*
Cs .	*
Zr .	*
Nb .	*
Ta .	*
TR (tierras raras)	*
Th .	*
U *	. (sin interés económico)

8. Tipos de pegmatitas.

Las pegmatitas pueden ser:

- Simples, cuando tienen una mineralogía simple y un zoneamiento mal desarrollado.

- Complejas, cuando están compuestas por un conjunto de minerales raros dispuestos en zonas.

9. Pegmatitas simples.

La inmensa mayoría de las pegmatitas son simples y consisten de cuarzo y feldespatos de grano muy grueso, con mica accesoria, y casi siempre son uniformes de pared a pared, tanto en composición como en textura. Por lo general no tienen interés económico, pero pueden ayudar en la interpretación de la historia geológica. De acuerdo con Park, serían el resultado de una diferenciación metamórfica, por palingénesis o fusión de antiguos sedimentos o bien de un período de actividad ígnea relativamente corto.

10. Pegmatitas complejas.

Según Park, resultan sobre todo de procesos ígneos más que de recristalización o palingénesis asociadas al metamorfismo. Se cree que resultaron de un período largo y continuo de cristalización durante el cual los minerales formados primeramente reaccionaron con un fluido magmático residual que cambiaba progresivamente de composición. Este cambio implicaría además el desarrollo de una fase gaseosa en el fundido silicatado.

Un rasgo especial de algunas pegmatitas complejas es la presen-

neral se encuentran incluidas en gneises, esquistos o calizas metamórficas, en las cercanías de macizos graníticos; todas estas rocas son del Precámbrico. Se han determinado alrededor de 1000 afloramientos de pegmatitas (Roubault, 1958).

Desde el punto de vista estructural, los cuerpos pegmatíticos se presentan en masas de forma imprecisa, más bien alargados y sin raíces profundas; las estructuras filonianas son raras.

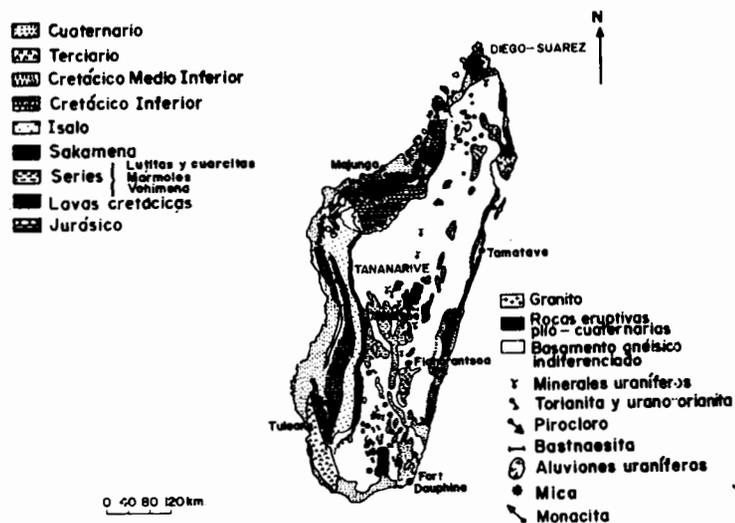


Fig. IX-3

Las pegmatitas de Madagascar son las únicas en el mundo que han sido explotadas por minerales radiactivos, consistentes en niobotantalatos y óxidos complejos de uranio y torio, y a veces uraninita.

Roubault, M. (1958) - Géologie de l'Uranium. Masson et Cie., París.

Se encuentran sólo en pegmatitas potásicas (de microclina). Además del U, Th, Nb y Ta, estas rocas contienen berilo, tanto industrial como precioso, este último en las variedades azul verdoso (agua marina) y rosa (morganita). La morganita aparece, además, en pegmatitas sodolíticas (de ortoclasa, albita y lepidolita).

Con frecuencia, las pegmatitas malgaches presentan zoneamiento, como es el caso de la de Ambodibonara. Esta roca (Fig. IX-4) contiene en su núcleo, una asociación de grano muy grueso, de perfitas y cuarzo; en su zona intermedia con feldespatos en agregados de grano fino, con fracturas irregulares, casi sin cuarzo y microclina; la zona intermedia con microclina sódica y moscovita en bellos cristales explotables, y la zona de pared con moscovita y cuarzo, con turmalina accesoria.

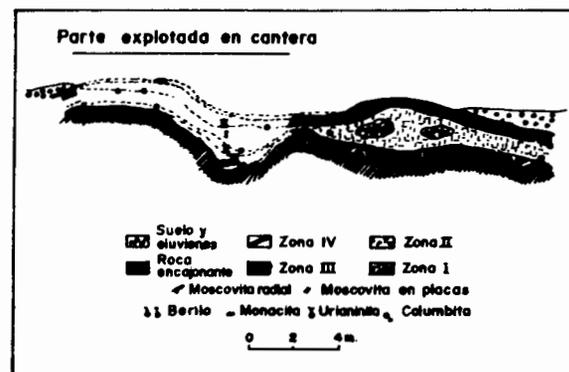


Fig. IX-4

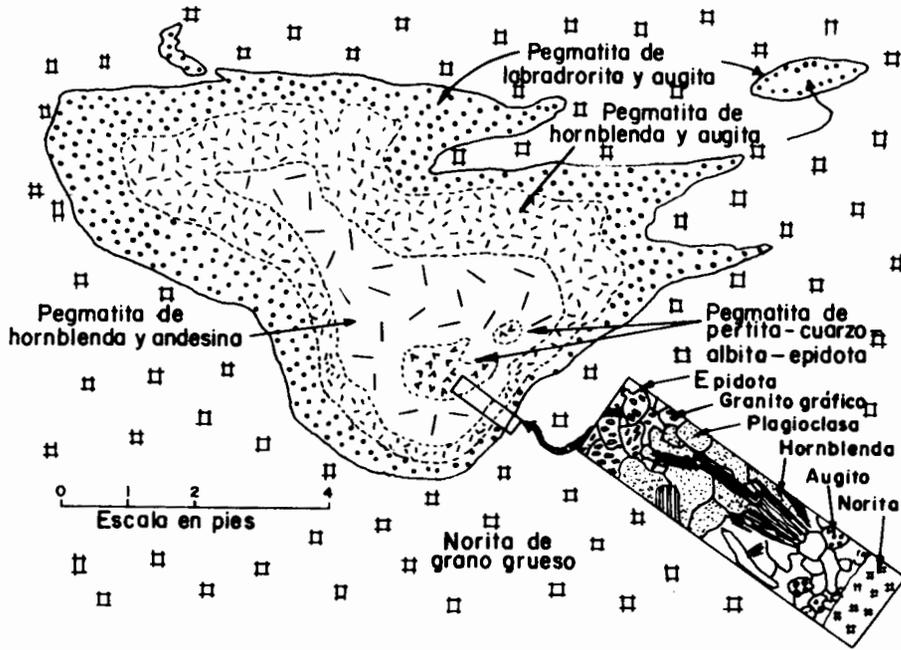


Fig. IX-2

Se trata de una pegmatita máfica de unos 3 m de longitud, incluida dentro de una norita de grano grueso. En la zona de pared está constituida por augita y labradorita; en la parte externa de la zona intermedia por hornblenda y labradorita, mientras que en la parte interna por hornblenda y andesina; el núcleo está formado por perfitas, cuarzo, albíta y epidota. El tamaño del grano aumenta gradualmente desde

la periferia hasta el centro.

b) Soluciones que cambiaban progresivamente de composición depositaron materiales a lo largo de las paredes de fisuras abiertas, sin hacer intervenir la cristalización fraccionada ni las condiciones de desequilibrio. Las variaciones en composición se deberían a diferenciación en la fuente magmática y contaminación con las paredes rocosas o con otros fluidos.

c) Formación de una pegmatita simple por cristalización directa de un fluido pegmatítico, seguido de un reemplazamiento parcial o completo de la pegmatita a medida que soluciones de origen hidrotermal pasaban a través de ella.

La mayor parte de los autores actuales apoyan la primera o tercera hipótesis, o una combinación de ambas. Sin embargo, a pesar de la gran cantidad de trabajos publicados muy poco es lo que se conoce actualmente sobre su modo de emplazamiento.

13. Edad de las pegmatitas.

La mayoría de las regiones del mundo que contienen pegmatitas son precámbricas en edad, lo que puede señalar que se forman bajo condiciones profundas y que han sido expuestas por una intensa erosión. Con menos frecuencia aparecen en rocas más jóvenes.

14. Ejemplo: Las pegmatitas de Madagascar.

Las numerosas pegmatitas existentes en Madagascar se hallan dispersas en el basamento cristalino que aflora en la casi totalidad de las partes centrales y meridionales de la isla (Fig. IX-3). Por lo ge

temente invocado en su formación, es dudoso.

Petrascheck, al hablar sobre la formación neumatolítica de los yacimientos, enumera numerosos ejemplos de exhalaciones de los volcanes y fumarolas actuales, esencialmente gaseosas, que contienen cristales de hematita, magnetita, pirita, galena y blenda. Dicho autor considera que, aunque no se les puede comparar directamente con los yacimientos neumatolíticos, se puede hacer una interpolación, ya que la neumatólisis se verifica en el ámbito de las rocas profundas, en donde la desgasificación del magma es retardada por la elevada presión, y los componentes volátiles dispersos se hallan en la mayoría de los casos, en estado hipercrítico. La dispersión de los metales en la fase gaseosa se podría realizar por transferencia gaseosa o por una especie de proceso natural de flotación de los compuestos metálicos con las burujas gaseosas.

Lindgren, por otro lado, señala que las soluciones que formaron estos yacimientos eran más bien líquidas que gaseosas. Además, las condiciones termodinámicas de la separación de los fluidos neumatolíticos son teóricamente supercríticas para el agua, que es el más importante de los mineralizadores. La temperatura supercrítica del agua es de alrededor de 400°C y en esas condiciones es ilusorio definir el estado gaseoso o líquido del agua, pues se puede pasar de uno al otro de manera continua.

Independientemente de las discusiones anteriores, existe el hecho de que en la Naturaleza, las concentraciones de estaño y tungsteno, a

las que se puede añadir las del molibdeno y más raramente el bismuto, se encuentran con frecuencia asociadas, constituyendo un grupo característico. Se trata de filones con ganga cuarzcífera, a menudo con raíces en granitos ácidos, de los cuales parten o se separan. De ahí la denominación francesa de "separación ácida", término descriptivo que no prejuzga sobre las condiciones físicoquímicas que los originó. Este grupo presenta transiciones frecuentes con los yacimientos hidrotermales de los cuales muchas veces es difícil de separar por una división rigurosa.

2. Ejemplo tipo: El yacimiento de estaño de Abbaretz, Francia.

a) Localización. El yacimiento de Abbaretz se encuentra a unos 7 km al este del poblado de Nozay, en la provincia de Bretaña, Francia (Fig. X-1).



Fig. X-1.

En el contacto entre el núcleo y la zona intermedia se encuentran los minerales útiles: uraninita rodeada de productos amarillos de alteración, grandes prismas de berilo, columbita y triplita (fosfato de flúor, manganeso y hierro). Estos minerales, sin embargo, no están distribuidos de manera regular en el contacto mencionado.

CAPITULO X

YACIMIENTOS NEUMATOLITICOS

1. Definición

Los yacimientos neumatolíticos son aquellos formados por fluidos esencialmente gaseosos, ricos en mineralizadores, que se separaron de los magmas residuales después de la individualización de las pegmatitas.

Este grupo de yacimientos no han sido clasificados ni denominados de la misma manera por los diversos autores. En Francia, siguiendo la terminología de De Launay se les llama de "départ acide", término que se puede traducir como de "separación ácida". En Alemania, siguiendo a Schneiderhöhn, se les considera como "neumatolíticos sensu stricto", por oposición a los "neumatolíticos de contacto" o pirometasomáticos; la misma terminología se emplea en la Unión Soviética, de acuerdo con Fersman. Sin embargo, los autores estadounidenses, después de los trabajos de Lindgren, niegan todo papel a la neumatólisis y a los yacimientos en cuestión los incluyen dentro de los hipotermales, es decir, los yacimientos hidrotermales de temperatura elevada (300 a 500°C).

Todas las discusiones que han suscitado estos yacimientos se deben a la insuficiencia de pruebas concluyentes de un emplazamiento al estado gaseoso. Además el papel del boro y de los halógenos, frecuen

nica o al menos anterior a los sulfuros. La segunda, así como los cambios de coloración de las lutitas, se atribuyen a una migración del hierro de las rocas encajonantes y a una introducción de boro proveniente del granito.

Tres análisis parecen corroborar la migración del hierro, como se muestra a continuación:

	FeO + Fe ₂ O ₃	MgO
Lutitas rojizas	3.05 %	0.60
Lutitas blanquecinas	0.50	0.35
Lutitas turmalinizadas	8.45	2.90

f) Historia geológica:

- I. Plegamiento de rocas paleozoicas
- II. Emplazamiento del granito sincinemático y formación de la aureola de contacto.
- III. Laminación del granito y deformación de la andalucita
- IV. Aporte neumatolítico del boro, metasomatismo de los respaldos y turmalinización por migración del hierro y magnesio contenido en las rocas encajonantes.
- V. Cristalización del cuarzo y la casiterita
- VI. Fracturamiento de la casiterita, turmalina y arsenopirita
- VII. Accidentes transversales, como la falla principal.

g) Leyes - 2 kg / 1 m³

3. Características de los yacimientos neumatolíticos.

a) Elementos útiles.

Sn, W, Mo y Bi. Por lo general, en un yacimiento dado predomina de manera absoluta sólo uno de ellos, que es el único explotado.

b) Minerales explotables:

Sn :	Casiterita	Sn O ₂
W :	Wolframita	(Fe, Mn) WO ₄
Mo:	Molibdenita	MoS ₂
Si :	Bismutinita	Bi ₂ S ₃

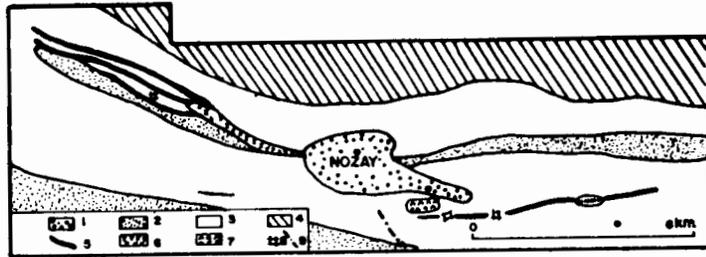
mas raramente filones de cuarzo aurífero con turmalina, a veces cuarzóferos o plumbíferos, que marcarían la transición con la fase hidrotermal.

Por lo general, la casiterita se halla más cerca del granito que los otros minerales, lo que es una consecuencia del zoneamiento normal.

c) Minerales de ganga:

Cuarzo	
Ortoclasa	
Turmalina	Borosilicatos
Axinita	
Topacio	Fluorsilicato
Fluorita	Ca F ₂
Zinnwaldita	Micas litíferas
Lepidolita	
Caolinita	
Apatito	
Ambligonita	Subordinados
Berilo	

b) Geología (Fig. X-2). El yacimiento está situado en un sinclinal de lutitas ordovícicas, afectadas hacia el oeste por un granito sincinemático de dos micas y turmalina, rodeado de una aureola de metamorfismo de contacto, en donde la andalucita se halla deformada y alterada a clorita y sericita. Todos estos hechos señalan movimientos repetidos.



- 1.- Cubierta cenozoica (arcillas caoliníticas y mineral de hierro)
- 2.- Silúrico 3.- Ordovícico 4.- Lutitas y arcosas
- 5.- Filones de cuarzo con casiterita 6.- Granito de dos micas
- 7.- Granito caolinizado con casiterita 8.- Labores modernas
- 9.- Fallas

Fig. X-2.

En Abbaretz los trabajos de explotación no han alcanzado el granito pero hacia el oeste, la relación entre los filones y éste está bien establecida. Se podría decir que en Abbaretz las vetas se encuentran en una zona de erosión criptobatólítica, mientras que hacia Nozay, en la acrobatólítica.

c) El yacimiento. Las vetas son más o menos paralelas, con rumbo W-E e interestratificadas con las lutitas. Su potencia varía entre unos cuantos centímetros hasta más de 4 m. A menudo forman re

des y cambian de espesor. Existe además una falla principal orientada NNW-SSE, que elevó el bloque oriental en unos 40 m (Fig. X-3).

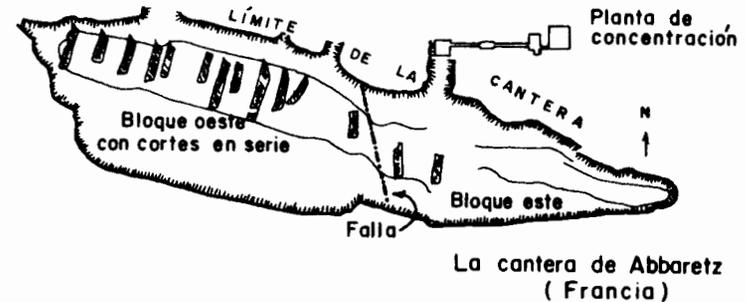


Fig. X-3.

d) Mineralogía de los filones y rocas encajonantes.

	cuarzo	molibdenita, rara
En las vetas	casiterita	berilo, raro
	moscovita	
		caolinita, muy abundante
		turmalina, muy abundante
En las rocas encajonantes		arsenopirita
		pirita y calcopirita raras

e) Transformación de los respaldos. Se manifiesta sobre todo por el desarrollo de caolinita y turmalina. La primera parece hipogé

plicar la génesis de los yacimientos neumatolíticos, de un modo diferente de la teoría magnética. De acuerdo con ella:

a) Los metales son traídos de la profundidad por un vulcanismo esencialmente básico.

b) A diferentes épocas y en relación con orogénesis sucesivas, se emplazaron granitos por reemplazamiento.

c) Los granitos pueden formarse por reemplazamiento de diferentes tipos de rocas, pero no aceptan determinados elementos a los que expulsan fuera del frente de granitización. De este modo se originarían los yacimientos neumatolíticos, pirometasomáticos y los frentes básicos (concentraciones de ferromagnesianos).

d) Dicha expulsión se debería a la diferencia en radios iónicos entre los elementos normales del granito con los del grupo de estaño. La misma explicación sería válida para el boro. En el caso del flúor, con radio iónico similar al del potasio, su expulsión se debería a la mayor carga iónica o valencia de éste (Tabla X-1).

I		II		III		IV	
ELEMENTOS DEL GRANITO		GRUPO DEL ESTAÑO		FERROMAGNESIANOS		BORO Y FLUOR	
K ¹⁺	1.33 Å	Bi ⁵⁺	0.74 Å	Fe ²⁺	0.79 Å	B ³⁺	0.22 Å
Na ¹⁺	0.98	Sn ⁴⁺	0.73	Mg ²⁺	0.75	F ¹⁻	1.33
Ca ²⁺	1.01	Nb ⁵⁺	0.70	Ti ⁴⁺	0.65		
Al ³⁺	0.57	Ta ⁵⁺	0.68				
Si ⁴⁺	0.41	W ⁶⁺	0.67				
		Mo ⁴⁺	0.67				

Tabla X-1 - Radios iónicos de los elementos del granito, grupo

del estaño, ferromagnesianos, boro y flúor.

Se observa que en la teoría de Sullivan, las mineralizaciones asociadas al granito provienen de las rocas preexistentes, reemplazadas por éste durante la granitización.

A pesar de su coherencia, la teoría de Sullivan no alcanza a explicar todos los fenómenos que acaecen en los bordes del granito, como la asociación del boro con el Si o Mg, ni el zoneamiento ni la concentración apical del Sn y W que, por otro lado, tampoco explican claramente la teoría magnética. Además, no toma en cuenta que las leyes de la sustitución isomórfica no se aplican del mismo modo a los cristales con uniones iónicas como los óxidos, que a aquéllos con uniones covalentes como los sulfuros, o que presentan ambos tipos de uniones, como los silicatos.

d) Modo de transporte de los metales. Para el transporte de los minerales útiles de los yacimientos pneumatolíticos se ha atribuido un papel importante a los halógenos y al boro. Esta idea no es muy aceptada actualmente porque minerales como la turmalina se localizan de preferencia en los respaldos, lo que señala que no son sincrónicos con los minerales útiles. Sin embargo, se podría pensar que si transportaron al Sn y W y después fueron encerrados en los minerales de ganga, a partir de ese momento cesaron su actividad como agentes de transporte.

e) Rocas ígneas asociadas. Los yacimientos pneumatolíticos se encuentran relacionados únicamente a granitos alcalinos o a lo sumo calcoalcalinos; no aparecen junto a granodioritas, tonalitas y rocas más máficas; tampoco se les observa asociados a sienitas, sienitas nefelínicas y otras rocas con feldespatoides. A menudo presentan texturas porfídicas.

Los minerales accesorios más importantes son las micas, no observándose piroxenos o anfíboles alcalinos (aegirina, riebeckita, etc.)

La posibilidad de que estos yacimientos pudiesen estar relacionados con lavas ha sido investigada en Nigeria y Camerún. En ambos países las condiciones geológicas son aproximadamente las mismas, existiendo intrusiones graníticas similares que se encuentran a la misma profundidad de erosión. Sin embargo, en Nigeria se localizan yacimientos estanníferos ricos, mientras que en el Camerún no. La causa de tal diferencia se ha atribuido a la presencia en el primero de esos

países, de un vulcanismo pre-granítico muy intenso, mientras que en el segundo es insignificante. Ese vulcanismo habría aportado el estaño de las profundidades, el cual habría sido expulsado posteriormente de las rocas volcánicas y concentrado por la granitización.

f) Transformación de las rocas encajonantes. Consiste esencialmente en turmalinización, caolinización y greisenización; esta última alteración consiste en la destrucción del feldespato del granito y su transformación en mica, a menudo litinífera.

g) Forma de los yacimientos. A menudo se presentan como filones de diferentes tipos, o como stockworks.

h) Edad de los yacimientos. Debido a que se encuentran en las cercanías de los granitos, se requiere para su conservación que la erosión haya sido escasa. En consecuencia, la mayor parte de los yacimientos pneumatolíticos se localizan asociados a granitos nevadianos, laramídicos y terciarios, como los de Indonesia, Malasia y Birmania (sobre todo estanníferos), China, Corea, Japón y costa occidental de los Estados Unidos (sobre todo tungstíferos).

Con menos frecuencia aparecen en las cadenas hercinianas, como en Cornualles (estaño), Erzgebirge (Sn y W) y Portugal (Sn y W). Rara vez se les observa asociados a granitos precámbricos, como en Nigeria (estaño).

4. Explicación transformista sobre la génesis de los yacimientos pneumatolíticos.

Sullivan (1948) propone una teoría cristalino-estructural para ex-

El yacimiento de Mill City se localiza en el arco oriental tungsténífero, en la porción norcentral del Estado de Nevada.

b) Rocas plutónicas. (Fig. XI-2).—Consisten de dos pequeños "stocks" de granodiorita, de unos cuantos kilómetros cuadrados de extensión, acompañados de aplitas, pegmatitas y vetas de cuarzo.

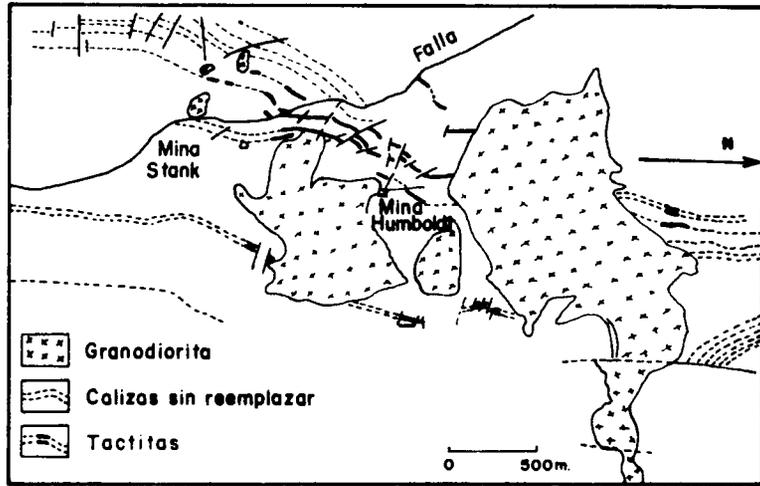


Fig. XI-2.

c) Rocas encajonantes.—Calizas parcialmente reemplazadas y tactitas. Las primeras contienen idocrasa, tremolita y wollastonita; las tactitas están formadas por scheelita, granates cálcicos (andradita y grosularia), epidota, cuarzo y calcita, con escasos porcentajes de sulfuros (pirita, pirrotita, molibdenita y calcopirita).

d) Leyes y tonelaje. La extracción principal se realiza en un horizonte de tactita de 150 a 300 m de longitud, 1.50 de espesor y más de 450 m de profundidad, con una ley media de 1 a 1.5 % de WO_3 .

e) Distancia entre la mineralización y los intrusivos. Alcanza un máximo de 600 m.

3. Temperaturas de formación de los yacimientos pirometasomáticos.

Algunos de los minerales de las tactitas se pueden considerar como termómetros geológicos. Por ejemplo, la wollastonita se empieza a formar entre 660 y 800°C, según sea la presión y, además, entre 1125 y 1300°C se transforma en parawollastonita. La ausencia de este mineral indica que este último rango de temperaturas no ha sido alcanzado.

La andradita es a menudo birrefringente en estos yacimientos; al calentársela a 800°C se vuelve isotrópica. En consecuencia, se formó a temperaturas inferiores a 800°C.

De acuerdo con Bateman, los rangos de temperaturas de formación de los yacimientos pirometasomáticos estarían comprendidos entre 400 y 800°C.

4. Aportes y transporte.

La transformación de una caliza a dolomía en tactita presupone un aporte, porque el hierro y silicio existente en los diversos silicatos que aparecen en las tactitas (andradita, epidota, actinolita, hedenbergita, calcopirita) no se encuentran o se hallan en muy pequeñas cantidades en la roca original.

CAPITULO XI

YACIMIENTOS PIROMETASOMATICOS

1. Definición.

Los yacimientos pirometasomáticos son concentraciones formadas en el contacto o a una cierta distancia, de rocas plutónicas calcoalcalinas relativamente ácidas, cuya composición varía entre granítica y cuarzdiorítica, con rocas inicialmente carbonatadas (calizas y dolomías) en la inmensa mayoría de los casos. Estas rocas carbonatadas han sido transformadas en rocas silicatadas (tactitas o skarns) y existen pruebas evidentes de que ese metamorfismo fue acompañado de un aporte, es decir, la transformación se debió a un metasomatismo.

El término "yacimientos pirometasomáticos" fue creado por -- Lindgren y sugiere una temperatura elevada, que es una condición necesaria para su formación. Bateman los denomina "metasomáticos de contacto", término un tanto defectuoso pues, en muchos casos, están situados a una distancia considerable del contacto. Park prefiere denominarlos "Depósitos ígneometamórficos", término poco empleado en la práctica.

2. Ejemplo tipo: Los yacimientos de Scheelita de Mill City, Nevada E.U.A.

a) Ambiente geológico y localización. (Fig. XI-1)-En el oeste

de los Estados Unidos existe una gran provincia de tungsteno, de la cual se pueden distinguir tres arcos: Los arcos oriental y central, que se unen al sur de la Meseta del Colorado, se hallan relacionados con plutones cuya edad predominante es Laramídica (fines del Cretácico - principios del Eoceno). El arco occidental está relacionado con los batolitos de la Sierra Nevada, de edad nevadiana (fines del Jurásico-principios del Cretácico). Es en este arco occidental, donde se localizan los yacimientos pirometasomáticos de Scheelita de mayor importancia económica. En el arco oriental predominan las vetas cuaríferas con wolframita, mientras que el arco central contiene ambos tipos.

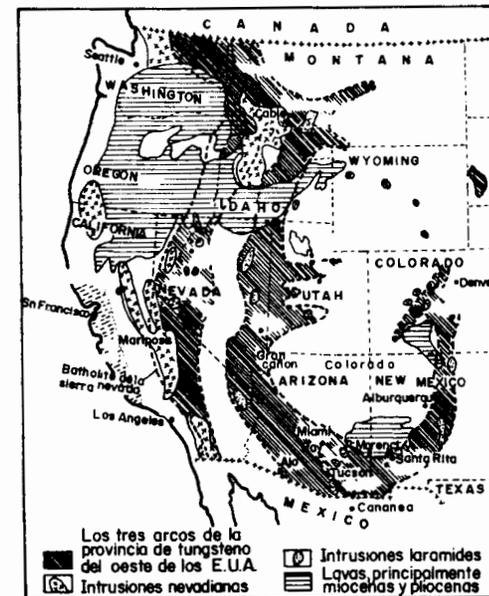


Fig. XI-1.

Olivino
 Wollastonita
 Ilvaíta
 Plagioclasas cálcicas
 Micas
 Cloritas
 Fluorita

Idocrasa
 Escapolitas
 Condrodita
 Axinita

Silicatos con F y halógenos

7. Composición de las rocas plutónicas asociadas.

Los yacimientos pirometasomáticos están relacionados sobre todo a granitos calcoalcalinos, cuarzomonzonitas, granodioritas, tonalitas; con menor frecuencia a granitos alcalinos y sienitas. A veces se asocian a estas rocas dioritas y gabrodioritas, lo que se explica por endomorfismo, es decir, asimilación de rocas carbonatadas por el intrusivo silíceo.

Estos yacimientos son muy raros en el contacto con rocas básicas y ultrabásicas. La excepción la constituye los depósitos ferríferos de Cornwall (Pennsilvania) que se localizan en antiguas calizas cámblicas en contacto con un sill de dolarita cuarcífera del Triásico.

8. Profundidad de la intrusión.

Puesto que no existen yacimientos pirometasomáticos en contacto

con lavas, se piensa que fue necesaria una presión lo bastante alta para mantener las emanaciones gaseosas. La mayor parte de los autores consideran una profundidad de la intrusión del orden de 1,000 m para que se formen depósitos de importancia de este tipo.

9. Distancia del yacimiento con respecto al intrusivo.

Con frecuencia los yacimientos pirometasomáticos se encuentran en el contacto o fuera de los límites del intrusivo, dentro de la aureola de contacto, a una distancia que puede sobrepasar los 600 m, como en Bisbee, Arizona. A veces se les localiza también dentro de grandes enclaves o "septas" (roofpendants) de rocas sedimentarias dentro del intrusivo, como en Pine Creek, California, E.U.A. (Fig. XI-3).

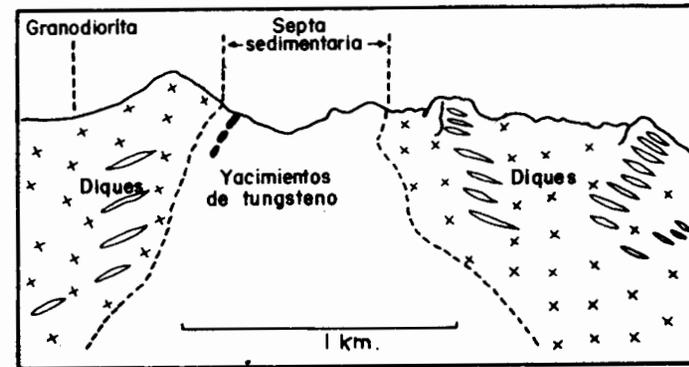


Fig. XI-3

Lo mismo se puede decir de los halógenos y el boro, que dan lugar a la formación de minerales como:

Vesuvianita o idocrasa:	$Ca_2 Al_2 (OH, F, B) Si_2O_7$
Escapolitas o werneritas:	Silicoaluminatos de Na y Ca con Cl
Condrodita:	$2 Mg_2 SiO_4 Mg (OH, F)_2$
Axinita:	$H (Fe, Mn) Ca_2 Al_2 B(SiO_4)_4$
Fluorita:	CaF_2

La presencia de halógenos y boro, que poseen una tensión de vapor elevada, señala que probablemente persistieron un cierto tiempo al estado gaseoso antes de cristalizar y de este modo fueron transportados a cierta distancia de la fuente magmática original. Es por esta razón que Schneiderhöhn los denomina "neumatolíticos de contacto".

Sin embargo, ya se vio que el papel de la neumatólisis es puesto en duda por los autores estadounidenses, siguiendo la escuela de Lindgren.

5. Elementos y minerales explotables.

Los yacimientos pirometasomáticos se explotan principalmente por tungstatos, óxidos y sulfuros, de acuerdo con la tabla XI-1.

TABLA XI-1

<u>Elementos</u>	<u>Minerales</u>	<u>Ejemplos</u>
W	Scheelita	Mill City, Nevada
Sn	Casiterita	Yak, Alaska
Fe	Magnetita Hematita	Magnitnaya, U.R.S.S. y Banat, Rumania
Mo	Molibdenita	Azegour, Marruecos
Cu	Calcopirita Cubanita Bornita	Concepción del Oro, Zac. México
Zn	Blenda	Hanover, Nuevo Mé <u>x</u> ico, E.U.A.
Pb	Galena	Inyo Country, California

6. Minerales de ganga.

La abundancia de silicatos de Ca, Mg, Fe y Mn caracteriza a este grupo de yacimientos, y son principalmente los que se enumeran a continuación:

Granates	Grosularia
	Andradita
Piroxenos	Diópsido
	Hedenbergita
Anfiboles	Tremolita
	Actinolita
Epidotas	Zoisita
	Clinozoisita
	Pistachita

13. Edad de los yacimientos.

Se les encuentra en zonas orogénicas de todas las edades, en relación con cuerpos plutónicos precámbricos a terciarios. No obstante, debido a los agentes erosivos, la mayor parte de ellos se asocian con intrusivos mesozoicos y cenozoicos.

14. Zoneamientos de los yacimientos pirometasomáticos.

En muchos distritos mineros formados por pirometasomatismo se manifiesta un zoneamiento periplutónico normal que puede dar lugar también a yacimientos hidrotermales. Entre otros se pueden mencionar los distritos de Azegour, Marruecos y de Concepción del Oro, Zacatecas, México.

15. Los yacimientos de Cu - Fe - Pb - Zn del Distrito de Concepción del Oro Providencia, Edo. de Zacatecas (según Mapes et al., 1964).

a) Localización. El distrito se encuentra en el extremo NE del Estado de Zacatecas, a 115 km al SW de la Ciudad de Saltillo, Coah., próximo a los límites con la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental. (Fig. XI-6).

b) Estratigrafía. La secuencia estratigráfica está constituida por facies marinas cercanas a la costa, formadas por una serie de calizas con menores cantidades de lutitas calcáreas, que varían concordantemente desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior, con

Mapes, E., S. Zamora y J.G. Godoy (1964)- "Geología y yacimientos minerales del Distrito de Concepción del Oro y Avalos, Zacatecas" Consejo de Rec. Nat. no Renov., publ. 10-E, 133 p. figs., planos.

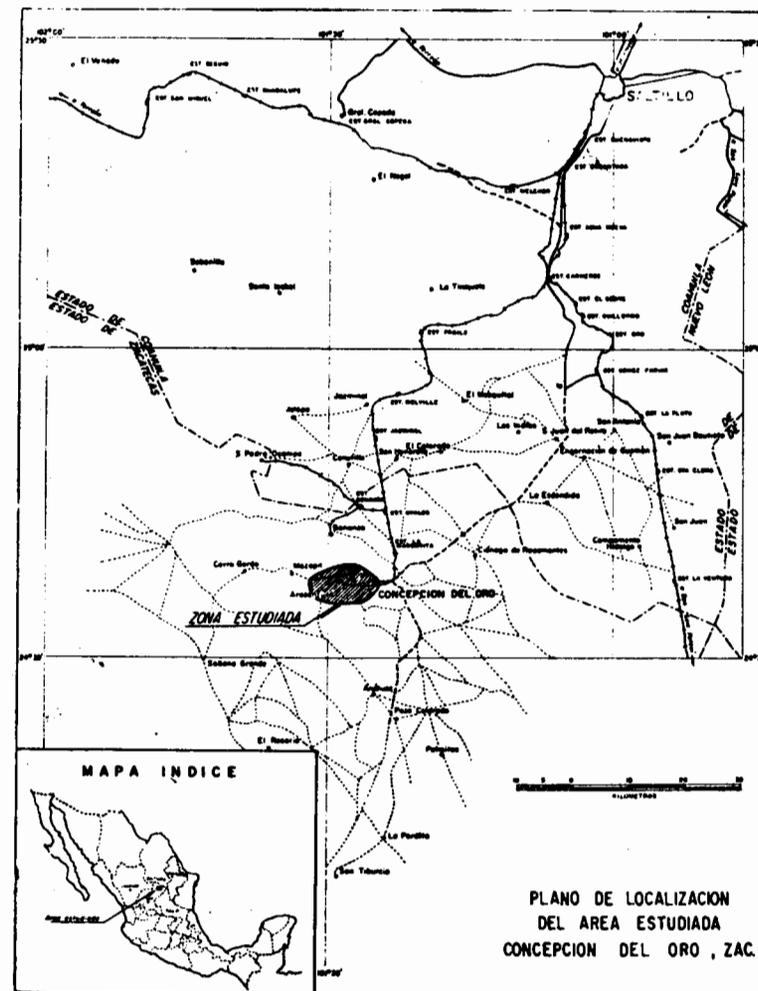


Fig. XI-6.

10. Dimensiones de los afloramientos del intrusivo y profundidad de erosión.

Por lo general, los afloramientos de los cuerpos intrusivos con los que se relaciona la mineralización pirometasomática son de pequeñas dimensiones. En cambio, las regiones donde existen grandes afloramientos de rocas plutónicas no son favorables a tales yacimientos. La explicación sería que los elementos característicos de ellos, en particular Sn, W y Cu, se localizan en las porciones aplicables, dentro del nivel de erosión acrotolítico. Una mayor erosión los destruiría.

11. Forma de los contactos.

Los contactos más favorables para la localización de minerales pirometasomáticos de importancia son los de plutones de bordes francos o circunscritos que, por lo general, son típicos de los cuerpos post-tectónicos. Los granitos de bordes difusos, en particular los de anatexis, son casi siempre estériles.

12. Forma y estructura de los yacimientos.

Al seguir un contacto intrusivo, la forma de los yacimientos tiende a ser irregular. Sin embargo, muchos de ellos presentan una forma estratiforme o tabular al reemplazar un horizonte favorable. (Fig. XI-4). Otras veces siguen zonas de fallas o fisuras, como en Aranza, Concepción del Oro, Zac. (Fig. XI-5).

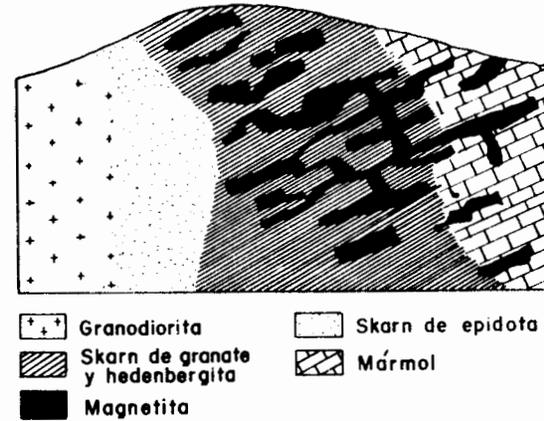


Fig. XI-4.

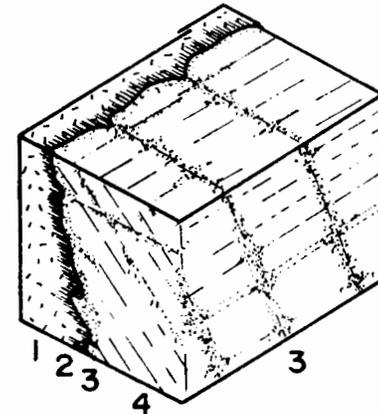


Fig. XI-5.

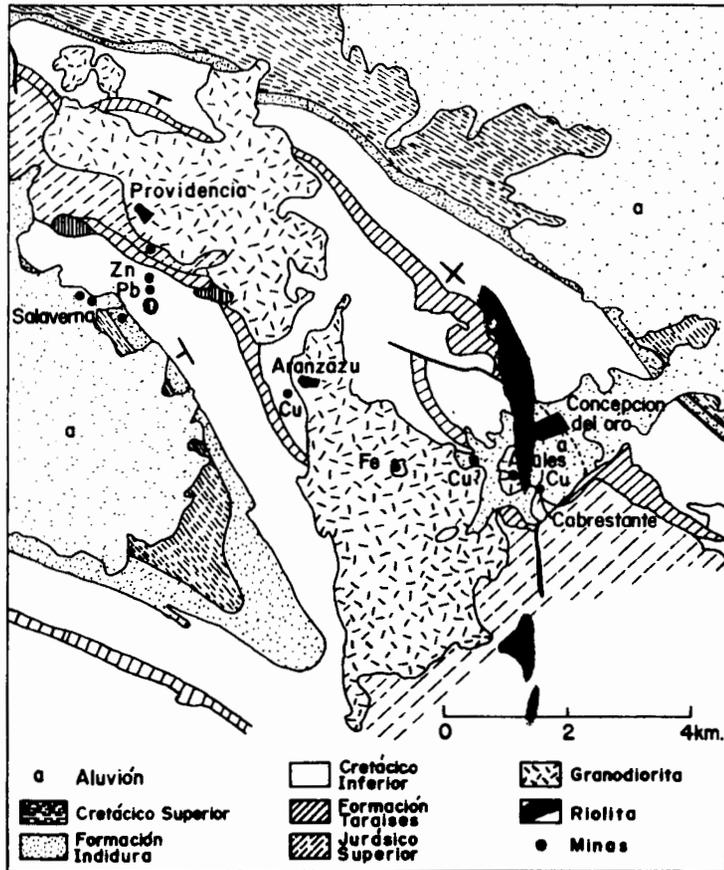


Fig. XI-7.

grandes extensiones con los flancos de los anticlinales. (Fig. XI-8).

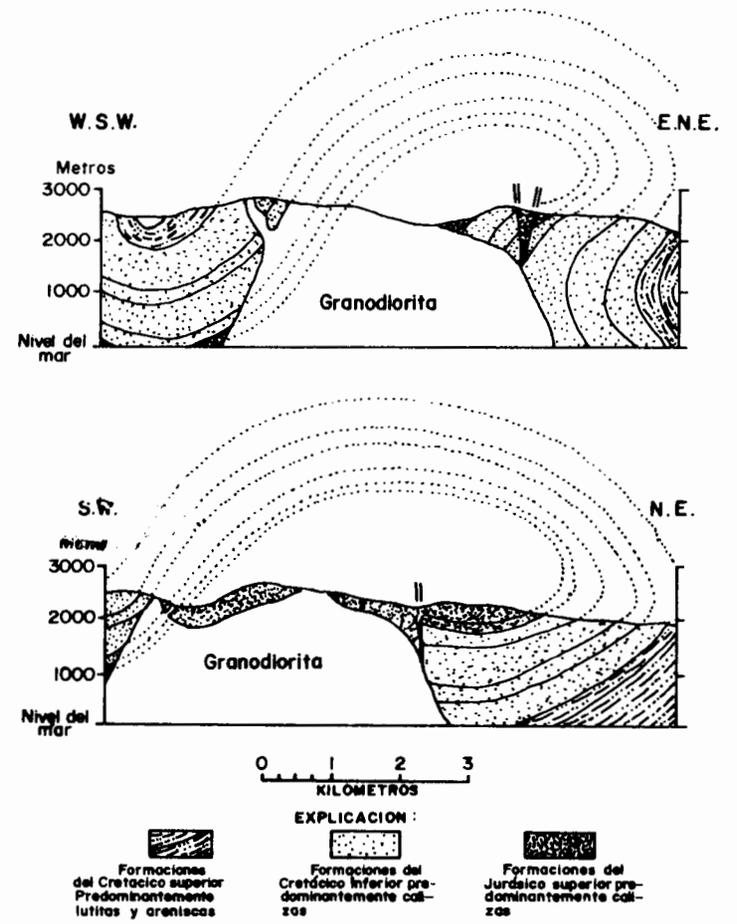


Fig. XI-8.

espesores de varios miles de metros. La columna es la siguiente:

SERIE	PISO	FORMACION	CARACTERISTICAS	ESPESOR EN m
CRETACICO SUPERIOR	Santoniano	Parras	Lutitas calcáreas negras con algunas capas de areniscas.	1 300
	Coniaciano	Caracol	Lutitas grises oscuras interestratificadas con areniscas calcáreas pardas, localmente con lentes de calizas.	800
	Turoniano Cenomaniano	Indidura	Calizas arcillosas grises interestratificadas con lutitas pardas.	180
		¿Discordancia?	?	
CRETACICO INFERIOR	Albiano	Cuesta del Cura	Calizas azules oscuras con abundantes lentes de pedernal	310
	Aptiano	La Peña	En la cima: Argilitas y bandas de pedernal. En la parte media: Capas delgadas de caliza arcillosa gris. En la base: Calizas grises en estratos gruesos.	± 120
		¿Discordancia?	?	
	Barremiano	Cupido	Calizas grises claras con estilolitas y nódulos de pedernal gris, con concreciones de pirita.	± 340
CRETACICO INFERIOR		¿Discordancia?	?	
	Hauteriviano Valanginiano	Taraises	Calizas grises pardas en estratos gruesos, con lentes y nódulos de pedernal negro y gris crema, con delgadas intercalaciones de lutitas.	± 140
		¿Discordancia?	?	

SERIE	PISO	FORMACION	CARACTERISTICAS	ESPESOR EN m
CRETACICO SUPERIOR	Titoniano Kimmeridgiano	La Caja	Estratos delgados de argilita, lutita, caliza arcillosa y caliza con colores que varían de amarillento a gris y negro. Abundante pedernal negro en la parte superior.	40-150 m
JURASICO	Oxfordiano Sup. (Argoviano)	Zuloaga	Estratos gruesos de calizas grises claras a oscuras, con intercalaciones de capas arcillosas amarillentas y líneas estilolíticas.	± 400 m

Los únicos sedimentos más jóvenes que afloran en el distrito son unas masas pequeñas de rocas terciarias continentales, constituidas por conglomerados, arcosas, margas, tobas y aluviones, que cubren los valles y algunas laderas.

c) Rocas intrusivas. Las rocas ígneas más antiguas del distrito y también las más importantes desde el punto de vista económico son dos "stocks" de granodiorita, separados por una franja de 150 m de Caliza Zuloaga, por lo que es muy probable que se unan a profundidad, toda vez que su composición es muy parecida. El "stock" de Concepción del Oro tiene una superficie aproximada de 9 km². (Fig. XI-7). Estos cuerpos ocupan principalmente los núcleos de los grandes pliegues anticlinales y afectan a toda la secuencia sedimentaria mesozoica, por lo que son posteriores a ella.

Los contactos de los intrusivos cortan abruptamente a menudo a los estratos de los sedimentos, pero otras veces son concórdantes en

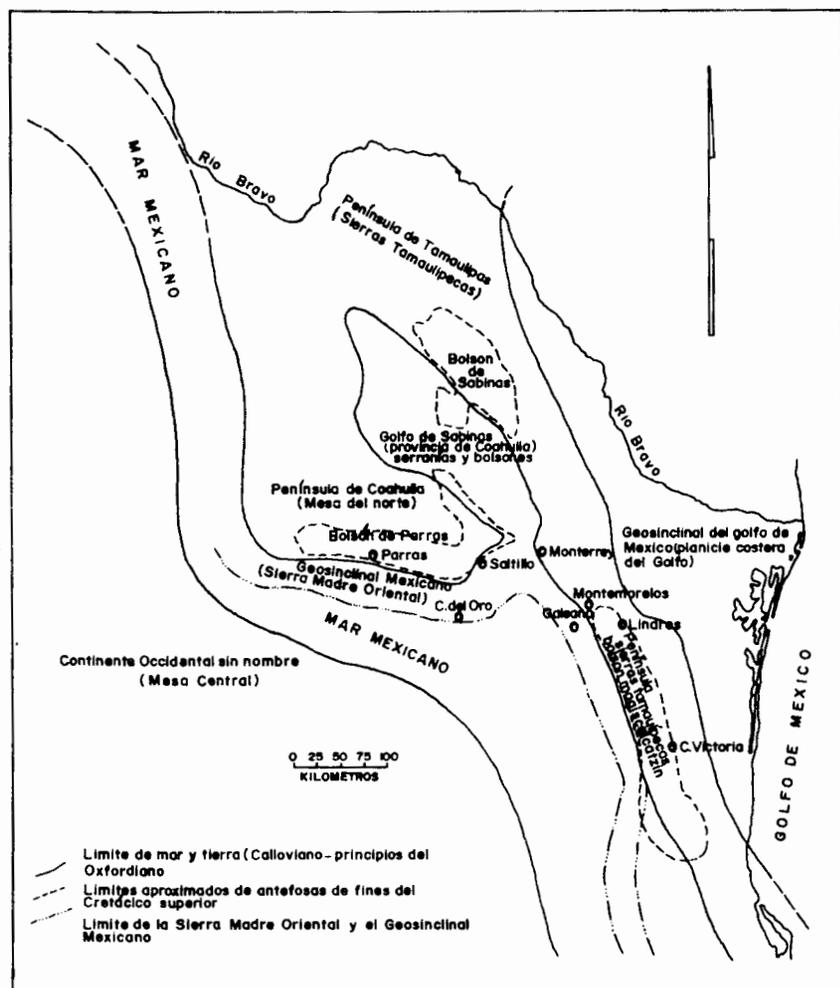


Fig. XI-9.

Diferentes características de esta área, por lo que respecta a ple
gamientos, fallamientos y distribución de las rocas intrusivas y su mi-
neralización asociada, sirven como base para su división en tres provin
cias geológicas (Rogers et al, 1961), que, de norte a sur son:

- Faja de Sierras y Valles
- Faja de Sierras y Llanuras
- Faja Mineral

En la última de ellas es donde se localiza el distrito en cuestión y
se produjo un intenso fallamiento y actividad ígnea que dio como resul
tado que esta faja, a diferencia de las otras, esté bien mineralizada.
(Fig. XI-10).

f) Estructura del distrito. El Distrito de Concepción del Oro
se encuentra incluido en la estructura anticlinal de la Sierra de la Ca-
ja, la cual es una de las cuatro cordilleras anticlinales de la región,
separadas entre sí por valles angostos de estructura sinclinal. En
las inmediaciones de Concepción del Oro, el anticlinal es recumbente
a recostado. Los stocks fueron emplazados en forma discordante en
el núcleo de éste, provocando fallamientos en algunos lugares (Fig. XI-8)

g) Relaciones de la estructura y la mineralización. Los yaci-
mientos minerales del distrito están íntimamente asociados al contacto
de la masa intrusiva principal o de sus apófisis con las formaciones se

Rogers, C.L., Z. de Cserna, E. Tavera, R. Van Vloten y J. Ojeda
(1961). "Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de
Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Poto
sí". Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Bol. 56, pp. 32-38.

Estos cuerpos muestran un notable sistema de fracturas que se supone se desarrollaron por esfuerzos de tensión originados durante su período de enfriamiento. Los dos sistemas principales poseen, uno rumbos de 10 y 15° al NW, con echados prácticamente verticales o ligeramente dirigidos al SW, y el otro de rumbo NS y echados fuertes hacia el E. Algunas de las fracturas están rellenas de turmalina o granate y más raramente con rocas de composición alaskítica o aplítica granítica. Otras de ellas contienen mineralización económica. (Fig. XI-5).

Los echados de los contactos de los intrusivos son por lo general fuertes, en promedio de 72°.

La composición de los stocks es principalmente granodiorítica, pero puede variar en forma local a granítica, cuarzomonzonítica, cuarzodiorítica y diorítica. Estas variaciones se han interpretado como debidas a asimilación de grandes porciones de las rocas sedimentarias, porque se manifiestan sobre todo en las cercanías de los contactos con éstas.

La granodiorita fresca es grisácea, tornándose verde rojiza por intemperismo, y su textura es generalmente porfirítica de grano medio, con fenocristales subdrales de plagioclasa como de un centímetro de longitud, rodeados de granos más pequeños de cuarzo y máficos que a su vez se encuentran embebidos en una matriz más fina constituida sobre todo de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa. Los minerales máficos más abundantes son biotita y clinopiroxeno (diópsido), mientras que la

hornblenda es relativamente escasa. Los minerales accesorios son magnetita, ilmenita, apatito y zircón. En las cercanías de los contactos con los sedimentos aumenta considerablemente la cantidad de magnetita y aparecen especularita, epidota y cuarzo.

Existen, además, infinidad de cuerpos más pequeños asociados a la granodiorita tales como apófisis en forma de chimeneas de la misma composición, cercanas al contacto y que penetran en los sedimentos, así como diques y "sills" (diquestratos) fundamentalmente riolíticos, aunque pueden variar en composición a cuarzolíticos y dacíticos.

d) Rocas volcánicas.— La única roca volcánica dentro del distrito es una riolita que aflora en las cercanías de la Mina San Marcos en forma de corrientes, productos piroclásticos y posiblemente cuellos volcánicos. Fuera del área se observan también dacitas. Ambas son posteriores al tiempo de emplazamiento de la granodiorita, pues se depositaron sobre una superficie de erosión que afectó a ésta.

e) Estructuras regionales.— Las fuerzas de compresión originadas por la Revolución Laramide actuaron en dirección más o menos perpendicular a los bordes de las antiguas penínsulas de Tamaulipas y Coahuila, o sea de oeste a este en la zona oriental y de sur a norte en la parte norcentral. Lo más sobresaliente de la deformación es el cambio abrupto en el rumbo tectónico general de la Sierra Madre Oriental. En consecuencia, el Distrito Minero de Concepción del Oro se encuentra en una zona muy importante de flexión, lo que quizás sea de gran interés para la localización de la mineralización (Fig. XI-9)

que la textura original intrusiva aún puede observarse, así como algunos fenocristales de plagioclasas muy alterados, con ortoclasa, cuarzo y diópsido.

La aureola interna está constituida por grandes cantidades de silicatos cálcicos, principalmente idocrasa, grosularia, wollastonita, diópsido, escapolita, así como calcita, con proporciones menores de hornblenda y zoisita. Es en esta aureola donde se localiza la mineralización económica, consistente en calcopirita, galena, esfalerita, magnetita, hematita, tetraedrita y tennantita. También se pueden observar zonas con "roof pendants" o septas mineralizadas. Las dimensiones de la aureola interna varían entre unos cuantos metros hasta centenares de metros.

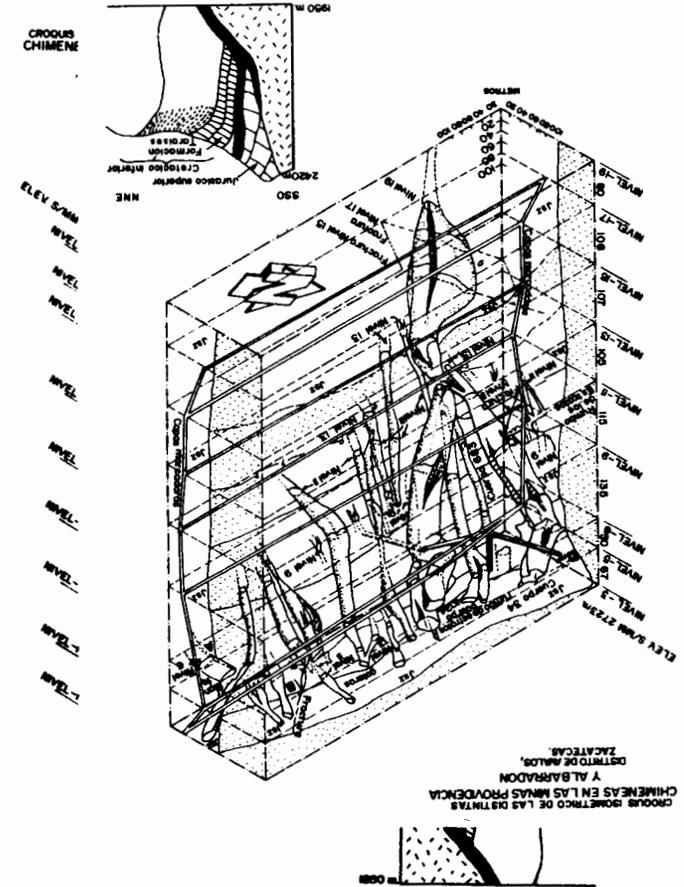
La aureola externa de recristalización de las calizas se manifiesta en texturas gruesas en las zonas más cercanas al intrusivo y más finas en las más alejadas. Alcanza varios cientos de metros y en algunos casos sobrepasa el kilómetro de espesor. Dentro de ella es frecuente encontrar áreas de silicatos cálcicos diseminados, las que pueden sugerir la presencia de apófisis que aún no han sido descubiertas por la erosión.

i) Forma de los yacimientos.- Se observan:

- Cuerpos tabulares, sensiblemente paralelos al rumbo de los estratos, a veces lenticulares, alargados en dirección del contacto con el intrusivo.

- Chimeneas y cuerpos tubiformes, con secciones transversa

les elípticas, que constituyen la principal fuente de mineralización del distrito y que han alcanzado áreas de hasta 500 m² y han sido explotadas hasta profundidades de 1,000 m. (Figs. XI- 11 y 12).



Figs. XI-11 y 12.

43 GEOFISICA Y YACIMIENTOS MINERALES DEL D.TRO. DE AVALES Y CONCEPCION DEL ORO, ZACATECAS

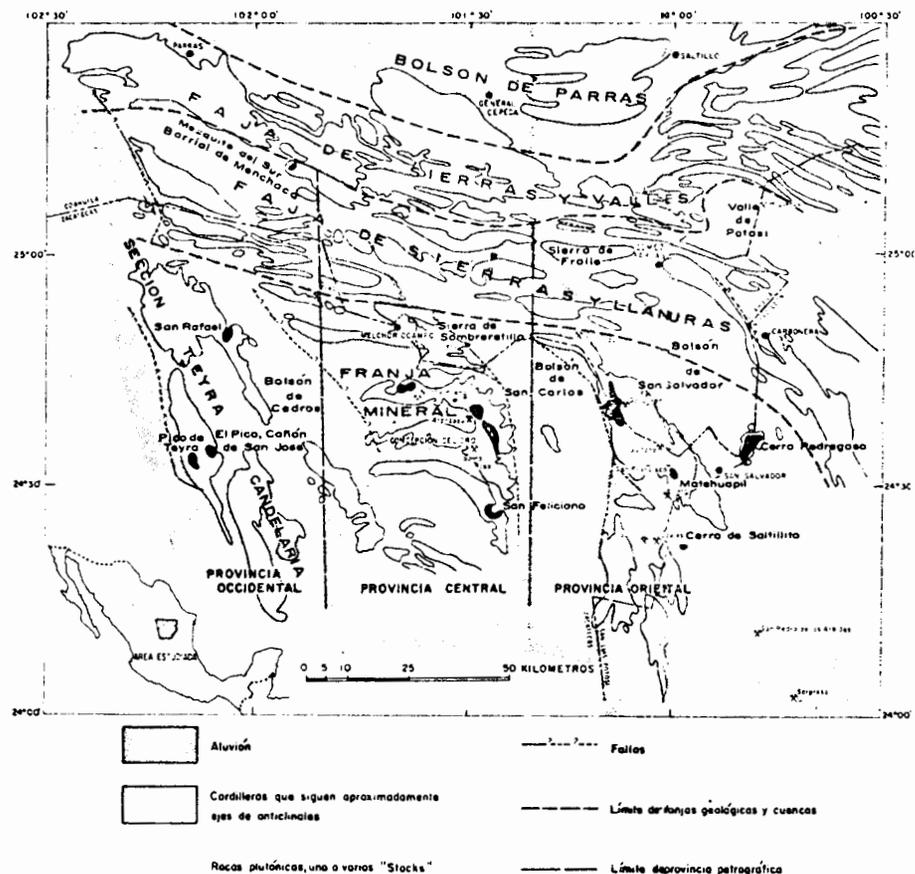


Fig. XI-10.

dimentarias adyacentes.

Puede decirse que existen manifestaciones minerales en casi todas las formaciones del Jurásico y Cretácico; sin embargo, los grandes cuerpos minerales muestran una marcada afinidad por la Caliza Zuiloaga y en mucha menor escala con las formaciones que se hallan encima de ella, en particular La Caja y Taraises. La causa se puede atribuir a controles físico-químicos y estructurales; los primeros debidos a que dicha caliza es bastante pura, de grano grueso y porosa; los segundos, a que por ser la formación más antigua del distrito, está en contacto con el intrusivo por grandes extensiones.

Existen en el distrito muchos controles de la mineralización que son:

- Los contactos de los intrusivos con los sedimentos.
 - Fallas y fracturas
 - Capas y contactos sedimentarios favorables
 - Flexiones horizontales orientados hacia afuera de los anticlinales o áreas de menor presión.
- h) Metamorfismo.- Se puede considerar bajo tres aspectos:
- Endomorfismo de la granodiorita
 - Aureola interna de metamorfismo de alta temperatura
 - Aureola externa de recristalización.

El endomorfismo afectó profundamente al intrusivo en las cercanías del contacto, pudiendo observarse rocas constituidas casi en su totalidad por granate grosularia con bandas birrefringentes, pero en las

Cu-Zn, en la parte más alejada de dicho cuerpo. En cambio, en la Unidad de Avalos predomina el zoneamiento vertical sobre el horizontal; por lo general el contenido de plata disminuye con la profundidad, el de plomo decrece gradualmente, mientras que el de zinc aumenta, según cabría esperar; muchos de los cuerpos minerales terminan hacia abajo por el aumento de pirita; la calcopirita aparece sólo en los niveles inferiores aunque no en cantidades suficientes para que la producción de cobre sea importante.

De lo anterior se deduce que a escala regional, de áreas de alta temperatura a aquellas de más baja temperatura, hay un cambio gradual del cobre y óxidos de hierro, acompañados de un poco de oro a zinc y después a zinc y plomo con algo de plata.

1) Edad del intrusivo y la mineralización. Ohmoto et al. (1966), analizaron tres tipos de muestras empleando los métodos de potasio-argón y rubidio-estroncio, con el fin de determinar las relaciones entre la granodiorita y la mineralización: 1) cuatro muestras de biotita y una por roca completa de la granodiorita; 2) tres muestras de moscovita intercrecida con sulfuros provenientes de la Mina Providencia, y 3) tres mezclas de albita y adularia provenientes de las últimas vetas del área de Concepción del Oro. Los análisis por K/Ar dieron una edad de 40 millones de años a la biotita, 34.5 m.a., a la moscovita y 38 millones de años a la adularia, con un error analítico probable de menos

Ohmoto, H., S.R. Hart y H.D. Holland (1966) - "Studies in the Providencia Area, México II, K-Ar and Rb-Sr ages of intrusive rocks and hydrothermal minerals." *Econ. Geol.*, v. 61, 1966, pp. 1205-1213.

de 2 millones de años. Los análisis por Rb/Sr señalaron una edad de 41 millones de años a la biotita. Se concluyó que existe una relación genética entre los cuerpos intrusivos, emplazados a fines del Eoceno o inicios del Oligoceno, y la mineralización, y que el intervalo de tiempo transcurrido entre el emplazamiento de la granodiorita y dicha mineralización osciló probablemente entre 1 y 3 millones de años.

m) Temperatura de mineralización.- Sawkins (1964) realizó de terminaciones de temperatura, por el método de inclusiones fluidas, a diversos ejemplares de blenda, cuarzo y calcita colectados en diferentes cuerpos minerales del área de Providencia. Los resultados obtenidos indican que, cuando menos, el último período de deposición mineral tuvo lugar entre las temperaturas de 205 a 365°C, que la esfalerita masiva se depositó a temperaturas mayores de 350°C, mientras que las del cuarzo y la calcita fueron inferiores, considerándose que el límite máximo para la deposición de la mineralización en Providencia fué de 425°C.

En el área de Concepción del Oro, Buseck (en Mapes et al., op. cit.) hizo determinaciones empleando el mismo método y obtuvo temperaturas de 355°C \pm 35 para el cuarzo, de donde se deduce que la blenda se depositó a temperaturas mayores; la coexistencia de pirrotita con pirita indica que se formaron a 500°C, de lo que se deduce que cuando menos parte de la mineralización de esa área se depositó a la misma

Sawkins, F.J. (1964)- "Lead-zinc ore deposition, in the light of fluid inclusion studies, Providencia Mine, Zacatecas, México." *Econ. Geol.*, v. 59, pp. 883-917.

- Depósitos vetiformes, en general de valor económico escaso o nulo.

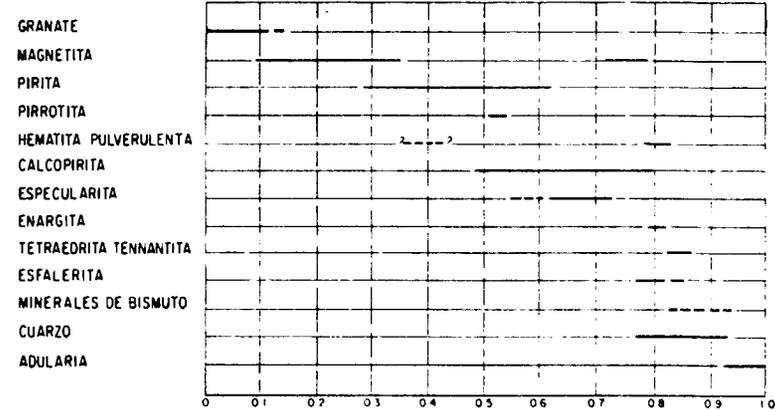
j) Mineralización. La mineralización de importancia económica es diferente en la Unidad de Concepción del Oro y en la de Avalos (Providencia). En la primera consiste en magnetita, hematita, especularita, calcopirita, con oro en pequeñas cantidades (menos de 2g/ton) y con proporciones de insignificante valor económico de Zn, Pb y Ag; los minerales de ganga más abundantes son calcita, cuarzo, granate, idocrasa y wollastonita. En la Unidad de Avalos, en cambio, predominan la esfalerita y la galena; en menores cantidades hay calcopirita, tetraedrita, geocronita y bournonita, así como proporciones variables de plata y oro; la ganga consiste en calcita, con menores cantidades de cuarzo y muy pocos silicatos cálcicos y fluorita.

La secuencia de deposición se muestra en las tablas XI-1 y 2.

k) Zoneamiento. La disposición de la mineralización hace suponer que la parte sudeste del distrito, es decir la Unidad de Concepción del Oro, corresponde al polo más caliente del intrusivo o bien a que en ésta el nivel de erosión ha sido más profundo que hacia la Unidad de Avalos-Providencia.

Todas las mineralizaciones cúpríferas se explotan en la Unidad de Concepción del Oro, lo mismo que las ferríferas. En cambio las de Zn, Pb y Ag dominan en la Unidad de Avalos-Providencia (Fig. XI-7).

En la primera de dichas unidades de zoneamiento es más bien horizontal, con Fe en la cúpula del intrusivo, Fe-Cu hacia los flancos y



DESCRIPCIÓN DE LA MINERALIZACIÓN

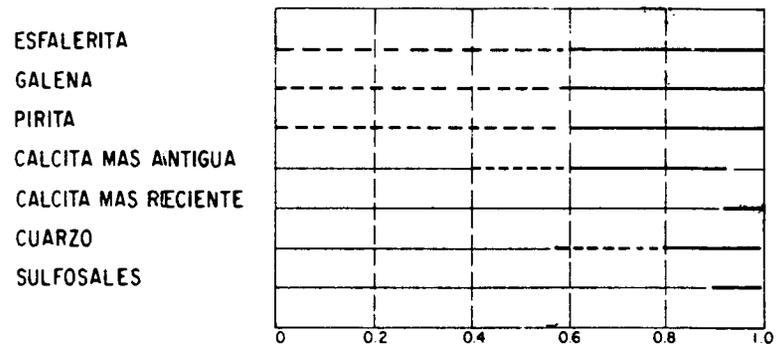


Fig. 40. Diagrama paragenético de los cuerpos minerales Las Animas, Zinc West y Salaverra. Simplificado del de Sawkins (1964)

altas.

- c) Yacimientos hipotermales: Entre 300 y 500°C y presiones muy altas.

3. Procesos que intervienen.

En la formación de los yacimientos hidrotermales pueden intervenir dos procesos fundamentales que, muchas veces, actúan conjuntamente:

- a) Relleno de cavidades.
- b) Reemplazamiento meta somático.

Por lo general, el primero de esos procesos predomina en los yacimientos epitermales mientras que el segundo en los hipotermales. En lo que respecta a los yacimientos mesotermales, ambos procesos son característicos.

4. Factores para su formación.

- a) Disponibilidad de soluciones mineralizadoras susceptibles de disolver y transportar materia mineral.
- b) Presencia de aberturas en las rocas por las cuales puedan canalizarse las soluciones.
- c) Presencia de lugares favorables a la deposición mineralógica.
- d) Reacciones químicas cuyo resultado sea la deposición.
- e) Suficiente concentración de materia mineral depositada para llegar a constituir yacimientos explotables.

5. Tipos de soluciones.

En la Naturaleza se observan actualmente en los manantiales de

aguas termales depósitos constituidos sobre todo de sílice, carbonato de calcio y limonita, acompañados a veces de pequeñas cantidades de barita, fluorita, zeolitas, azufre, pirita, siderita, estibnita, rejalgar, oropimente, cinabrio, así como trazas de diversos metales. Por supuesto que nunca se encuentran en dichos manantiales las ricas asociaciones hidrotermales antiguas, formadas a mayor profundidad y descubiertas gracias a la erosión. Es probable que sea una cuestión de tiempo geológico, es decir los manantiales actuales son jóvenes y la erosión los ataca continuamente; a profundidad, las grandes fisuras se pueden mineralizar durante todo un periodo geológico, si la causa del fenómeno perdura a esta escala de tiempo.

El proceso de cristalización magmática aumenta gradualmente la concentración de los constituyentes más volátiles del magma en los fluidos residuales. Estos constituyentes continen los elementos denominados "mineralizadores", como los halógenos y el azufre. Las inclusiones fluidas pueden contener soluciones acuosas silicatadas o ricas en CO₂ y sales diversas, esencialmente cloruros, sulfatos y carbonatos que revelarían la naturaleza del medio generador. De acuerdo con lo anterior, muchos autores consideran que las menas provienen de la migración de cloruros metálicos, pues son bastante solubles y además, sus campos de estabilidad siguen la secuencia



que es la observada en la deposición de esos elementos. Por otro lado, muchos metales se depositan como iones complejos estables bajo

temperatura de los contactos del intrusivo durante su emplazamiento.

n) Tonelaje y leyes.— En las tablas XI-3 y 4 se muestran toneladas y leyes típicas de dos minas, una de la región de Providencia y la otra en la de Concepción del Oro.

TERCERA PARTE

LOS YACIMIENTOS HIDROTERMALES

CAPITULO XII

GENERALIDADES SOBRE LOS YACIMIENTOS HIDROTERMALES

Tabla XI-3

Tonelajes, análisis y proporciones metálicas, 1936-1950, del Cuerpo Mineral Zinc West Mina Providencia y Demasia- del Paraíso (según Triplett, 1951)

Nivel	Toneladas Métricas	Análisis		Proporciones metálicas					
		Au Gms.	Ag Gms.	Pb %	Zn %	Au/Pb	Ag/Pb	Ag/Zn	Zn/Pb
11-12	10.30	.83	310.8	10.9	20.79	.076	31.2	16.5	1.90
12-13	59.10	.11	210.1	3.16	22.20	.053	29.9	10.8	2.72
13-11	89.20	.31	199.9	6.16	20.9	.050	32.4	9.5	3.40
14-15	88.31	.31	201.4	6.0	19.1	.051	33.6	10.4	3.23
15-16	79.03	.31	195.6	6.6	17.9	.017	29.6	10.9	2.72
16-17	66.82	.30	186.5	5.95	18.7	.050	31.3	9.9	3.15
17-18	41.13	.25	160.5	5.30	17.6	.017	30.2	9.1	3.32
18-19	22.87	.20	163.8	1.51	19.9	.011	36.3	8.2	4.10
Totales:	157.05	.36	211.11	6.69	19.67				

Tabla XI-4

Tonelaje, análisis y proporciones metálicas, 1936-1950, del Cuerpo Mineral Las Animas, Minas La Leona y Nazareno (según Triplett, 1951)

Nivel	Toneladas Métricas	Análisis		Proporciones metálicas					
		Au Gms.	Ag Gms.	Pb %	Zn %	Au/Pb	Ag/Pb	Ag/Zn	Zn/Pb
7-8	9.965	1.33	381.1	14.7	18.5	.090	25.9	20.6	1.26
8-9	39.85	1.11	451.6	14.3	19.1	.077	31.8	23.8	1.33
9-10	80.81	.85	357.1	13.3	17.9	.064	26.9	19.9	1.34
10-11	141.96	.69	308.2	13.7	17.1	.050	22.5	18.0	1.25
11-12	109.71	.45	265.3	12.1	16.9	.036	21.4	15.7	1.36
12-13	95.72	.11	210.0	9.1	16.9	.017	22.3	12.1	1.80
13-14	108.44	.12	216.7	10.0	16.1	.042	21.6	13.4	1.61
14-15	147.30	.52	240.7	9.2	16.5	.057	26.1	11.5	1.79
15-16	109.10	.37	323.3	11.0	19.4	.033	29.4	16.7	1.76
16-17	20	.25	321.0	7.7	18.1	.032	12.0	17.6	2.56
Totales:	813.30	.61	308.13	11.57	17.68				

1. Definición.

Los yacimientos hidrotermales son aquéllos que resultan del relleno de cavidades o fisuras debido a una precipitación química de sustancias transportadas por la circulación de soluciones calientes, que se piensa son de origen magmático, si bien pueden estar mezcladas con aguas meteóricas. Al relleno de cavidades se añade un reemplazamiento metasomático de los respaldos de las fisuras, a menudo muy importante. De acuerdo con los trabajos de Niggli, las soluciones hidrotermales provendrían de la condensación de los vapores desprendidos del magma durante la etapa neumatolítica, si bien muchos autores no comparten esa opinión.

2. Tipos de yacimientos.

Según sean los rangos de temperaturas y presiones de su formación, Lindgren distingue tres tipos de yacimientos hidrotermales:

- a) Yacimientos epitermales: Entre 50 y 200°C y presiones moderadas.
- b) Yacimientos mesotermales: Entre 200 y 300°C y presiones

- Entre los rasgos primarios se consideran

- 1o.) Los planos de estratificación.
 - 2o.) Las capas de rocas sedimentarias permeables, especialmente cuando están cubiertas por rocas impermeables.
 - 3o.) Las vesículas interconectadas de lavas.
 - 4o.) Los canales de lavas formados cuando se ha solidificado su parte exterior, y la lava líquida que queda en el centro escurre hacia afuera.
 - 5o.) Las grietas de enfriamiento, resultado de la concentra-ción al enfriarse las rocas ígneas.
 - 6o.) Las cavidades en las rocas brechoides.
 - 7o.) Las redes cristalinas que permiten la difusión de iones.
- Los rasgos secundarios incluyen
- 1o.) Fisuras y fallas
 - 2o.) Cavidades de zonas de cizallamiento
 - 3o.) Cavidades debidas a plegamiento
 - 4o.) Chimeneas volcánicas
 - 5o.) Brechas de hundimiento
 - 6o.) Brechas tectónicas
 - 7o.) Cavernas de disolución
 - 8o.) Aberturas por alteración de las rocas

b) Los controles químicos de la deposición incluyen reacciones de las soluciones con las rocas que atraviesan. Además, los cambios en la temperatura y la presión pueden provocar reacciones químicas o

disminuciones en la solubilidad que favorecen dicha deposición.

Una explicación sobre la frecuencia de la localización de yacimientos en rocas carbonatadas bajo rocas impermeables es que los fluidos ascendentes son represados y forzados a moverse lateralmente hacia las rocas carbonatadas, las cuales son más permeables y reaccionan más fácilmente con dichos fluidos, provocando su precipitación; esa fa-cilidad se debe a que se descomponen con rapidez en presencia de ácidos y son relativamente solubles en agua.

La solubilidad de muchas sustancias aumenta en razón directa de la elevación de la temperatura. De este modo, el enfriamiento de las soluciones puede producir su precipitación, sobre todo cuando están su-persaturadas. Una reducción en la presión puede dar lugar a efectos similares, como es el caso de un fluido que alcanza una zona de brecha mien-tamiento.

La estabilidad de una solución puede estar determinada por las condiciones del pH y el potencial de oxidación (Eh) del medio; un cambio en alguno de ellos ocasionaría la precipitación. El potencial de oxi-dación es la medida de la energía requerida para añadir o remover elec-trones de un elemento; la habilidad de un medio para abastecer o aceptar electrones determina la valencia de los iones presentes, la cual a su vez determina si el ion puede o no permanecer en solución.

8. El proceso de relleno de cavidades y yacimientos resultantes.

El relleno de cavidades consiste en la deposición mineralógica a partir de soluciones en aberturas de las rocas. La precipitación de

la forma de sulfuros, sulfosales, halógenos, carbonatos, hidróxidos, óxidos y sulfatos, y las especies minerales formadas dependen de la temperatura, presión y relaciones entre los iones, más que de la manera en que fueron transportados.

Los fluidos mineralizadores, de acuerdo con evidencias de campo y laboratorio, parecen tener un pH de 7, es decir están cerca de la neutralidad química; aquellos que son muy ácidos o básicos son excepcionales. La mayor parte de las rocas corticales se componen de silicatos o carbonatos, los que reaccionarían con soluciones ácidas (es decir las que liberan hidrógeno al ser disueltas en agua) para formar bases (o sea los que liberan oxhidrilos cuando se disuelven en agua). Como consecuencia de la hidrólisis, cualquier solución en contacto con silicatos o carbonatos se vuelve alcalina. Por tanto, es lógico suponer que los fluidos mineralizadores son neutrales o básicos al menos a presiones cercanas a una atmósfera, pues si no fuese así reaccionarían inmediatamente con las rocas encajonantes. Tal es el caso de las aguas subterráneas ordinarias, que por lo común son ácidas en la superficie y se vuelven neutrales o básicas a profundidad. De manera análoga, los fluidos mineralizadores deben ser ácidos al principio, y si los metales son solubles en un ácido pero no en una base, se producirá la deposición cuando las soluciones se neutralicen.

6. Migración de las soluciones.

El movimiento de las soluciones hidrotermales parece producirse con mayor facilidad donde existen aberturas largas y continuas, co

mo fisuras o donde existen aberturas más pequeñas interconectadas como en las zonas de cizallamiento, capas de lava vesicular o sedimentos permeables. Se piensa que los fluidos bajo presión, en particular los de temperaturas altas, son capaces de fracturar las rocas y, de este modo, construir sus vías de acceso; esta idea se ve apoyada por la presencia de mineralización de rocas impermeables como intrusivos, lutitas y calizas.

La difusión de iones a través de las redes cristalinas es demasiado lenta o incapaz de actuar en gran volumen a grandes distancias; sin embargo a pequeña escala permite la entrada de iones de sustitución a lugares donde las voluminosas soluciones en movimiento no tendrían acceso. De este modo, las cavidades y fisuras supercapilares desempeñarían el papel de las arterias, las pequeñas fracturas, planos de crucero y espacios porosos, el de las venas y vasos capilares, desde cuyos límites actuaría la difusión a cortas distancias.

La migración de los fluidos a través de las rocas se facilita si éstas se hallan sujetas a esfuerzos, como sucede durante las orogénias.

7. Factores que controlan la deposición de las soluciones.

La deposición de las soluciones puede estar controlada por rasgos estructurales (o físicos) y también por el carácter de la roca huésped (controles químicos).

a) Los rasgos estructurales o físicos pueden ser primarios o secundarios, es decir formados al mismo tiempo que la roca o posteriormente a ella.

que esta última se originó por reaberturas de la fisura, permitiendo nuevas deposiciones.

El relleno de cavidades implica dos procesos separados: a) la formación de la abertura y b) la depositación de los minerales. En consecuencia, el relleno es contemporáneo o posterior a la formación de la abertura.

Mediante estos procesos se han originado un gran número de yacimientos minerales de diversa forma y tamaño, que se han agrupado del modo siguiente:

- a) Filones de fisura
- b) Depósitos de zonas de cizallamiento
- c) "Stockworks" o criaderos en masa
- d) Crestas de repliegue
- e) Vetas escalonadas
- f) Grietas de plegamiento
- g) Rellenos de brechas
- h) Rellenos de cavernas de disolución
- i) Rellenos de espacios porosos
- j) Rellenos vesiculares.

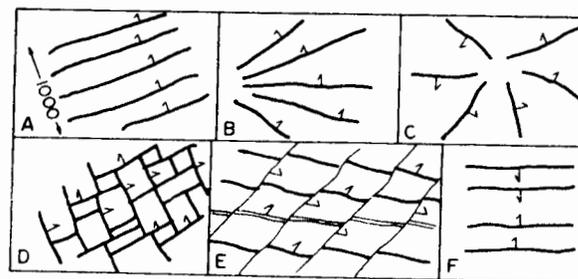
9. Filones de fisura.

En el Capítulo III, sobre la forma y textura de los yacimientos, se describieron las generalidades sobre los filones. Sólo se agregarán unos datos más.

Los filones pocas veces son lisos; la mayoría son curvos, tanto

a rumbo como en inclinación, son de escaso espesor y su longitud varía entre unos cuantos metros hasta varios kilómetros; pocos son verticales, predominando los inclinados. Con frecuencia presentan irregularidades en cuanto a anchura, ampliándose o estrechándose según el movimiento de una pared contra otra. Por lo general el desplazamiento de éstas es pequeño, aunque casi siempre está presente.

Los filones tienden a agruparse en sistemas (Fig. XII-4) que pue-



Tipos de sistemas de fisuras. A, sistema paralelo; B, en abanico; C, radial; D, en mosaico; E, sistemas en intersección; F, conjugado.

Fig. XII-4.

den ser cualesquiera (conjuntos de filones de naturaleza y caracteres geométricos diferentes), paralelos (cuando poseen los mismos rumbos e inclinaciones), conjugados (con rumbos paralelos pero inclinaciones opuestas), en abanico (cuando forman sistemas convergentes-divergentes), radiales (si a partir de un centro se desplazan en todas direcciones).

los minerales tiene lugar fundamentalmente por cambios en la temperatura, presión y composición química de las soluciones. Empezando por un germen cristalino, los minerales crecen, sea en espacio libre, sea en un medio fluido que ofrezca poca resistencia a su crecimiento.

El primer mineral que se deposita reviste las paredes de la cavidad y va engrosando hacia el interior, por lo general con desarrollo de caras cristalinas dirigidas hacia la solución alimentadora (Fig. XII-1). La crustificación es la estructura filoniana considerada como prueba de relleno y consiste en que diferentes especies minerales y sus gangas se depositan en capas delgadas, bien individualizadas, paralelas unas a otras y paralelas a las paredes del filón. Algunas veces aparecen cavidades denominadas "drusas", consideradas como imperfecciones del

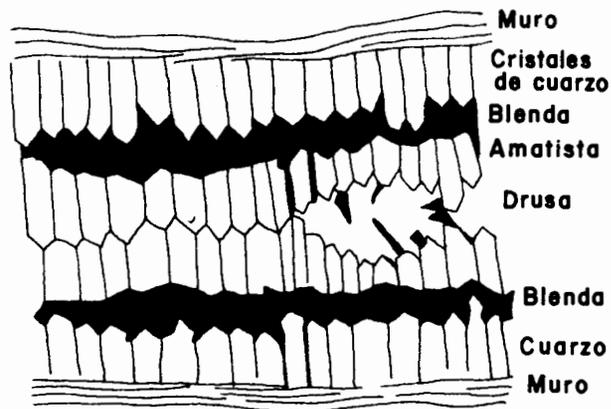


Fig. XII-1.

relleno, que pueden contener cristales raros y de gran belleza y tamaño, muy buscados por los coleccionistas. La estratificación de las vetas puede ser simétrica, con capas similares a ambos lados (Fig. XII-2) o asimétrica, con capas desiguales a cada lado (Fig. XII-3); se piensa

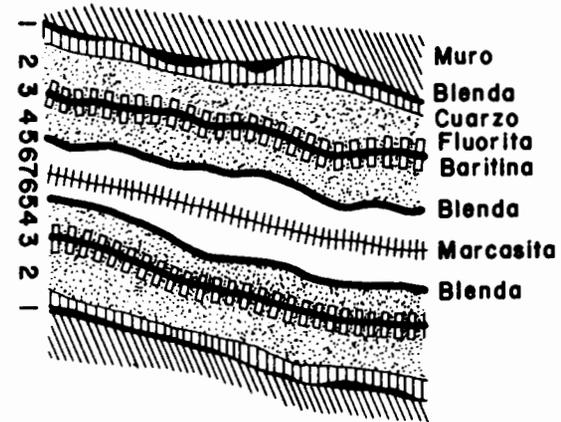


Fig. XII-2



Fig. XII-3.

físicos o químicos predominan sin que se excluyan mutuamente. Los primeros explican las aberturas y el emplazamiento de las mineralizaciones; los segundos determinan la localización de éstas por reemplazamiento o por secreción lateral.

En consecuencia, es ilusorio clasificar los yacimientos en razón de su forma cuando la mineralización resulta de un mismo conjunto de fenómenos genéticos que afectan simplemente a rocas diferentes. Esa es la razón por la cual los autores de la clasificación genética utilizaron como criterios para la distinción de los yacimientos hidrotermales sólo las asociaciones mineralógicas y la naturaleza de las alteraciones metasomáticas de los respaldos.

Las terminaciones de los filones se localizan:

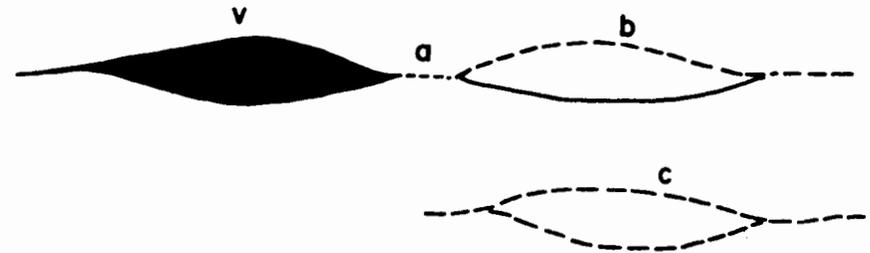
- I.- Contra otras fisuras o fallas
- II.- Al penetrar en una formación diferente
- III.- Dentro de la misma formación, indicada por dislocación de

los extremos o por adelgazamiento gradual; en este caso puede ser la terminación final, un adelgazamiento temporal más allá del cual se encuentre otro ensanchamiento, o bien la fisura puede continuar en forma de una serie de lentes desconectadas y escalonadas (Fig. XII-7).

La profundidad de los filones de fisura por lo general es menor que su longitud; sin embargo existen excepciones.

10. Yacimientos de zonas de cizallamiento.

Las aberturas delgadas, hojosas y conectadas entre sí de una zona de cizalladura sirven de excelentes conductos para las soluciones



Terminación de una fisura. Un adelgazamiento de la veta v puede significar: a) terminación final; b) otro engrosamiento más allá del adelgazamiento; c) un desplazamiento escalonado.

Fig. XII-7.

mineralizantes y son particularmente favorables a la substitución. Los yacimientos auríferos de Otago, Nueva Zelanda, constituyen un ejemplo de este tipo.

11. "Stockworks" o criaderos en masa.

Un "stockwork" es una red entrelazada de pequeñas vetillas portadoras de mineral que atraviesan una masa rocosa. Las porciones comprendidas entre ellas pueden estar impregnadas parcialmente de minerales. Se beneficia toda la masa de la roca. Ejemplos de criaderos de este tipo son los de estaño de Altenberg y Zinnwald, Alemania (Fig. XII-8). La veta Madre de Guanajuato, México, presenta zonas en "stockworks", según Wandke y Martínez (1928).

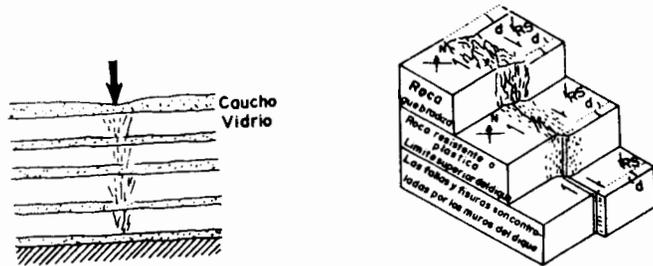
Wandke, A. y J. Martínez (1928)- "Guanajuato Mining District, México". Econ. Geol. v. 23, pp 1-44.

Dos reglas generales permiten el estudio de estos sistemas:

- a) Un filón más joven que desplaza a uno más antiguo por lo común contiene mineralización diferente a la de éste.
- b) Dos filones de la misma edad no se desplazan y sus mineralizaciones casi siempre son análogas.

Dos ideas generales se oponen para explicar la influencia de las rocas encajonantes sobre la forma de los filones hidrotermales:

1o.) Son las propiedades físicas, mecánicas en particular, de las rocas afectadas las que determinan el emplazamiento y la forma del yacimiento. Según que la roca responda a un esfuerzo tectónico rompiéndose (roca competente) o deformándose de modo plástico (roca incompetente) habrá o no abertura (Figs. XII-5 y 6).



Capas alternantes de vidrio y caucho. Por el empuje de una fuerza f , las capas dúctiles de caucho se curvan, pero las capas de vidrio se fisuran.

Relación de las fisuras entre sí con las rocas que las encierran: Arrastre Basin (Colorado). W. S. Burbank, Colo. Sci. Soc. Proc.)

Fig. XII-5.

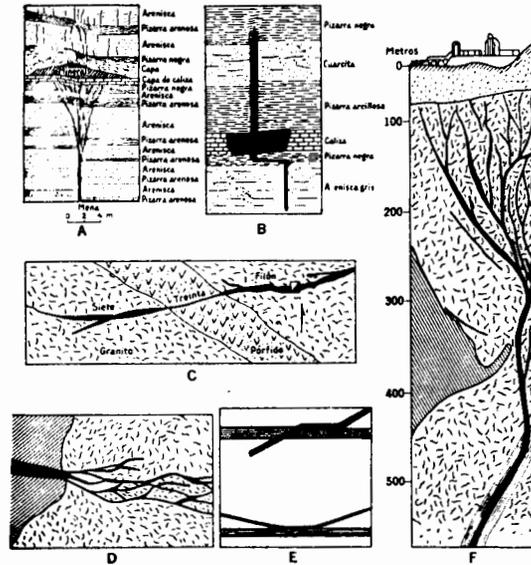


Fig. XII-6.

2o.) Es la naturaleza química de la roca afectada la que determina el emplazamiento y la forma del yacimiento. Así, en muchos depósitos las fracturas se extienden al atravesar horizontes calcáreos, sobre todo si encima de ellos existen rocas ricas en minerales ferromagnesianos. Por último hay que señalar el interés que presenta en ciertos distritos mineros el reconocimiento de formaciones guías, inclusive si la explicación de su papel no es entendida cabalmente. Por ejemplo, en Ballarat, Australia, la mineralización está asociada a una capa indicatriz de pizarras y en Santa Eulalia, Chihuahua, la mineralización plomo-zincífera se localiza en la intersección de dos horizontes bien definidos, con fracturas verticales.

Se puede concluir que según sea el distrito filoniano, los factores

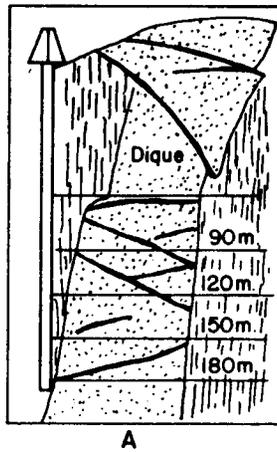


Fig. XII-10.

zarras, sufriendo una deflexión al pasar de estos últimos, menos competentes, al dique, más competente.

14. Grietas de plegamiento. (Fig. XII-11).

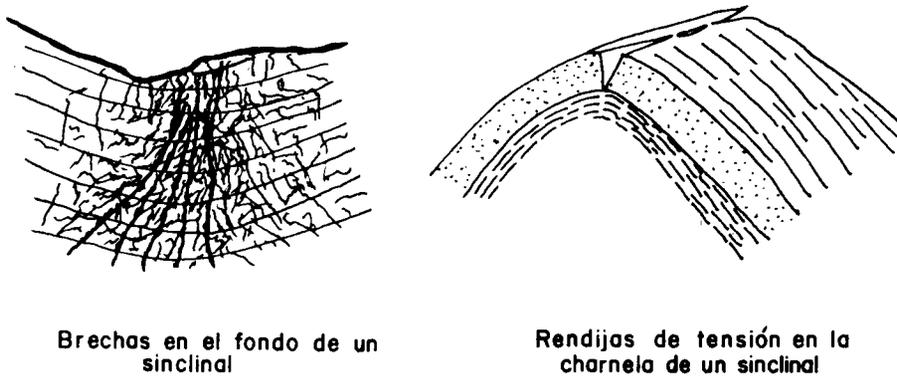


Fig. XII-11.

Los plegamientos suaves de estratos sedimentarios quebradizos pueden dar origen a fracturas de tensión en las charnelas de los anticlinales y sinclinales, produciendo grietas de plegamiento que eventualmente pueden contener mineralización, como las masas de cobre de Kennecott, Alaska.

15. Relleno de brechas.

Los espacios que se encuentran entre los fragmentos angulosos de las brechas permiten la entrada de soluciones y la deposición subsiguiente de minerales, formando yacimientos de relleno de brechas. Según sea su origen, se distinguen las brechas volcánicas, de hundimiento y tectónicas.

Las brechas volcánicas se presentan sea en capas intercaladas en tobas y otros productos piroclásticos, sea como relleno de chimeneas volcánicas, siendo éstas mucho más importantes desde el punto de vista económico (Fig. XII-12).

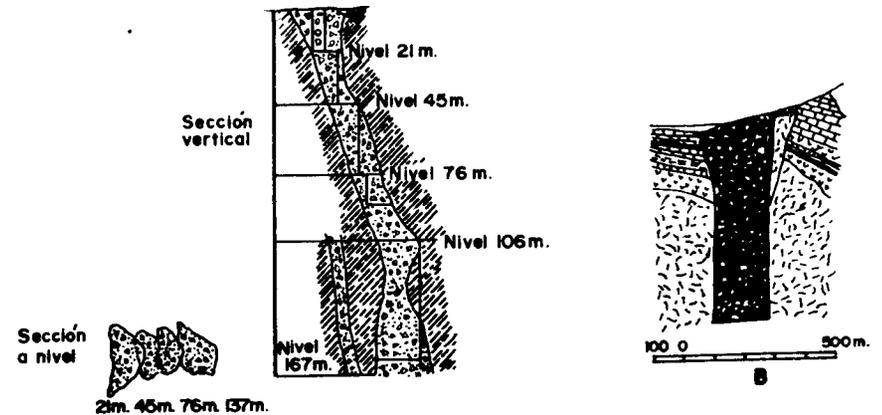
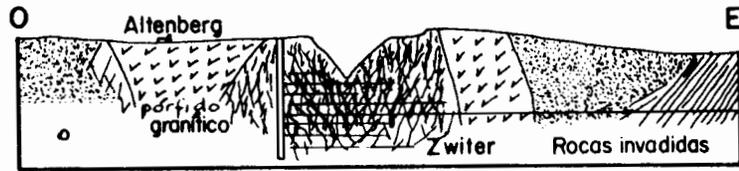


Fig. XII-12.

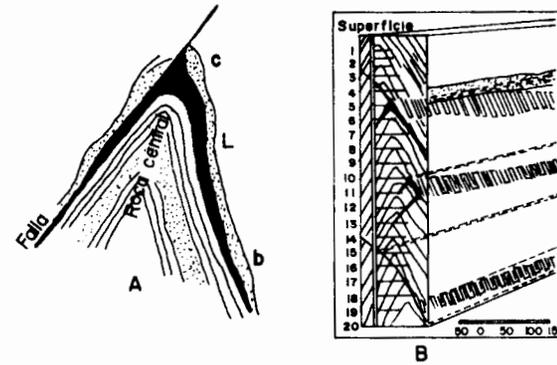


Los yacimientos de estaño de Altenberg. (Según Dalmer, Z, prakt. Geol.)

Fig. XII-8.

12. Crestas de repliegue o vetas en albarda (saddle-reefs).

Cuando una secuencia de rocas es plegada, los estratos tienden a deslizar unos sobre otros, sufriendo compresión en los flancos y dilatación en las crestas de los anticlinales, representando estas últimas áreas de liberación de presión y pudiéndose originar fracturas paralelas a los planos axiales, particularmente en las capas competentes. El resultado es un desarrollo de aberturas o un incremento en la permeabilidad en las crestas que, al ser mineralizadas, dan lugar a estructuras en forma de sillas de montar (saddles) que son denominadas crestas de repliegue o vetas en albarda, como las de cuarzo aurífero de Bendigo, Victoria, Australia. (Fig. XII-9).



A, Rocas en albarda típicas, en Bendigo (Australia); c; casquete; L, pata; b, espalda; en negro, el mineral de cuarzo aurífero; B, tres tipos de crestas existentes en Bendigo, y métodos de explotación de las mismas.

Fig. XII-9.

13. Vetas escalonadas (Ladder veins).

Las vetas escalonadas son un conjunto de vetillas que forman un sistema conjugado que afecta selectivamente a un dique, adoptando la apariencia de peldaños de una escalera, de ahí su nombre.

El ejemplo más conocido es la Mina Morning Star en Woods Point, Victoria, Australia (Fig. XII-10). Se trata de un dique rodeado de pizarras cuya foliación es paralela a las paredes del dique. Las vetillas de cuarzo aurífero se extienden por lo general de una pared a otra de éste, y a veces a una pequeña distancia dentro de las pizarras. En un principio, las vetillas fueron interpretadas como fisuras producidas por contracciones durante el enfriamiento del dique; sin embargo actualmente se piensa que la región fue sometida a esfuerzos que determinaron un sistema de fracturas conjugadas que afectaron al dique y las pi-

17. Relleno de espacios porosos.

Los ejemplos más comunes son los de rocas detríticas con cementante mineralizado (por sulfuros o minerales de uranio y vanadio). La existencia de geodas con paredes bien cristalizadas hace pensar en un relleno de tipo hidrotermal.

18. Relleno de vacuolas de lavas.

El ejemplo más citado es el de los yacimientos cupríferos del Lago Superior, en los Estados Unidos, que se encuentran en las vacuolas de rocas básicas.

19. El proceso de reemplazamiento metasomático.

El reemplazamiento metasomático es un proceso de solución y deposición capilar esencialmente simultáneo, en virtud del cual uno o varios minerales son sustituidos por uno o más minerales nuevos.

El modo de intercambio se realiza volumen por volumen y no molécula por molécula, como sucede en las reacciones químicas comunes. Es como si una pared de ladrillos de arcilla fuese sustituida íntegramente por otra de ladrillos de plata; por consiguiente, la forma, tamaño, estructura y textura pueden conservarse fielmente. Dicho de otro modo, no se producen las contracciones o dilataciones que tienen lugar durante las simples reacciones químicas, por lo que los cambios no pueden expresarse por ninguna ecuación química simple, y éstas sólo indicarían tendencias y productos finales del intercambio.

Aunque el proceso de reemplazamiento se conoce de manera imperfecta, se han identificado ciertas características del mismo:

a) El intercambio simultáneo se efectúa por partículas infinitesimales de tamaño molecular o atómico.

b) El mineral que crece está en contacto activo con la sustancia que se desvanece.

c) El ritmo de la reacción depende del ritmo en que vaya apareciendo el nuevo material y de la facilidad con que se elimine la materia disuelta.

d) El crecimiento se efectúa hacia el exterior en todas direcciones a partir de un centro, como un espacio poroso.

e) El reemplazamiento se produce primeramente a lo largo de los conductos supercapilares, después a los capilares y por último, por difusión, a escala iónica o molecular.

f) El reemplazamiento puede tener lugar mediante fases sucesivas; de este modo los primeros minerales de reemplazamiento aparecen sustituidos a su vez por minerales posteriores.

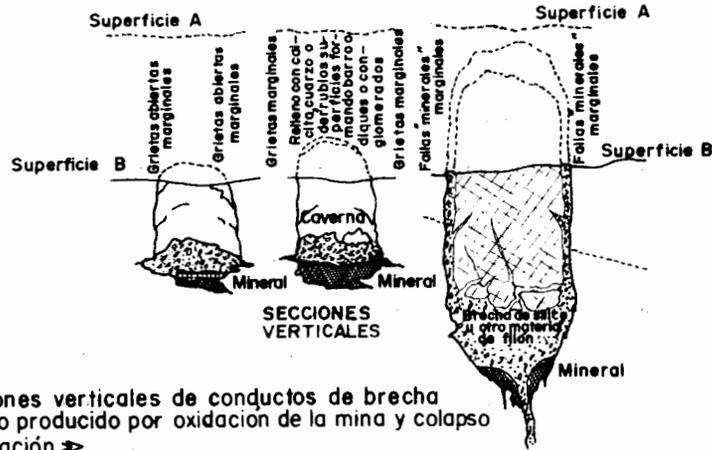
g) En rocas heterogéneas el desarrollo del reemplazamiento puede ser regulado por capas favorables, rasgos estructurales o por las propiedades físicas o químicas de dichas rocas.

h) En rocas homogéneas, el reemplazamiento se puede efectuar según una o varias de las maneras siguientes (Fig. XII-16):

- Por avance de frente, semejante a una ola, siendo el producto final una masa de mineral compacto.

- Por avance de frente, con una franja externa de reemplazamiento diseminado. El yacimiento resultante es un mineral compacto o rico, flanqueado por mineral diseminado o pobre.

Las brechas de hundimiento son parecidas a los métodos de hundimiento en explotación de minas. El colapso de la parte inferior del depósito se puede deber a la oxidación y lixiviación de las mineralizaciones profundas o bien a la acción solvente de las mismas soluciones mineralizantes (Fig. XII-13).



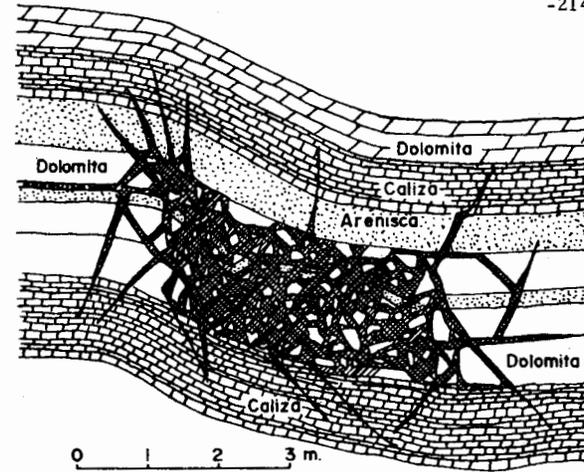
Secciones verticales de conductos de brecha por hundimiento producido por oxidación de la mina y colapso de «mineralización»

Fig. XII-13.

Las brechas tectónicas se pueden formar al plegarse conjuntos de rocas de diferentes competencias, por la acción de cuerpos intrusivos o por cualquier otro proceso tectónico (Fig. XII-14).

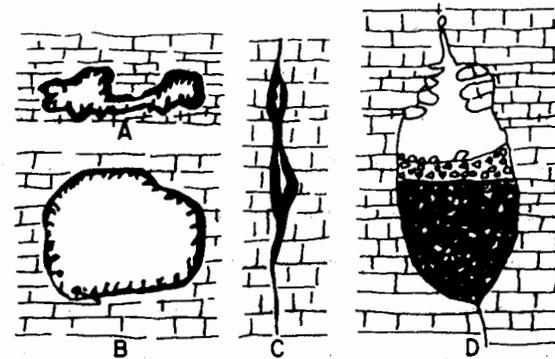
16. Cavernas de disolución.

Se localizan de preferencia en las rocas carbonatadas y adoptan una multiplicidad de formas. Según sea su importancia se encontrarán productos de descalcificación acompañados o no de brechas de hundimiento (Fig. XII-15).



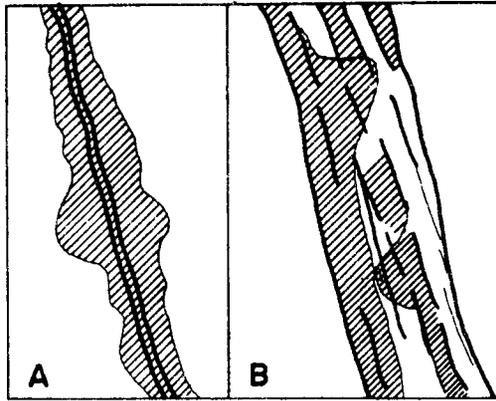
Brecha tectónica formada por desmenuzamiento de dolomita a lo largo del eje de curvatura formando una «carrera de mineral» en Arkansas septentrional, distrito de extracción de plomo y zinc.

Fig. XII-14.



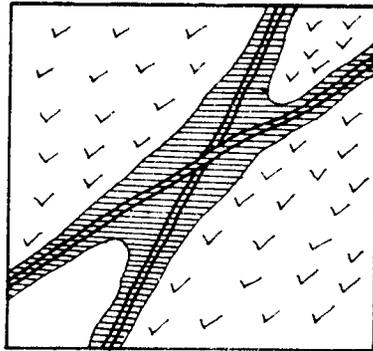
Cavernas y cavidades de solución en caliza. A y B cavidades abiertas de solución, revestidas con costras de cristales, en la región de plomo y zinc (según Chamberlin); C, filón capa o ensanchamiento de disolución a lo largo de una juntura (según Whitney); D, caverna de disolución ocupada por mineral (en negro) y brecha de caverna en el fondo, encima de la cual se hallan una brecha y mineral posteriores, y fragmentos de brecha. (según Walker)

Fig. XII-15.



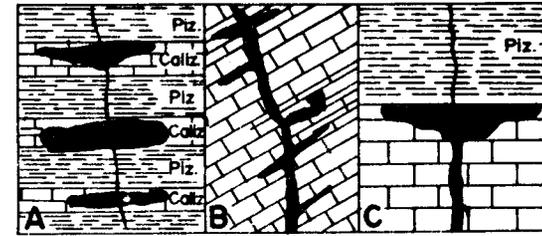
Crestones de reemplazamiento. *A*, formado a lo largo de una fisura; *B*, a lo largo de una zona de cizallamiento.

Fig. XII-17



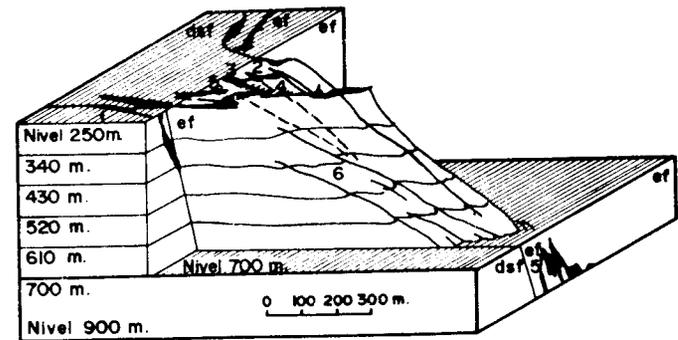
Mineral de reemplazamiento localizado por intersección de fisuras.

Fig. XII - 18.



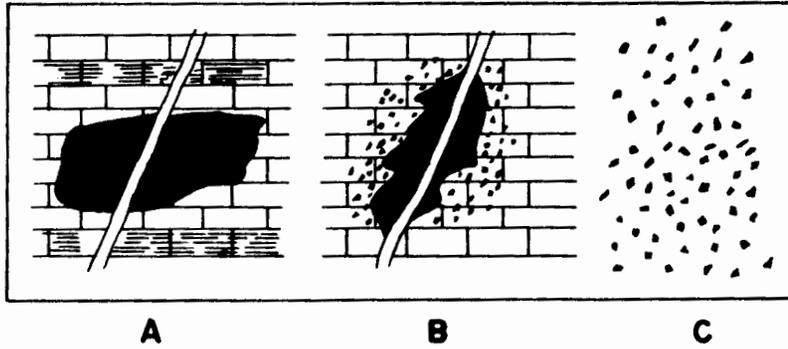
Relación entre el reemplazamiento y las características sedimentarias. El mineral está señalado en negro. *A*, relación con capas de caliza intercaladas; *B*, con los planos de estratificación; *C*, con una capa impermeable suprayacente.

Fig. XII-19.



Depósito de mineral de reemplazamiento localizado por plegamientos: mina Homestake (Según McLaughlin.)

Fig. XII-20



Avance del reemplazamiento. *A*, avance de frente; *B*, franja de reemplazamiento diseminado (el negro indica el mineral); *C*, centro múltiple.

Fig. XII-16.

- Por centros múltiples en los que el reemplazamiento puede comenzar simultáneamente, por ejemplo a partir de los diferentes poros de una roca, dando lugar a yacimientos diseminados.

20. Agentes del reemplazamiento.

Este tipo de yacimientos es producido por soluciones líquidas, y en menor escala gaseosas, en las que predomina el agua. Como ya se indicó las soluciones ácidas, de origen magmático, se vuelven alcalinas por reacciones con las rocas que atraviesan; además, cerca de la superficie pueden mezclarse con aguas meteóricas.

La naturaleza del reemplazamiento varía según sean las condiciones de temperatura y presión, siendo más activo entre mayores sean éstas.

21. Localización del reemplazamiento.

Al igual que con los yacimientos de relleno de cavidades, la localización del reemplazamiento depende de rasgos físicos, químicos y estructurales similares.

a) Toda roca es susceptible de reemplazamiento, pero la fácil solubilidad de las rocas carbonatadas hace que éstas sean las huéspedes más frecuentes. Después vienen las lutitas calcáreas, areniscas, rocas volcánicas y piroclásticas, así como los mármoles y esquistos. Las rocas menos favorables son las arcillosas (lutitas, pizarras y filitas) las cuarcíticas, los gneises y granitos. En estos últimos la sustitución puede ser selectiva, de modo que ciertos minerales como los máficos y los feldespatos pueden ser reemplazados por minerales de mena, como es el caso de los cobres porfíricos, que son yacimientos de reemplazamiento diseminado.

b) Las fisuras son los rasgos estructurales más importantes para el desarrollo del reemplazamiento, dando origen a las vetas de sustitución. También puede desarrollarse en las zonas de cizallamiento, en las intersecciones de fisuras, en plegamientos y en rasgos sedimentarios (Figs. XII-17, 18, 19 y 20).

22. Criterios de reemplazamiento. (Fig. XII-21).

Los criterios más importantes para distinguir si un yacimiento es o no de reemplazamiento son los siguientes:

a) Núcleos residuales aislados de la roca original rodeados por minerales de sustitución.

CAPITULO XIII

YACIMIENTOS HIPOTERMALES

1. Definición.

Son yacimientos formados a partir de soluciones hidrotermales en un rango de temperaturas comprendido entre 300 y 500°C y presiones por lo general altas.

A partir de los trabajos de Lindgren, los autores norteamericanos incluyen dentro de este grupo a los yacimientos neumatolíticos y catatermales de los autores europeos. De acuerdo con Routhier, por ser los depósitos hidrotermales de mayor temperatura de formación, se les debería denominar "hipertermales".

2. Localización.

Dadas sus condiciones de formación, se presentan con frecuencia en regiones bastante erosionadas, a menudo muy antiguas, particularmente metamórficas.

3. Estructuras y texturas.

Predominan con mucho los rasgos debidos al reemplazamiento sobre los de relleno de cavidades, pudiendo estar ausentes estos últimos. La mayor parte de estos depósitos son de grano grueso, aunque existen excepciones. Con frecuencia, las rocas han sido sometidas a esfuerzos, de modo que los yacimientos pueden contener fragmentos de los respaldos.

4. Elementos y minerales explotables.

Los más importantes son los siguientes:

<u>Elemento</u>	<u>Mineral</u>	<u>Ejemplos</u>
Estaño	Casiterita Estannita	Cornualles, G. B.
Tungsteno	Wolframita Scheelita	Tavoy, Birmania.
Oro	Oro nativo (en el cuarzo o incluido en sulfuros como la piritita y arsenopiritita)	Treadwell, Alaska, Morro Velho, Brasil,
Cobre	Calcopirita	El Teniente o Braden (Chile).
Plomo y Zinc	Galena Blenda	Santa Eulalia y Santa Bárbara (Chih., México), Broken Hill, Australia

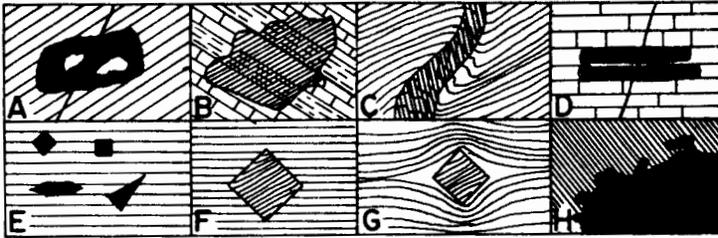
5. Tipos de yacimientos.

Lindgren distingue cuatro tipos de paragénesis hipotermas:

- a) Filones de casiterita, molibdenita y wolframita, tipo Cornualles. Estos yacimientos son considerados en parte neumatolíticos y en parte catatermales por los autores europeos.
- b) Filones de cuarzo aurífero, tipo Treadwell.
- c) Filones de cobre y turmalina, tipo El Teniente.
- d) Yacimientos plomo-zincíferos, tipo Broken Hill.

6. Minerales de ganga.

Más que las asociaciones de menas, son mucho más características las de minerales de ganga, la mayor parte de los cuales no apare-



Características que demuestran reemplazamiento; *A*, núcleos residuales aislados; *B*, estratos de roca conservados; *C*, estructura plegada conservada; *D*, estratificación localizadora de mineral; *E*, cristales de doble terminación; *F*, cubo de pirita que corta la estratificación, en contraste con *G*, en que se ha formado en pizarra plástica; *H*, perfiles irregulares de contactos de reemplazamiento.

Fig. XII-21.

b) Conservación de la estructura original de la roca, como la esquistosidad, estratificación, fósiles, etc.

c) Presencia de cristales completos euedrales, que señalan caras formadas libremente, a diferencia de los cristales incompletos que están fijados a las paredes de los espacios abiertos y crecen hacia el interior de la cavidad.

d) La presencia de minerales pseudomorfos, es decir los que conservan la estructura del mineral original, como es el caso de la hematita que sustituye a la pirita, es una prueba inequívoca de reemplazamiento.

e) Los contactos francos e irregulares se forman por reemplazamiento y no por relleno de cavidades.

f) Las pequeñas vetas sinuosas y de anchura irregular que atraviesan diferentes minerales orientados diversamente indican también reemplazamiento.

g) La ausencia de estructuras típicas del relleno de cavidades, tales como la crustificación puede señalar, aunque no necesariamente, una sustitución metasomática.

23. Yacimientos minerales resultantes.

Los yacimientos minerales formados por reemplazamiento pueden dividirse en (a) masivos o compactos, como los de Río Tinto, España, que se explotan por oro y cobre; (b) las vetas de reemplazamiento, como los de plomo de Coeur d'Alene, Idaho, y (c) diseminados como los de cobre de Chuquicamata, Chile.

La forma de estos yacimientos está determinada en gran parte por los rasgos estructurales y sedimentarios que los localizan. Por tanto, pueden ser irregulares, mantiformes, tabulares, tubulares, sinclinales, anticlinales o diseminados.

Su volumen es muy variable. Los depósitos se pueden presentar como grietas que contienen mineral rico o pueden alcanzar longitudes de más de 1,000 m, anchuras de 500 m y espesor de 60 m, como en Leadville, Colorado. Los depósitos diseminados tienen un volumen que oscila entre pequeño y los del yacimiento de Chuquicamata, cuya longitud y anchura máxima son de 3,200 y 490 m., respectivamente.

tos, filitas, metaconglomerados y carbonatos, descansa discordantemente sobre el Grupo Nova Lima y contiene la mayor parte de la mineralización.

c) Rocas ígneas próximas. Se encuentran diferentes tipos de rocas intrusivas en la región: Metagabros y serpentinitas que afectan al Grupo Nova Lima pero son anteriores a la Serie Minas; metadiabasas de edad desconocida, pero posiblemente son anteriores o contemporáneas a la parte inferior de la Serie Minas; rocas graníticas, gneisoides y pegmatitas también de edad y relaciones desconocidas; para algunos constituirían el basamento, para otros los granitos y pegmatitas afectarían a la Serie Minas.

d) Estructuras. Los metasedimentos se encuentran muy plegados en estructuras que buzcan hacia el este. Algunas fallas inferidas con rumbos hacia el este no tienen un control aparente sobre la mineralización. La foliación tiene una dirección nornoreste e inclinaciones pronunciadas hacia el oriente, oscureciendo la antigua estratificación en las cercanías de las minas.

e) Mineralización. La mena es de cuarzo predominante, con sulfuros masivos, de los cuales el más abundante es la pirrotita; también se observan pirita, arsenopirita y pequeñas cantidades de calcopirita. Como accesorios se encuentran wolframita, scheelita y, en menores proporciones tetraedrita, bornita, blenda, galena y estibnita. El oro está diseminado en cuarzo y se puede encontrar incluido también en la arsenopirita y pirrotita.

f) Ganga. Además del abundante cuarzo, la ganga incluye pequeñas cantidades de turmalina, granate, distena, ankerita, sericita y albita.

g) Alteración de los respaldos. La roca que contiene la mineralización se denomina localmente Lapa Seca y consiste en capas lenticulares discontinuas de cuarzo con dolomita o ankerita, de naturaleza esquistosa y que pasa gradualmente a los esquistos.

h) Forma de los yacimientos. (Fig. XIII-2) El cuerpo principal tiene la forma de un cilindro aplastado y buza hacia el este, al igual que los metasedimentos; su espesor máximo excede los 15 m, y su anchura promedio es de 150 a 180 m; el cuerpo es continuo desde la superficie hasta las obras más profundas que alcanzan cerca de los - -

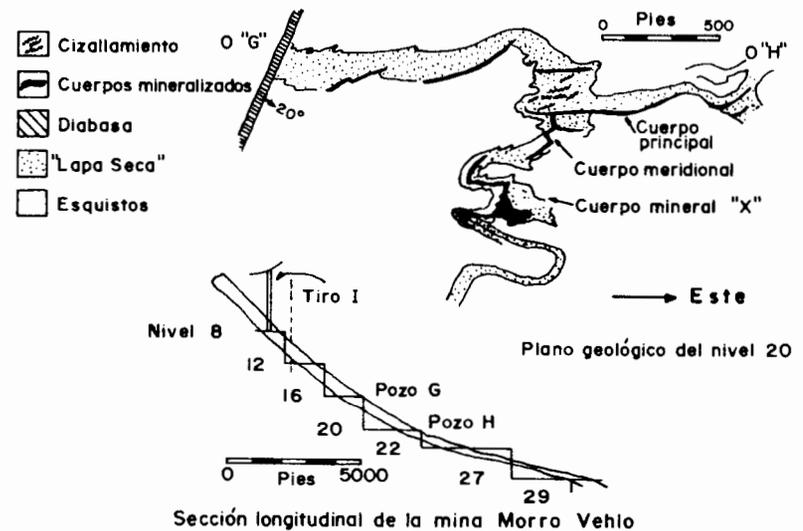


Fig. XIII-2.

cen en los yacimientos meso y epitermales. Estos minerales son:

a) Cuarzo, siempre presente

b) Silicatos:

- Turmalina

- Piroxenos

- Anfiboles

- Micas

- Granates

- Espinelas

- Feldespatos

- Sillimanita

- Cianita o distena

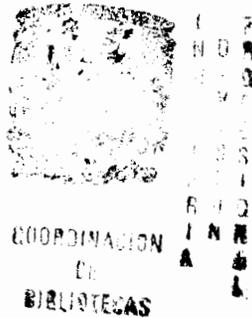
- A veces sericita, caolinita y clorita

c) Carbonatos, poco comunes. Predomina la ankerita

Estos minerales pueden aparecer también en los yacimientos piroclásticos y neumatolíticos, por lo que son muy frecuentes las transiciones entre los tres tipos de depósitos.

7. Alteraciones de la roca encajonante.

Con frecuencia no son muy visibles, pues los filones gradúan hacia la roca encajonante debido a que a las profundidades de emplazamiento de ellos no existía una diferencia notable entre su temperatura y la de las rocas. Los minerales de alteración (sericita, caolinita, clorita y ankerita) no son típicos.



8. Zoneamiento.

Por lo general no existe en este tipo de yacimientos.

9. Ejemplo tipo. Los yacimientos de cuarzo aurífero de Morro Velho, Brasil.

a) Localización. Se encuentran inmediatamente al sur de la ciudad de Belo Horizonte, en el estado de Minas Geraes, Brasil (Fig. XIII-1).

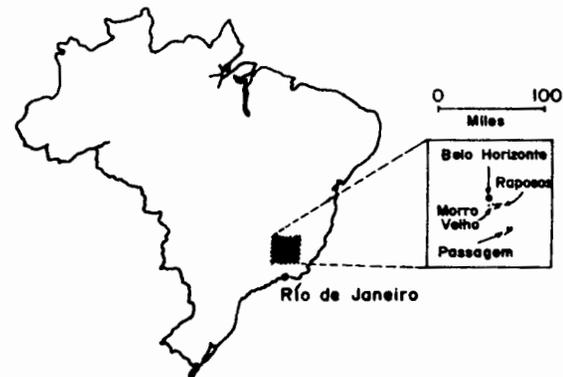
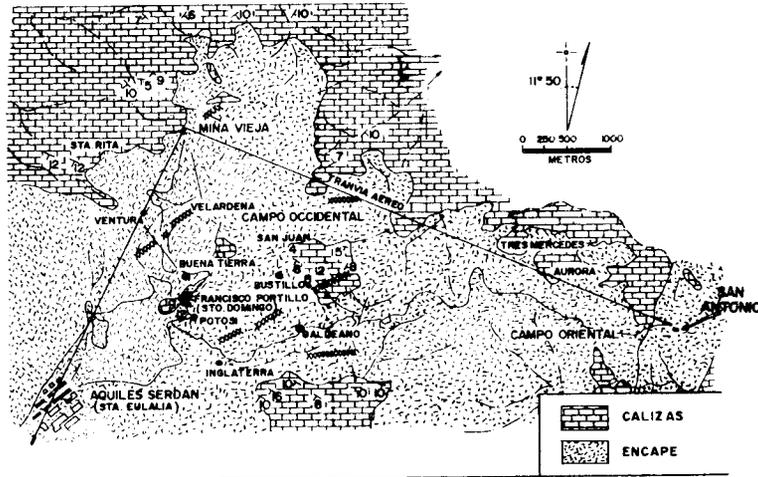


Fig. XIII-1.

b) Estratigrafía. Consiste esencialmente en dos secuencias metamórficas del Precámbrico; la más antigua, denominada Grupo Nova Lima, consiste en esquistos y filitas, con lentes de mármoles y capas ferríferas; la más reciente o Serie Minas, consta de cuarcitas, esquis

ha subdividido localmente a esta última en cinco miembros que, del inferior al superior se denominan: Caliza Negra (80-100 m), Caliza Azul (500-570 m), Caliza Fosilífera Inferior (40-70 m), Caliza Intermedia (20-200 m) y Caliza Fosilífera Superior (20-200 m).



BOSQUEJO GEOLOGICO DEL DISTRITO DE SANTA EULALIA (Según F.E. de la Fuente)

Fig. XIII-4.

Cubriendo a estas rocas cretácicas y en discordancia erosional se encuentran 20 m de conglomerado basal, 200 m de tobas riolíticas y 100 m de derrames riolíticos, seguidos de una alternancia de conglomerados continentales intercalados con tobas y derrames riolíticos, tobas andesíticas y lavas dacíticas. Todas estas rocas son del Terciario.

c) Rocas intrusivas próximas. Se trata de rocas hipabisales que

por orden de antigüedad, son las siguientes:

- 1o.) Diquestratos de diorita y diabasa
- 2o.) Stock y diques de pórfido riolítico
- 3o.) Diques doleríticos y dique cuarzomonzonítico

Los dos primeros afectan a las rocas del Cretácico; los stocks y diques de pórfido riolítico están relacionados con la mineralización y los diques doleríticos y el de cuarzo monzonita afectan además a la mineralización y a la mayor parte de las rocas terciarias.

Al norte de El Potosí un barreno de diamante cortó un cuerpo cuarzomonzonítico; el sondeo prosiguió por 80 m sin lograr atravesarlo. Se ha supuesto que es anterior a los sedimentos y, por tanto, que constituye el basamento de la columna geológica. No se conocen sedimentos derivados de dicha roca, ni existen referencias regionales sobre su existencia. No presenta aureola de metamorfismo, únicamente cambios dentro de él, pues pasa de una aplita a una sienita porfídica y finalmente a cuarzomonzonita. Sin embargo, presenta pirita diseminada y cantidades menores de marmatita, galena y calcopirita.

d) Estructuras. Los sedimentos muestran una leve flexión, cuya estructura es la de un anticlinal dómico; su eje principal tiene un rumbo general N-S y ligero buzamiento hacia el sur, con echados promedio de 5 a 10°, siendo prácticamente desconocidos los mayores de 20°.

Se localizan varios sistemas de fallas: uno, N-S, que es premineral; otro N30°E es postmineral; finalmente, existen sistemas interme-

2,500 m; su inclinación disminuye gradualmente desde 45° cerca de la superficie hasta 15° en las partes inferiores. Existen otros cuerpos mineralizados que adoptan la forma de crestas de repliegue ("saddle reefs").

i) Leyes. El oro está distribuido de modo muy irregular dentro de los yacimientos, existiendo partes muy ricas y otras muy pobres, pero en promedio sus leyes son de 0.25 a 0.30 onzas por tonelada. Como subproducto se extrae arsénico de la arsenopirita.

j) Características de la extracción. Morro Velho es una de las minas más profundas del mundo; la falta de agua hace que los niveles inferiores sean muy polvosos, además de que la temperatura es considerablemente alta, de modo que se opera bajo condiciones poco confortables, teniendo los mineros que realizar descansos frecuentes en el tiro de aire fresco.

k) Yacimientos asociados. Las minas de Raposos y Passagem, distantes respectivamente 5 y 75 km de Morro Velho, tienen mucho en común con ésta. Parece ser que la estructura del cuerpo mineralizado de Passagemes la de una veta que posiblemente gradúe a pegmatita.

10. Ejemplo de yacimiento hipotermal mexicano: El distrito de Santa Eulalia, Chihuahua. (Hewitt, 1968, y De la Fuente, 1969).

a) Localización. El Distrito de Santa Eulalia está situado en el

Hewitt, W.P. (1968)- "Geology and mineralization of the Main Mineral Zones of the Santa Eulalia District, Chihuahua". Soc. Geol. Mexicana, Tomo XXIX, n 2, pp. 69-145.
De la Fuente, F. (1969)- "Geología de la Mina el Potosí, Distrito Mineo de Santa Eulalia, Chih." Tesis profesional, Fac. de Ingeniería, U.N.A.M. (Inédita)

centro del Estado de Chihuahua, 23 kilómetros al E de la ciudad de Chihuahua. Abarca una extensión aproximada de 25 km² y comprende dos campos mineros: el Occidental y el Oriental, separados por 3 kilómetros de terreno en apariencia estéril; en el primero se explota la Mina el Potosí y en el segundo, la Mina San Antonio (Figs. XIII-3 y 4).

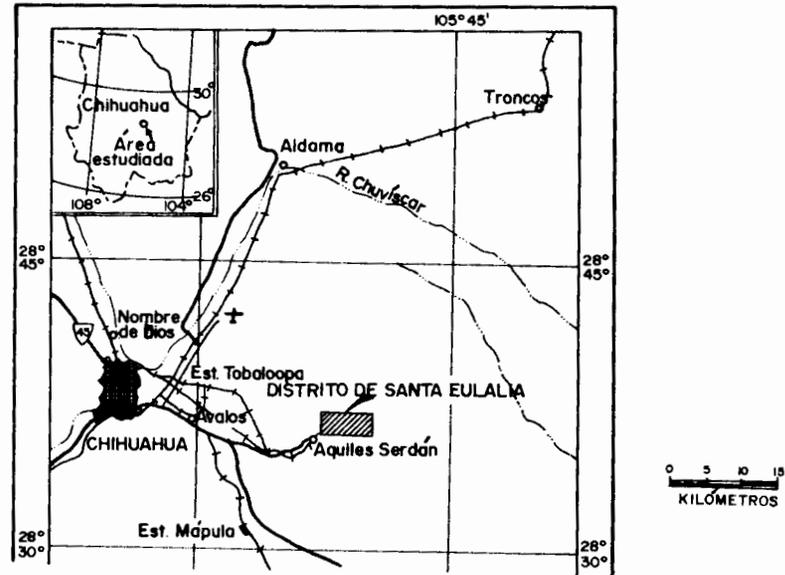


Fig. XIII-3.

b) Estratigrafía. La columna estratigráfica de la región se reduce a 170 a 200 m de estratos delgados de lutita negra que alternan con anhidrita y en mucho menor cantidad con calizas fosilíferas, asimilables a la Formación Cuchillo del Aptiano-Albiano Inferior, que hacia arriba pasan gradualmente a las calizas masivas de la Formación Aurora del Albiano Inferior-Cenomaniano Inferior. Con fines prácticos se

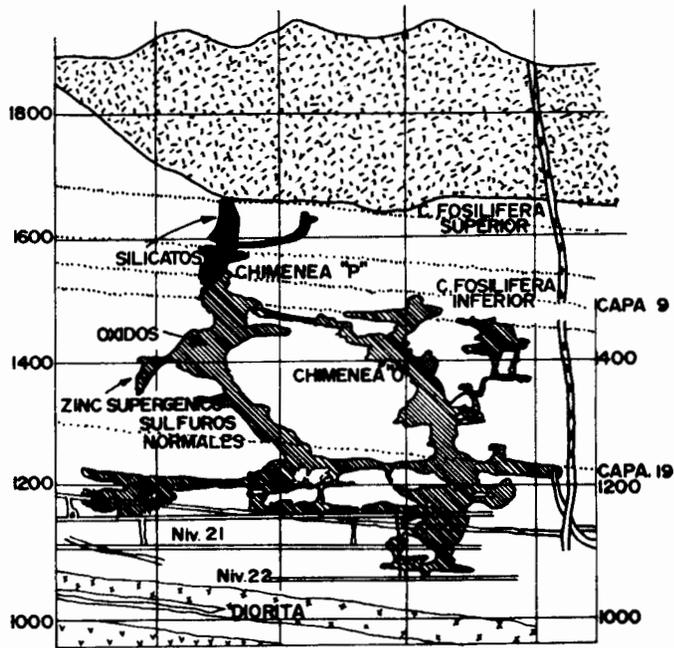


Fig. XIII-5.

i) Composición y leyes del mineral extraído. En la Mina El Potosí son las siguientes:

1o.) Sulfuros normales y óxidos correspondientes:

Elemento	Sulfuros	Oxidos
Ag	8.1 oz/ton.	15.0 oz/ton.
Pb	10.5 %	13.0 %
Zn	11.2 %	2.5 %
Fe	28.0 %	28.0 %
S	20.4 %	2.0 %

2o.) Silicatos de alta ley de plata y óxidos correspondientes:

Elemento	Silicatos	Oxidos
Ag	20 oz/ton.	30 oz/ton.
Pb	3.0 %	5.0 %
Zn	3.0 %	1.5 %
Fe	23.0 %	27.0 %
S	23.0 %	4.0 %

En lo que respecta al estaño de la Mina San Antonio, actualmente agotado, se reportaron leyes medias de 1.22 % de Sn, que en algunos casos alcanzaban hasta 4 o 5%. Las leyes de vanadio de la mina promedian el 1 %. No se tienen datos de los demás elementos explotables.

j) Tonelaje del mineral extraído. La producción global rebasa 32 millones de toneladas de mineral en bruto, obtenidas a partir de yacimientos primarios y oxidados. En su beneficio se han recuperado los siguientes valores metálicos:

Plomo	2 536 000	Toneladas
Zinc	1 491 000	"
Plata	11 640	"
Estaño	4 000	"

Cobre, vanadio y oro en cantidades accesorias.

k) Edad del yacimiento. Terciario, posiblemente Eoceno Superior.

l) Historia geológica. Los eventos que acaecieron en el área se pueden resumir del modo siguiente:

1o.) Depósito de calizas en mares epicontinentales del Cretácico

dios (N50°E y E-W) cuyas relaciones no son claras, pues al parecer engloban fisuras de diferentes épocas, ya que unas se encuentran mineralizadas y otras no. Las fallas tienen poco desplazamiento y sus echados son variables. En el caso de la Mina El Potosí, es absoluto el predominio de los cuerpos mineralizados emplazados a lo largo de fallas y fracturas del sistema N-S.

e) Elementos explotables. En la Mina El Potosí se explotan de modo predominante Ag, Pb y Zn. En la Mina San Antonio se explotan, además de los anteriores, pequeñas cantidades de Au y Cu como subproductos, siendo digno de mención que en otras épocas se extrajeron además estaño y vanadio.

f) Minerales hipogénicos. Se distinguen sulfuros, la mayor parte de mena, óxidos y, como ganga, silicatos. Los principales son los siguientes:

- Sulfuros y sulfosales Pirita, pirrotita, marmatita, galena argentífera. En menores cantidades: blenda, bornita, calcopirita arsenopirita, jamesonita, freibergita y argentita.
- Oxidos Magnetita, hematita, ilmenita y casiterita, estos dos últimos sólo en la Mina San Antonio.
- Silicatos: Sobre todo ilvaíta (silicato hidratado de calcio y hierro), fayalita (olivino férrico), hedenbergita (píroxeno de hierro y calcio) y knebelita (silicato de hierro y manganeso) El cuarzo es abundante. En la Mina San Antonio se han encontrado, además, granate, tremolita-actinolita, ortoclasa, escapolita, idocra-

sa, topacio, turmalina y moscovita.

- Tungstatos Wolframita, únicamente en la Mina San Antonio.
- Niobatos Igualmente sólo en la Mina San Antonio, columbita.
- Fluoruros Fluorita, en todo el Distrito.
- Elementos nativos Oro, en partes del Distrito.
- Carbonatos Calcita y dolomita.

g) Minerales de la zona de oxidación. Consisten en agregados granulares y terrosos que se explotan actualmente a escala muy reducida y que contienen sobre todo óxidos de hierro y cuarzo, con cerusita (PbCO₃), calcita, galena, anglesita (PbSO₄) y smithsonita (ZnCO₃). En la Mina San Antonio se encuentra además, la vanadinita (vanadato de Pb y Cl).

h) Forma de los yacimientos. Los yacimientos se presentan como mantos y chimeneas de dimensiones muy variables. Los primeros, paralelos a la estratificación, pueden ser de algunos metros hasta 2.5 km de longitud, de 4 a más de 50 m de anchura y de unos cuantos centímetros a más de 50 m de espesor en algunos cuerpos emplazados dentro de horizontes favorables.

Las chimeneas son verticales por lo general y suelen ser muy irregulares en sección transversal, con tendencia a presentar una forma elíptica alargada. Sus dimensiones pueden variar entre unas pocas decenas de metros de longitud y menos de 20 m² de sección, hasta más de 600 m de longitud y 500 a 600 m² de sección (Fig. XIII-5).

CAPITULO XIV

YACIMIENTOS MESOTERMALES

1. Definición.

Los yacimientos mesotermales se formaron por soluciones hidrotermales a temperaturas comprendidas entre 200 y 300°C y presiones por lo general intermedias. Es probable que dichas soluciones hayan tenido al menos una débil conexión con la superficie, pues los depósitos resultantes tienen características comunes a los hipotermales y epitermales; se trata más bien de una zona intermedia más que de una zona distintiva.

2. Estructuras y texturas.

Los yacimientos mesotermales presentan con frecuencia una estructura regular y continua, lo que los diferencia de los hipotermales; en efecto, las mineralizaciones se distribuyen selectivamente en los filones. Puede decirse, en general, que son comunes tanto las estructuras de relleno de cavidades como las de reemplazamiento. El tamaño de los granos es en principio intermedio entre los otros dos tipos de yacimientos hidrotermales.

3. Elementos explotables.

En estos depósitos se explotan sobre todo oro, plata, cobre, plomo y zinc, acompañados de azufre y antimonio. La transición geoquímica

con la etapa hipotermal se marca por trazas de Sn, W, Mo y Bi, mientras que el Te y Se señalan la transición con la epitermal.

4. Minerales de mena.

Probablemente ningún mineral sea distintivo de esta etapa; sin embargo la ausencia de minerales típicamente hipo o epitermales sería una característica importante de los depósitos mesotermales. Las asociaciones más frecuentes son:

- a) Blenda, pirita, galena, calcopirita.
- b) Arsenopirita.
- c) Sulfosales de cobre: Tetraedrita, tennantita y enargita
($3 \text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_5$).
- d) Oro nativo, asociado principalmente a la arsenopirita y las sulfosales de cobre.
- e) Plata, sobre todo como inclusiones en la galena (galena argentífera) o en la tetraedrita (var. freibergita). A veces se encuentra como sulfuros o sulfosales de Ag, pero estos minerales son más bien típicos de la etapa epitermal.
- f) Magnetita y hematita en cantidades accesorias.

5. Minerales de ganga.

Consisten en:

- a) Cuarzo, omnipresente en todos los yacimientos hidrotermales.
- b) Carbonatos, que caracterizarían la fase mesotermal, sobre todo calcita, dolomita y ankerita, más raramente siderita.
- c) Importantes, a veces, la fluorita y la barita. Sin embargo,

Inferior.

2o.) Emersión y suave plegamiento de los sedimentos en las pos-trimerías del Cretácico Superior.

3o.) Inicio de una intensa actividad ígnea, probablemente en el Eoceno; a profundidad aparecen, por orden de antigüedad: los diques-tratos de diorita y diabasa, los pórfidos riolíticos y la mineralización, y por último los diques doleríticos; en la superficie se depositan conglomerados continentales intercalados con tobas y derrames riolíticos, tobas andesíticas y lavas dacíticas.

4o.) Levantamiento de la Sierra de Santa Eulalia, probablemente en el Mioceno Superior.

Hipótesis genéticas.

1o.) Relación con la roca encajonante: Los yacimientos se formaron por reemplazamiento metasomático de las calizas, pues en la mena está preservada las estructuras de éstas.

2o.) Relación con las rocas hipabisales: Los yacimientos están asociados íntimamente al cortejo filoniano de los pórfidos riolíticos pues éstos presentan, como constituyentes accesorios, pirita, pirrotita, marmatita y galena (¡los mismos de la cuarzomonzonita atribuida al basamento!) y además en muchas áreas la mineralización está en contacto con dichos pórfidos.

3o.) Lindgren sitúa a estos yacimientos en parte dentro de las asociaciones hipotermiales (particularmente los silicatos) y en parte

dentro de las mesotermiales (sobre todo la paragénesis de sulfuros).

Sin embargo, ya se dijo que las asociaciones de minerales de ganga son mucho más características que las de los de mena en los yacimientos hipotermiales, por lo que se considerará al Distrito de Santa Eulalia como formado en su mayor parte, durante esta fase.

la primera no es característica, pues aparece también en los yacimientos neumatolíticos, pirometasomáticos, hipotermales y epitermales.

d) A diferencia de los depósitos hipotermales se nota la ausencia de los silicatos como turmalina, topacio, micas, anfíboles, granates y feldespatos.

e) A diferencia de los epitermales, no se observan zeolitas, caolinita y adularia.

6. Alteración de los respaldos.

La alteración metasomática de las rocas encajonantes a menudo es de gran extensión y consiste en la formación de cuarzo, ortoclasa, calcita, dolomita, pirita, clorita, sericita y otros minerales arcillosos. Con frecuencia estos respaldos alterados son estériles en lo que se refiere a minerales útiles, a excepción de los carbonatados.

7. Relación con rocas ígneas.

La mayoría de los yacimientos mesotermales están relacionados tanto espacial como genéticamente con rocas ígneas; sin embargo, en algunos de ellos no se observan tales relaciones. No debe extrañar esto último, pues una característica de todos los yacimientos hidrotermales es que entre más lejos se encuentren de su fuente de origen, más difícil será localizar dicha fuente.

8. Tipos de yacimientos.

Con base en Lindgren, se pueden distinguir los siguientes tipos principales de depósitos mesotermales:

a) Yacimientos auríferos

- En vetas cuarcíferas Ej. Mother Lode, Calif.
- Reemplazamiento en calizas Black Hills, Dakota del Sur.
- Reemplazamiento en pórfidos: Little Rocky Mountains, Montana.

b) Yacimientos de Ag-Pb-Zn

- En vetas Coeur d'Alene, Idaho
- Reemplazamiento en calizas: Zimapán, Hgo.

c) Yacimientos de cobre

- En vetas (principalmente sulfuros y sulfosales de cobre) Cerro de Pasco, Perú
- De reemplazamiento (principalmente pirita cuprífera) Río Tinto, España
- Diseminado Chuquibambilla, Chile.

d) Otros yacimientos

- De cadmio Ej. Joplin, Missouri
- De arsénico Boliden, Suecia
- De cobalto Cobalt, Ontario
- De fluorita Boulder, Colorado
- De siderita Westfalia, Alemania

9. Ejemplo tipo. El Distrito de Pb-Zn-Ag de Coeur d'Alene, Idaho, EUA.

a) Localización. El Distrito de Coeur d'Alene está situado en

la porción norte del Estado de Idaho, en el noroeste de los Estados Unidos. Ocupa una extensión de 40 km². (Fig. XIV-1).

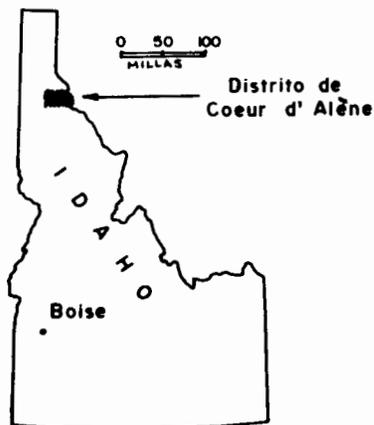


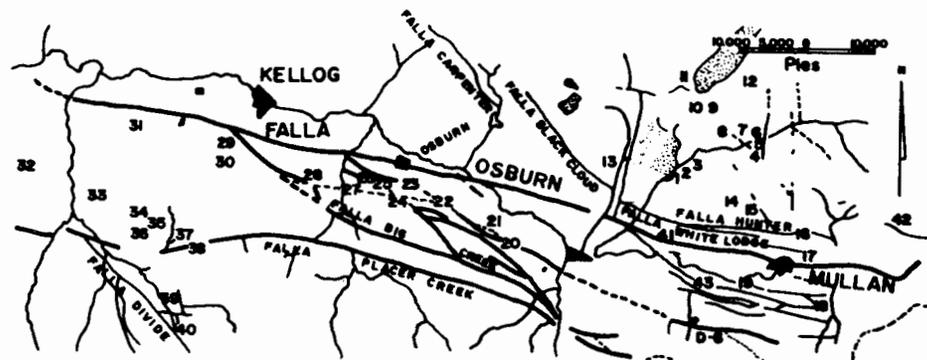
Fig. XIV-1.

b) Estratigrafía. Las rocas de la región comprenden tres grupos: Sedimentos de la Serie Belt del Precámbrico Superior, rocas ígneas laramílicas que la intrusionan, y clásticos sin consolidar del Cenozoico. La Serie Belt consiste principalmente de cuarcitas, argilitas y rocas calcareas, pudiendo alcanzar espesores de más de 6,000 m. La presencia de abundantes grietas de lodo, huellas de oleaje, es

tratificación cruzada y estromatolitos señalan que la mayor parte de la serie se depositó en aguas someras. A pesar de su edad y del intenso plegamiento que sufrió, la Serie Belt muestra un ligero metamorfismo de contacto bajo la forma de decoloración, sericitización y silicificación.

c) Rocas intrusivas de la región. Durante la Orogenia Laramide, el distrito fue intensamente plegado y a fallado. Después del plegamiento se produjo la intrusión de stocks de monzonita acompañados de diques y sills de diabasa y lamprófidos. Los stocks, cuya composición varía a diorita, cuarzo monzonita y sienita, parecen ser apófisis del batolito de Idaho; los diques y sills, al menos en su mayoría, son posteriores a los stocks.

d) Estructuras. (Fig. XIV-2) El distrito está cortado por va-



Distrito minero de Coeur d'Aléne, mostrando las minas (con números) y las fallas principales. (Según Sorenson, 1951)

Fig. XIV-2.

rias fallas orientadas WNW, siendo la mayor la Falla Osburn, de más de 35 kilómetros de longitud, 32 km de desplazamiento a rumbo y 3 km de desplazamiento a echado, el cual varía entre 55 y 65° hacia el sur; la zona de falla tiene una anchura de 30 a 60 m y consiste de rocas deformadas, brechadas y pulverizadas. Al sur de la Falla Osburn existen varias fallas paralelas y oblicuas con echados hacia el sur, que parecen ser estructuras de segundo orden causadas por el fallamiento principal. Movimientos a lo largo de estas estructuras provocaron esfuerzos de tensión que dieron lugar a fisuras locales a través de las cuales ascendieron los fluidos mineralizantes; los elementos estructurales mayores difieren a ambos lados de la Falla Osburn: Hacia el sur los ejes de los pliegues tienen una dirección E-W o son paralelos a las fallas, pero hacia el norte y noroeste, paralelamente a los ejes de un amplio anticlinal.

e) Forma de los yacimientos. La mayor parte de los yacimientos se localizan a lo largo de las fracturas y zonas de esfuerzo dentro de la Serie Belt. Las fracturas porosas menores que contienen sólo pequeñas cantidades de salbanda son las más favorables para la mineralización. Esta adopta la estructura típica de relleno de cavidades. Cantidades pequeñas de mineralización se localizan en los stocks de monzonita y diques de diabasa, indicando que son anteriores a aquéllas no así los diques lamprofídicos, que son posteriores. Las concentraciones del mineral aparecen en áreas de intensa deformación y en las rocas quebradizas como las cuarcitas.

f) Minerales de mena. Los principales son:

Galena	Blenda	Tetraedrita
Calcopirita	Pirrotita	Arsenopirita
Magnetita		

con cantidades menores de:

Bornita	Calcosina	Estibnita
Boulangerita	Bournonita	Gersdorffita (NiAsS)
Scheelita	Uraninita	

De particular interés como guía mineralógica es la arsenopirita, que aparentemente envuelve a los clavos.

g) Minerales de ganga. Los principales minerales de ganga son cuarzo, siderita y otros carbonatos, piritita y localmente barita.

h) Leyes. Las menas de plomo y zinc promedian un 10% de ambos metales combinados, y alrededor de una onza de plata por unidad de plomo. La plata se encuentra en la tetraedrita (freibergita), la cual tiende a estar asociada con la galena. El Distrito de Coeur d'Alene es uno de los mayores depósitos de Pb-Zn-Ag del mundo y ha producido más de dos mil millones de dólares de mineral, desde su descubrimiento en 1879.

i) Zoneamiento. En el extremo norte del Distrito se trabajó en un principio por oro; hacia el centro, se recupera plomo, zinc y plata y en la parte sur, cobre y plata.

j) Sucesión. Por lo general los minerales de ganga se depositaron primero y la mayoría continuó depositándose durante la etapa de sul

furos. Después siguieron la magnetita, pirrotita y arsenopirita, luego tetraedrita, galena y blenda, y uno de los últimos fue la calcopirita.

k) Temperaturas. Estudios geotermométricos señalan que las temperaturas de cristalización de la pirrotita y blenda oscila entre 370 y 492°C, lo cual las colocaría dentro de la fase hipotermal. Sin embargo estos datos no parecen ser concluyentes porque la mineralización varía entre las zonas epi e hipotermal, lo cual sucede con frecuencia en la mayoría de los distritos mineros mesotermiales. Sin embargo, el grueso de la mineralización se depositó durante la fase mesotermal.

1) Edad de la mineralización. Se han determinado seis períodos de mineralización que abarcan desde el Precámbrico hasta el Terciario, pero el principal es posterior a los stocks cretácicos. La composición isotópica del plomo señala que es Precámbrico y que no pudo derivar de una fuente ígnea del Cretácico. Posiblemente el plomo y los otros metales provinieron de un nivel rico en sulfuros y pobre en U y Th del manto terrestre y fueron emplazados durante el Cretácico.

10. Ejemplo mexicano: El Distrito de Pb-Zn-Ag de Taxco, Guerrero. (Florenzani, 1974).

a) Localización. El Distrito Minero de Taxco se localiza en la porción septentrional del Estado de Guerrero, a 160 km al SW de la Ciudad de México, ocupando un área de 60 km² (Fig. XIV-3).

b) Estratigrafía. En la Tabla XIV-1 se presenta la columna es

Florenzani V., G (1974)- "Estudio geológico minero del Distrito de Taxco, Edo. de Guerrero". Instituto Politécnico Nacional, tesis profesional, México, D. F. (inédita).

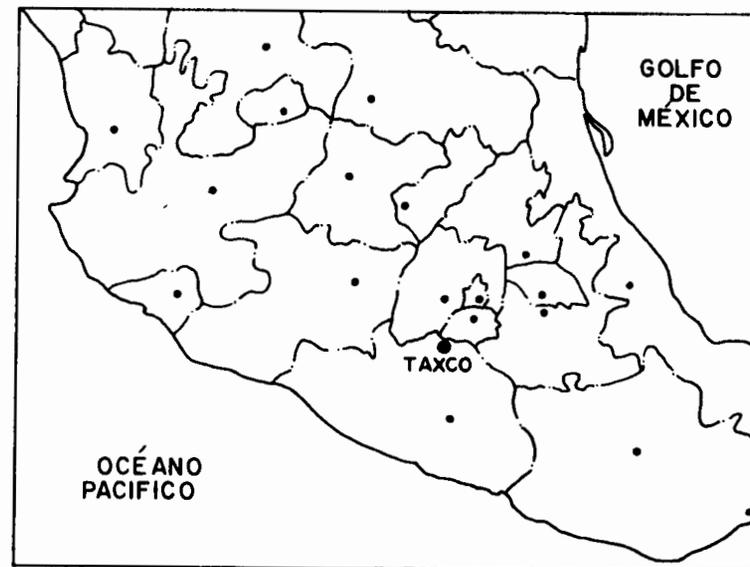


Fig. XIV-3.

tratigráfica de la región. En pocas palabras se puede decir que sobre un basamento metamórfico precámbrico, consistente en esquistos, filitas, pizarras y metavolcánicos riolíticos, se depositó una secuencia de brechas, tobas y corrientes andesíticas, también precámbricas, seguida de sedimentos marinos del Jurásico Superior y Cretácico, consistentes en lutitas, calizas arcillosas y calizas. Una fuerte discordancia erosional separa a todas estas rocas de las rocas del Terciario, que comprenden un conglomerado basal y una sucesión de tobas y corrientes de composición riolítica a andesítica, con algunas lentes de conglomerados

TABLA XIV-1

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA REGION DE TAXCO, GUERRERO

E D A D		GRUPO O FORMA CION	LITOLOGIA
TERCIARIO	MIOCENO - OLIGOCENO SUPERIOR	Tilzapotla	Tobas, lavas e ignim britas, sobre todo riolíticas
	OLIGOCENO SUPERIOR	Grupo Balsas	Tobas y lavas de compo sición silícica a interme dia, con conglomerados y areniscas y un conglo merado basal
CRETACICO SUPERIOR	SENONIANO	Mexcala	Lutitas hacia su cima Areniscas y calcarenitas hacia su base
	CENOMANIA NO ALBIANO	Morelos	Calizas y dolomías masivas
CRETACICO INFERIOR	NEOCOMIA NO	Acuitlapán	Calizas arcillosas y lu titas carbonosas recrís talizadas.
JURASICO SUPERIOR	OXFORDIANO	Acahuizotla	Calizas arcillosas y limolitas calcáreas
PRECAM- BRICO (?)	1020 M.A. (*)	Roca Verde Taxco Viejo Esquistos Taxco	Brechas, tobas y lavas de composición andesí- tica. Pizarras, filitas, es- quistos de clorita, es- quistos de talco y me- ta-riolitas.

(*) Las edades absolutas, en millones de años, fueron determinadas empleando el Método Plomo-alfa en De Cserna, Z.(1971)-Precambrian Sedimentation, Tectonics and Magmatism in Mexico. Geologische Rundschau, Bd.60, pp. 1488-1513. Sin embargo, fósiles encontrados en las filitas y esquistos incluyen aronitas y pelecípodos e indicarían una edad triásica-jurásica (Campa, Ma.F., R.Flores, A.Oviedo y A. Priego, 1974, progr. gral. IIIa. Conv. Soc. Geol. Mex.)

calcáreos y sedimentos clásticos de grano fino.

c) Rocas intrusivas. Los intrusivos más antiguos son diques y mantos de composición intermedia y afectan a los esquistos. La segunda etapa de intrusiones consiste en troncos (stocks) y diques riolíticos y traquíticos que cortan a todas las rocas del área; la mayoría ocupan las mismas fisuras que las vetas, pero hay indicios de que son un poco anteriores a la mineralización, como lo indican los fragmentos de diques envueltos en material de veta, así como vetillas de cuarzo con sulfuros que los atraviesan. Las últimas intrusiones son troncos y diques basálticos, posteriores a la mineralización, pues llegan a desplazar a las vetas en algunas ocasiones. Sin embargo, la presencia de sulfuros en varios de ellos sugiere que fueron emplazados en la misma época en que se formaron las vetas.

En el mapa geológico de la Figura XIV-4 se muestra la distribución de las diferentes unidades del área.

d) Estructuras. El Esquisto Taxco sufrió un metamorfismo moderado que dio lugar a una foliación perfecta y a una segregación abundante de cuarzo antes del depósito de la siguiente unidad. El rumbo de la foliación varía entre N 45°E y E-W, mientras que la inclinación no sobrepasa los 30°. Los autores señalan que los esfuerzos que desarrollaron estas estructuras actuaron posiblemente durante el Paleozoico en una dirección sureste-noroeste.

En cambio, durante el Terciario los esfuerzos se produjeron en dirección noreste-suroeste como lo atestigua uno de los dos plegamen-

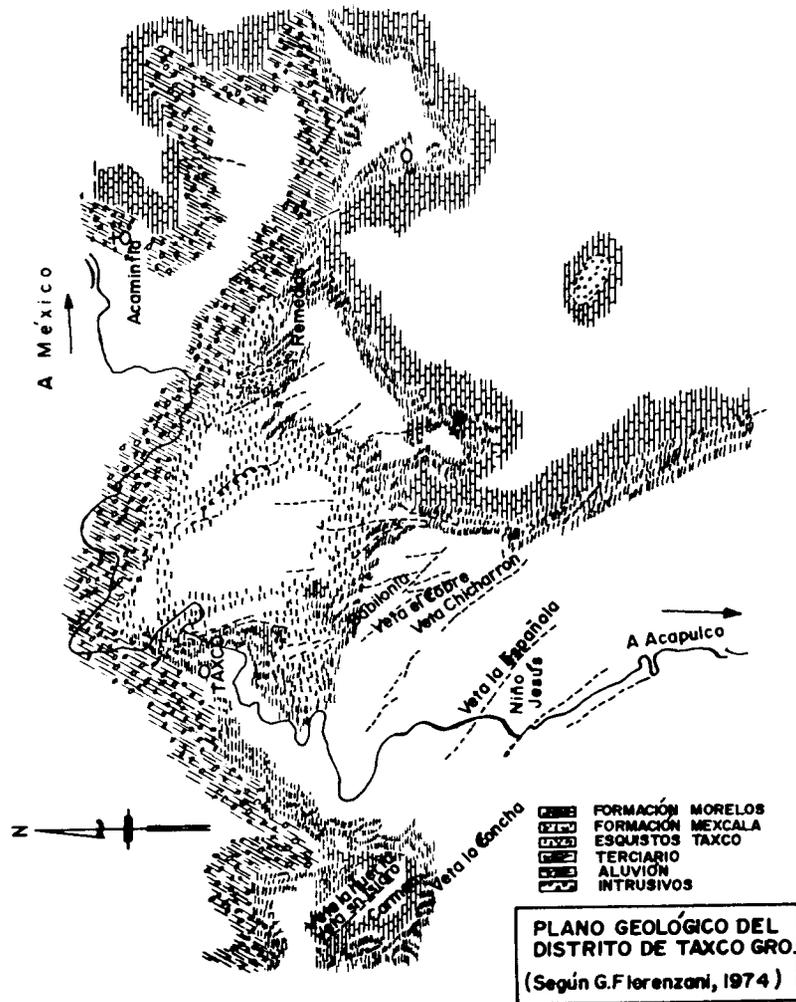


Fig. XIV-4.

tos mayores del área, el Sinclinal de Julianita, cuyo eje tiene un rumbo N50°W con una ligera inclinación hacia el noreste, y el Anticlinal de San Antonio, con rumbo S70°W e inclinación de 7° en la misma dirección. El primero coincide con el rumbo estructural de la región, mientras que el segundo tiene un rumbo anómalo debido probablemente a la presencia del Macizo Taxco-Zitácuaro.

Otro tipo de esfuerzos desarrollados durante el Terciario actuaron desde el sur hacia el macizo paleozoico, produciendo una cabalgadura de la Formación Mexcala sobre la Caliza Morelos y de ésta sobre el Esquistos Taxco en su margen sur, cabalgadura de dimensión desconocida que se manifiesta en forma de una zona de milonita y salbanda; en cambio, en la margen noreste no se observa dicha estructura, lo que se explica porque el macizo actuó como una barrera a los esfuerzos provenientes del sur. Una consecuencia de ello es que las rocas que bordean al esquistos no tienen la misma posición estratigráfica, lo cual es de suma importancia en la interpretación de los cuerpos minerales.

Los esfuerzos que produjeron el plegamiento dieron lugar también a un sistema de fallas con rumbos N-S y N60°W. La mayor parte de ellas son normales, resultado del fallamiento en bloques que se desarrolló al cesar los esfuerzos. Muchas de estas fallas fueron ocupadas por soluciones mineralizantes, llegando a constituir vetas.

e) Yacimientos minerales. Cuatro tipos de depósitos minerales se encuentran en el Distrito de Taxco. En orden de importancia se trata de filones de fisura, vetas de reemplazamiento, mantos de reem-

plazamiento y chimeneas brechadas, estando los tres primeros íntimamente relacionados.

Desde el punto de vista económico, los filones de fisura son los depósitos más importantes del distrito, tanto por su tonelaje como por sus leyes, y son representativos de una amplia provincia metalogénica localizada en la margen norte del Macizo Taxco-Zitácuaro, la cual comprende varios yacimientos de gran importancia como Taxco, Pregones, Zacualpan, Sultepec, El Oro y Tlapujahua. Las vetas constituyen dos sistemas con rumbos N-S y N60°W y echados variables; hacia el sur y sureste terminan al dividirse en numerosas ramas dentro de la Formación Mexcala, constituyendo una "cola de caballo"; hacia el norte y noreste, por el contrario, no hay una explicación clara del cese de la mineralización.

La estructura de los filones de fisura consiste en bandas irregulares de cuarzo y silicatos con sulfuros metálicos parcialmente oxidados. Cuando la veta atraviesa varias rocas, los clavos están controlados por la litología; sin embargo, dentro de una misma veta el control de los clavos parece ser estructural.

La mineralización de los filones de fisura se efectuó en dos etapas: La primera consistió de cuarzo con galena argentífera, blenda y pirita; la segunda sucedió cuando la primera ya se había solidificado puesto que rellena huecos de ella, y estuvo formada por proustita, pirargirita, jamesonita y otras sulfosales y está restringida casi exclusivamente a una parte de la Veta el Cobre.

En las minas en operación, la mayor parte de la zona de oxidación es inaccesible, pero es posible determinar que los minerales más abundantes fueron limonita, cerusita, anglesita, smithsonita y un poco de wulfenita, todas con altos valores de plata.

Los minerales de ganga consiste en cuarzo, calcita y silicatos diversos, en particular la ilvaíta.

La alteración de la roca encajonante es principalmente silicificación, aunque existe también una alteración secundaria debida a las aguas derivadas de la oxidación de los sulfuros, consistente en una caolinización que se manifiesta en particular en los diques y mantos.

Los filones de reemplazamiento tienen una mineralogía y estructura similares a los de relleno de fisuras, solo que afectaron también a la roca encajonante. Una misma veta puede pasar de filón de fisura a filón de reemplazamiento.

Los mantos de reemplazamiento se circunscriben a aquellos lugares en donde la Caliza Morelos es delgada, llegando en ocasiones a atravesarla y a formar pequeños cuerpos en la base de la Lutita Mexcala. En áreas donde la caliza tiene un espesor grande, el manto se localiza sólo en su base y la mineralización no es de carácter económico. Esta es más intensa en la base de la formación y consiste en magnetita, pirita, y specularita, con algo de blenda y galena, en una ganga en la que predomina la epidota.

Una chimenea brechada se localiza en la Mina la Azul, en el borde noreste del Distrito y a unos 10 km de Taxco; consiste en fragmen-

tos de calizas y riolitas reemplazados por fluorita, mientras que la matriz tobácea no lo está.

Un zoneamiento se presenta en el distrito, según el cual la plata disminuye con la profundidad, por lo general, mientras que el zinc -- aumenta.

f) Tonelaje y leyes. Las leyes medias de los yacimientos son las siguientes:

Ag - 250 g/ton

Pb - 2.5 a 3 %

Zn - 7 %

Fe - 9 %

Cd - 0.07 %

As - 0.06 %

Las leyes de los concentrados de plomo son de 60 % de este elemento, con 2500 a 3000 g/ton de Ag, 7 % de Fe y 4 % de Zn; las leyes de los concentrados de zinc son de 56.4 % de Zn, 6 % de Fe y 0.6 % de Pb. Se recuperan el 85 % de Pb y el 74 a 78 % de Zn.

Se explotan 1000 toneladas diarias de mineral y para el segundo semestre de 1975 se espera producir el doble. Desde 1942 hasta 1971 se han explotado casi seis millones de toneladas de mineral con leyes de 0.3 g/ton de Au, 161 g/ton de Ag, 3.6 % de Pb y 7.6 % de Zn.

CAPITULO XV

YACIMIENTOS EPITERMALES

1. Definición.

Los yacimientos epitermales son aquéllos que resultan de soluciones hidrotermales depositadas a temperaturas comprendidas entre 50 y 200°C y presiones por lo general bajas, normalmente a unos 1.000 m por debajo de la superficie.

2. Estructuras y texturas.

Aunque las estructuras de reemplazamiento se encuentran en algunos yacimientos de este tipo, las más comunes son las de relleno de cavidades. Con frecuencia los sistemas filonianos son muy densos hacia las partes superiores de los yacimientos, simplificándose o volviéndose más pobres a profundidad. Las fisuras pueden tener una conexión directa con la superficie, de modo que muchos manantiales calientes son las probables expresiones superficiales de dichos yacimientos. Las texturas coliformes son muy características, mientras que el tamaño de los granos tiende a ser fino.

3. Relación con las rocas ígneas.

Sólo unos cuantos de estos yacimientos pueden ser relacionados directamente con cuerpos intrusivos profundos. Por otro lado, esta relación puede ser demostrada únicamente bajo condiciones especiales

de erosión. Lindgren señala, además, que los yacimientos epitermales son muy frecuentes en lavas y piroclásticos de composición que varía entre andesítica a riolítica, rara vez en basaltos y siguen a las erupciones del Terciario, acompañando al "Círculo de Fuego" que rodea al Océano Pacífico. El medio ambiente volcánico engendra además aguas termales como las que aparecen a profundidad en el Comstock Lode de Nevada y varias minas de mercurio de California, de acuerdo con Park.

Routhier coloca a la mayor parte de estos yacimientos dentro de un grupo que denomina "Depósitos asociados al Vulcanismo y Subvulcanismo", afirmando que el papel del vulcanismo en Metalogenia ha sido mal estimado, ya que cuando las mineralizaciones se localizan en rocas volcánicas, muy rara vez se puede demostrar que su fuente directa se encuentra en las mismas lavas. Sin embargo, el vulcanismo y el subvulcanismo, en diversas épocas, deben haber aportado a las partes más altas de la Litósfera elementos metálicos de origen más profundo. Posteriormente éstos serían expulsados y concentrados dentro o fuera de las rocas volcánicas, sea por metamorfismo, sea por granitización, sea más simplemente y quizá más generalmente, por las migraciones del agua que proviene de las deformaciones y de las fracturas de la corteza. El vulcanismo habría así desempeñado un papel indirecto y muy importante en la concentración metalífera.

4. Elementos explotables.

Esencialmente se encuentran en estos yacimientos, concentraciones de oro, plata y mercurio. Entre los mineralizadores parecen fre

cuentes y característicos el telurio y el selenio, que junto con el arsénico y el antimonio constituyen subproductos explotables de la metalurgia de los metales preciosos.

Aunque aparecen con frecuencia el plomo, zinc y cobre, raramente constituyen los elementos dominantes. Finalmente y en forma de trazas, el cobalto, níquel, molibdeno e inclusive el estaño, marcan la transición con la etapa mesotermal.

5. Minerales de mena.

Se pueden considerar los siguientes grupos:

a) Minerales auríferos.— El oro nativo se distribuye de manera tan fina en las gangas que muchas veces no se les encuentra en la batea. A menudo se trata de una aleación natural con la plata que, cuando aparecen juntos en las mismas proporciones, constituyen el mineral electrum.

Además del oro nativo se pueden encontrar asociados un gran número de especies de telururos auro-argentíferos como la silvanita - - - $(Au,Ag)Te_2$, petzita $(Au,Ag)_2Te$, Krennerita $(Au,Ag)Te_2$ y calaverita $(AuTe_2)$. Durante la oxidación, estos minerales liberan oro nativo muy fino.

De modo general, los yacimientos auríferos epitermales no dan lugar por alteración meteórica, a placeres aluviales, mas que excepcionalmente, debido a su extrema finura.

b) Minerales argentíferos.— La plata nativa se forma sobre todo por oxidación de los minerales argentíferos primarios, típicos de la etapa epitermal, como la argentita, pirargirita, proustita, polibasita,

pearceíta y estefanita, que son sulfuros, sulfoantimoniuros y sulfoarseniuros de plata.

La freibergita, enargita argentífera y galena argentífera son más raras en estos depósitos y su presencia marca la transición con los yacimientos mesotermales.

c) Otros minerales de mena. — Característicos de la fase epitermal son el cinabrio, estibnita, rejalgar, oropimente y alabandina.

d) La asociación Blenda-Pirita-Galena-Calcopirita. — Aparece a menudo en cantidades accesorias. La pirita se presenta en forma diseminada y muy fina y con frecuencia está acompañada de minerales de fórmula parecida, pero de menor temperatura, como son la marcasita y la melnicovita.

La pirrotita y la magnetita no se encuentran en esta etapa. La presencia de arsenopirita podría deberse a un error de identificación con una especie muy cercana, la gudmuntita ($SbFeS$), la cual sería específicamente epitermal.

6. Minerales de ganga.

Como en todos los yacimientos hidrotermales, el cuarzo es el mineral de ganga cuantitativamente más importante. Se encuentra en cristales pequeños, a menudo euedrales, a veces amatista; esta variedad sería característica de la fase, lo mismo que los ópalos.

Entre los carbonatos, la calcita y la dolomita, frecuentes y muy abundantes localmente, no aparecen de manera característica; en cambio la rodocrosita, casi siempre asociada a la rodonita, desempeñaría

ese papel. Por otro lado, la siderita y la ankerita están ausentes, por lo general.

También se encuentran la fluorita y la barita, presentes en otros tipos de yacimientos hidrotermales.

Dos silicatos son típicos de la fase epitermal: la adularia o valencianita, que es una variedad de ortoclasa de baja temperatura, y las zeolitas, silicatos hidratados de composiciones diversas.

7. Tipos de yacimientos.

Lindgren distingue los siguientes tipos de yacimientos epitermales:

a) Yacimientos de cinabrio, con cinabrio, marcasita y estibnita, en una ganga constituida por cuarzo, ópalo, calcita e hidrocarburos.

Ejemplo: Almadén, España.

b) Yacimientos de estibnita, conteniendo además pirita y algunos otros sulfuros, con cuarzo. Ejemplo: Provincia Hunan, China.

c) Yacimientos de metales básicos, constituidos por calcopirita, galena, blenda y tetraedrita, en una ganga abundante de cuarzo, carbonatos, fluorita y barita y explotados sobre todo por sus valores de oro y plata. Ejemplo: Mina Pilares, Nacozari, Sonora.

d) Yacimientos auro-argentíferos, que incluyen varios tipos de asociaciones:

Yacimientos de oro nativo en ganga de cuarzo. Ejemplo: El Oro, México.

Yacimientos auro-argentíferos, con oro nativo, argentita,

sulfosales de plata y seleniuros de plata, en una ganga de cuarzo y calcita. Ejemplo: Tonopah, Nevada.

- Yacimientos de argentita, acompañada de sulfosales de plata, en una ganga de cuarzo, calcita, fluorita y barita. Ejemplos: Pachuca, Hgo. y Guanajuato, Gto., México.

- Yacimientos de telururos auríferos, en una ganga de cuarzo y fluorita, o bien de alunita y caolinita. Ejemplo: Cripple Creek, Colorado.

- Yacimientos de seleniuros auríferos, con pirita, cuarzo y calcita. Ejemplo: Radjang Lebong, Indonesia.

e) A estos yacimientos se pueden añadir los yacimientos uraníferos de pechblenda y fluorita, con pirita, cuarzo, calcedonia y adularia. Ejemplo: Marysvale, Utah.

8. Alteraciones epitermales.

Las alteraciones comunes de esta etapa son cinco y generalmente se encuentran dos o más en un mismo yacimiento. Ellas son:

a) Silicificación, en la que el ópalo y la calcedonia se asocian al cuarzo microcristalino.

b) Caolinización, que puede resultar tanto de procesos hidrotermales como de la acción de las aguas meteóricas ácidas sobre los silicatos, en particular los feldespatos alcalinos de las rocas.

c) Propilitización, proceso que consiste en un desarrollo metasomático de clorita, epidota y pirita, pudiendo estar acompañado además de calcita y albita, sobre rocas de naturaleza principalmente ande

sítica o basáltica. Parece ser que este proceso se debe a la introducción de soluciones sulfurosas y a una lixiviación de álcalis, sílice y magnesio.

d) Sericitización, que al igual que la caolinización puede ser producto de soluciones hidrotermales o del intemperismo sobre las plagioclasas.

e) Alunitización, proceso que consiste en un desarrollo de alun natural: $K_2SO_4 \cdot Al_2(SO_4)_3 \cdot 6H_2O$ por alteración superficial en medio oxidante y poco reductor.

9. Ejemplo tipo: Los yacimientos de mercurio de Almadén, España.

a) Localización. La Mina Almadén, situada a unos 200 km al SSW de Madrid, en la porción occidental de la Provincia de Ciudad Real, es el yacimiento más rico de mercurio del mundo. (Fig. XV-1).



Fig. XV-1.

b) Estratigrafía. Se puede resumir de la manera siguiente:

- Devónico: - Cuarcitas, areniscas y calizas fosilíferas.
- Silúrico: - Cuarcitas y lutitas con sills y lavas basálticas y con la mineralización de mercurio.
- Lutitas con graptolitos, areniscas y cuarcitas.
- Ordovícico: - Areniscas, lutitas y cuarcitas.
- Cuarcitas

Precámbrico Sup.- Cámbrico Inf. (?) Pizarras y grauwacas

c) Rocas intrusivas próximas. La secuencia anterior está afectada por pórfidos riolíticos y diabasas de posible edad terciaria. Sus relaciones con la mineralización son sujeto de muchas discusiones, pero parece ser que sí constituyen la fuente de la mineralización. El problema se ve agrandado por la presencia de una brecha cerca de los depósitos de mercurio, a la que se ha denominado localmente "piedra frailesca", porque su color y textura semeja los hábitos de los frailes franciscanos. Esta roca contiene fragmentos de cuarcitas, lutitas, pórfidos y calizas en una matriz de grano fino, y parece estar restringida a una sola posición estratigráfica. Los yacimientos de mercurio semejan bastante a las zonas más gruesas de la piedra frailesca. Cerca de los trabajos principales en Almadén, esta roca forma una estructura cónica de unos 270 m de anchura y está ausente o es poco visible a profundidad. Petrográficamente su matriz tiene el aspecto de una cuarcita triturada, por lo que originalmente se le consideró como una brecha tectó-

nica; sin embargo, estudios cuidadosos recientes indican que se trata de una toba basáltica formada contemporáneamente a lavas de la misma composición. Esta interpretación elimina la posibilidad de que la piedra frailesca y los yacimientos de mercurio tengan el mismo origen, pues el período de metalización es posterior a un episodio de vulcanismo post-basáltico. Otra hipótesis supondría que la piedra frailesca representa material formado por una penetración gaseosa explosiva.

d) Estructuras. Todos los estratos son verticales o bien tienen fuertes echados hacia el norte. La estratigrafía ha desconcertado a la mayoría de los autores, dejando en duda la verdadera configuración vertical pero han sido identificados unos cuantos plegamientos isoclinales. Los intrusivos, aunque mal expuestos, parecen ser paralelos a los sedimentos (Fig. XV-2).

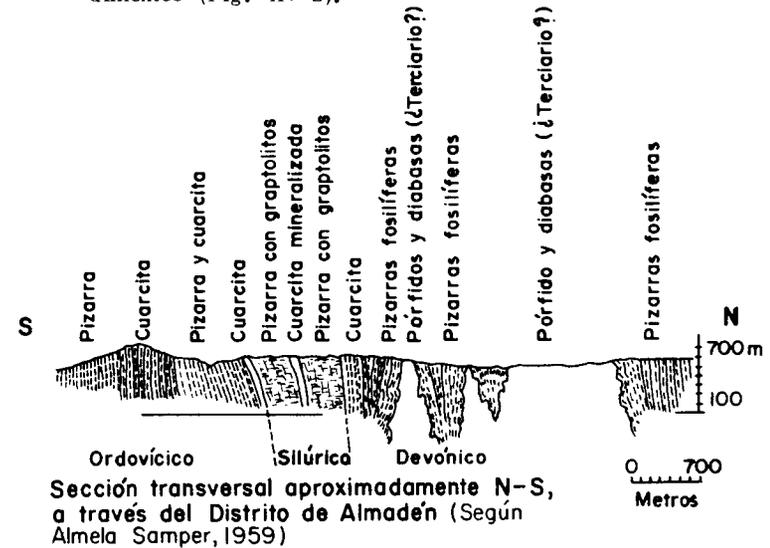


Fig. XV-2.

Al oriente de Almadén existen dos grandes fallas de rumbo y echa, una de las cuales tiene unos 4 km de desplazamiento lateral y en una parte está ocupada por un dique de posible edad terciaria.

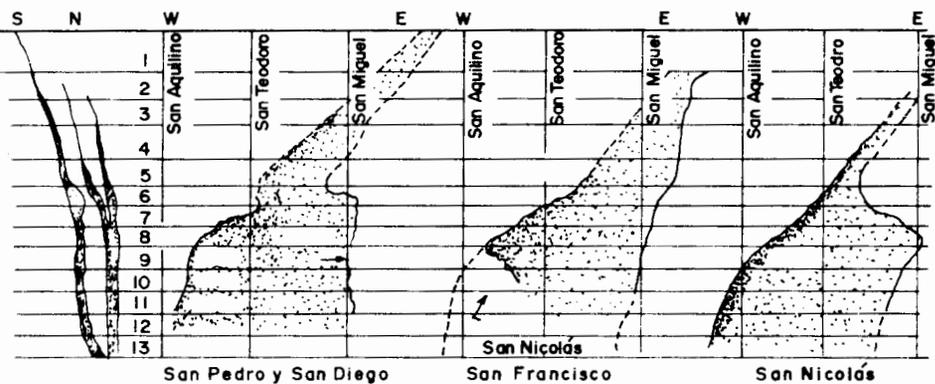
e) Mineralización. La mena consiste de modo predominante, en cinabrio, con pequeñas cantidades de mercurio nativo y pirita. Los minerales de ganga incluyen cuarzo, calcita, dolomita, barita y zeolitas.

f) Rocas encajonantes. La mineralización está contenida en tres horizontes de cuarcita de Silúrico Superior, muy cercanos entre sí; en la superficie están separados por 3 a 6 m de lutitas, pero a profundidad parece ser que se unen. (Fig. XV-3). Sus echados varían entre 70°N y 90°, y las dimensiones de los tres horizontes oscilan entre 2.5

y 11 metros de anchura y unos 300 m de longitud. Las zonas más ricas, de uno a tres metros de ancho, están concentradas hacia las partes centrales de las capas, disminuyendo gradualmente hacia las paredes. Aparentemente las tres capas mineralizadas convergen a profundidad.

g) Origen. Los estudios petrográficos demuestran claramente que el cinabrio se introdujo por relleno de cavidades como pequeñas fisuras, huecos, drusas e intersticios entre los granos de cuarcita, seguido por un reemplazamiento metasomático de ésta (Fig. XV-4).

Aunque la edad de la mineralización no ha podido ser determinada con exactitud, se piensa que es Terciaria y que está relacionada con un período de actividad termal que ha dado lugar a los manantiales del



Forma de los cuerpos mineralizados en la mina Almadén, España. (Según Schuette, 1931)

Fig. XV-3.

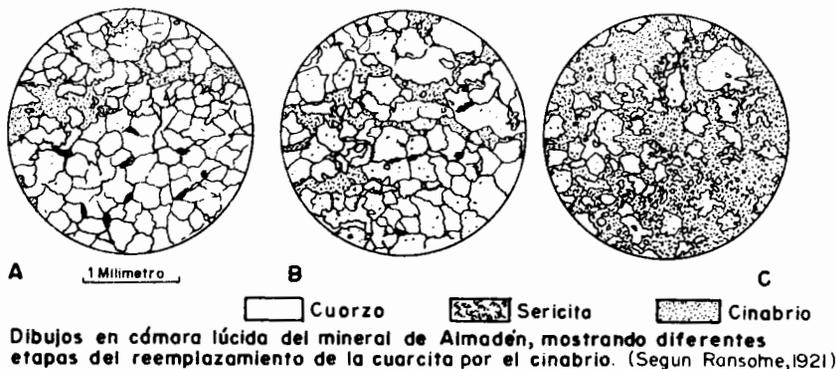
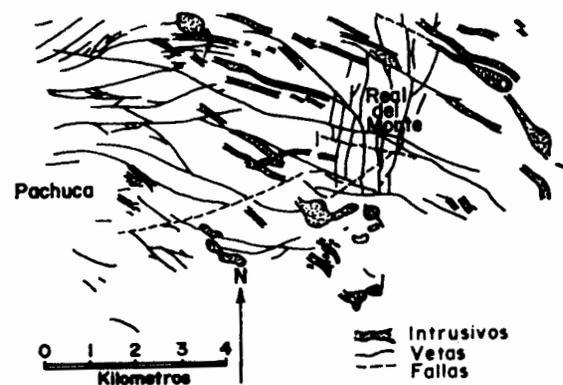


Fig. XV-4.

o Plioceno Temprano, y los basaltos del Plioceno. La edad de la mineralización entonces es probablemente Plioceno Temprano, ligeramente más joven que la de las riolitas.

c) Rocas intrusivas asociadas. En la región se encuentran diques de andesita, dacita y riolita que por lo general tienen rumbos de N 75° W. Los más abundantes son riolíticos y representan la última fase de actividad ígnea inmediatamente anterior a la introducción de los fluidos mineralizadores.

d) Estructuras. (Fig. XV-6) Las estructuras han sido estudiadas con gran detalle porque la mineralización se localiza a lo largo de fallas. Regionalmente, las rocas volcánicas forman un amplio sinclinal de echados suaves, pero en el distrito la inclinación de las capas varía entre 0 y 50° en todas direcciones.



Intrusivos, vetas y fallas, en el Distrito de Pachuca-Real del Monte, Hidalgo, México. (Según Geyne, 1959)

Fig. XV-6.

Diversos sistemas de fallas aparecen en la región, pero predominan las de rumbos E-W y NW-SE. Hacia el área del Real del Monte se observa otro sistema N-S. Los diques ascendieron a lo largo de las fracturas más antiguas, pero el fallamiento prosiguió durante todo el período de mineralización.

e) Mineralización. Los yacimientos se localizan en vetas de cuarzo a lo largo de las fallas, formando clavos en lugares donde las condiciones locales favorecieron el desarrollo de zonas de brecha o de zonas amplias. El orden de sucesión de la mineralización hipogénica es pirita, blenda, galena, calcopirita, acantita-argentita, polibasita y estefanita. La calcosina, covelita y bornita aparecen localmente, pero se supone que se formaron por enriquecimiento supergénico. El mineral de plata más abundante con mucho es la acantita (Ag₂S), que se distingue de la argentita por su anisotropía en sección pulida. Otros minerales secundarios incluyen: plata nativa, cloruros y bromuros de plata, malaquita, azurita, anglesita y óxidos de hierro y manganeso. La acantita es producto de procesos hipogénicos y supergénicos. El oro, rara vez identificable a simple vista, se presenta en forma nativa o como inclusiones en la acantita, argentita y calcopirita.

Los minerales de ganga, además del cuarzo, consisten en calcita, dolomita, rodocrosita, rodonita, bustamita [CaMn(SiO₃)₂] y barita.

f) Alteraciones. La propilitización es la alteración más común de las rocas volcánicas, afectando áreas extensas de las mismas. Cantidades menores de caolinita, sericita, pirita y sílice en los respaldos

sirven como valiosas guías de la mena.

g) Dimensiones de los cuerpos mineralizados. Los clavos alcanzan más de 1,000 m de longitud pero sus dimensiones verticales son por lo general menores (de 300 a 600 m). Las vetas tienen un promedio de uno a dos metros de anchura, pero los valores de plata y oro se extienden por lo común a las rocas encajonantes como diseminaciones o vetillas. En consecuencia los rebajes alcanzan una anchura mayor, de hasta 3 m.

h) Origen. Lindgren considera al Distrito Minero de Pachuca-Real del Monte como ejemplo de yacimiento epitermal. Según Park, abundan las evidencias de una deposición somera y de baja temperatura. Los movimientos repetidos a lo largo de las fallas causaron brechamiento del cuarzo primitivo, permitiendo la entrada a la segunda generación de cuarzo y a las soluciones mineralizantes. El bandeamiento de las vetas, el relleno de cavidades y las estructuras de reemplazamiento son comunes. Parte del cuarzo es calcedónico, lo que señala una deposición coloidal. A profundidad las vetas se ramifican, el contenido en cuarzo disminuye y los valores metálicos decrecen en forma abrupta. Geyne et al. (op.cit.) estiman que la zona de deposición mineral se encontraba entre 300 y 1000 m por debajo de la superficie original.

La oxidación y el enriquecimiento supergénico removieron los minerales de mena de las partes superiores de las vetas. Gran parte de la plata disuelta en la zona de oxidación se volvió a precipitar bajo el

nivel freático, o expensas del hierro, cobre y azufre. Dentro de la zona de enriquecimiento se han localizado algunos de los yacimientos más valiosos del Distrito.

La mineralización se ha supuesto proviene de una fuente magmática subterránea, expresada en superficie bajo la forma de diques riolíticos y pequeños stocks.

i) Tonelaje y leyes. Desde que los trabajos mineros empezaron en el Distrito, en 1526, se han obtenido más de 38 millones de kilogramos (1,200 millones de onzas Troy) de plata fina y más de 192 mil kilogramos (6.2 millones de onzas Troy) de oro fino. En años recientes, la extracción de mineral ha tenido un promedio anual de casi un millón de toneladas métricas, con leyes aproximadas de 250 g de plata, 1.4 g de oro y menos del 1% de hierro, zinc y plomo, con cantidades menores de cobre.

Como una evidencia de su productividad, el Distrito está horadado con más de 2,000 kilómetros de trabajos subterráneos.

CAPITULO XVI

LOS YACIMIENTOS TELETERMALES, DE SUSTITUCION O
REGENERADOS

1.- Introducción.

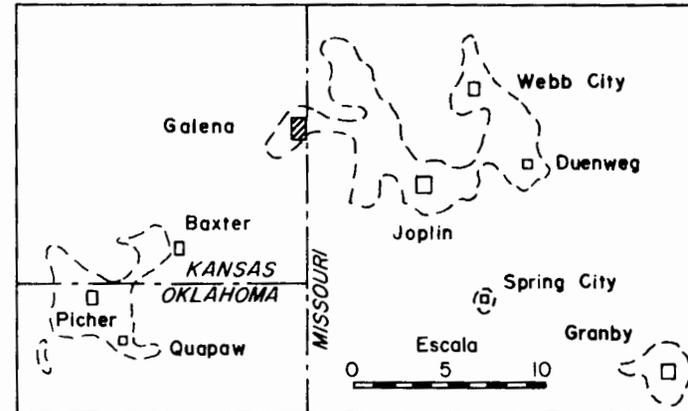
Los yacimientos teletermales, regenerados o de sustitución han sido el objeto de numerosas controversias acerca de su modo de origen. Antes de abordar su discusión conviene estudiar un yacimiento conocido, considerado por diversos autores como perteneciente a este tipo.

2. Yacimiento típico. Los depósitos de Tri-State, E.U.A.

a) Localización. La región denominada Tri-State comprende áreas mineralizadas por plomo y zinc en los estados de Missouri, Kansas y Oklahoma, en la porción central de los Estados Unidos. Los principales campos productores se encuentran en Granby, Spring City, Joplin, Webb City, Galena, Baxter y Picher. (Fig. XVI-1).

b) Estratigrafía. La serie estratigráfica comprende sedimentos paleozoicos (del Cámbrico al Pennsilvánico) que constituyen los términos de una serie sedimentaria epicontinental, depositada en los bordes del Geosinclinal Appalachiano, situado al este, y alimentada por elementos clásticos provenientes de Llanoria, una tierra emergida situada al norte del actual Golfo de México. La secuencia es la siguiente:

Pennsilvánico:	Formación Cherokee	Lutitas y areniscas (0 a 85m)
Misisípico:	Serie de Chester	Calizas, areniscas y lutitas (0 a 20m)
	Formación Boone	Calizas, dolomías y pedernal (60 a 135m)
	Serie Chatanooga	Lutitas (0 a 3m)
Ordovícico	Formación Potosí	Dolomías y lutitas (240 a 340m)
Cámbrico	Formación Bonneterre	Dolomías 0 a
	Formación la Motte	Areniscas 270 m



Localización de las principales áreas mineralizadas en el Distrito del Tri-State, E.U.A.

Fig. XVI-1.

La ausencia del Silúrico y Devónico se relaciona con las fases orgénicas que afectaron los sedimentos del cercano Geosinclinal Appala-

chiano.

Se observan además una serie de accidentes de la sedimentación como discordancias angulares, acufamientos de los estratos, barrancas submarinas, superficies kársticas, así como accidentes tectónicos como ondulaciones con gran radio de curvatura, pliegues monoclinales y fallas, que se consideran como manifestaciones suavizadas de la formación de horsts y grabens del basamento.

c) Cuerpos mineralizados. La mineralización se localiza en algunos horizontes estratigráficos de la Formación Boone, la cual comprende 16 horizontes de rocas carbonatadas con pedernal, denominadas de arriba hacia abajo, horizontes B a R.

La localización de los yacimientos es primeramente estratigráfica, en particular en los horizontes K, M, O y P; sin embargo, no se extienden de manera regular en ellos, sino que se presentan como masas de formas caprichosas a las que se denominan "runs", constituyendo ambos un "sheet ground". Sin embargo, existen otros factores, tanto sedimentarios como tectónicos.

Dentro de los factores sedimentarios, se consideran las mineralizaciones alrededor de antiguas dolinas kársticas (broken grounds), rellenas por las lutitas pennsylvánicas, a las que se ha llamado "círculos"; la aureola mineralizada es a menudo una brecha calcárea cementada por pedernal y sulfuros. (Fig. XVI-2)

Independientemente de las zonas fracturadas, las mineralizaciones parecen distribuirse en los flancos y cimas de domos braquianticli-

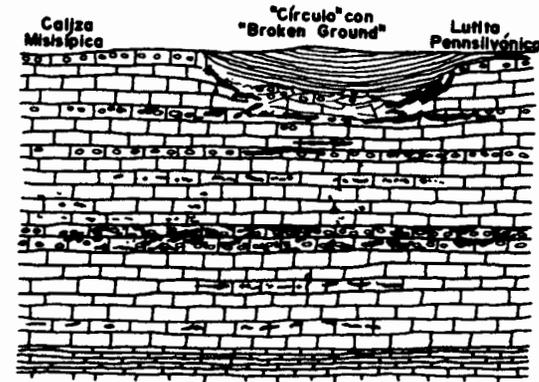
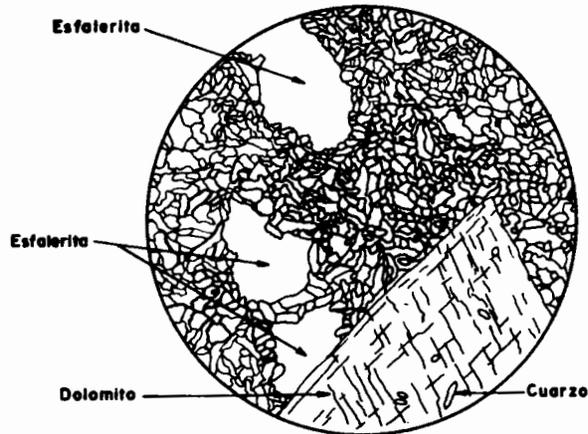


Diagrama de los yacimientos de plomo-zinc en Joplin, mostrando el "broken ground" alrededor del "círculo", cerca de la superficie y el "sheet ground" del miembro Grand Falls. Las líneas negras representan al mineral y los ovoides blancos, pedernal. (Según Lindgren, 1933)

nales. Esta localización tectónica está relacionada con una dolomitización que destruyó las antiguas estructuras, permitiendo la introducción de la mineralización.

d) Minerales de mena. Consisten esencialmente en blenda, con galena accesoria, acompañadas de cantidades menores de marcasita, wurtzita, pirita, calcopirita, millerita y enargita. Por procesos de oxidación, se produce una riqueza en plomo en las dolinas.

e) Minerales de ganga. El principal mineral de ganga es el cuarzo, bajo forma de mosaico criptocrystalino (jasperoides), seguido de calcita y dolomita, con trazas de barita. (Fig. XVI-3).



Sección delgada del pedernal negro mostrando la matriz de cuarzo de grano fino con cristales de esfalerita y dolomita. Nótese los cristales de cuarzo que se desarrollan en la dolomita. (Según Smith y Siebenthal, 1914)

Fig. XVI-3.

f) Leyes. Las leyes medias del mineral extraído son de 3% para el Zn y 0.7% para el plomo, dando después de la concentración 59 y 79%, respectivamente.

Las masas estratoides tienen de 200 a 250 m de longitud, 15 a 30 m de anchura, y unos cuantos metros de potencia.

3. Discusión genética.

Este tipo de yacimientos da lugar a un problema genético y en consecuencia a un problema de clasificación. Cualquier hipótesis debe tener en cuenta los hechos siguientes:

1o.) Por su naturaleza sulfurosa y asociaciones mineralógicas son semejantes a las paragénesis meso o epitermales.

2o.) Sin embargo, ninguna manifestación magmática viene a apoyar esta manera de ver.

3o.) Su pobreza en especies, de las cuales ninguna es característica ni presenta particularidades geoquímicas específicas, tanto en lo que se refiere a las menas como a las gangas.

4o.) Su frecuencia en los horizontes calcáreos epicontinentales sobre basamentos aún inestables durante la deposición de aquéllos, es decir, sujetos al fracturamiento en bloques, pero en los que la actividad magmática ha cesado.

Las tentativas de explicación genética de esos hechos generales fueron, de acuerdo con un orden histórico, los siguientes:

a) Concentración lateral. Estos yacimientos serían el resultado de la acción de las aguas vadasas de circulación profunda que lixiviarían selectivamente de su contenido metalífero a las rocas atravesadas; en seguida depositarían esos elementos en sitios elegidos por sus particularidades petrográficas o tectónicas.

b) Sustitución teletermal. Si bien no existen manifestaciones de actividad ígnea a proximidad de esos yacimientos, se les debe considerar como hidrotermales debido: 1o.) a las temperaturas de su formación determinadas por decrepitemetría que, para el Tri-State, son de 115 a 135°C, 2o.) a la presencia de minerales de mena considerados como hidrotermales típicos, como la blenda, galena, linnefta y enargita, y 3o.) a la existencia de silicificación, dolomitización y sericitización, como alteraciones hidrotermales. Si los caracteres hidroterma

les no son claros es porque las soluciones mineralizantes, muy alejadas de la fuente magmática original, tendrían efectos muy atenuados y además estarían diluidas por las aguas vadosas de circulación profunda. El problema a explicar sería la ausencia de espacios supercapilares por los que ascenderían dichas soluciones.

c) Hidrotermalismo secundario o regeneración. Según esta teoría, soluciones juveniles estériles, provenientes de las profundidades, disolverían las mineralizaciones hidrotermales de un basamento aún inestable, a partir de fracturas mal cicatrizadas. Esas soluciones se volverían metalíferas y difundirían su contenido en las rocas que se hallan encima del basamento durante las fases postreras y cortantes de la orogénesis de éste.

d) Teoría sedimentaria. El marco sedimentológico de las series transgresivas de las rocas que se hallan sobre el basamento varía entre rocas conglomeráticas, pasando por areniscas y lutitas, hasta rocas carbonatadas y evaporitas, constatándose que los elementos metalíferos se hallan por lo general en trazas en las rocas carbonatadas, especialmente en las dolomías. Ahora bien, las masas plomo-zincíferas se asocian a las rocas calcáreas y silíceas.

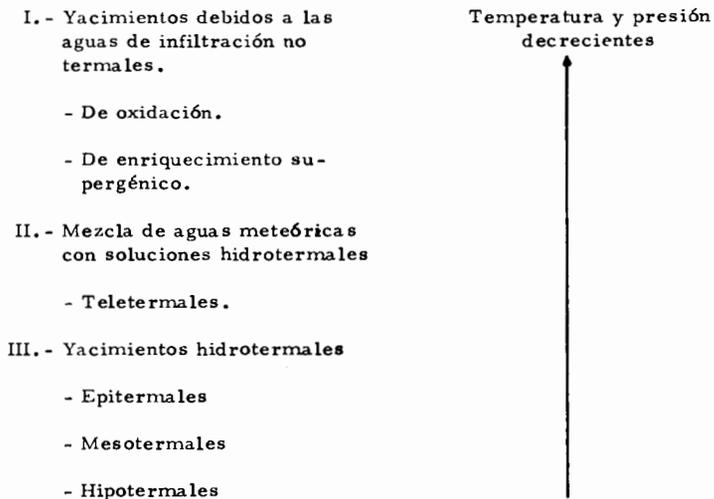
La metalización sería sedimentaria; sólo la recristalización diagenética y los movimientos tectónicos posteriores le conferirían un aspecto hidrotermal.

4. Generalidades sobre los yacimientos teletermales.

Las generalizaciones que se pueden hacer sobre este tipo de yaci

mientos son de naturaleza diferente y dependen de la interpretación geológica seleccionada.

a) Si se adopta la hipótesis teletermal o la de regeneración los yacimientos en cuestión serían de un tipo hidrotermal especial, intermedios entre los yacimientos hidrotermales clásicos y aquéllos debidos a la acción de las aguas de infiltración no termales, que se estudiarán en la cuarta parte de este curso. De este modo, los depósitos teletermales vendrían a completar de manera armoniosa la tabla de clasificación de ambos tipos, como se ilustra a continuación:



b) Si en cambio, se adopta la hipótesis sedimentaria, los yacimientos de sustitución formarían parte de los depósitos de origen químico. El marco paleogeográfico de la sedimentación, generalmente

bien definido, podría servir de base a la división de éstos en los siguientes tipos:

	-Depósitos lacustres:	Fe, Mn.
	-Depósitos lagunares:	Evaporitas.
Yacimientos sedimentarios de origen químico.	-Yacimientos marinos epicontinentales:	Fe, Mn, evaporitas Pb, Zn, Cu, pirita.
	-Yacimientos marinos geosinclinales:	Pirita, cobre manganeso, fosfatos.
	-Yacimientos continentales (Lechos Rojos):	Cu, Zn, Pb, Ag, U, V y Pirita.

5. Características de los yacimientos teletermales.

De las conclusiones obtenidas del estudio de los yacimientos plumbozincíferos del Tri-State, así como los de uranio y vanadio de la Meseta del Colorado, que se estudiarán a continuación, se describirán las características generales de los yacimientos teletermales, que se pueden aplicar a depósitos parecidos a uno u otro tipo como los de cobre de Kennecott, Alaska, de zinc de Mascott-Jefferson City, Tennessee, de uranio y vanadio de Wyoming, plomo-zinc de Katowice, Polonia y muchos otros en diversas regiones del mundo.

a) Definición. Los yacimientos teletermales se supone se formaron por fluidos hidrotermales que migraron a grandes distancias de su fuente magmática original, perdiendo gran parte de su potencial para reaccionar químicamente con las rocas encajonantes; su deposición cercana a la superficie conduciría a una mezcla muy probable con las aguas meteóricas, de modo que sus características hidrotermales se verían muy atenuadas.

Los autores norteamericanos prefieren el término teletermal, debido a Graton, sobre el de telemagnético de Niggli. Los autores franceses, siguiendo a Raguin, prefieren el término de "yacimientos de sustitución" o bien el de "depósitos sulfurosos de cobertura", de Routhier (excluyendo a los que no son sulfurosos). Finalmente, los alemanes utilizan el nombre de "yacimientos regenerados", propuesto por Schneiderhöhn. Todos estos términos son sinónimos.

b) Mineralogía. La mineralogía es simple y no diagnóstica. Los minerales de mena consisten en esfalerita pobre en hierro, galena pobre en plata, calcopirita, marcasita, calcosina, así como muy pequeñas cantidades de otros sulfuros; además, se pueden encontrar cobre nativo y óxidos de cobre, uranio y vanadio, como cuprita, tenorita, carnotita, tyuyamunita, autunita, torbernita, hewettita y muchos otros.

Los minerales de ganga consisten en calcita, dolomita, cuarzo, calcedonia, fluorita y barita, estos dos últimos concentrados en cantidades explotables en algunos casos.

c) Alteraciones de los respaldos. Una característica de los depósitos teletermales es la insignificancia de la alteración de las rocas encajonantes, a diferencia de la notable alteración producida por los procesos epitermales. Cuando la hay, consiste en silicificación, pirritización o carbonatación ligeras.

d) Estructuras y texturas. No existen texturas y estructuras características, puesto que las menas son el resultado tanto de relleno de cavidades como de reemplazamiento metasomático, y el tamaño de

los granos varía desde muy fino a muy grueso. En los yacimientos uraníferos, además, son frecuentes los restos de troncos y huesos fósiles reemplazados por minerales de uranio.

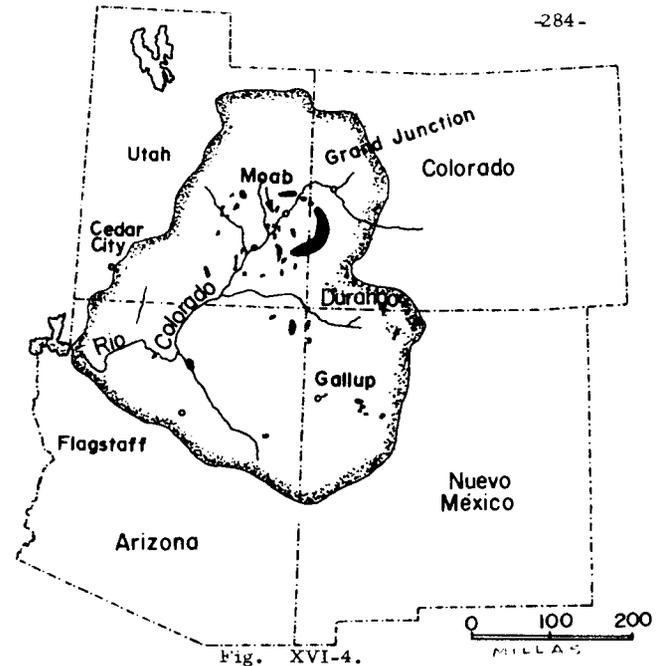
La mayor parte de los depósitos teletermales se localizan en estratos horizontales y no muestran señales de deposición a partir de fluidos ascendentes.

Para completar el estudio de estos yacimientos tan discutidos, se procederá a revisar otro ejemplo típico, el de los yacimientos de la Meseta del Colorado.

6. Los depósitos de uranio y vanadio de la Meseta del Colorado, Estados Unidos.

a) Localización. La Meseta del Colorado se encuentra en la porción suroeste de los Estados Unidos y abarca una amplia zona de los estados de Utah, Colorado, Arizona y Nuevo México, que ocupa una extensión de alrededor de 250,000 km². (Fig. XVI-4)

b) Estratigrafía. La columna estratigráfica es de una notable monotonía y es prácticamente horizontal, extendiéndose desde el Pennsilvánico hasta el Eoceno como se muestra en la Tabla XVI-1. La mayor parte consiste en sedimentos continentales, sobre todo areniscas, con conglomerados y lutitas accesorios; existen algunos sedimentos marinos depositados durante el Pennsilvánico, Pérmico Superior y Jurásico Medio (Formaciones Hermosa, Kaibab y Curtis, respectivamente) y que consisten sobre todo en calizas. Los sedimentos continentales son principalmente de origen fluvial, pero existen además sedimentos lacus-



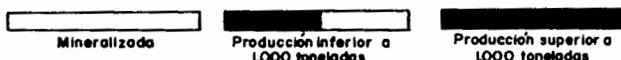
tres y eólicos. El espesor de la columna alcanza los 3 000 m.

Durante el Orogénesis Laramide la meseta se elevó sin sufrir de formaciones importantes; únicamente algunos anticlinales pequeños, debidos al diapirismo de evaporitas pennsilvánicas, rompen la monotonía de la potente serie estratigráfica.

c) Rocas Ígneas próximas. En el transcurso de diferentes épocas del Terciario se produjeron diversos tipos de vulcanismo que dieron lugar a tobas riolíticas, que alternan con andesitas, así como basaltos con intercalaciones de riolitas y andesitas.

Durante el Plioceno Tardío se emplazaron lacolitos de diorita y cuarzomonzonita.

ÉPOCA	FORMACIÓN	PRODUCCIÓN TOTAL DE URANIO	AMBIENTE PETROGRÁFICO
TERCIARIO	Monzonita porfídica		Rocas ígneas
	Brown Park		Fluvial
	Bidahochi		Lacustre
	Uinto		Fluvial
	Wasatch		Fluvial
CRETÁCICO	Pictured Cliffs		Fluvial
	Mesaverde		Fluvial
	Dakota		Fluvial y lagunar
JURÁSICO	Burro Canyon		Fluvial
	Brushy Basin		Fluvial
	Wastwater		Fluvial
	Recapture		Fluvial
	Salt Wash		Fluvial
	Bluff		Edáfico
	Summerville		Lacustre
	Curtis		Marino
	Todilto		Lacustre
	En trada		Edáfico
	Carmel		Bardo marino
JURÁSICO ?	Navajo		Edáfico
	Kayenta		Fluvial
TRIÁSICO	Wingate		Edáfico
	Chinle		Fluvial
	Shinarump		Fluvial
	Moenkopi		Fluvial
	Cutter (Big Buck)		Fluvial
PÉRMICO	Kalibab		Marino
	De Chelly		Edáfico
	Cococino		Edáfico
	Hermit		Fluvial
	Suaji		Fluvial
PENNSILVÁNICO	Rico		Fluvial
	Hermosa		Marino



Unidades litológicas uraníferas de la Meseta de Colorado (según Y. W. Isachsen, T.W. Mitcham y H.B. Wood, 1955)

d) Mineralización. La lista de los principales minerales de mena es la siguiente:

Carnotita	$K_2O \cdot 2U_2O_3 \cdot V_2O_5 \cdot 3H_2O$
Tyuyamunita	$Ca(UO_2) \cdot 7-12H_2O$
Coffinita	$U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$
Roscoelita	$(Al, V)_2(AlSi_3)(K, Na)_0(0H, F)$
Montroseita	$VO(OH)$
Pechblenda	U_3O_8

Los minerales de uranio y vanadio asociados, tanto primarios como secundarios, son muy numerosos.

En cantidades menores aparecen sulfuros como la piritita, marcasita, galena, blenda, calcopirita, bornita, calcosina y covelita. Además, asociados con las menas de U y V se encuentran elementos nativos como el selenio y el arsénico, lo mismo que el óxido de molibdeno, ilsemannita ($Mo_3O_8 \cdot nH_2O$).

Los principales minerales de ganga son el cuarzo, la dolomita y la calcita.

e) Localización de la mineralización. La localización de las concentraciones minerales depende de varios factores:

- Estratigráficos
- Litológicos
- Paleogeográficos
- Químicos
- Tectónicos

f) Controles estratigráficos. Aunque la mineralización de U y V se presenta en toda la columna estratigráfica, desde el Pennsilvánico hasta el Plioceno, son las formaciones jurásicas -en particular el Horizonte Salt Wash de la Formación Morrison- las que han dado lugar a los mayores tonelajes. La producción proveniente de las rocas triásicas, sobre todo las formaciones Shinarump y Chinle, aumenta rápidamente, mientras que las capas cretácicas aportan cada vez mayores cantidades de mineral.

g) Controles litológicos. R.P. Fischer (citado por Roubault, 1958) distingue cuatro medios ambientes sedimentarios mineralizados, de acuerdo con sus características petrográficas:

1o.) Arenas-lutitas, que comprenden los yacimientos contenidos en las arenas con lentes arcillosas interestratificadas, pero en donde la dispersión de las arcillas no es suficiente para cementar por completo a las arenas; los horizontes conglomeráticos pueden ser abundantes. A este medio ambiente corresponden todos los yacimientos de la Formación Morrison y la mayoría de los situados en las formaciones Chinle y Shinarump.

2o.) Arenas eólicas mal cementadas, cuyo único exponente son los yacimientos de la Formación Entrada del Jurásico Medio.

3o.) Calizas, que incluyen todos los yacimientos de la Formación Todilto del Jurásico Medio y las de la Formación Hermosa del Pennsil

Roubault, M. (1958)- "Géologie de la l'Uranium" Masson et Cie, París, 462 pp.

vánico, siendo las primeras de origen lacustre y las segundas, marinas.

4o.) Lutitas, limos y arenas arcillosas, en donde la dispersión de las arcillas es tal que las arenas están cementadas por aquéllas. Algunos yacimientos de la Formación Chinle pertenecen a este grupo.

h) Controles paleogeográficos. Los controles más curiosos de la mineralización son dos estructuras de origen sedimentario: los paleocanales y las estructuras cilíndricas.

1o.) Los paleocanales son lechos fluviales fósiles cortados por antiguas corrientes de agua, rellenos después por sus aluviones y finalmente sepultados bajo depósitos posteriores. Su trazo es extremadamente caprichoso, lo que sugiere que atravesaban una superficie poco inclinada, por ejemplo una llanura aluvial. Su anchura es también muy variable, abarcando un rango comprendido entre 5 y 700 m (Fig. XVI-5).

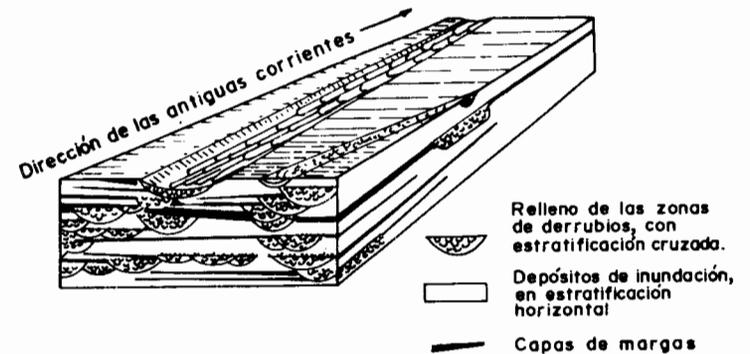


Fig. XVI-5.

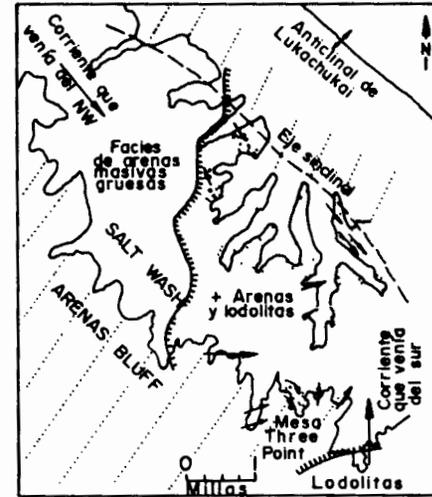
Estudios estructurales basados sobre el examen estadístico de rasgos sedimentarios como la estratificación cruzada y huellas de oleaje ("ripple marks") han permitido determinar la dirección y sentido de las corrientes y de inferir la dirección de alargamiento de las masas mineralizadas.

Estudios sedimentológicos como la determinación del porcentaje de arenas y limos han dado resultados satisfactorios en la localización de los yacimientos. Así, en el Horizonte Salt Wash, éstos se encuentran en donde ambos elementos detríticos aparecen en la misma proporción; la mineralización sigue un paleocanal descendente hacia el SE, con salientes bruscas hacia el norte; en estas salientes se acumuló una gran cantidad de residuos vegetales que desempeñaron un papel precipitador de la mineralización.

La corriente principal encontró otra corriente proveniente del sur, lo que se descubrió porque existe un notable cambio de facies que de noroeste a sureste varía de arenas masivas de grano grueso, a arenas y limolitas y finalmente a limolitas; estas últimas habrían desempeñado el papel de barreras que detuvieron la circulación del uranio y permitieron su depósito (Fig. XVI-6).

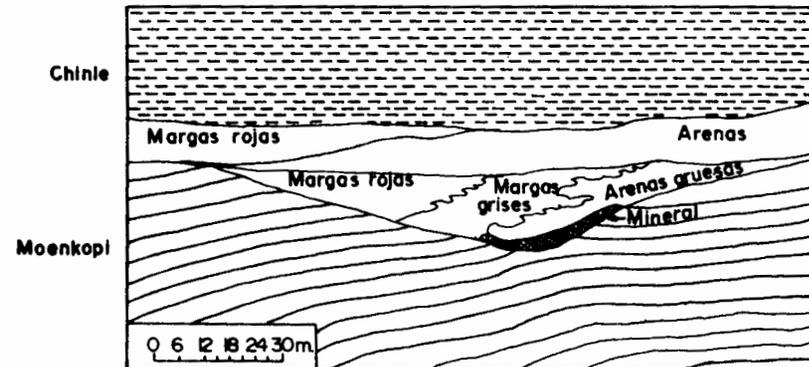
En el interior de cada canal el uranio está concentrado en cuerpos alargados, paralelos al eje del canal; sus mayores dimensiones son del orden de 100 m de largo, 30 m de anchura y un metro de espesor (Fig. XVI-7).

La identificación de los paleocanales constituye uno de los proble



Yacimientos de uranio, mostrando su orientación (flechas) y Litofacies, Montañas Lukachukai, Arizona. La formación Salt Wash descansa sobre la Bluff. (Según J. A. Masters, 1955)

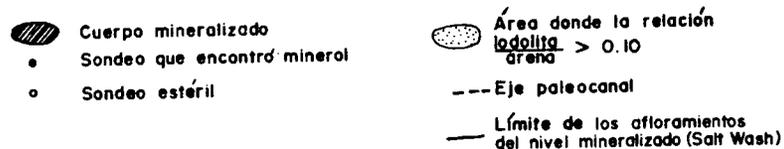
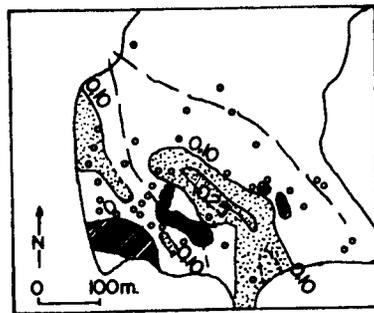
Fig. XVI-6



Sección vertical a través de un paleocanal de la formación Shinarump, White Canyon, Utah (Según L.J. Miller, 1955)

Fig. XVI-7.

mas fundamentales de la prospección, pues es muy difícil precisar sus contornos bajo las formaciones que los cubren. Para ello se han empleado métodos geofísicos, en particular gravimetría y reflexión sísmica, así como sondeos sistemáticos; se han elaborado mapas detallados de litofacies que señalan las zonas mineralizadas en relación con la proporción limolitas/arenas. (Fig. XVI-8) Además, se ha observado que en algunas partes, en terrenos que descansan sobre los paleocanales, presentan depresiones determinables en fotografías aéreas; dichas depresiones se deben a un adelgazamiento local sobre el paleocanal.

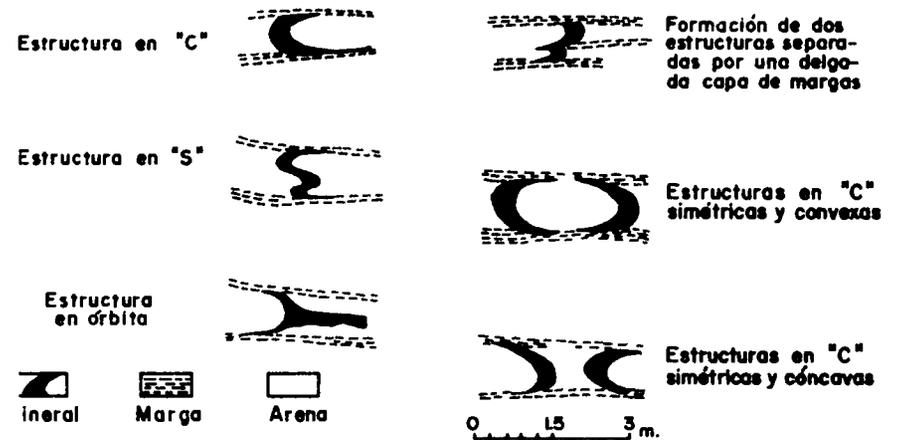


Yacimientos de uranio y Litofacies (relación lodolita/arena) en la Mesa Three Points, Montañas Lukachukai, Arizona (ver fig.XVI- 6) (Según J.A. Masters, 1955)

Fig. XVI-8.

2o.) Las estructuras cilíndricas ("rolls") son cuerpos mineralizados que adoptan la forma de C o S en sección transversal y que cor-

tan la estratificación, variando verticalmente entre unos cuantos metros hasta varias decenas de metros, mientras que en dirección horizontal pueden extenderse durante algunas centenas de metros. Parece ser que estas estructuras se habrían formado por precipitación mineralógica al encontrarse soluciones de composiciones químicas y densidades diferentes (Fig. XVI-9).

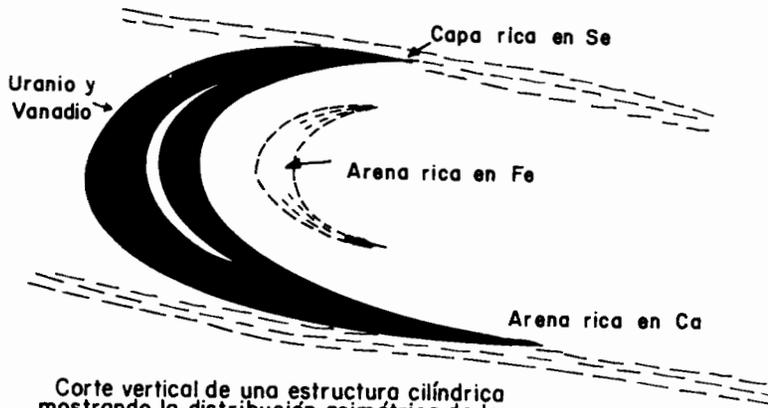


Secciones verticales a través de los cuerpos mineralizados con estructuras cilíndricas ("rolls") cuyas formas se pueden atribuir a las condiciones existentes durante la precipitación. Formación Morrison, Meseta del Colorado.(Según D.R. Shawe, 1955)

Fig. XVI-9.

El estudio detallado de las estructuras cilíndricas muestra una curiosa repartición de los elementos químicos: selenio hacia las porciones superiores e inferiores, uranio y vanadio hacia las partes convexas, hierro y calcio hacia las cóncavas (Fig. XVI-10).

i) Controles químicos. Las zonas mineralizadas en los paleoca-



Corte vertical de una estructura cilíndrica mostrando la distribución asimétrica de los elementos químicos. (Según D.R. Shawe, 1955)

Fig. XVI-10.

nales se caracterizan por una decoloración de las areniscas rojas en areniscas grisáceas o pardo amarillentas pálidas, con manchas debidas a la limonita. La decoloración se ha interpretado como un producto de la reducción del óxido férrico. (Fig. XVI-11)

En la mayoría de los yacimientos se ha constatado la fijación de una gran cantidad de minerales uraníferos y de sulfuros sobre fragmentos de vegetales transformados en materia carbonosa, o alrededor de ellos. Al microscopio se observa el reemplazamiento de células vegetales, cuya estructura se ha conservado perfectamente, por calcopirita, mientras que en las paredes el reemplazamiento es de pechblenda o pirita. (Fig. XVI-12)

La asociación de minerales uraníferos con hidrocarburos como el

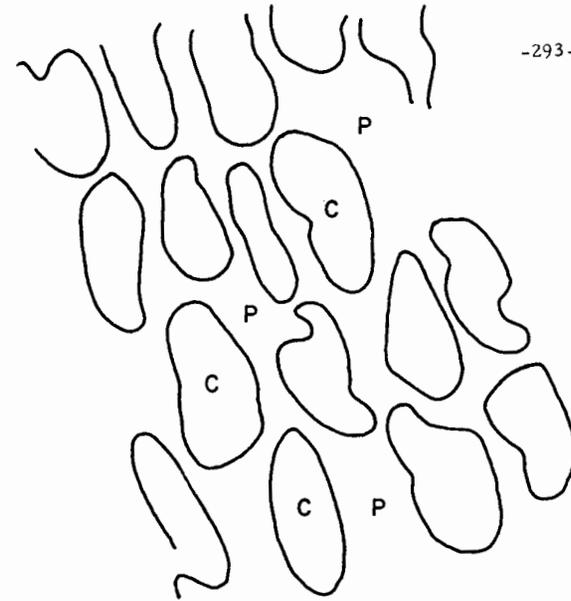
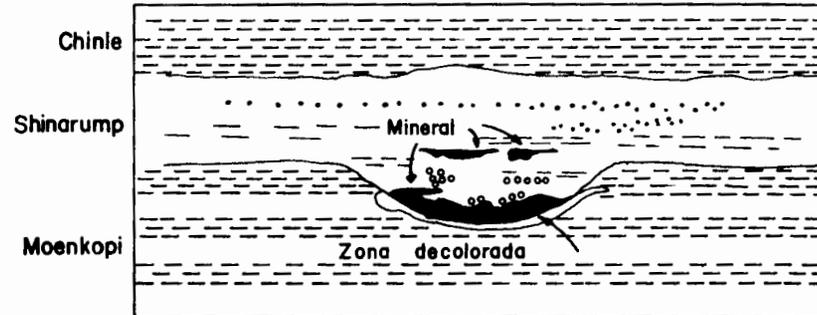


Fig. XVI-11.

Reemplazamiento de las células vegetales por calcopirita (C). La pechblenda (P) rodea a la calcopirita, reemplazando las paredes celulares. Mina Happy Jack. (Según L.J. Miller, 1955)



Corte ideal de un paleocanal mineralizado de la formación Shinarump (según R.J. Wright, 1955)

Fig. XVI-12.

asfalto es también muy frecuente. Se concluye que el uranio tiene una afinidad geoquímica por la materia carbonosa y por los hidrocarburos.

j) Controles de origen tectónico. Aunque en general la Meseta del Colorado ha permanecido estable desde el Paleozoico, en ciertas épocas ha sufrido deformaciones tectónicas notables. Por ejemplo, la Orogénesis Laramide desarrolló una serie de anticlinales suaves y muy amplios, separados por flexiones a menudo agudas, bien que sobre inmensas superficies las capas aparezcan horizontales.

El estudio regional del ante-país de las Montañas Rocosas revela que está dividido en cuencas asimétricas separadas por domos. Todas las fallas, pliegues y flexiones de amplitud regional son el resultado probable de accidentes que afectaron también al basamento subyacente.

Se han invocado diferentes factores tectónicos susceptibles de controlar la mineralización, entre los que destacan:

- 1o.) Flexiones en intersección con los paleocanales
- 2o.) Pequeñas fallas
- 3o.) Crestas o flancos de anticlinales
- 4o.) Pliegues de arrastre
- 5o.) Estructuras de hundimiento o colapso.

k) Edad de las mineralizaciones. Mediante el método de los isótopos de uranio y plomo $\frac{Pb\ 206}{U\ 238}$ y $\frac{Pb\ 207}{Pb\ 206}$ se trató de establecer la edad de los yacimientos que se encuentran en la Formación Shinarump del Triásico. Los resultados contradictorios obtenidos en un principio fueron corregidos, estableciéndose que la mineralización se emplazó ha

ce 60 u 80 millones de años, es decir durante la Orogenia Laramide y en consecuencia sería epigenética. Sin embargo el método determina el último acomodo de las mineralizaciones y no su primer emplazamiento, por lo que la edad obtenida no es concluyente.

1) Temperaturas involucradas. La perfecta conservación de las estructuras vegetales señala que el reemplazamiento se debe haber efectuado a bajas temperaturas. La temperatura de exsolución de la bornita en la calcopirita es de 475° en seco, pero en soluciones acuosas oscila entre 90 y 100°C. La pechblenda se puede formar a temperatura ambiente.

Si se considera que bajo una cubierta de sedimentos de 3,000 m de espesor y un gradiente geotérmico normal de 1°C cada 30 m, la temperatura sería del orden de 100°C, se puede concluir que la temperatura durante la deposición del mineral era similar a la de la roca encajante, sin necesidad de hacer intervenir soluciones hidrotermales de ningún tipo.

m) Hipótesis genéticas. El origen y los procesos de concentración de la mineralización han sido el objeto de muchas discusiones. Es obvio que cualquier hipótesis genética debe explicar todos los controles anteriormente mencionados. Todas las ideas enunciadas se pueden agrupar en cuatro argumentos principales: 1o.) La mineralización es singenética y se depositó con los sedimentos, al mismo tiempo que ellos o como un cementante durante su diagénesis. 2o.) El uranio y el vanadio fueron lixiviados de las lavas y tobas suprayacentes por la acción

de las aguas superficiales, es decir, se trataría de una mineralización epigenética pero meteórica. 3o.) Una modificación de la anterior supone que las aguas subterráneas lixiviaron a ambos elementos de las arenas circundantes, formando depósitos donde prevalecían condiciones adecuadas de pH y Eh o donde la circulación del agua se veía impedida; esta hipótesis se podría denominar epigenética por secreción lateral. 4o.) Finalmente, la mineralización provendría de la acción de soluciones hidrotermales derivadas de magmas muy profundos, por lo que no ha sido posible probar su evidencia; este argumento colocaría a los yacimientos dentro del grupo teletermal.

1o.) La teoría singenética está apoyada por geólogos americanos como Coffin, Lindgren, Fischer y Wright, así como por Schneiderhöhn, Routhier y Roubault. Sus argumentos más fuertes son: (A) Los controles litológicos y paleogeográficos y la dificultad de admitir que las soluciones hidrotermales hayan podido alcanzar esos canales y seguirlos durante varias decenas de kilómetros; (B) las células vegetales reemplazadas por pechblenda y otros minerales sin haber sufrido deformación, es decir el reemplazamiento habría sido rápido y a temperaturas bajas, que permitirían la conservación de las estructuras vegetales; (C) la ausencia de ganga individualizada, por ejemplo vetas de cuarzo, así como la ausencia de campos filonianos; (D) los controles estructurales habrían provocado modificaciones en la mineralización, pues facilitarían el paso de las aguas meteóricas. La teoría singenética sin embargo es incapaz para explicar la edad de las pechblendas anteriores a la

Orogenia Laramídica.

2o.) La teoría epigenética meteórica tiene como principales defensores a Love, Waters, Granger, Hostetler y Garrels. Las bases que la sustentan son: (A) la presencia de cenizas volcánicas devitrificadas cerca de la mayoría de los yacimientos, lo que indicaría que el uranio y vanadio son productos de la lixiviación de las cenizas por las aguas meteóricas; (B) la precipitación se facilitaría por la presencia de materia carbonosa; (C) la presencia de selenio estaría ligada a la existencia de una provincia magmática selenífera durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. Esta hipótesis no explica la razón por la cual el uranio y el vanadio no aparecen junto a la montmorillonita formada por devitrificación de cenizas volcánicas ni tampoco su localización en paleocanales.

3o.) La teoría epigenética por secreción lateral ha sido sustentada por Gruner y apoyada por Jensen, Huff, Lesure, Miller y Kulp. Gruner propuso que las aguas subterráneas bicarbonatadas disolvieron al uranio y el vanadio de las rocas plutónicas precámbricas y los transportaron a través de los paleocanales en donde se depositaron bajo condiciones reductoras locales; el clima árido o semiárido de la Meseta del Colorado habría ayudado a la retención y concentración de los minerales en estratos favorables; la precipitación también pudo resultar de la acción reductora del H_2S formado en los sedimentos por bacterias anaerobias, papel también desempeñado por la materia carbonosa.

4o.) La teoría teletermal está apoyada por Benson, Kerr, David

son, Park y Ragin. Sus argumentos son los siguientes: (A) Las explo raciones profundas han revelado la presencia de asociaciones típicamente hidrotermales, formadas por galena, alunita, gersdorfit (NiAsS), blenda y calcopirita entre otras. (B) Estas asociaciones, así como la presencia de hidrocarburos agrietados, podrían reflejar temperaturas anormalmente altas, comprendidas entre 100 y 350°C. (C) La existen cia de alteraciones locales de las rocas encajonantes, como dolomitizaca ción, silicificación y la formación de minerales arcillosos, a veces en una secuencia zonal. (D) La presencia de controles estructurales como las pequeñas fallas. (E) El molibdeno puede ser un índice de acción hidro termal, pues en muchas regiones está relacionado con la actividad magmática. (F) Finalmente, la determinación de la edad de la pechblenda por medio de la relación isotópica Pb/U, favorece la teoría teletermal. No obstante, esta teoría no explica la concentración en los paleoca nales, las células vegetales reemplazadas y la ausencia de campos fili onianos.

7. Conclusiones al estudio de los yacimientos teletermales.

La importancia que se ha dado al estudio genético de los yacimientos denominados "teletermales", "de sustitución" o "regenerados" se justifica porque se trata de saber si los procesos sedimentarios pueden conducir a la formación de yacimientos de sulfuros o si éstos sólo pueden provenir de la diferenciación magmática.

En el aspecto práctico, la prospección de este tipo de yacimientos se podría apoyar en datos paleogeográficos, estratigráficos y tectó

nicos, en vez de limitarse a la búsqueda ilusoria de fuentes magmáticas hipotéticas.

Así, en el caso de los yacimientos de la Meseta del Colorado, ba jo la presión de las necesidades industriales, los geólogos han desarrollado un análisis muy fino de los diversos controles de la mineralización, que complementan la exploración geofísica con contadores Geiger y cintiló metros. De este modo se pueden planificar las perforaciones de un modo más científico, lográndose economías considerables.

CUARTA PARTE

YACIMIENTOS DEBIDOS A AGUAS DE INFILTRACION NO
TERMALES

CAPITULO XVII

YACIMIENTOS DE OXIDACION Y ENRIQUECIMIENTO

SUPERGENICO

I. GENERALIDADES

1. Definiciones.

La oxidación y el enriquecimiento supergénico o cementación están relacionados directamente con el régimen de aguas subterráneas. De este modo, cuando un yacimiento mineral llega a aflorar a la superficie por la erosión o cualquier otro fenómeno, se ve sujeto a los agentes del intemperismo, al igual que las rocas que lo rodean, pudiendo distinguirse tres zonas clásicas (Fig. XVII-1):

a) Por encima del nivel freático se encuentra la zona de aereación, en donde el agua circula rápidamente hacia abajo. Esta agua viene cargada de oxígeno y anhídrido carbónico atmosféricos y disuelve los elementos químicos de las rocas y minerales. En esta zona los sulfuros son inestables y se denomina "zona de oxidación".

b) En la zona de saturación situada debajo del nivel freático, las rocas están empapadas en forma permanente por el agua, la cual des-

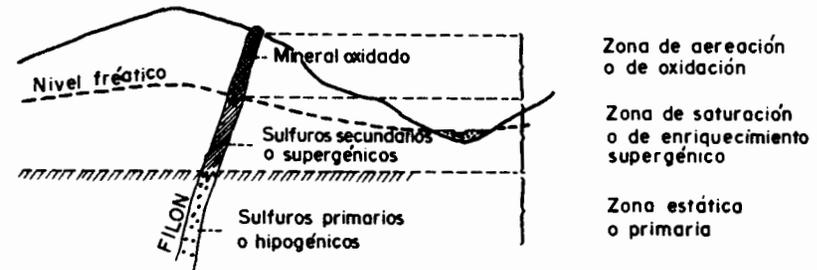


Fig. XVII-1.

ciende lentamente hacia abajo. En esta zona tiene lugar la deposición de los elementos disueltos en la zona de oxidación, produciéndose con frecuencia una concentración apreciable de minerales útiles, a la que se denomina "zona de cementación o de enriquecimiento supergénico".

c) Por debajo de un cierto nivel, la cantidad de agua contenida en la roca decrece por reducción del volumen de los intersticios y su circulación es prácticamente nula. En esta zona, denominada "estática", el mineral primario o hipogénico no sufre modificación alguna.

2. Procesos. †

La oxidación y el enriquecimiento supergénico se producen siguiendo tres fases:

- a) Oxidación y disolución en la zona de oxidación
- b) Deposición en la zona de oxidación
- c) Deposición en la zona de enriquecimiento supergénico.

II. OXIDACION Y DISOLUCION EN LA ZONA DE OXIDACION.

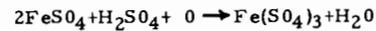
3. Geoquímica de la zona de oxidación.

Más que el oxígeno, una sal desempeña el papel de poderoso agente oxidante de los minerales hipogénicos: Es el sulfato férrico, obtenido a partir de la pirita o la pirrotita, de la siguiente manera:

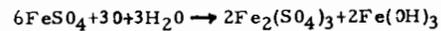
a) La mayor parte de los yacimientos hipogénicos contienen pirita o pirrotita, las que al ser atacadas por el agua, producen sulfato férrico y ácido sulfúrico, de acuerdo con la reacción:



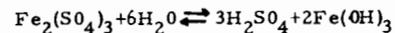
b) El sulfato ferroso se oxida rápidamente, convirtiéndose en sulfato férrico de dos maneras:



o bien:



c) El sulfato férrico se hidroliza produciendo ácido sulfúrico y "limonita"

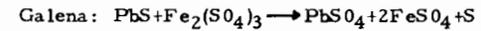
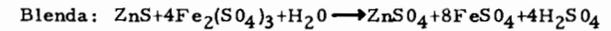


Un exceso de H_2SO_4 tiende a mantener el sulfato férrico en solución, desplazando el equilibrio de la reacción anterior hacia la izquierda. Por ejemplo, la oxidación de la pirita libera ácido sulfúrico permitiendo la migración del hierro, dando lugar a "limonitas transporta-

das".

Por el contrario, los iones de metales como el Cu, Zn y Ag fijan el H_2SO_4 , desplazando el equilibrio hacia la derecha y provocando la precipitación del sulfato férrico. De este modo, la oxidación de la calcopirita determina la formación de una aureola de "limonitas indígenas" alrededor del sitio mismo de la reacción.

d) El sulfato férrico así producido ataca a la mayoría de los sulfuros hipogénicos, por ejemplo:



Entre los productos de este ataque se distinguen los sulfatos solubles (ZnSO_4 , CuSO_4 , AgSO_4) que percolan, junto con las aguas de infiltración, hacia el nivel freático, de los sulfatos insolubles, como PbSO_4 o CaSO_4 , que permanecen in situ, bajo la forma de anglesita o anhidrita, respectivamente.

En la práctica casi todos los minerales hipogénicos pueden ser atacados; primero los sulfuros y sulfosales, luego algunos óxidos, como la magnetita, wolframita e ilmenita; sólo algunos metales nativos como el oro, platino, así como ciertos óxidos, como la casiterita y cromita permanecen inalterables, pudiendo constituir depósitos de placer, que serán estudiados en el capítulo sobre Yacimientos Detríticos. Entre los minerales de ganga, casi todos son atacados y por orden de facilidad decreciente: carbonatos, silicatos, cuarzo y barita.

Las pequeñas corrientes eléctricas generadas en las mezclas de

sulfuros aceleran o retardan la oxidación y disolución de ciertos minerales. Así, las corrientes que emanan de minerales de alto potencial a los de bajo potencial aceleran la disolución de estos últimos y retrasan las de los primeros; por ejemplo, la blenda se disuelve mucho más fácilmente en presencia de pirita. Las diferencias de potencial eléctrico entre las formaciones hipogénicas reductoras y las formaciones supergénicas oxidadas originan la polarización espontánea, fenómeno que sirve de fundamento a un método geofísico eléctrico.

4. Separación por oxidación de los metales.

La oxidación de los minerales con frecuencia da lugar a una separación de los metales contenidos, como sucede en algunos mantos de galena-blenda-pirita en rocas carbonatadas, cuyo ejemplo clásico es el yacimiento de Sierra Mojada, Coahuila. Se puede observar cómo una masa rica de carbonato de plomo (cerusita) se hallaba encima de grandes masas de carbonato de zinc (smithsonita) y localmente sobre zonas ricas en plata; todos estos minerales aparecen bajo el manto original de sulfuros (Fig. XVII-2).

5. Sombreros de hierro o "gossans".

Los sombreros de hierro, denominados también "coberteras", "gossans" o "châpeaux de fer" son afloramientos de masas celulares de limonita y otros minerales de ganga situados encima de los depósitos de sulfuros oxidados y que pueden dar una idea de la mineralización subyacente.

El término "limonita" aplicado al material que compone el som-



Esquema de la sección longitudinal de una parte del manto de mineral de la mina Encantada de Sierra Mojada (México), en la que se ve la separación de los metales por oxidación. La masa original (M) estaba formada por pirita, galena y blenda. La oxidación dió una masa de mineral de plomo argentífero oxidada (Pb), sobre la cual quedan unos espacios abiertos (S) debidos a la contracción por oxidación; debajo se hallan grandes masas de mineral de zinc oxidado (Zn) transportado a la dolomita impura con hierro.

brero de hierro no se refiere a una determinada especie mineral, sino a asociaciones de especies diversas que intervienen en proporciones variables, entre las que hay que distinguir:

- a) Hidróxidos y óxidos férricos: goethita ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$), lepidocrocita ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$), hematita (Fe_2O_3) y maghemita (Fe_2O_3).
- b) Jarositas: $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$, a veces plumbíferas o argentíferas por sustituciones isomórficas del potasio.
- c) Minerales arcillosos: caolinita: $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ y nontronita: $(Al, Fe)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot xH_2O$
- d) Sílice, sea bajo la forma de cuarzo, calcedonia u ópalo.

La limonita puede provenir de los sulfuros ferríferos o de los si

licatos de las rocas o gangas, siendo la primera soluble en HCl, mientras que la segunda no.

La limonita indígena se deposita en estado férrico insoluble, mientras que la transportada lo es al estado ferroso soluble. Además, la oxidación de Fe^{2+} a Fe^{3+} se ve retrasada por el H_2SO_4 y acelerada por el cobre; de este modo, la limonita indígena indica presencia anterior de cobre y la transportada, una proporción de hierro superior al cobre, o bien falta de éste.

El hierro transportado, precipitado por ciertas rocas, puede dar lugar a falsos sombreros de hierro, los cuales se distinguen de los verdaderos por la ausencia de limonita indígena y ausencia de huecos dejados por los sulfuros disueltos.

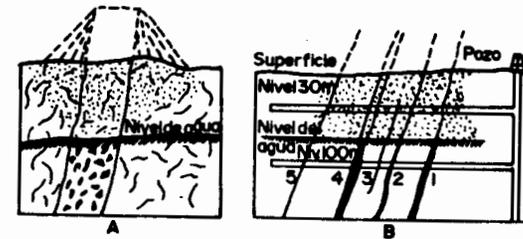
Por lo general los sombreros de hierro indican la forma y tamaño de los depósitos subyacentes. Sin embargo, su anchura puede ser muy exagerada, como se muestra en la Fig. XVII-3.

En la Tabla XVII-1 se señalan los residuos de la oxidación de sulfuros comunes que permanecen en los sombreros de hierro y que sirven para predecir qué tipo de mineralización cabe esperar a profundidad.

6. Factores que controlan y limitan la oxidación.

La oxidación no puede desarrollarse de manera indefinida, sino que existen varios factores que la afectan o regulan y que se enumeran a continuación:

a) La posición del nivel freático.— En principio, la zona de oxida



Croquis demostrativos de la mayor anchura de la cobertura de oxidación sobre el primitivo filón, por emigración de la limonita en los muros; A, zona amplia de cobertura de oxidación a partir de un solo filón; B, amplia zona de cobertura de oxidación formada en el nivel de 30m. a partir de varias venillas de sulfuros no comerciales en el nivel de 100 metros. El negro indica el sulfuro; punteado, la limonita.

Fig. XVII-3.

dación no puede extenderse por debajo del nivel freático. Sin embargo, existen casos en que las fisuras, fallas o zonas de cizallamiento prolongan la oxidación bajo dicha superficie, debido a que el agua transporta oxígeno que se desplaza rápidamente a través de esas vías. (Figs. XVII-4 y 5).

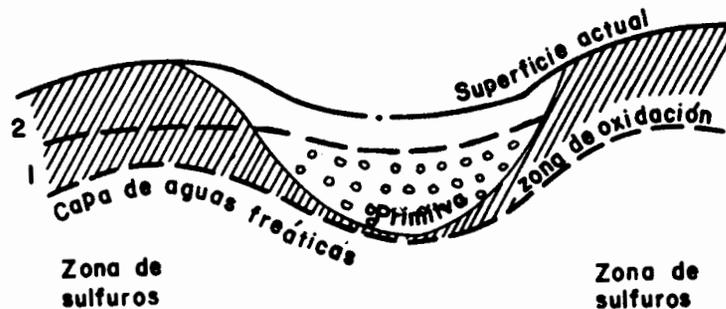
b) Cambios en la posición del nivel freático.— El cambio normal del nivel freático es su descenso debido a la erosión y al hundimiento progresivo de los valles, fenómeno que también se produce cuando las condiciones climáticas cambian de húmedas a áridas. El fenómeno contrario se produce por rellenos de los valles y por transformación de clima árido a húmedo. (Fig. XVII-6)

Mineral	Muecas	Limonita	Reticulada	Color	Composición
Pirita	Vacías	Transportada; halos o disperso	Ninguna	Rojo ladrillo	Oligista +, jarosita +
Pirrotina	Vacías	Transportada; halos o disperso	Masas esponjosas gruesas	Rojo ladrillo	Oligista +, jarosita +
Calcopirita	Ocupadas	Indígena	Reticulado grueso; fino; pez de limonita	Ocre	Goethita +, oligista
Bornita	Ocupadas	Indígena	Triangular; costras esponjosas; relieve	Ocre e anaranjado	Goethita +, oligista -
Calcosina	Ocupadas	Indígena	Relieve; costras	Castaño a pardo fco	Goethita +
Tetraedrita	Ocupadas	Indígena	Contorno; coagulada	Chocolate	Goethita
Blenda (ganga inerte)	Vacías	Transportada	Limonita musgo	Amarillo a pardo	Goethita +, sílice +
Blenda (ganga reagente)	Ocupadas	Indígena	Reticulado basto; fino; esponja celular	Amarillo a pardo	Goethita +, sílice +
Galena	Ocupadas	Indígena	Exfoliado; costras red de diamante; esponja reticular	Ocreo e anaranjado; pardo fco, chocolate oscuro	Goethita, oligista
Molibdenita	Ocupadas	Indígena	Laminado; granudo	Castaño	Goethita
Siderita	Ocupadas	Indígena	Exfoliado; placa de mica	Amarillo, pardo oscuro	Goethita

+ significa constituyente importante, - significa constituyente secundario

Tabla XVII-1.

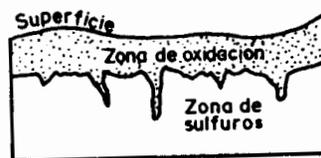
Residuos de la oxidación de algunos sulfuros comunes que sirven para su diagnóstico



Croquis demostrativos del ascenso de la capa de aguas freáticas y de la inmersión de una zona de oxidación precedente, en Miami-Globe (Arizona). 1, representa la capa primitiva de aguas freáticas correspondiente a una superficie primitiva del terreno (trazo fino); con el relleno del valle con conglomerado de Gila, la capa de aguas freáticas subió a 2, y una parte de la zona de oxidación quedó sumergida.

Fig. XVII-4

Fig. XVII-5



Contacto entre las zonas de oxidación que penetran en los sulfuros, pero las porciones comprendidas entre diente y diente corresponden al nivel del agua freática. Esquema de las condiciones existentes en Cananea (México)



Esquema de las zonas de sulfuro oxidado de monte - Copper, en Morenci (Arizona). Puede verse la profunda penetración de la oxidación a lo largo del techo de una falla impermeable, por la rápida circulación hacia abajo del agua subterránea.

Fig. XVII-6

c) Ritmo de la erosión.— El ritmo de la erosión no debe ser ni muy rápido (que eliminaría la zona de oxidación) ni muy lento (que daría lugar a una posición estancada del nivel freático y, en consecuencia, poca oxidación).

d) Clima.— Es obvio que las temperaturas elevadas aceleran la oxidación y las bajas la retrasan de modo que, en el caso extremo, es decir en áreas de hielos perpetuos, no se puede producir este fenómeno. Por otro lado, el régimen de precipitaciones debe ser uniforme.

e) Propiedades físicas y químicas de las rocas.— La oxidación se ve favorecida en terrenos porosos o quebradizos que se desmenuzan o fracturan con facilidad; las mejores rocas en este aspecto son las arenas permeables y las pizarras quebradizas. Lo mismo se puede decir de rocas con fácil solubilidad, como las calizas y dolomías, y rocas con alteración.

f) Estructuras.— Las fallas pueden influir en la oxidación de tres modos: 1o.) Concentran las aguas oxidantes, permitiendo una oxidación profunda; 2o.) aprisionan y concentran esas aguas oxidantes, cuando ponen en contacto rocas permeables con impermeables; 3o.) protegen los minerales subyacentes de la oxidación, si son impermeables.

Las zonas de cizallamiento, los planos de estratificación y de foliación pueden servir de canales permeables y favorecer la oxidación.

g) Tiempo.— El tiempo geológico requerido para producir una extensa zona de oxidación debe ser del orden de duración de un periodo, como el Mioceno o Plioceno.

7. Cese de la oxidación.

La oxidación termina al agotarse la provisión de O_2 , lo que puede suceder:

- a) Debajo del nivel freático
 - b) Por ascenso del nivel freático
 - c) Por congelamiento del terreno
 - d) Por abundancia de sulfuros encima del nivel freático, y
 - e) Por acumulación de materiales impermeables sobre el antiguo afloramiento mineralizado.
- #### 8. Profundidad de la oxidación.

La zona de oxidación alcanza profundidades que por lo general oscilan entre unos cuantos metros y varias decenas de metros, pero existen casos aislados, como el de la Mina Lonely de Rhodesia, en donde llega a los 900 m.

III. DEPOSICION EN LA ZONA DE OXIDACION.

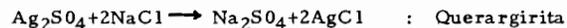
9. Métodos de precipitación.

Los cationes disueltos en la porción superficial de la zona de oxidación pueden depositar, durante su trayecto hacia el nivel freático, un cierto número de sales bajo la influencia de varios factores, principalmente:

- a) Sobresaturación por evaporación, como es el caso de los sulfatos de cobre de Chuquicamata, Chile.
- b) Oxidación e hidratación, por ejemplo la formación de óxidos anhidros e hidratados de hierro, manganeso y cobre, principalmente limonita.

c) Por reacciones entre soluciones de orígenes diferentes, por ejemplo:

- Soluciones sulfatadas con cloruros:



- Soluciones sulfatadas con carbonatos, produciendo minerales como la azurita, malaquita, smithsonita y cerusita.

- Soluciones sulfatadas con sulfatos, como es el caso del sulfato ferroso sobre sulfatos de Cu o Ag, dando lugar a óxidos de cobre y elementos nativos.

d) Por reacciones con la ganga o con las rocas encajonantes.—Se pueden citar las reacciones entre el sulfato de cobre y la sílice gelatinosa liberada del intemperismo de los silicatos, que originan la crisocola; entre el mismo sulfato de cobre y las calizas que conducen a la malaquita y azurita, y entre el sulfato de zinc y las calizas o la sílice, generando smithsonita y hemimorfita, respectivamente.

10. Minerales formados.

Los principales minerales formados en la zona de oxidación son:

- a) Metales nativos: Au, Ag, Cu
- b) Carbonatos: De Cu: Azurita y malaquita
De Zn: Smithsonita e hidrozincita
De Pb: Cerusita
- c) Silicatos De Cu: Crisocola
De Zn: Hemimorfita
- d) Oxidos: De Cu: Cuprita y tenorita

e) Sulfatos: De Cu: Antlerita, brocantita y calcantita.

De Pb: Anglesita

f) Cloruros: De Ag: Querargirita

11. Distinción entre los minerales oxidados.

Los minerales que aparecen en la zona de oxidación pueden formarse sea exclusivamente en ella o bien tener varios orígenes.

a) Algunos minerales como los carbonatos, silicatos y sulfatos de Cu y Zn se originan sólo en la zona de oxidación. Lo mismo se puede decir de los óxidos de Cu, Co, Sb, Mo y Bi, así como de los halogenuros de plata.

b) Otros minerales pueden ser tanto hipogénicos como de oxidación, como es el caso de los metales nativos. Sólo se pueden sacar conclusiones después de examinar cuidadosamente las paragénesis - acompañantes.

12. Generalidades sobre los minerales de oxidación.

De todo lo anteriormente expuesto se pueden extraer las siguientes conclusiones sobre los minerales de la zona de oxidación:

- a) Cambian de naturaleza a profundidad.
- b) Es probable que sufran un cambio acentuado en su contenido a profundidad.
- c) Por lo general el espesor de los yacimientos no es considerable.
- d) Se necesitará diferente tratamiento metalúrgico para los minerales subyacentes.

e) No deberán montarse instalaciones de extracción hasta no haber delimitado el volumen del mineral oxidado.

f) Se requiere generalmente un transporte más adecuado para los minerales oxidados que para los de sulfuros porque muchos se oxidan directamente a las fundiciones.

IV. DEPOSICION EN LA ZONA DE ENRIQUECIMIENTO SUPERGENICO.

13. Proceso.

Los metales en solución que escapan a la captura en la zona de oxidación se percolan hacia lugares en donde no existe oxígeno, generalmente bajo el nivel freático; la brusca variación de las condiciones físico-químicas del medio ambiente (pH neutro y Eh reductor) provoca la deposición de dichos metales bajo la forma de sulfuros secundarios. Mediante este proceso, los metales desplazados arriba van siendo añadidos a los existentes abajo, con lo cual se enriquece la parte superior de la zona de sulfuros, que por esta razón se denomina "zona de enriquecimiento supergénico o secundario", conocida también como "zona de cementación" por los autores de habla francesa. Esta, a su vez, se halla encima de la zona primaria o hipogénica.

De acuerdo con la regla de Schürmann, ya estudiada en el capítulo relativo a "Paragénesis, Sucesión y Zoneamiento", los sulfuros de los principales metales se pueden ordenar de la manera siguiente:

Hg - Ag - Cu - Bi - Cd - Pb - Zn - Ni - Co - Fe - Mn, de tal suerte que la solución de una sal de esos metales es descompuesta por el

sulfuro sólido de cualquiera de los metales que le siguen en la serie, precipitando el primero al estado de sulfuro. Por ejemplo, la solución de una sal de plata, al ponerse en contacto con la pirita, precipitará bajo la forma de sulfuro de plata (argentita o acantita), mientras que la pirita será disuelta. Cuanto más separados estén en la serie, más completa será la sustitución. Hay excepciones, como por ejemplo la galena y blenda que no están presentes en la zona de enriquecimiento; de hecho, este fenómeno no interviene más que para los primeros elementos de la serie: plata, cobre y eventualmente mercurio.

14. Principios generales.

Los caracteres generales de los yacimientos de enriquecimiento secundario se pueden deducir simplemente de los principios siguientes:

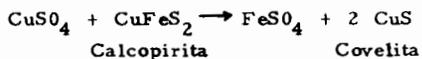
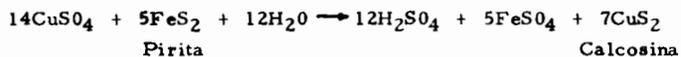
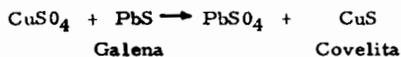
a) Los reemplazamientos supergénicos se efectúan solamente en detrimento de los sulfuros primarios; los minerales de ganga no dan lugar a ninguna concentración por cementación.

b) La sustitución se realiza volumen por volumen y no molécula por molécula, de modo que las ecuaciones químicas anotadas representan sólo tendencias, pero no lo que ocurre exactamente en la realidad.

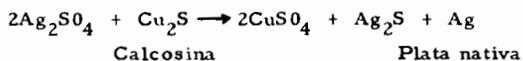
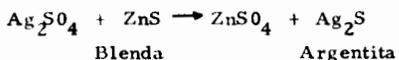
c) El reemplazamiento inicial es por lo general selectivo en función de las especies hipogénicas sustituidas. El enriquecimiento intenso o completo afecta a todos los minerales primarios, de modo que sólo se le puede reconocer por residuos diseminados de éstos dentro de la masa supergénica.

15. Geoquímica de la zona de enriquecimiento.

El comportamiento del cobre en la zona de enriquecimiento es el mejor estudiado hasta la fecha y, por tanto, se le tomará como ejemplo. Las soluciones de sulfato de cobre, originadas en la zona de oxidación, reaccionarán con los diversos sulfuros primarios, dando lugar a calcosina o covelita, de acuerdo con las ecuaciones siguientes:



De manera análoga, el sulfato de plata puede reaccionar con los sulfuros primarios originando sulfuros de plata o plata nativa, como se muestra a continuación:



16. Factores que influyen en el enriquecimiento.

Al igual que con la oxidación, para que se produzca un enriquecimiento supergénico se requiere el concurso de diferentes factores:

- a) No puede existir enriquecimiento mas que en la medida que la oxidación haya desempeñado su papel y disuelto un cierto número de elementos sensibles a las variaciones del potencial de óxido-reducción. De este modo puede existir oxidación sin enriquecimiento pero es impo-

sible que éste se produzca sin oxidación previa. En consecuencia, los factores que provocan la oxidación son los mismos que influyen en el enriquecimiento, es decir:

- Nivel freático y sus variaciones.
- Naturaleza de las rocas encajonantes,
- Estructuras.
- Relieve, clima y rapidez de la erosión.
- Duración de la alteración.

b) La riqueza del mineral primario en sulfuros es un factor adicional en la intensidad del enriquecimiento. Así, entre más rico en sulfuros sea el yacimiento primario, más intenso será el enriquecimiento, siempre y cuando su estructura permita la imbibición.

c) Es necesario aclarar en lo relativo a la naturaleza de las rocas encajonantes, que si en la zona de oxidación hay abundancia de rocas carbonatadas, éstas reaccionarán con las soluciones sulfatadas, provocando la precipitación en la zona de oxidación y, por tanto, eliminando las posibilidades de precipitación en la zona de enriquecimiento.

17. Espesor de la zona de enriquecimiento.

La parte superior de la zona de enriquecimiento es el nivel freático, por lo general, pudiendo estar separada claramente de la zona de oxidación o bien pudiendo existir una interpenetración de ambas.

El fondo de la zona de enriquecimiento es muy irregular y comúnmente pasa en forma gradual a la zona hipogénica.

En consecuencia, el espesor de la zona de enriquecimiento es

muy variable, pudiendo oscilar entre unos cuantos metros hasta más de 450 m, como sucede en Bingham, Utah.

18. Cese del enriquecimiento.

El fondo de la zona de enriquecimiento se desplaza siempre hacia abajo coincidiendo con la erosión, y seguirá descendiendo mientras reciba nuevas aportaciones de arriba y existan minerales hipogénicos debajo. Pero al igual que la oxidación, el enriquecimiento puede terminar debido a los mismos factores que hacen cesar la oxidación y, además:

- Por recubrimiento del área bajo una espesa cubierta de rocas sedimentarias o volcánicas.
- Por sumersión de la zona de oxidación.
- Por alcance del perfil de equilibrio en la región, lo que da como resultado un nivel freático estacionario.
- Por alcance del fondo del mineral hipogénico
- Por enriquecimiento completo.

19. Reconocimiento de la zona de enriquecimiento.

Diferentes criterios se pueden conjugar para identificar si un yacimiento determinado ha sufrido o no enriquecimiento. Estos criterios son:

- a) Presencia de un zoneamiento superpuesto: zona de oxidación en la parte superior, zona de enriquecimiento en la intermedia y zona de sulfuros primarios en la inferior.
- b) Marcada diferencia en la mineralogía con respecto a las zonas

subyacentes. En cambio, las zonas ricas hipogénicas difieren de las zonas pobres subyacentes por una disminución cuantitativa de los minerales más bien que cualitativa.

c) Existencia de sombreros de hierro con indicios del mineral preexistente, sean éstos rastros de los metales susceptibles de enriquecimiento, presencia de limonita indígena, huecos, caolinización, así como ausencia de calizas.

d) Intemperismo suficiente para producir las soluciones a partir de las cuales se origina el enriquecimiento.

e) Texturas de reemplazamiento, en particular si éste es selectivo y si los minerales obtenidos son calcosina o covelita.

f) Si bien no existen especies características de la zona de enriquecimiento, salvo quizás las facies denominadas supergénicas de la calcosina o de la covelita bronceada, ciertas asociaciones permiten afirmar que este fenómeno se ha producido, como son:

- Argentita y calcosina en una ganga con residuos de querargirita y malaquita.

- Calcosina, cobre nativo, limonitas, con malaquita y trazas de plata nativa.

g) La proporción relativa de calcosina y covelita informan muy eficazmente al observador sobre la zona en que se encuentra, lo mismo que la estimación cualitativa o cuantitativa del mineral hipogénico. De este modo, el enriquecimiento se puede determinar a partir de los datos de un sondeo, trazando gráficas del contenido en cobre o plata en

función de la profundidad, como se muestra en la Fig. XVII-7 .

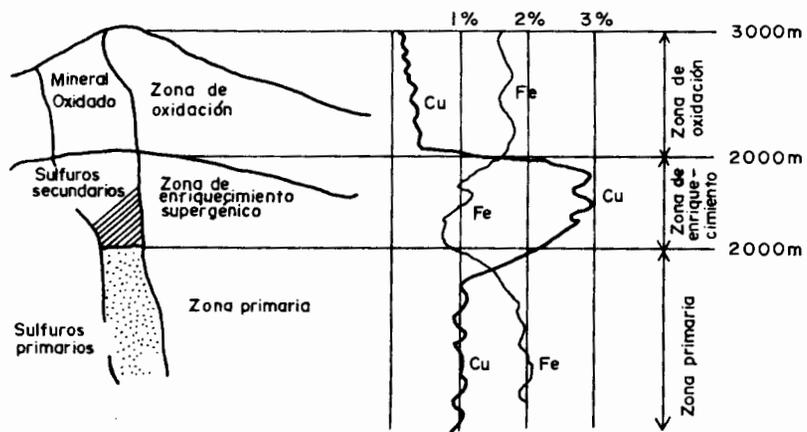


Fig. XVII-7.

V. EJEMPLO DE YACIMIENTOS DE OXIDACION Y ENRIQUE-CIMIENTO SUPERGENICO.

20. Los pórfidos cupríferos del Sudoeste de América del Norte (Titley y Hicks, 1966).

a) Localización.— Los yacimientos denominados "cobres porfídicos o pórfidos cupríferos" del suroeste de América del Norte se localizan en los estados de Nevada, Utah, Arizona y Nuevo México, E.U.A., y en Sonora, México, encontrándose la mayor parte de ellos en Arizona (Fig. XVII-8).

Titley, S.R. y C.L. Hicks, Editores (1966)- Geology of the porphyry copper deposits. The Univ. of Arizona Press, Tucson.

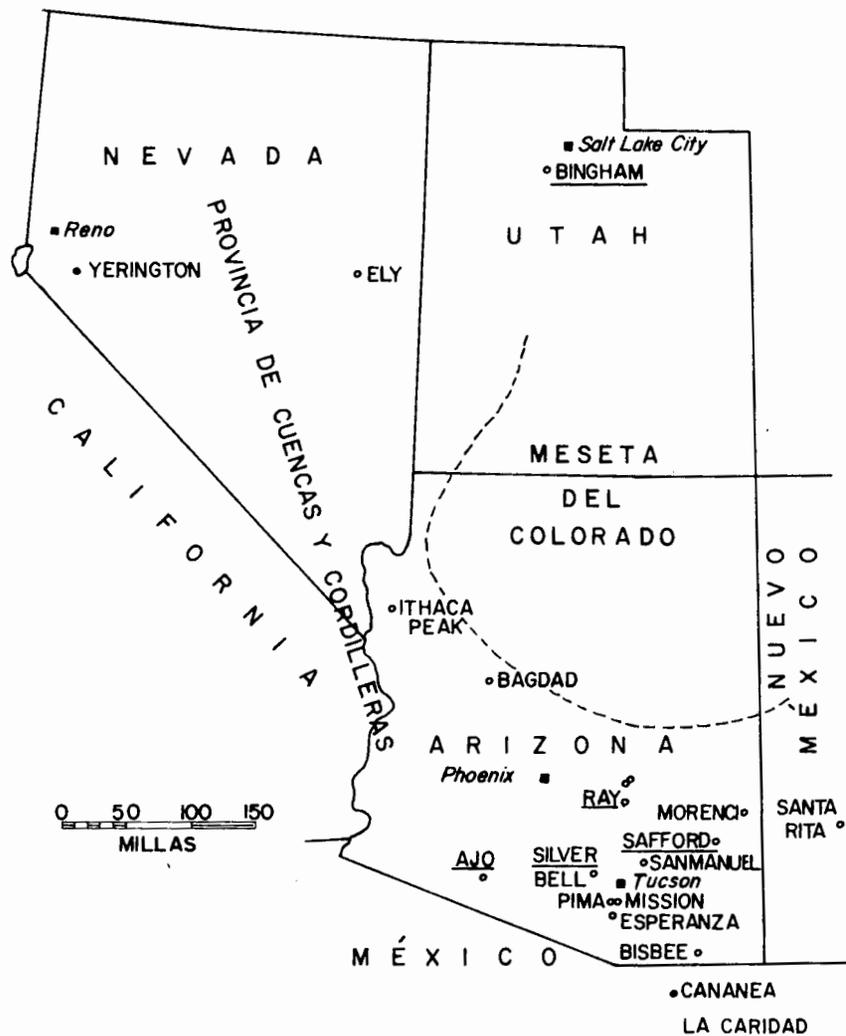


Fig. XVII-8.

b) Fisiografía.— Desde el punto de vista fisiográfico, dichos yacimientos pertenecen a la Provincia Cuencas y Cordilleras (Basin and Ranges), que se extienden al oeste y sur de la Meseta del Colorado, y que se caracteriza por montañas producidas por fallamientos en bloques rodeadas por valles cubiertos de aluvión.

c) Geología regional.— El basamento del Precámbrico Inferior, está compuesto de diferentes tipos de gneises, intrusivos de composición granodiorítica predominante, y varios tipos de esquistos que provienen del metamorfismo regional, de intensidad moderada a baja, de antiguas rocas sedimentarias (areniscas y lutitas) y volcánicas (riolitas andesitas y basaltos, con sus respectivos piroclásticos). Los esquistos han recibido diferentes denominaciones de acuerdo con el área; así, en el Gran Cañón se llaman Esquistos Vishnú; en Arizona Central, Serie Yapavai, y en el sureste de Arizona y norte de Sonora, Esquistos Pinal. Sus características litológicas no permiten su correlación, salvo quizás para pequeñas distancias, aparte de que los estudios radiométricos parecen señalar que los Esquistos Pinal son anteriores a la Serie Yapavai.

El Precámbrico Superior está formado por rocas sedimentarias sin metamorfizar, tanto en la Serie Gran Cañón como en el Grupo Apache, este último al sureste de Arizona, siendo posible que representen las ramas de un amplio geosinclinal.

Durante el Paleozoico, los sedimentos de la mayor parte del área tienen un espesor menor de 1,300 m, lo que señala una deposición de

plataforma, mientras que el geosinclinal principal se localizaba en Nevada y Utah. Al noreste de Arizona y noroeste de Nuevo México existe, además, una amplia zona de relieve positivo.

Las condiciones continentales se ampliaron, por lo general, durante el Triásico y Jurásico. Sin embargo, a partir del Cretácico Inferior se inició un avance del mar desde el oeste, desarrollándose cuencas de sedimentación profunda al sur de Arizona, SW de Nuevo México y norte de Sonora, con un vulcanismo abundante en el primero de los estados mencionados, durante el Cretácico Superior.

La Orogenia Laramide provocó la deformación intensa de todas las rocas anteriores afectándolas, además, por intrusivos; las fallas y pliegues tienen un rumbo dominante NW-SE. Las partes más afectadas fueron las cuencas de sedimentación profunda, en donde la estructura es muy compleja y en donde las fallas inversas son comunes.

Los dos elementos fisiográficos dominantes en la región, es decir la Meseta del Colorado y la Provincia de Cuencas y Cordilleras, se formaron durante el Cenozoico. Rocas volcánicas y sedimentarias, fundamentalmente continentales, se acumularon en la mayoría de las cuencas. La escasez de fósiles ha limitado el establecimiento de una secuencia de deposición y la comprensión de la historia geológica. Algunas formaciones son más antiguas que el fallamiento de la Provincia de Cuencas y Cordilleras, y otras son más jóvenes.

d) Rocas plutónicas mesozoicas y cenozoicas. Los intrusivos mesozoicos y cenozoicos del área tienen una composición que varía en

tre granítica y diorítica, con un predominio de los cuarzomonzoníticos o adamelíticos. Su tectura oscila entre equigranular y porfídica y aparentemente el desarrollo de esta última es posterior a la primera; de acuerdo con Stringham (en Titley y Hicks, *op. cit.*) los límites bien marcados entre los tipos granitoides y porfídicos son los más favorables para la mineralización, si bien los contactos graduales no son del todo desfavorables.

La mayor parte de los intrusivos tienen una edad que fluctúa entre 58 y 72 millones de años (Lowell, 1974), es decir, se emplazaron durante la Orogénesis Laramídica. Se exceptúan el granito de Bisbee, del Jurásico (163 m.a.), los intrusivos de Ely (109 m.a.) y Yerington (111 m.a.), del Cretácico Medio así como el de Rock House Canyon (20 m.a.) y Bingham Canyon, del Mioceno. La Fig. XVII-9 muestra la distribución de edades de algunos de los pórfidos cupríferos, de acuerdo con el autor mencionado, en donde se observa una disminución progresiva hacia el sureste en la edad de la mineralización durante la Orogenia Laramide.

e) Características de los yacimientos. Todos los yacimientos de cobres porfídicos tienen características similares, aunque pueden presentar variaciones locales. Son de baja ley pero de gran tonelaje y se les explota mediante procedimientos de bajo costo; se trata de impregnaciones piríticas y cupríferas relacionadas con pórfidos de com-

Lowell, J.D. (1974)- Regional characteristics of porphyry copper deposits of the Southwest. *Econ. Geol.*, v. 69, no. 5, pp. 601-617.

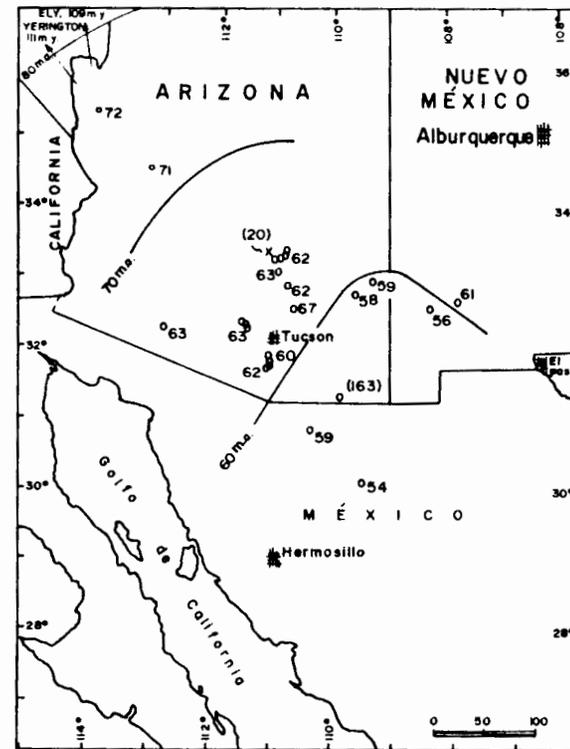


Fig. XVII-9

posición cuarzomonzonítica predominante emplazados durante la Orogenia Laramide; grandes volúmenes de los intrusivos y de las rocas encajonantes fueron mineralizados de modo tan uniforme que la extracción se realiza a gran escala; tienen forma de capa, con mayores dimensiones horizontales que verticales y por lo general son más o menos para

lelos al relieve, extendiéndose a profundidad a través de protuberancias irregulares (Fig. XVII-10). Su mineralogía es muy sencilla: los suluros primarios consiste en pirita, calcopirita y bornita, con cantidades menores de blenda y molibdenita. Sin embargo todos ellos han experimentado oxidación y todos, salvo Ajo y Copper Mountain, han sido enriquecidos secundariamente, con la formación de covelita y calcosina. La alteración hidrotermal afectó grandemente la zona mineralizada y los -



Sección esquemática N-S de la masa de mineral de Chino, en Santa Rita (Nuevo México). Las porciones rayadas son zonas lixiviadas.

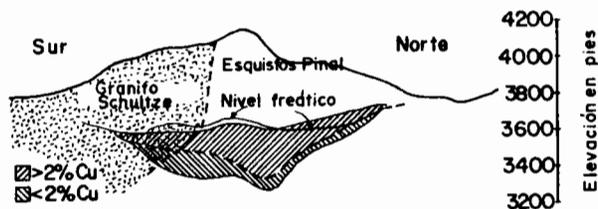


Fig. XVII-10.

respaldos, en extensiones que se miden en centenas de metros a partir de aquélla; dicha alteración dio lugar a silicatos secundarios, con desarrollo de feldespatos potásico, minerales arcillosos y propilitización.

Las diferencias existentes entre los diversos yacimientos estriban en detalles de la roca encajonante, forma, tamaño, leyes, oxida-ción y grado de enriquecimiento supergénico. La mayoría se explotan a cielo abierto y algunos por excavación subterránea y todos los mine-rales son sometidos fácilmente a flotación, con concentración sencilla.

Estos minerales se hallan diseminados en una masa de roca alte-rada y se organizan a veces en stockworks.

En algunos casos, el mineral hipogénico es explotable, como en Bingham y Ajo, pero en la mayoría de este tipo de yacimientos la oxida-ción y la cementación los han hecho explotables y han enriquecido nota-blemente los de Bingham y Ajo mencionados.

Los yacimientos de pórfidos cupríferos más importantes del área considerada son los de Bingham (Utah), Ely (Nevada), Ray, Miami-Glo be, Morenci, Safford, Ajo, Silver Bell, San Manuel, Pima-Mission, Sierrita-Esperanza y Bisbee (Arizona), Santa Rita (Nuevo México) y - Cananea y Nacozari (Sonora).

f) Génesis de los yacimientos. De acuerdo con Emmons, el origen probable de ciertos yacimientos de cobre porfídico diseminado es el siguiente:

- Intrusión de un stock de composición ácida a intermedia.
- Enfriamiento de la porción superior del stock.

- Fracturamiento de una parte del stock. La porción fracturada puede adoptar la forma de un cilindro recto y por lo general se halla alargada paralelamente al eje mayor del stock o de un apófisis de él. En algunos yacimientos, como los de Santa Rita, Ajo y Bingham, las rocas encajonantes así como el intrusivo mismo, han sido resquebrajadas y mineralizadas.

- Ascenso de soluciones hidrotermales a través del cuerpo fracturado, alterándolo intensamente por formación de cuarzo, arcillas y, en algunos depósitos, ortoclasa. Los sulfuros como la calcopirita, pirita, bornita y molibdenita rellenaron las fracturas poco espaciadas y reemplazaron parte de los respaldos.

- Posteriormente se produjo la erosión y la oxidación de los yacimientos. En la superficie y en la zona vadosa se disolvieron la pirita, calcopirita y otros minerales, siendo transportado el cobre hacia abajo, para volverse a depositar cerca y debajo del nivel freático, en particular bajo la forma de calcosina aunque también se pueden depositar, en menor proporción, covelita, bornita y calcopirita. Los silicatos se alteraron a caolín y cuando la calcita estaba presente, se formó yeso. Los sulfuros de enriquecimiento se presentan como una capa entre las zonas de oxidación e hipogénica, graduando hacia esta última por una disminución de la calcosina.

- Las zonas superficiales, de lixiviación y supergénicas se desplazan hacia abajo a medida que tiene lugar la erosión. Una parte de la calcosina se oxida. El cobre se concentra más y más bajo la zona de

oxidación, enriqueciendo y extendiendo la zona de sulfuros secundarios.

En resumen, se puede decir que los pórfidos cupríferos constituyen un ejemplo evidente de concentración metalogénica debida a la conjunción de varios procesos: emplazamiento de cuerpos intrusivos, soluciones hidrotermales, alteración metasomática, oxidación y enriquecimiento supergénico.

CAPITULO XVIII

YACIMIENTOS DE CONCENTRACION RESIDUAL

I.- GENERALIDADES

1. Definición.

Los yacimientos de concentración residual son el resultado de la acumulación de minerales valiosos, al ser desplazados por el intemperismo o meteorización los constituyentes inútiles de las rocas o depósitos minerales que los contienen.

2. Condiciones para su formación.

El proceso de concentración residual requiere de ciertas condiciones para dar lugar a yacimientos explotables:

a) Presencia de rocas o yacimientos preexistentes con sustancias útiles insolubles y sustancias inútiles solubles bajo las condiciones reinantes en la superficie.

b) Condiciones climáticas favorables a la descomposición química, en particular regiones cálidas y húmedas, en donde el intemperismo es muy activo. En consecuencia, estos yacimientos se encontrarán sobre todo en regiones tropicales, antiguas o recientes.

c) Relieve poco acentuado para que el residuo mineral no sea arrastrado por las aguas. Por tanto, los yacimientos residuales se localizarán particularmente en penillanuras.

d) Larga estabilidad de la corteza en el área, para que los residuos puedan acumularse en cantidades suficientes para su explotación comercial.

3. Tipos de mineralización.

La concentración residual puede dar origen a dos tipos esenciales de yacimientos:

a) Concentraciones por simple acumulación de minerales preexistentes, sin que sufran cambios, como por ejemplo, los yacimientos residuales de hierro, manganeso y níquel.

b) Minerales originados durante el proceso de intemperismo como las bauxitas, provenientes de la alteración de sílico-aluminatos como los feldespatos.

4. Las lateritas.

Los hidróxidos de hierro y de aluminio se hallan asociados con frecuencia, constituyendo una mezcla denominada "laterita", cuya génesis es objeto de numerosas controversias. Del punto de vista utilitario, se distinguen dos tipos: Lateritas esencialmente ferruginosas y lateritas esencialmente aluminosas o bauxitas.

Para que en la concentración residual predomine el hierro o el aluminio es necesaria una composición favorable y bastante particular de la roca original. Así, las lateritas ferruginosas se forman a partir de rocas pobres en Al_2O_3 , sobre todo rocas ultrabásicas como peridotitas más o menos serpentinizadas, como en Mayarí (Cuba), Konakry (Guinea) y Nueva Caledonia. En cambio, las bauxitas provienen de la alte-

ración meteórica de rocas con contenido elevado en silicatos de aluminio y pobre en hierro y cuarzo, como las rocas ígneas alcalinas (sienitas y sienitas nefelínicas) y rocas arcillosas (lutitas, pizarras y esquistos pelíticos).

II. YACIMIENTOS DE HIERRO Y NIQUEL RESIDUALES

5. Modo de formación del hierro residual.

El hierro residual proviene de la alteración de:

a) Antiguos depósitos de carbonatos ferríferos, como la siderita y ankerita, cuya fácil meteorización puede dar lugar a ricos yacimientos, como los de Bilbao, España.

b) Antiguos depósitos de sulfuros de hierro, como la piritita, pirrotita y marcasita, que dan lugar a sombreros de hierro de goethita y hematita, pero cuyo elevado contenido de azufre dificulta su explotación. Se exceptúan los yacimientos de Río Tinto (España) y Shasta, California (E.U.A.).

c) Calizas sustituidas parcialmente por minerales de hierro antes o durante el intemperismo, en el primer caso por procesos magmáticos o hidrotermales y en el segundo por lixiviación de capas ferríferas suprayacentes. La mayor parte de los yacimientos residuales de hierro tienen este origen, por ejemplo los de la región de los Appalaches, E.U.A.

d) Rocas ígneas básicas y ultrabásicas en regiones tropicales, en donde todos los constituyentes, a excepción del Fe y Al, son eliminados por disolución, dando lugar a lateritas ferruginosas y bauxitas.

como en Mayarí (Cuba). En cambio, en climas templados se acumula más arcilla que óxidos de hierro.

e) Sedimentos silíceos ferruginosos, en donde el intemperismo y la oxidación eliminan por disolución grandes cantidades de sílice y carbonatos acompañantes, dejando un residuo de mineral de hierro, a veces muy rico, como los yacimientos de hematita de la región del Lago Superior, en Canadá y Estados Unidos.

6. Modo de formación del níquel residual.

Los yacimientos residuales de níquel provienen de la alteración meteórica de rocas ultrabásicas, como peridotitas y piroxenitas, bajo condiciones tropicales, como es el caso de Nicaro (Cuba) y Nueva Caledonia.

7. Ejemplo. Los yacimientos residuales de Fe-Ni-Co de Nueva Caledonia (Fig. XVIII-1).

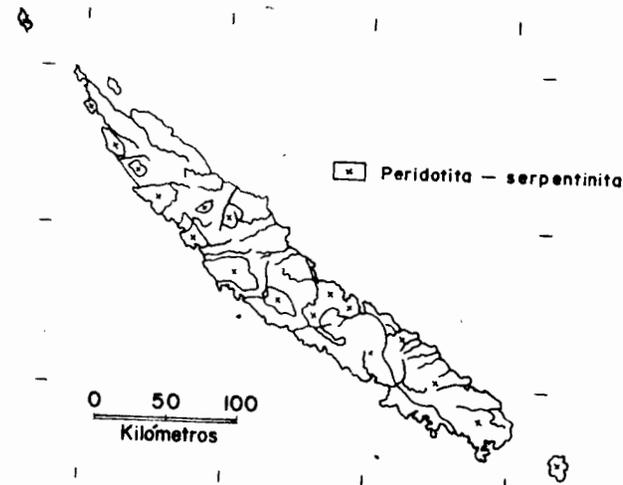


Fig. XVIII-1.

Durante el Oligoceno o a principios del Mioceno, y siguiendo a la extrusión de lavas submarinas de andesitas basálticas, se produjo el emplazamiento de peridotitas en esta isla del Pacífico, las cuales fueron serpentinizadas parcialmente y sometidas a los agentes erosivos, produciendo una penillanura.

Bajo las condiciones tropicales de la isla, la sílice y la magnesita fueron disueltas casi por completo, dejando a veces residuos de ópalo y de giobertita (carbonato de magnesio). El hierro, en cambio, precipitó rápidamente al estado férrico dando lugar a una potente cubierta de hasta 50 m de espesor, de lateritas ferruginosas sobre las peridotitas.

Una parte del níquel, al estado bivalente, fue transportada en solución hasta el mar, pues se le encuentra en arcillas marinas miocénicas en cantidades que pueden sobrepasar el 1%; otra parte se dispersó en las lateritas ferruginosas, en donde su contenido fluctúa entre 1 y 2%, deposición cuyo proceso permanece oscuro, y finalmente una última porción muy importante se enriqueció considerablemente in situ sobre el substrato peridotítico, bajo la forma de antigorita niquelífera o garnierita, cuya génesis supergénica no tiene nada que ver con la antigorita común, formada por serpentización es decir, un proceso hipogénico, anterior a la alteración superficial. Además, la síntesis de las antigoritas y montmorillonitas niquelíferas se puede realizar en el laboratorio a temperaturas inferiores de 100°C. La concentración del níquel sobre el substrato se localiza sobre todo en las irregularida-

des y fisuras de éste.

El cobalto no se encuentra más que de modo excepcional sobre el substrato rocoso, sino que se localiza en las lateritas ferruginosas bajo la forma de "basbolana", es decir una mezcla de color negro azulado de óxidos de cobalto, de manganeso y de hierro, con sílice y alúmina.

Un levantamiento posterior de varios centenares de metros de la penillanura ferruginosa condujo al ataque de las lateritas, las que fueron transportadas a las porciones costeras o a las lagunas, formando lateritas aluviales (Fig. XVIII-2).

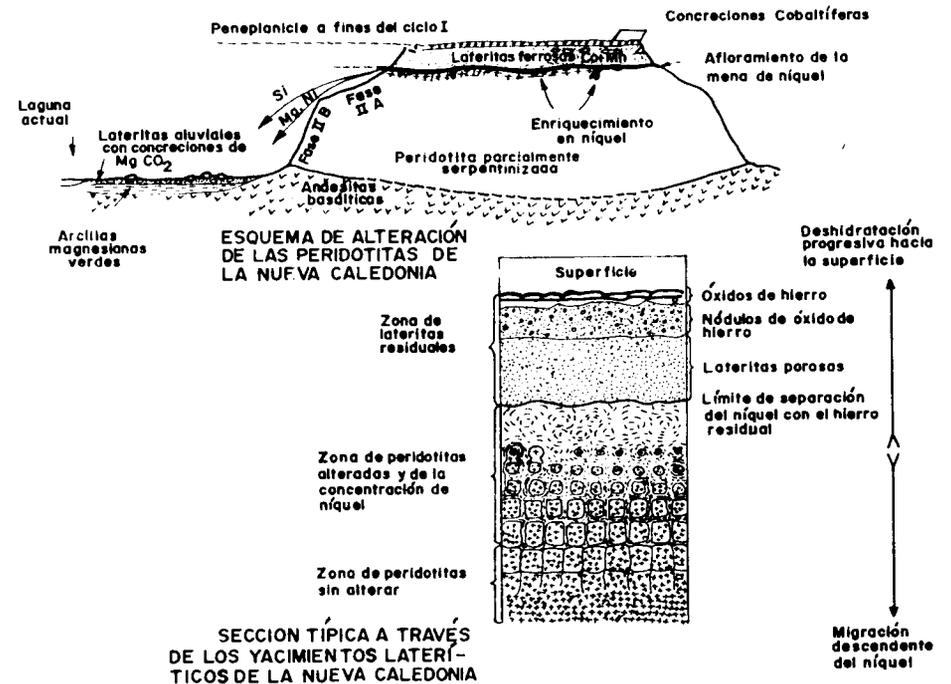


Fig. XVIII-2

La producción de níquel de Nueva Caledonia representa aproximadamente el 6% de la producción mundial, siendo la ley límite del orden del 3%, pudiendo alcanzarse tenores de hasta el 10%. Las leyes del cobalto fluctúan entre 0.25 y 0.50%, mientras que las de hierro, entre 45 y 55%. Se ha calculado que las reservas, al ritmo de explotación actual, alcanzan para varios siglos.

III. YACIMIENTOS RESIDUALES DE MANGANESO.

8. Modo de formación.

Las concentraciones de manganeso residual se originan sobre rocas que contenían ya un notable porcentaje de este elemento. Estas rocas pueden ser:

a) Calizas o dolomías con carbonatos y óxidos de manganeso diseminado, sean éstos de origen epigenético o singenético, como en Um Bogma, Egipto.

b) Rocas silicatadas manganesíferas, tales como esquistos cristalinos o rocas ígneas alteradas que contienen rodocrosita, rodonita, espesartita o piedmontita, como en la región de Nagpur, India.

c) Tobas y lutitas manganesíferas, por ejemplo, los yacimientos de la Costa de Marfil.

d) Yacimientos filonianos con minerales de manganeso, principalmente:

Manganita:	$Mn_2O_3 \cdot H_2O$
Psilomelana:	$Mn_2O_3 \cdot xH_2O$
Hausmannita:	Mn_3O_4

Pirolusita:	MnO_2
Rodocrosita:	$MnCO_3$
Rodonita:	$MnSiO_3$
Braunita:	$3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$
Espesartita:	Granate manganesífero
Piedmontita:	Epidota manganesífera

IV. YACIMIENTOS DE BAUXITA

9. Definiciones.

La bauxita no es una especie mineral sino que es una mezcla, en proporciones variables, de los siguientes minerales:

Gibbsita o hidrargilita:	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$
Boehmita:	$Al_2O_3 \cdot H_2O$
Diáspora:	$Al_2O_3 \cdot H_2O$

Para su aprovechamiento como mena de aluminio, la bauxita debe contener:

- Más del 50% de Al_2O_3
- Menos del 6% de SiO_2
- Menos del 10% de Fe_2O_3
- Menos del 4% de TiO_2

Para la industria química, el porcentaje en sílice es menos importante (hasta el 15%), pero los óxidos de hierro y titanio no deben rebasar el 3%, cada uno. Para su uso como abrasivo, la sílice y el óxido férrico deben ser inferiores al 5%, cada uno.

Lapparent restringe la denominación de bauxita a las mezclas

que contienen:

Más del 40% de Al_2O_3

Menos del 30% de Fe_2O_3

Y una relación $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} > 1$

10. Tipos

La bauxita comercial se encuentra en tres formas, las cuales pueden estar mezcladas en proporciones variables:

- Pisolítica.
- Mineral esponjoso.
- Mineral amorfo o arcilloso.

11. Condiciones para su formación. *

Las condiciones para la formación de las bauxitas son las mismas que para cualquier yacimiento residual (clima tropical, relieve poco acentuado, larga estabilidad de la corteza) y además:

a) Rocas que contengan un porcentaje elevado de silicatos de aluminio y bajo en hierro y cuarzo, como las rocas ígneas alcalinas, sedimentos arcillosos y rocas metamórficas arcillosas, como ya se estableció.

b) Disponibilidad de reactivos susceptibles de provocar la descomposición de los silicatos y la disolución de la sílice. Parece ser que este papel lo desempeñan el agua, CO_2 , ácidos húmicos y la acción de las bacterias.

12. Clases de yacimientos.

En términos generales, se pueden distinguir dos clases principales de yacimientos:

a) Los que descansan sobre rocas silicatadas (sienitas nefelínicas en Guinea, basaltos y doleritas en la India, esquistos y lutitas en las Guayanas y areniscas en Nigeria) cuyo origen residual nadie pone en duda, es decir son producto del intemperismo de esas rocas.

b) Los que reposan encima de calizas, ocupando por lo general depresiones de disolución o huecos cavernosos de un antiguo relieve cárstico, como en Francia meridional y Yugoslavia. Como se verá al estudiar los depósitos franceses, existen numerosas controversias acerca de su origen.

Se puede considerar un tercer tipo, el de los yacimientos transportados por las aguas y depositados en sitios favorables, como en Rusia y Arkansas, si bien, hablando estrictamente, se trata ya de depósitos sedimentarios.

13. Edad de los yacimientos.

En su mayor parte se formaron a fines del Mesozoico o durante el Terciario, bajo condiciones climáticas diferentes de las reinantes en los mismos lugares hoy día. Posiblemente algunas de las condiciones que determinaron el paso de la época de los reptiles a la de los mamíferos provocaron, asimismo, la formación de bauxitas.

14. Asociaciones.

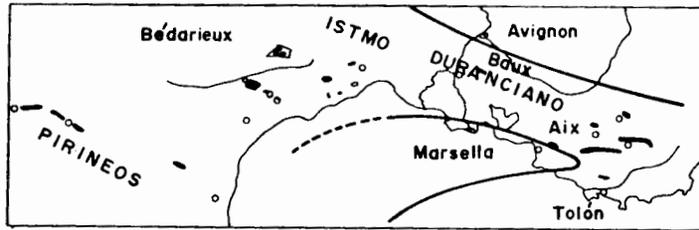
La asociación de la bauxita con material arcilloso es demasiado

general para ser una simple coincidencia. Es de suponerse que la arcilla se forma como fase de transición en la alteración a bauxita.

15. Ejemplo. Los yacimientos de bauxitas del sur de Francia.

En la Fig. XVIII-3 se muestra la localización de los principales yacimientos de bauxita de la porción meridional de Francia. Obsérvese que en las cercanías de Arles se encuentra el poblado de Baux, de donde tomó su nombre el mineral.

Para explicar su formación se oponen dos teorías fundamentales: una autóctona o eoluvial y una alóctona o aluvial, lo cual pone en evidencia que aún aquellos yacimientos cuya génesis se supone simple, se formaron por diversos procesos, debiéndose poner en práctica para identificarlos, todos los recursos de la Geología, Mineralogía y Geoquímica.



REPARTICIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS DE BAUXITAS DEL SUR DE FRANCIA MOSTRANDO EL ISTMO DURANCIANO DURANTE EL CENOMANIANO

Fig. XVIII-3

Los fundamentos en que se apoya la teoría autóctona son esencialmente de orden paleogeográfico. Se puede decir que la formación de las bauxitas coincide con las fases de emersión de su substrato, que en el Cretácico Medio era un istmo. Sobre la tierra emergida, en clima subtropical, se originaron cavidades de disolución en las calizas jurásicas y urgonianas, en donde se concentraron las bauxitas (Fig. XVIII-4).

Durante el Cretácico Superior el istmo fue cubierto por una transgresión que venía del sur, de modo que sobre las bauxitas se depositaron sedimentos lacustres o marinos que las protegieron de una erosión inmediata (Fig. XVIII-5). El conjunto fue plegado posteriormente durante el Terciario.

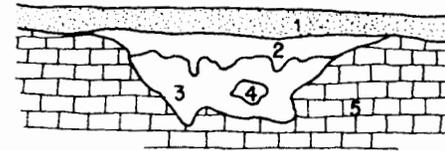


Fig. XVIII-4

Esquema de una concentración de bauxitas de la región de Bédarieux, Francia.

- 1.- Arenas y conglomerados del Eoceno Inferior
- 2.- Bauxita blanca (refractaria) a menudo movilizada
- 3.- Bauxita roja 4.- Bauxita para refractarios, en lentillas
- 5.- Caliza dolomítica jurásica

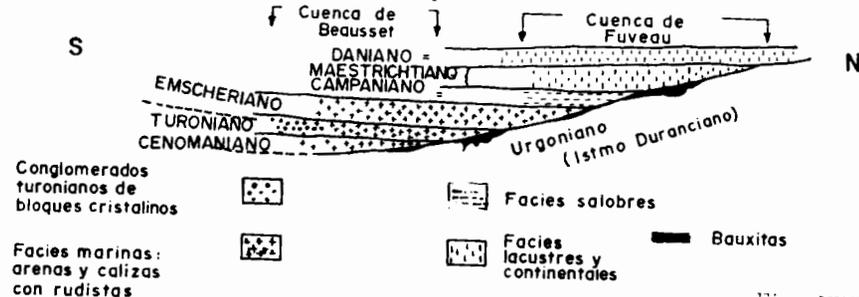


Fig. XVIII-5

ESQUEMA DE LAS FACIES DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN LA BAJA PROVENZA, FRANCIA, MOSTRANDO EL FIN DE LAS INFLUENCIAS MARÍTIMAS, EN EL GOLFO DE LA BAJA PROVENZA Y LA TRANSGRESIÓN SOBRE EL ISTMO DURANCIANO (según Gignoux).

A esas observaciones hay que agregar la ausencia casi absoluta de fósiles y la falta de estratificación de la mayoría de los yacimientos, si bien existen excepciones, particularmente en sus partes superiores.

El problema a explicar radica en la dificultad de probar la evolución de una caliza o dolomía en bauxita, pues esas rocas tienen un contenido muy pobre en aluminio. Sería necesario admitir la disolución de enormes cantidades de carbonatos o bien imaginar desplazamientos laterales de los minerales de aluminio y, en este último caso, los yacimientos ya no serían autóctonos. Una explicación intermedia sería la disolución de rocas carbonatadas impuras, dejando un residuo de minerales arcillosos, los cuales serían transformados posteriormente a hidróxidos de aluminio; esto comportaría un brusco cambio geoquímico, posiblemente de origen climático, puesto que una lixiviación importante de la sílice sólo se produciría en clima tropical, bajo cubierta de bosques, que contribuyen a la formación de ácidos húmicos.

La teoría alóctona se apoya en dos hechos: 1o.) Las bauxitas están a veces separadas de las rocas encajonantes por depósitos que no tienen ninguna relación con ellas, como son las costras calcáreas con óxidos de manganeso y las brechas con fragmentos de las rocas subyacentes cementadas con óxidos de manganeso; esas brechas serían cantos rodados cretácicos que tapizaban las paredes de las cavernas, lo que señalan que éstas existían antes del emplazamiento de las bauxitas. 2o.) La presencia de algunos yacimientos estratificados, lo que indicaría que en esos casos, las bauxitas sufrieron un transporte por las --

aguas superficiales, antes de su depósito final.

Una modificación de la teoría anterior supone un transporte cólico de partículas arcillosas, provenientes del Alacizo Central Francés, seguido de su transformación en bauxitas, esta última in situ.

QUINTA PARTE

YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS

CAPITULO XIX

YACIMIENTOS DETRITICOS O DE CONCENTRACION MECANICA

I. GENERALIDADES

1. Definición.

Los yacimientos detríticos o de concentración mecánica son aquellos formados por la separación natural por gravedad de minerales pesados de los ligeros por medio del agua o del aire en movimiento, de modo que los primeros se concentran en depósitos denominados "placeres".

2. Proceso

La formación de yacimientos de placer se realiza, pues, en dos fases:

- a) Liberación por intemperismo de los minerales pesados y estables, separándolos de su matriz.
- b) Concentración de dichos minerales en sitios adecuados.

3. Propiedades que deben reunir los minerales para su concentración mecánica.

Estas son:

a) Resistencia al intemperismo, es decir, inercia química.

b) Resistencia física, o sea que deben soportar un cierto transporte sin desmenuzarse demasiado. Esta resistencia puede ser consecuencia de la dureza, o bien de la maleabilidad.

c) Elevado peso específico

d) Utilidad para el hombre

4. Materiales explotables.

Los materiales que reúnen las características mencionadas son:

a) Metales nativos: Oro, cobre, platino, osmio, iridio.

b) Oxidos: Casiterita, magnetita, ilmenita, rutilo, cromita, columbo-tantalita, uraninita.

c) Piedras preciosas: Diamante, corindón, berilo, zircón.

d) Fosfatos de tierras raras: Monacita, xenotima.

e) Mercurio (raro).

5. Materiales originarios.

Las fuentes de donde provienen los depósitos de placer son las siguientes:

a) Yacimientos filonianos de importancia comercial. Ejemplo: Placeres auríferos provenientes del Mother Lode, California.

b) Filones sin importancia comercial. Ejemplo: Placeres de estaño de Bangka, Indonesia.

c) Minerales diseminados en rocas intrusivas básicas. Ejemplo: Placeres de platino de los Montes Urales, U.R.S.S.

d) Minerales accesorios formadores de rocas. Ejemplo: Arenas

ilmeníticas de las costas de la India.

e) Antiguos depósitos de placer. Ejemplo: Placeres recientes de oro de California.

6. Tipos de placeres.

Las concentraciones por transporte sedimentario de los minerales de placer la realizan la gravedad, el viento, los glaciares, las corrientes superficiales y las olas y corrientes costeras. De este modo se distinguen, respectivamente los placeres eluviales, eólicos, glaciares, aluviales o fluviales y marinos, siendo estos dos últimos los más importantes.

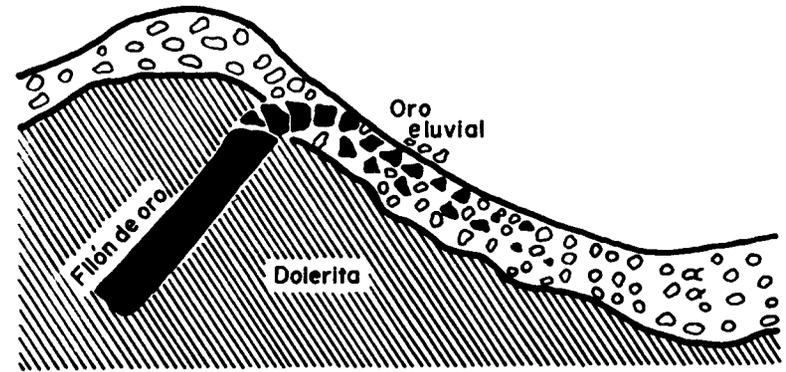
II. PLACERES ELUVIALES.

7. Generalidades.

Las concentraciones eluviales se forman en las laderas de los montes, prácticamente in situ, a partir de filones bastante ricos. El mineral útil puede ser concentrado gracias al transporte de los materiales ligeros por las aguas de lluvia que descienden por la pendiente, en el caso de regiones con clima húmedo, o bien por el viento en áreas desérticas. De este modo el material útil queda concentrado de manera residual, siendo difícil definir, en estos casos, si se trata de un yacimiento residual o de concentración mecánica. Ejemplos de este tipo de depósitos son los de estaño de Indonesia, cromita de Nueva Caledonia y oro de Nicaragua (Fig. XIX-1).

III. PLACERES FLUVIALES.

8. Mecánica de su formación.



Mineral de oro eluvial en la veta San Antonio, del distrito de Chontales (Nicaragua) (Según Carter A.I.M.E.)

Fig. XIX-1.

En la génesis de los placeres fluviales intervienen varios principios elementales:

a) Sobre granos de la misma forma, la acción de la corriente es función del peso específico de dichos granos, de modo que los más pesados caen al fondo rápidamente, mientras que los más ligeros son transportados más lejos.

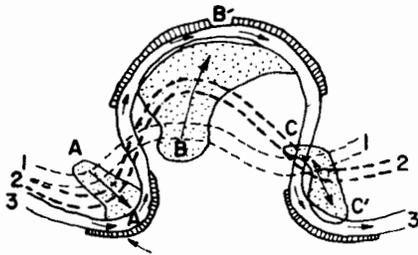
b) Sobre partículas del mismo material, se depositará más pronto la que tenga el mayor diámetro.

c) De dos partículas del mismo peso pero de diferente tamaño, se hundirá más rápidamente la menor, que es la que presenta menor

rozamiento con el agua.

d) Entre dos partículas del mismo peso pero de diferente forma, se depositará más pronto la que se acerque más a la esfericidad, por tener menor superficie específica, mientras que la que adopte una forma discoidea será transportada más lejos.

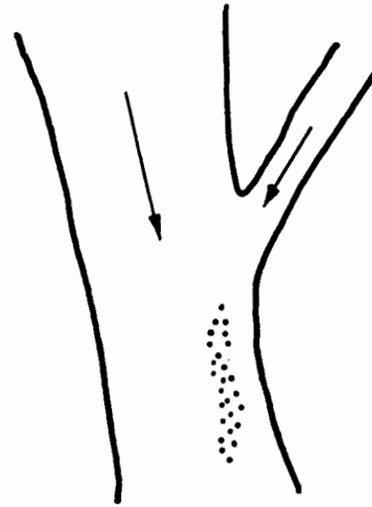
e) La concentración por el agua corriente es función de las diferencias en su velocidad, por ejemplo en el flujo turbulento, en las partes internas de los meandros (Fig. XIX-2) y en la confluencia de aguas rápidas con lentas (Fig. XIX-3).



Los depósitos formados en A, B y C de la etapa 1 se extienden lateralmente y aguas abajo durante las etapas 2 y 3 del desarrollo de un meandro (según Bateman)

Fig. XIX-3.

f) Durante las estaciones secas, en que se reduce la velocidad de las corrientes, los minerales de placer permanecen en reposo: pe-



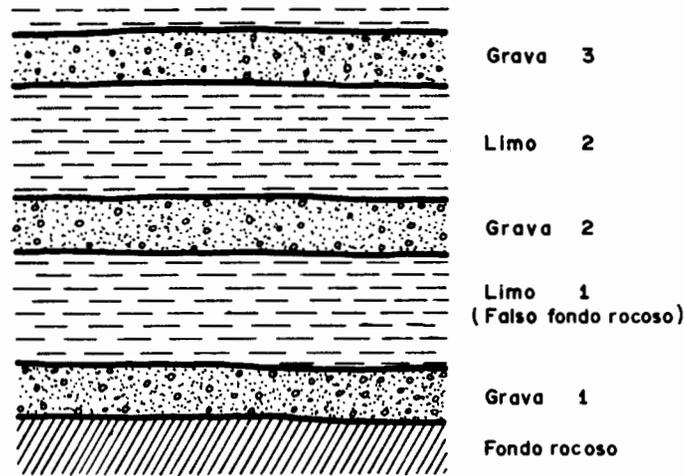
Formación de un depósito de placer en la confluencia de una corriente principal (de aguas lentas) con un afluente (de aguas rápidas), según Bateman.

Fig. XIX-3.

ro en tiempos de inundaciones, tanto ellos como las gravas que los encierran pueden ser arrastrados aguas abajo y volver a ser concentrados en lugares favorables (Fig. XIX-4).

g) Las concentraciones de minerales pesados se localizan en el contacto con el fondo rocoso, en sus anfractuosidades, como huecos (Fig. XIX-5a.) o "rastrillos" (riffles), formados por diferencias en dureza de capas alternantes de rocas (Fig. XIX-5b).

h) La pendiente debe ser tal que los ríos estén bien nivelados, es decir que se haya alcanzado un equilibrio entre erosión, transporte y depósito; por lo general dicha pendiente debe variar entre 10 y 45 metros por kilómetro, siendo quizás la primera la óptima.



Sucesión de gravas y limos (caso de variaciones estacionales de las precipitaciones y de la velocidad de las corrientes), según Routhier.

Fig. XIX-4

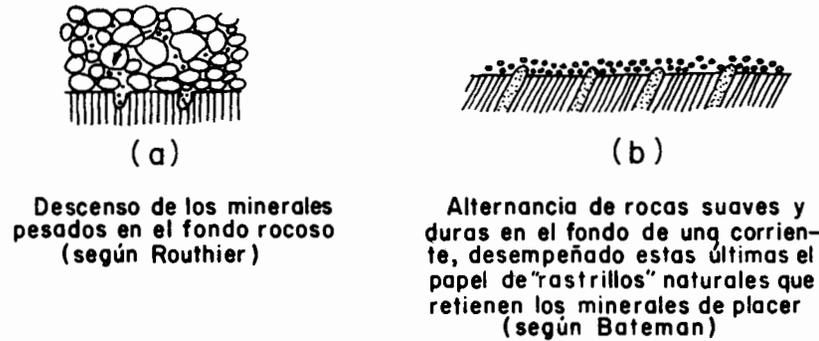


Fig. XIX-5

i) De las diferentes partes de un río, los lugares más favorables para la acumulación de placeres son los situados en su curso medio, por las mismas causas que en el inciso anterior

9. Placeres auríferos.

Se pueden distinguir las siguientes características:

a) La particularidad esencial del oro es de ser siete u ocho veces más denso que los materiales detríticos que lo acompañan durante su transporte. Esta diferencia se ve acentuada en el agua, pues las relaciones entre las densidades relativas entre el oro y el cuarzo, por ejemplo, en el aire y en el agua son, respectivamente de:

$$\rho_{\text{aire}} = \frac{19}{2.5} = 7.3 \quad \text{y} \quad \rho_{\text{agua}} = \frac{19-1}{2.5-1} = 11.2$$

b) A granulometría igual, el oro se depositará mucho más rápidamente que el material acompañante; de hecho, el oro se encuentra con granos de cuarzo de mucho mayor tamaño.

c) El oro procede de filones explotables, filones pobres o rocas atravesadas por vetillas auríferas. La riqueza del placer es más bien el resultado de una abundante desintegración y de una buena concentración que del material primario.

d) Los yacimientos auríferos por lo general tienen formas largas y estrechas.

e) La mayor parte se presentan en polvo, pero en algunos casos hay pepitas que oscilan entre el tamaño de un chicharo hasta el de una nuez, pesando entre medio kilogramo y 5 kg. La mayor pepita encon-

trada hasta la fecha, procedente de Ballarat, Australia, pesaba 64 kg. La calidad o finura del oro se expresa por lo general en partes por milhar.

f) El lecho del río debe ser irregular para favorecer la acumulación.

g) Una ligera elevación o una súbita disminución de la carga de un río o el aumento del volumen de la corriente provoca un rejuvenecimiento y la formación de terrazas o bancos de grava que pueden contener oro.

h) Un levantamiento regional destruirá los depósitos superficiales pero pondrá al descubierto antiguos yacimientos sepultados.

i) Un hundimiento regional sepulta los depósitos de placer, pudiendo explotarse éstos por dragado.

j) La consolidación de las gravas auríferas en un conglomerado da origen a las "gravas cementadas", cuya edad se extiende desde el Precámbrico hasta el Reciente.

k) Los yacimientos de oro de placer más importantes del mundo y su edad de formación son los siguientes:

- Witwatersrand (Sudáfrica): Precámbrico
- Nueva Gales del Sur (Australia): Permo-carbonífero
- Bohemia (Checoslovaquia): Pérmico
- Léna Viloui (Siberia, U.R.S.S.): Jurásico
- Oregón y California (E.U.A.): Cretácico y Eoceno
- Victoria (Australia): Plioceno

- Yukon (Alaska)

Terciario y Cuaternario

10. Ejemplos de placeres auríferos sepultados: Los del Estado de Victoria, Australia. (Figs. XIX-6 y 7).



Fig. XIX-6

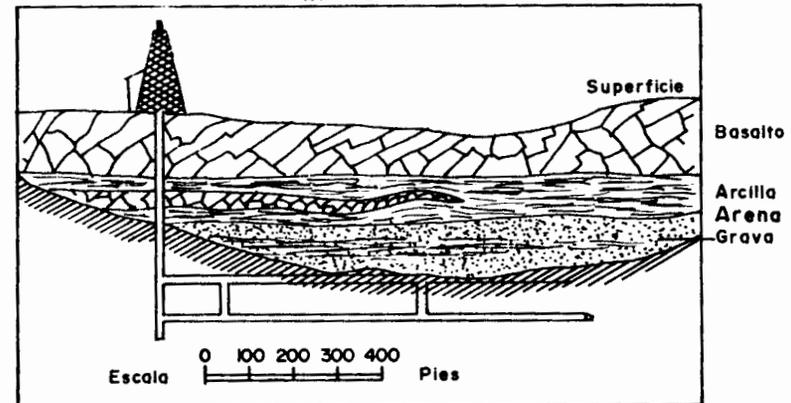


Diagrama que ilustra los canales sepultados de grava con oro de placer y los métodos de extracción de estos yacimientos en Victoria, Australia (según Lindgren)

Fig. XIX-7.

Durante el Plioceno reinaba en el actual Estado de Victoria un drenaje eficaz a partir de un extenso sistema fluvial; sus aluviones, poco potentes, eran bien lixiviados y enriquecidos localmente por una larga alternancia de transporte y deposición.

La región fue deprimida posteriormente y los valles se rellenaron por capas gruesas arenosas y arcillosas para ser cubiertas a principios del Pleistoceno por lavas basálticas (Fig. XIX-7).

En conjunto, el sistema fluvial actual se superpone al trazado del sistema antiguo y, además, ha alcanzado ya su madurez.

El descubrimiento de los placeres se llevó a cabo cerca de las fuentes de los ríos antiguos, en donde las gravas auríferas afloraban; esos placeres fueron seguidos primeramente río arriba y después río abajo, por debajo de las arenas y arcillas y por último, bajo los basaltos, como es el caso de Ballarat.

Al sur de Ballarat, algunas gravas pliocenas pasan gradualmente a arenas de playa. Tales placeres se explotan en la actualidad bajo varias decenas de metros de arenas y gravas más recientes; el oro se halla finamente diseminado sobre un lecho rocoso casi horizontal.

11. Ejemplo de placeres auríferos elevados: Los de la Sierra Nevada, California, E.U.A.

A principios del Terciario, las pendientes occidentales de la Sierra Nevada eran poco pronunciadas. Durante largos periodos en el Eoceno, un sistema fluvial evolucionado concentró en ricos placeres el oro que provenía de la erosión de los filones mesotermales del Mo-

ther Lode (Fig. XIX-8).



Localización del Mother Lode, Fig. XIX-8. California

Estos placeres fueron cubiertos, durante el Mioceno, por gravas casi estériles; enseguida se produjeron manifestaciones volcánicas que cubrieron a su vez las gravas por potentes tobas riolíticas y brechas andesíticas. Por último, y en relación con ese vulcanismo tuvo lugar, en el Plioceno, un levantamiento epirogénico que elevó la región en más de 700 m.

Un sistema fluvial muy diferente del desarrollado en el Eoceno se estableció cortando cañones de 700 a 1000 m de profundidad. Los placeres eocénicos fueron erosionados en parte persistiendo, sin embargo, numerosos testigos en los flancos de las depresiones cortadas por los cañones actuales (Fig. XIX-9). De este modo en los place-

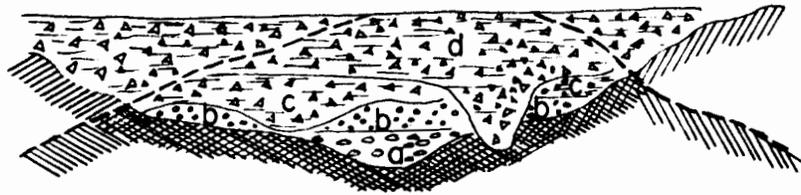


Diagrama esquemático que representa los cuatro períodos principales de deposición de las gravas terciarias de la Sierra Nevada, California, (a) gravas profunda del Eoceno; (b) gravas en bancos del Mioceno; (c) tobas riolíticas y canales inter-riolíticos; (d) tobas andesíticas y canales intervalcánicos (según Lindgren)

Fig. XIX -9.

res cuaternarios se mezclan el oro proveniente de los filones con el de la erosión de los placeres eocenos.

12. Formación de placeres de platino.

El platino se concentra en placeres de la misma manera que el oro y se les encuentra en lugares parecidos, presentándose en forma de polvo y hojuelas algo aplastadas, siendo las pepitas muy raras. Entre los minerales asociados aparecen oro, cromita y magnetita, así como uno o varios metales del grupo del platino.

El material originario del platino son las rocas ultrabásicas en las cuales el metal, junto a la cromita, ha experimentado una concentración previa por diferenciación magmática.

Los depósitos de platino de placer más importantes del mundo

son los de los Montes Urales, en la U.R.S.S. Le siguen los de Colombia, Tasmania y Nueva Gales del Sur.

13. Formación de placeres de estaño.

La mayor parte de la producción mundial de estaño proviene de yacimientos de casiterita de placer originados por la desintegración de stockworks y filones en granitos y otras rocas. Su formación es similar a la del oro y se encuentra asociada comúnmente con magnetita, hematita, granate, wolframita y turmalina.

La región estannífera más rica de La Tierra es el sudeste de Asia. De los yacimientos de Sn-W situados alrededor de los granitos jurásicos o cretácicos de las montañas de China, Indochina, Tailandia, Birmania, Malasia e Indonesia proceden las dos terceras partes de la producción mundial de estaño, en particular de los placeres, si bien se explotan en mucho menor escala los greisens y filones neumatolíticos. Los grandes placeres fluviales de estaño de Malasia contienen alrededor de 140 g de casiterita por tonelada y se explotan empleando grandes dragas; una parte de estos placeres son eluviales.

14. Formación de placeres de piedras preciosas.

Casi el 95% de la producción mundial de diamante se ha obtenido de los placeres existentes en diferentes partes de Africa (Sierra Leona, Zaire, Tanganika, Angola y Sudáfrica), así como de la Unión Soviética y Brasil. La única fuente de diamantes conocida hasta la fecha son las kimberlitas, estudiadas al tratar los yacimientos magmáticos de diaminación.

Las demás piedras preciosas proceden de la meteorización de pegmatitas y rocas metamórficas, como es el caso de la esmeralda y agua marina (variedades de berilo) cuyos principales productores son Colombia y Egipto, y el del rubí y zafiro (variedades de corindón) que se explotan sobre todo en Birmania y Ceilán. Se exceptúa el ópalo, que se encuentra en riolitas en diferentes partes de México.

IV. PLACERES DE PLAYA

1. Proceso

La formación de placeres de playa requiere de los efectos concentradores de la acción de las olas y corrientes costeras. Los materiales han sido aportados por:

- a) Ríos que desembocan en la costa
- b) Erosión de las olas sobre las terrazas y gravas marítimas.
- c) Cruce de corrientes sobre antiguas terrazas fluviales próximas a la costa.
- d) Erosión de la costa rocosa por las olas.

2. Materiales obtenidos.

Estos son:

Material	Ejemplo
Oro	Nome (Alaska)
Ilmenita, anatasa, rutilo	Florida (E.U.A.)
Magnetita	Oregón y California (E.U.A.)
Zircón	Brasil y Australia
Diamante	Sudáfrica.

3. Ejemplo. Las arenas titaníferas de las playas de Florida, E.U.A.

Los depósitos principales se localizan en la porción oriental de Florida, uno al este de Jacksonville y el otro, denominado Trail Ridge, al este de Starke (Fig. XIX-10). Los depósitos se localizan en barras



Mapa de la Florida, mostrando la localización de los principales depósitos de arenas titaníferas.

Sección generalizada de la playa al sur de Mineral City, Condado St. John, Florida. Sección vertical exagerada (según Martens)

Fig. XIX-10.

de arena elevados y su contenido en minerales pesados es muy bajo y sólo la combinación de un dragado de bajo costo y un beneficio por un concentrador espiral muy eficiente han hecho posible la explotación.

El mineral de titanio parece ser un mezcla criptocristalina de ilmenita, anatasa y rutilo con hematita, mezcla que ha producido leucóxeno por alteración. En Trail Ridge viene acompañado de estauroлита, distena, sillimanita, andalucita, zircón, turmalina, rutilo y piroxenos,

principalmente.

Los depósitos forman bandas paralelas a la línea de costa y las concentraciones mayores se localizan al pie de las dunas que se hallan del lado del océano, en donde las olas las han retrabajado.

Todos los minerales pesados presentes en las playas de Florida se encuentran también en las antiguas rocas intrusivas y metamórficas de la región de Piedemonte, en Georgia y las Carolinas, por lo que se cree que fueron transportados a las costas por las corrientes fluviales y después retrabajados por las corrientes costeras.

V. PLACERES EOLICOS

En regiones desérticas se pueden formar placeres por el arrastre por el viento de los granos más ligeros provenientes de la desintegración de filones, principalmente de cuarzo aurífero. Estos placeres, denominados eólicos, se localizan sobre todo en Australia y en El Arco, B. C., México.

VI. PLACERES GLACIARES

Finalmente, los yacimientos formados por el transporte glaciario son poco numerosos. Se le ha acreditado este origen a los del Distrito de Lena en la U.R.S.S.

CAPITULO XX

YACIMIENTOS DE ORIGEN QUIMICO O BIOQUIMICO

1. GENERALIDADES

1. Definición.

Los yacimientos de origen químico o bioquímico son concentraciones sedimentarias formadas por elementos susceptibles de ser puestos en solución, para después ser transportados en ese estado una cierta distancia, cercana o lejana de su lugar de origen, hasta su deposición por precipitación, sea por reacciones químicas puras, sea acompañadas de una actividad orgánica.

2. Procesos involucrados.

La precipitación química de los sedimentos está controlada por numerosos factores, entre los que predominan la disponibilidad de los iones en cuestión y el pH y Eh del medio ambiente.

Se llama pH al logaritmo negativo de la concentración de iones hidrógeno, o sea:

$$\text{pH} = - \log_{10} a_{\text{H}^+}$$

Para el agua pura y a 20°C, el pH es igual a 7. Si la concentración de iones H⁺ es mayor que la del agua pura, la solución es ácida y el pH es menor que 7; en caso contrario será alcalina y pH > 7.

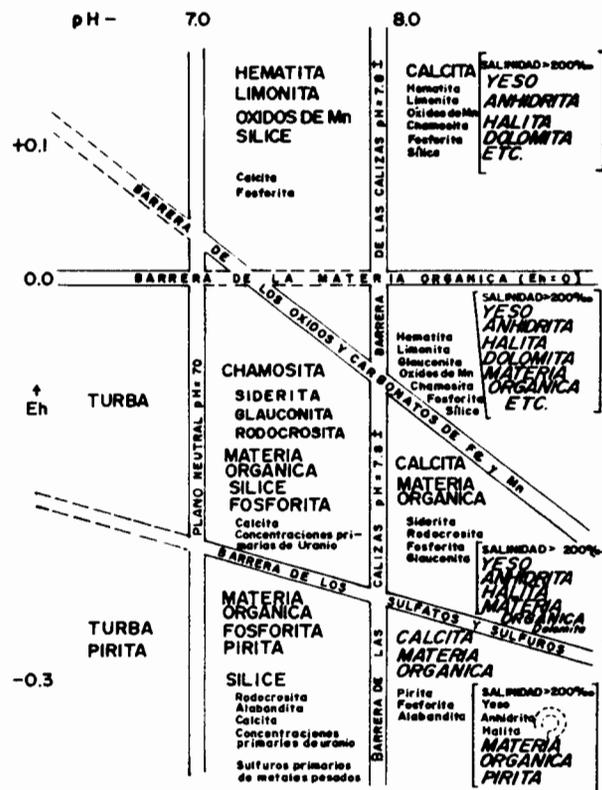
El potencial de óxido-reducción o Eh es la tendencia que tiene un determinado sistema químico para cambiar el estado de oxidación de

un elemento, o sea la medida de la energía necesaria para añadirle o retirarle electrones.

Mediante un conocido diagrama sobre el origen y clasificación de los sedimentos químicos, Krumbein y Garrels (1952) señalan que el cambio en la deposición de un mineral a otro sólo se producirá si se modifican el pH y el Eh del medio (Fig. XX-1). Se observa que el diagrama está dividido en diferentes campos de estabilidad, limitados por determinadas barreras: (a) barrera calcárea (pH= 7.8) que señala la deposición abundante de calcita a partir de ese valor; (b) límite de estabilidad de la materia orgánica (Eh=0); (c) límite de los óxidos y carbonatos de Fe y Mn, y (d) límite de los sulfatos y sulfuros.

Sin embargo, los cambios en el pH y Eh no explican todos los detalles de los fenómenos de precipitación química. Para resolver esta situación se ha hecho intervenir la acción de los organismos. Así ciertas bacterias y algas pueden provocar la precipitación de compuestos oxidados, actuando como catalizadores en las reacciones en las que interviene el oxígeno, del cual obtienen la energía necesaria para su actividad. Por otro lado, las bacterias anaerobias reducen los sulfatos, dando lugar a H₂S, el cual a su vez causa la precipitación de los sulfuros y otros compuestos. A pesar de todo, la acción bioquímica es sujeto de muchas controversias, porque muchas de las reacciones involucradas pueden producirse también sin su auxilio, si bien a un rit

Krumbein, W.C. y R.M. Garrels (1952)-"Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation reduction potentials." Journ. Geol., v. 60 no. 1, pp. 1-33.



Yacimientos sedimentarios químicos en su relación con el pH y Eh del medio. Las asociaciones entre paréntesis se refieren a las soluciones hipersalinas (según Krumbein y Garrels).

Fig. XX-1.

mo más lento, y porque en muchos yacimientos no existen evidencias de dicha acción.

3. Elementos explotables.

Aunque una gran cantidad de elementos son susceptibles de formarse por precipitación, sólo unos cuantos dan lugar a concentraciones explotables. Los principales son los depósitos de hierro y manganeso sedimentarios, cuya génesis nadie pone en duda, lo mismo que los de evaporitas. El origen de otro tipo de yacimientos, como los de cobre y uranio en rocas detríticas continentales, en particular los de Lechos Rojos, así como los de sulfuros de Cu, Pb y Zn en diversos tipos de rocas sedimentarias, es sujeto de grandes controversias, como ya se estableció al tratar los yacimientos teletermales. El problema estriba principalmente en la distinción entre una estratificación original y otra pseudomorfa o bien entre un cementante por diagénesis o por soluciones hidrotermales intersticiales. Un ejemplo de esta dificultad lo constituyen los sulfuros bandeados de Rammelsberg, Alemania.

En vista de lo anterior, se estudiarán primero los yacimientos típicamente sedimentarios, es decir los de hierro y manganeso, para después analizar los de sulfuros. En una sección aparte se estudiarán finalmente las evaporitas.

II. YACIMIENTOS DE HIERRO SEDIMENTARIO.

4. Tipos de yacimientos sedimentarios de hierro.

De acuerdo con Park, se pueden distinguir varios tipos:

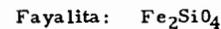
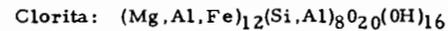
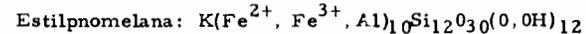
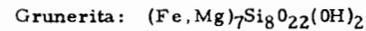
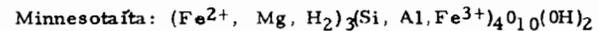
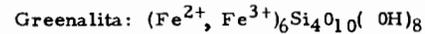
- Formaciones ferríferas

- Menas de hierro oolítico
- Hierro de pantanos
- Depósitos de siderita

5. Formaciones ferríferas.

Se definen como sedimentos de origen químico, típicamente en capas delgadas, que contienen un 15% o más de hierro y que con frecuencia incluyen capas de pedernal. Términos sinónimos que se han empleado para estos depósitos son los de taconitas, en la región de Lago Superior, itabaritas en Brasil y jaspilitas en Australia.

Los minerales de hierro que aparecen en estas formaciones son: magnetita, hematita, martita, limonita, siderita y pirita, así como los silicatos siguientes:



Las rocas que contienen estas formaciones son muy antiguas, - pues sólo se las ha encontrado en el Precámbrico y en menor escala en el Paleozoico. Tales rocas sufrieron una historia tectónica muy compleja, incluyendo deformaciones, distorsiones e inclusive metamorfismo regional de bajo a alto grado. La ausencia aparente de materiales similares formados durante periodos geológicos posteriores ha condu-

cido a muchos autores a pensar que fueron resultado de condiciones especiales de acumulación durante el Precámbrico y Paleozoico, las cuales no se reunieron después.

Se han propuesto numerosas teorías para explicar la génesis de las formaciones ferríferas:

1o.) La sílice y el hierro provienen de procesos volcánicos, siendo concentrados después en el océano.

2o.) Tanto el Fe como el SiO_2 fueron transportados en solución a partir de un continente cercano y se depositaron de modo rítmico como sedimentos en el agua, probablemente como respuesta a variaciones estacionales en la composición de ésta.

3o.) Las capas se depositaron primero como sedimentos ferríferos, siendo oxidados y solidificados más o menos contemporáneamente a su depósito bajo la acción de soluciones que, al menos en parte, eran de origen magmático.

4o.) Antiguas felsitas carbonatizadas sufrieron lixiviación e introducción de hierro por procesos supergénicos, como parece ser que sucedió en Rhodesia.

5o.) Las formaciones ferríferas se acumularon en cuencas parcialmente cerradas y su precipitación y el carácter de los sedimentos fueron controlados por el Eh del medio ambiente de deposición.

6o.) En un mar ácido primitivo con un pH de 6 o menor y un Eh de cero, y con el agua en equilibrio con una atmósfera rica en CO_2 , el Fe liberado por erosión y vulcanismo permanecería al estado ferroso;

durante el transcurso del tiempo, el CO_2 se agotaría gradualmente, originando a su vez un aumento del pH del agua del mar; al llegar a su punto de saturación se iniciaría la precipitación del FeCO_3 ; finalmente el aumento del oxígeno a expensas del CO_2 en la atmósfera conduciría a una precipitación abundante del hierro.

Ejemplos de formaciones ferríferas son los diferentes distritos de la región del Lago Superior, en los estados de Wisconsin y Minnesota, E.U.A., y Ontario Canadá, que constituyen el mayor yacimiento de hierro del mundo; los de Minas Geraes, en Brasil; los de Krivoi-Rog, Ucrania, Nuevo Quebec y Labrador en Canadá, Cerro Bolívar y el Pao, Venezuela y en las provincias de Bihar y Orissa en la India.

6. Menas de hierro oolítico.

Este tipo de yacimientos está bien representado en diferentes partes del mundo y a diversas épocas, por ejemplo en Francia aparecen en Bretaña y Normandía, durante el Ordovícico, y en Lorena en el Jurásico Medio; en Thuringia, Alemania, durante el Ordovícico, lo mismo que en Terranova, Canadá; en los Estados Unidos se les observa en la Formación Clinton del Silúrico de la Región Appalachiana. Se tomarán como ejemplo los clásicos yacimientos de Lorena.

7. Ejemplo. Los yacimientos de hierro oolítico de Lorena, Francia.

a) Localización. Estos yacimientos están situados en la antigua provincia de Lorena, en el extremo centro-oriental de Francia, abarcando también una porción de Luxemburgo. El total de zonas explotables tiene una extensión del orden de 1,000 km^2 . (Fig. XX-2).

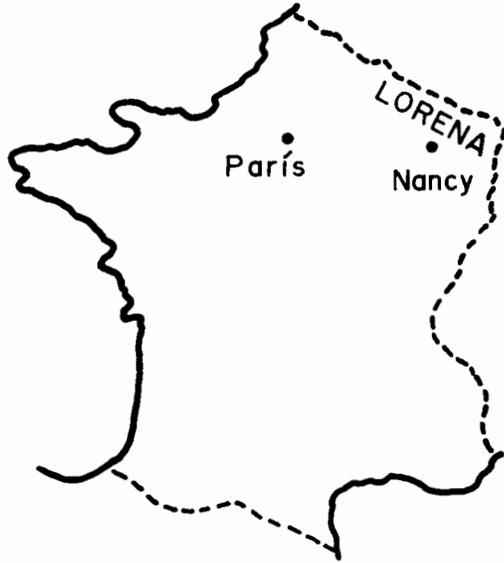


Fig. XX-2.

b) Estratigrafía. De modo esquemático, se puede resumir del modo siguiente:

JURASICO	Bajociano	Calizas fosilíferas.
	Aaleniano	Margas, calizas margosas o arenosas, con la mineralización ferruginosa.
LIASICO	Toarciano	Margas.

Siguiendo la disposición general de las capas de la Cuenca de París, la serie ferruginosa se hunde lentamente hacia el oeste, de manera que aflora cerca de las márgenes del Río Mosela y se explota de modo subterráneo en la parte occidental de Lorena; más hacia el oeste, las capas ferruginosas se adelgazan, se cargan de sílice o se vuelven

más pobres en oolitas.

c) Estructuras. Diferentes fallas de rumbo NE-SW, aparentemente producidas por movimientos póstumos de la Cadena Herciniana subyacente, dividen el conjunto en varias cuencas y subcuencas. Las cuencas se denominan de norte a sur: Cuenca de Longwy, de Ottange-Landres, del Orne, de Ars y de Nancy. Entre estas dos últimas se extiende una zona estéril de 25 km de anchura, que corresponde al anticlinal herciniano sepultado de Pont-à-Mousson, cuyo eje es paralelo a las fallas. (Fig. XX-3).

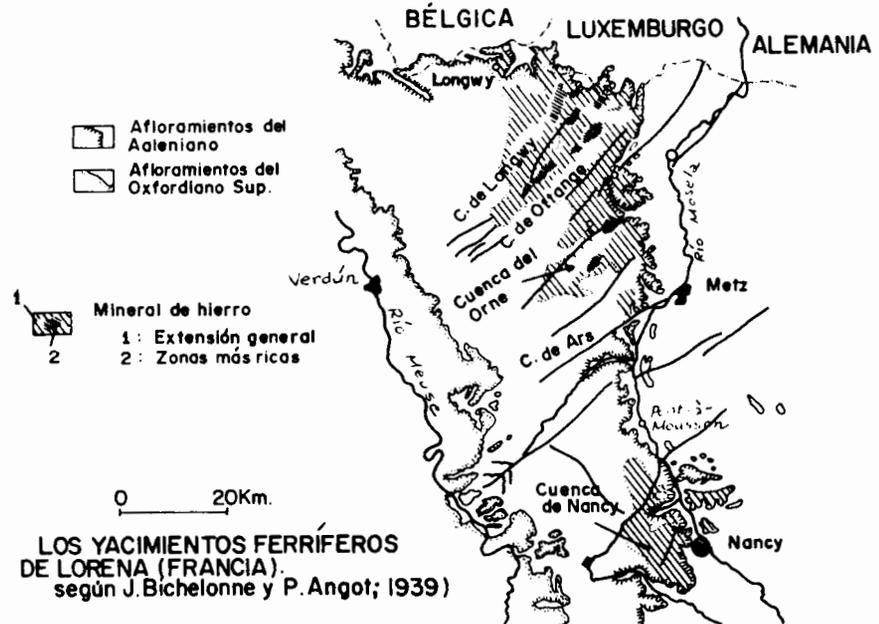


Fig. XX-3.

Es necesario señalar, además, dos rasgos fundamentales.

- El espesor máximo de la mineralización coincide con las porciones sinclinales de las cuencas.

- Numerosos argumentos señalan deposición en un medio agitado: estratificación cruzada, modificaciones de la mineralización un poco después de su depósito, oolitas rotas, detritus orgánicos removidos, etc.

d) Forma de los yacimientos. Los depósitos de hierro se encuentran en diferentes estratos repartidos entre una capa de areniscas del Aaleniano Inferior y otra de margas del Aaleniano Superior. Su potencia total, incluyendo las intercalaciones estériles, alcanza un máximo de 60 m en la Cuenca de Ottage-Landres y oscila entre 25 y 50 m en las otras, a excepción de la de Nancy, en donde no excede de 10 m, ya que las partes superiores de la formación fueron erosionadas antes de la deposición de las rocas del Jurásico Medio.

Aunque localmente se conocen hasta seis horizontes mineralizados, de 1 a 6 m de espesor, se pueden distinguir tres zonas: una superior, con abundantes hidróxidos de hierro y calcita, una intermedia con calcita, siderita, hidróxidos y silicatos, y una inferior, con siderita y silicatos abundantes. Por consiguiente, el hierro acusa una oxidación creciente de abajo hacia arriba.

e) Mineralización. La mena se conoce localmente con el nombre de "minette", término que en el Siglo XVIII designaba a la mena pobre con fósforo, por oposición a "mina", que señalaba a la mena rica sin fósforo. No se le debe confundir con el término actual "minette", que se refiere a un lamprófidio que no tiene nada que ver con la mineralización de Lorena ni aparece ahí.

La "minette" es un agregado de materiales detríticos y restos orgánicos cementados por oolitos, los que a su vez están rodeados por cementante calcáreo. Su contenido en hierro varía entre 28 y 50%. Los oolitos tienen por lo general menos de medio milímetro de diámetro y sus constituyentes esenciales son goethita, hematita, clorita y siderita. Otros minerales que aparecen en cantidades accesorias son la magnetita, pirita, marcasita, galena, blenda, calcosina y calcopirita, cuya importancia fundamental es sobre todo teórica, ya que su presencia señala que se pueden formar también por procesos sedimentarios. El cementante está constituido por calcita, siderita y silicatos ferríferos del grupo de la chamosita. La calcita aparece también en los restos fósiles y puede estar epigenizada por los silicatos. Los fosfatos son raramente determinables: francolita, dahllita y colofana, pero el contenido en fósforo es lo suficientemente abundante para constituir mena: las leyes varían entre 0.6 y 0.8% de P y la relación P/Fe es del orden del 2%. Finalmente se observan minerales clásticos como cuarzo, micas, feldespatos, turmalina y zircón.

f) Tonelaje y leyes. Las reservas calculadas hasta fecha reciente eran de alrededor de 1,800 millones de toneladas de hierro, siendo la ley límite de explotabilidad del orden del 28 a 30% de Fe. La explotación en la parte oriental de Lorena es a cielo abierto o subterránea de poca profundidad como en Nancy; en la porción occidental todas las minas son subterráneas, alcanzando 250 m en Briey.

g) Hipótesis genéticas. Se han propuesto dos teorías fundamen

tales para explicar la génesis de estos yacimientos; la más antigua es la de epigenización y la más reciente es la de deposición directa.

10.) La teoría de la epigenización de L. Cayeux, enuncia que primero se depositaron oolitos calcáreos en una cuenca sedimentaria epicontinental, en donde circulaban corrientes submarinas importantes, que transportaron a los oolitos a los lugares de su deposición final. Durante ese transporte una intensa actividad bacteriana habría provocado la epigenización de los oolitos calcáreos en varias fases de la siguiente manera:

Calcita → Siderita → Clorita → Hidróxidos y óxidos férricos.

Estos reemplazamientos fueron propuestos por Cayeux después del estudio detallado, al microscopio minerográfico, de las texturas de las "minettes".

Las bases en que se apoya esta teoría son: a) La disposición con céntrica de los oolitos, cuya composición varía del centro hacia la periferia; b) La presencia de fósiles en proceso de mineralización, y c) Las huellas dejadas por las corrientes. No obstante ciertos hechos quedan sin explicar, como la rareza de oolitos calcáreos, que podría deberse a que su formación y deposición ocurrieron en lugares diferentes; la presencia de magnetita tanto en el cementante como en los oolitos; ciertas asociaciones mineralógicas que obligan a admitir casos de evolución inversa, como la transformación de clorita o de hematita a siderita, y finalmente, la falta de evidencia de una actividad bacteriana.

20.) La teoría diagenética de Boileau, Bichelonne y Angot señala que el sedimento primario era un lodo silicatado ferrífero, con clorita y siderita; durante la diagénesis se formarían los oolitos de clorita a partir de esos lodos; la acción de las corrientes submarinas habría se parado dichos oolitos de su matriz primitiva, transformándolos en hidróxidos férricos durante su transporte; finalmente se depositarían y consolidarían por un cementante calcáreo. Se observa que por primera vez aparecen implícitas dos ideas fundamentales:

- La influencia del Eh del medio ambiente reductor durante la se dimentación de los lodos ferruginosos y oxidante durante el transporte.

- La estructura oolítica es diagenética.

Siguiendo las mismas líneas de investigación de los autores precedentes, Caillère y Kraut distinguen tres zonas de oxidación en el área: La superior, en donde el hierro se encuentra al estado férrico (hidróxi dos), la inferior en donde se halla al estado ferroso (clorita) y la intermedia en donde coexisten ambas formas. El hierro, al estado férrico, proveniría de un ambiente continental y serían las condiciones del medio de sedimentación las que provocarían su reducción o el mantenimiento de las formas oxidadas, por ejemplo la acción de las corrientes o del oleaje contribuirían a esto último. Los granos de cuarzo o los restos de organismos habrían fungido como centros de atracción de los coloides férricos transportados fácilmente por corrientes de convección, mientras que los compuestos no coloidales cristalizarían en el cementante. Así, en los casos típicos, se observa a partir del centro de los

oolitos: primero los gels de hidróxidos, después clorita criptocristalina y finalmente clorita bien cristalizada y siderita.

3o.) Finalmente, comparando las contradicciones de las interpretaciones anteriores, Bubenicek concluye que las concentraciones de hierro de Lorena son el resultado de un proceso completo de sedimentación en donde intervendrían: un aporte detrítico de hierro de origen continental, posiblemente laterítico y una sedimentación química en mares epicontinentales, posiblemente con la ayuda de organismos.

8. Hierro de pantanos.

Se trata de pequeños depósitos de baja ley con un cierto porcentaje de fósforo, arcillas, agua y otras impurezas. En la actualidad su importancia económica es muy restringida y se citan sólo como ejemplos de precipitación bioquímica. El contenido en hierro de los pantanos es mayor que el de otras concentraciones de aguas superficiales debido a que dicho elemento es estabilizado por los ácidos húmicos. La acción de las bacterias produce la precipitación de los óxidos e hidróxidos férricos al descomponer los complejos húmicos de hierro así como al bicarbonato ferroso. El hierro es transportado a los pantanos por corrientes y manantiales.

Los depósitos así formados son todos recientes y post-glaciares y continúan elaborándose en Escandinavia y Canadá. A veces han presentado una importancia local en Suecia y Finlandia, donde se explotaron hasta 1948.

9. Depósitos de siderita.

Estos depósitos, aunque distribuidos en todo el mundo, son difícilmente explotables debido a sus bajas leyes, aunque existen excepciones como en Alemania y Gran Bretaña.

III. YACIMIENTOS DE MANGANESO SEDIMENTARIO.

10. Generalidades.

La química de las soluciones de manganeso presenta grandes analogías con los del hierro, implicando un mismo devenir geoquímico, es decir los mismos tipos de yacimientos, razón por la cual con frecuencia aparecen asociados. Sin embargo, existen muchos yacimientos en los que ambos elementos están claramente separados. Esta separación se explica por condiciones del pH y Eh; así, el potencial requerido para convertir el Fe^{2+} en Fe^{3+} es mucho más bajo que el necesario para transformar el Mn^{2+} en MnO_2 , lo que da como resultado que en soluciones moderadamente ácidas o alcalinas, el hierro se oxida en forma inmediata a Fe^{3+} , provocando su precipitación, mientras que el manganeso permanece en solución. Al estudiar la figura XX-1 se observarán los diferentes campos de la estabilidad del sulfuro, carbonato y óxido de manganeso (respectivamente alabandita, rodocrosita y pirolusita).

También se ha atribuido la separación del Fe y Mn a la acción de bacterias que utilizan uno u otro de ambos metales para su ciclo vital.

11. Tipos de yacimientos.

Park ha agrupado los yacimientos de manganeso en tres tipos:

- Yacimientos asociados a tobas y sedimentos vulcano-clásticos.

- Depósitos independientes de la actividad volcánica.

- Depósitos asociados con formaciones férricas.

Los tres tipos gradúan entre sí y además pueden graduar a yacimientos de origen hidrotermal o metamórfico, siendo muchas veces difícil o imposible colocarlos en un determinado grupo. Por ejemplo, cuando el manganeso proveniente de manantiales calientes es transportado y depositado en el fondo de un lago o del océano.

12. Yacimientos asociados a tobas y sedimentos vulcano-clásticos.

Una gran cantidad de yacimientos importantes de manganeso, por lo común óxidos, se encuentran interestratificados y están relacionados genéticamente con tobas y rocas vulcano-sedimentarias; por lo general la estratificación es delgada.

Su origen se explica como sigue: Los materiales volcánicos expulsados bajo el agua son agitados y convertidos en fragmentos finos, para después ser atacados por las aguas calentadas por el vulcanismo, provocando la alteración de los minerales ferromagnesianos. El manganeso así disuelto migra hacia arriba y se deposita en la parte superior de las tobas. Los yacimientos formados de esta manera se denominan "de exhalación". Si la deposición se produce cuando la cantidad de oxígeno es limitada, se formarán nódulos de óxido de manganeso hasta que se agote el oxígeno y el manganeso restante se depositará como carbonato o permanecerá en solución hasta que alcance una región más oxigenada. La abundancia en O_2 está relacionada con la profundidad del agua y, por tanto, con la línea de costa. De este modo los yaci-

mientos de manganeso se pueden formar bajo las mismas condiciones que los de hierro, paralelamente a una antigua costa.

Ejemplos de yacimientos formados de este modo son los del Río Elqui, en Chile, los de la Provincia de Oriente, Cuba y los de la región de Autlán, en Jalisco.

El mineral de ganga más común de los yacimientos de exhalación es el cuarzo micro o criptocristalino, similar a los jasperoides.

13. Yacimientos independientes de la actividad volcánica.

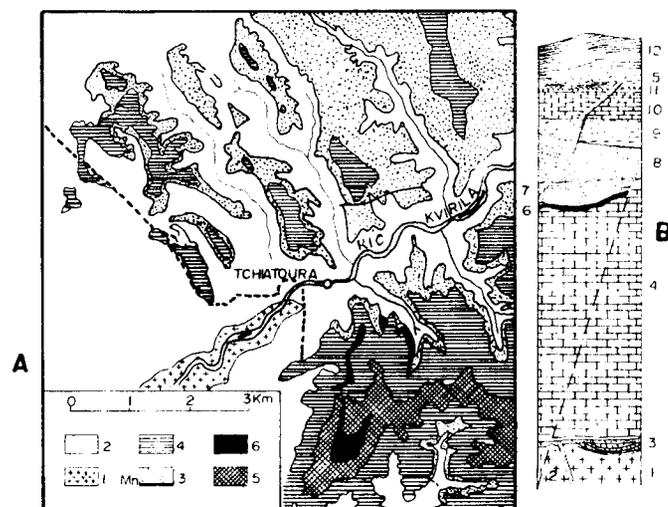
Estos yacimientos pueden contener tanto carbonatos como óxidos de manganeso. Su génesis se explica por lixiviación del Mn de las rocas circundantes durante procesos normales de intemperismo, seguida de un transporte por las aguas corrientes a cuencas protegidas y casi encerradas y finalmente de una precipitación por acción electrolítica o algún otro proceso químico. La deposición de manganeso en un lago o en el mar debe ser químicamente similar a la del Mn relacionado con la actividad volcánica. También con frecuencia se puede concentrar en forma paralela a una antigua línea de costa.

Algunos de los yacimientos de manganeso más ricos del mundo pertenecen a este tipo, como los de Nikopol, en la región del Río - - Dnieper y los de Chiatara, en Georgia, ambos dentro de la Unión Soviética. En Molango, Hidalgo, se encuentran capas extensas de carbonatos de manganeso como kutnahorita, calcita manganesífera y rodocrosita cálcica, de hasta 60 m de espesor y 50 km de longitud a rumbo, conteniendo hasta 25% o más de Mn.

14. Ejemplo. Yacimientos de manganeso de Chiatura, U.R.S.S.

(Fig. XX-4).

Los yacimientos de Chiatura están situados en el valle del Río Kvirila en la porción sur de los Montes del Cáucaso, dentro de la República de Georgia, U.R.S.S. Este río ha erosionado los depósitos ter



A- PLANO GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DEL YACIMIENTO DE MANGANESO DE CHIATURA (Según BETEJTIN)

- 1- Pórfidos cuarcíferos; tobas subyacentes;
- 2- Calizas del Cretácico Superior; 3- Arenas del Oligoceno en cuya base se encuentra la mineralización (línea gruesa); Mioceno (arenas, arcillas y calizas fosilíferas) 5- Arcillas del Sarmantiano Inferior; 6- Basaltos

B- CORTE ESQUEMÁTICO DEL DISTRITO DE CHIATURA (Según BETEJTIN)

- 1- Pórfidos cuarcíferos y tobas; 2- Filones porfiríticos -
- 3- Calizas Jurásicas; 4- Calizas del Cretácico Superior; 5- Basaltos;
- 6- Capa mineralizada; 7- Arena del Oligoceno; 8- Arenas del Mioceno
- 9- Arcillas del Mioceno; 10- Calizas del Mioceno; 11- Horizonte de Foladas (Mioceno); 12- Arcillas del Sarmantiano Inferior.

Fig. XX-4.

ciarios de la región y puesto a descubierto un basamento cretácico y pre-cretácico, de granito, riolitas, tobas y brechas ígneas. Durante el Cretácico Superior se produjo una transgresión que dió lugar a un conglomerado seguido de calizas horizontales.

En el Oligoceno acaece una nueva transgresión que comienza por el depósito de arenas con espículas de esponjas en cuya base se localiza el yacimiento, pasando lateralmente hacia el NE a una capa arcillo-arenosa con huellas de peces y aumentando de espesor en esa dirección. El Oligoceno termina en arenas, alcanzando un espesor total de 120 m hacia el E, disminuyendo progresivamente hasta desaparecer por el W.

Más tarde, en el Mioceno, se origina otra transgresión que depositó arenas, arcillas y calizas fosilíferas, terminando con sedimentos areno-arcillosos.

La región presenta, en consecuencia, características claras de una cuenca epicontinental y los sedimentos dibujan un sinclinal muy suave cuyo eje coincide aproximadamente con el del valle. Por último, en la parte sur, toda la columna sedimentaria está cortada por basaltos de olivino que alteraron localmente al mineral.

La mineralización reposa directamente al oeste sobre la caliza cretácica, de la cual está separada por una delgada capa de conglomerados, y al noreste sobre arenas. Se presenta como una serie de estratos (3 a 15) de diferente importancia, de mineral oolítico (oolitas de psilomelana, pirolusita o manganita) cementado por neotosta (wad) terrosa, alternando con capas de arenas arcillosas con ópalo. A medi-

da que se aleja de la antigua línea de costa, el mineral oolítico se vuelve carbonatado (rodocrosita y calcita manganesífera) y va acompañado de barita, yeso, ópalo y sulfuros de hierro (marcasita y melnicovita).

La potencia total explotable oscila entre 2 v 3 m, alcanzando excepcionalmente 5 m. El conjunto ocupa una extensión de unos 34 km², y las leyes alcanzan 45 a 50% de Mn y 0.016% de P, por lo que es un excelente mineral metalúrgico.

El estudio paleogeográfico señala que el manganeso proviene de la alteración del basamento granítico y volcánico. Los minerales oxidados se formaron cerca de la costa, en aguas ricas en O₂; cerca del litoral predominan la pirolusita y la psilomelana, en donde el Mn está bajo la forma tetravalente; un poco más lejos predomina la manganita, con Mn trivalente. Los minerales carbonatados, en los que Mn es bivalente se depositaron en las áreas más alejadas y más profundas de la costa, con deficiencia en oxígeno, como lo muestra la presencia de sulfuros de hierro.

15. Yacimientos de manganeso y hierro asociados.

Este tipo de depósitos se ha encontrado en diversas partes del mundo. En Morro de Urucum, Brasil, las capas de manganeso contienen comúnmente óxidos concentrados en capas separadas de las ferríferas ricas; en otros yacimientos como los de Cuyuna, Minnesota y Lagoa Grande, Minas Geraes, Brasil, el Mn aparece dentro de la mayor parte de las capas ferríferas.

IV. YACIMIENTOS DE SULFUROS SEDIMENTARIOS.

16. Generalidades.

De acuerdo con Park, en cualquier lugar en donde existan una fuente de iones metálicos y condiciones favorables de pH y Eh, se podrá originar la precipitación de sustancias que darán lugar a un yacimiento de sulfuros. Tales condiciones se pueden lograr en ciertas cuencas de sedimentación en donde la materia orgánica en descomposición o la acción de las bacterias generan un medio ambiente excepcionalmente reductor y en donde la acumulación de clásticos es casi nula. Varios yacimientos importantes en el mundo parecen pertenecer a esta categoría, pero en cada caso existen dudas acerca de si los minerales son singenéticos o no. Quizás la principal objeción a este mecanismo de deposición es la fuente misteriosa de los metales, pues las aguas marinas normales no los contienen en cantidades apreciables. Sin embargo, una vez proporcionados los iones metálicos, no existe ningún impedimento químico para su precipitación en un medio ambiente sedimentario reductor.

17. Ejemplo. Los Kupferschiefer de Alemania Oriental.

a) Localización. Los Kupferschiefer o esquistos cupríferos se localizan en la región de Mansfeld, al noroeste de Weimar, en la antigua provincia de Turingia, dentro de la actual República Democrática Alemana. (Fig. XX-5).

b) Estratigrafía y paleogeografía. El estudio de la paleogeografía del Permo-triásico de Europa Central señala la existencia de forma



Localización de los Kupferschiefer

Fig. XX-5.

ciones bandeadas y salíferas que en Alemania forman una inmensa cuenca que aflora entre dos macizos hercinianos: al oeste, el Macizo Esquistoso Renano y al este, el Macizo de Harz y el Erzgebirge. Al norte y al sur esas formaciones están cubiertas por terrenos jurásicos y cretácicos.

En toda el área y con discordancias más o menos marcadas, las formaciones permo-triásicas cubren a formaciones plegadas durante las fases mayores de la Orogenia Herciniana, anteriores a la cima del Carbonífero. La serie estratigráfica comienza con importantes depósitos detríticos de hasta 2,000 m de espesor, que corresponden a la erosión del relieve herciniano y que consiste en depósitos de piedemonte mezclados con rocas vulcano-sedimentarias y lavas que acompañaron las fases

póstumas de dicha orogenia, junto con un fallamiento que dio lugar a la formación de horsts y grabens.

El Mar del Zechstein, del Pérmico, marca un cambio radical en las condiciones de sedimentación: Primero, una capa delgada de areniscas calcáreas, seguidas de lutitas bituminosas y mineralizadas que constituyen los Kupferschiefer; la serie se continúa con algunos estratos de calizas marinas, más o menos margosas que pasan hacia su cima a las potentes series salíferas del Zechstein Medio y Superior. En resumen, se observa una típica serie sedimentaria transgresiva, que va desde los detríticos gruesos hasta las evaporitas.

c) Composición de los Kupferschiefer. En realidad, los Kupferschiefer consisten en estratos finos de margas, cuya composición mineralógica sería, en promedio, la siguiente:

- Calcita, dolomita, yeso y anhidrita - 40%
- Cuarzo, feldespatos, caolín y sericita - 19%
- "gel" silíceo 29%
- Materia carbonosa y bitúmenes 9%
- Sulfuros de grano fino 2%

La cantidad de sulfatos (yeso y anhidrita) aumenta cuando el contenido en sulfuros disminuye, lo que podría indicar: (1o.) que los sulfatos provienen de los sulfuros, o (2o.) que los sulfuros se formaron por reducción bioquímica de los sulfatos.

d) Mineralización. La mineralización de sulfuros es muy fina y se encuentra diseminada en lutitas bituminosas a las que confieren un color bronceado.

La pirita es el sulfuro más frecuente y proviene de la recristalización de la melnicovita. Los sulfuros de cobre-bornita y calcosina abundan sólo en los primeros 50 cm mineralizados, de los cuales son explotables únicamente los 20 cm primeros (2 a 3% de Cu). La blenda y la galena se presentan por lo general encima del horizonte cuprífero. Además, las zonas ricas en cobre son pobres en plomo y zinc y viceversa, lo cual se interpreta como un zoneamiento sedimentario. Otros minerales asociados son la calcopirita, argentita y plata nativa.

Aparte de los minerales anteriores, considerados como sedimentarios, se observan numerosas fallas que contienen mineralizaciones y que son denominadas localmente "rückens". La mineralización de estos cuerpos consiste esencialmente en sulfuros de níquel y cobalto (níquelita, rammelsbergita, eskuterrudita), covelita, molibdenita, pechblenda y wittichenita (sulfuro de cobre y bismuto), así como bismuto nativo, en una ganga de calcita y barita, que aparece también en las lutitas normales.

e) Leyes y tonelajes. Se calcula que las reservas de cobre son del orden de 50 millones de toneladas, si bien no todas alcanzan la ley límite explotable del 2% de Cu. El contenido en los otros elementos es muy variado: 2.5% de Fe, 0.9% de Pb, 0.25% de V, 0.018% de Mo, 0.016% de Ag, 0.004% de Ni y 0.004% de Co. La explotación, que se remonta a la edad de piedra, es actualmente un modelo de perfección en la recuperación química y metalúrgica, reconociéndose 51 elementos químicos, de los cuales se extraen, aparte de los mencionados,

Zn, Au, Pt, Pd, I, Cd, Re y Tl.

f) Génesis. La génesis de la parte estratiforme de los Kupferschiefer se puede resumir del modo siguiente: Las montañas hercinianas con sus mineralizaciones fueron destruidas por la erosión, dando lugar a lechos rojos con cobre diseminado. Un clima árido existía en ese tiempo provocando la ascensión del cobre hacia la superficie. Un mar epicontinental avanzaba desde el norte, estando separado del mar abierto por barreras e islas. Al cambiar las condiciones climáticas a tropicales, el mar se concentró en sales (sulfatos), mientras que los sedimentos depositados se cargaron de detritus vegetales de la tierra invadida y, localmente de restos de peces. De este modo se formó en el fondo un sapropel y encima, en las zonas más deprimidas y más reductoras, sulfuro de hidrógeno.

Durante la invasión, el mar disolvió el cobre de la superficie anterior, el cual precipitó bajo la acción del H_2S , representando el mineral inferior, por lo general inexplorable. Sin embargo, las lluvias que caían sobre las islas disolvían las sales de cobre, determinando un aporte suplementario que dio lugar a las zonas más ricas.

Otra fuente del cobre sería volcánica y provendría de lavas ácidas del Rothliegendes (Pérmico inferior), anteriores al Zechstein y posteriores a la Orogenia Varisca. Una parte de ese cobre habría parado al Mar del Zechstein y no se podría excluir además un aporte hidrotermal, fenómeno póstumo de ese vulcanismo. Las fallas mineralizadas o "rückens" se habrían formado por procesos hidrotermales o por secre-

ción lateral. En resumen, es necesario aceptar que los minerales de los Kupferschiefer provienen de fuentes diferentes.

En lo que respecta a la repartición zonal de plomo y zinc en relación con el cobre, se puede deber al hecho de que este último es más calcófilo que los dos primeros, por lo que debe precipitar normalmente antes que ellos.

V. YACIMIENTOS DE EVAPORITAS.

18. Definición.

Los depósitos de evaporitas son aquéllos formados en cuencas más o menos aisladas en donde precipitan debido a sobresaturación por evaporación. Estas cuencas pueden consistir en aguas marinas costeras, aisladas parcialmente del mar abierto y lagos en regiones desérticas. Las aguas subterráneas que alcanzan dichas regiones pueden experimentar también el mismo fenómeno. Los más importantes son los yacimientos marinos.

19. Proceso.

Por lo general, la separación de las sales se realiza según un orden de solubilidad creciente. De este modo, las calizas y dolomías se depositan primero, seguidas por el yeso y la anhidrita, a continuación por la sal común o halita y finalmente las sales de potasio y magnesio. Por ser estas dos últimas muy solubles, sólo en raros casos se llegan a depositar. Por otro lado, la solubilidad de una sal determinada y su precipitación son función, además de la evaporación, de la temperatura, de la presencia de otras sales en solución y del tiem-

po de exposición a dicha evaporación.

La teoría físico-química de la separación de las sales del agua de mar ha sido desarrollada por J.M. van't Hoff, E. Jaenecke y D'ans y más recientemente por Borchert. De ella resulta el siguiente cor- te teórico de sales, para una temperatura de 25°C y que, en líneas ge- nerales corresponde a lo observado en la Naturaleza.

- | | | | |
|------|---------------------------|---|--------------|
| 10.- | Zona de bischofita | } | con sal gema |
| 9.- | " " carnalita | | |
| 8.- | " " cainita | | |
| 7.- | " " sulfatos de K y Mg | | |
| 6.- | " " sulfatos de Mg | | |
| 5.- | " " sal gema y polihalita | | |
| 4.- | " " sal gema y anhidrita | | |
| 3.- | " " sal gema y yeso | | |
| 2.- | " " yeso | | |
| 1.- | " " caliza y dolomía | | |

Con el agua de mar, que contiene el 3.5% de sales, no se produce ninguna deposición hasta que por evaporación el volumen original ha si do concentrado a menos de la mitad; el yeso o la anhidrita se depositan cuando el volumen queda reducido a una quinta parte y la sal común cuando el volumen es de sólo una décima parte. En la Tabla XX-1 se indica la composición del agua de mar, el orden de precipitación de las sales contenidas y la reducción del volumen a que se inicia la precipita ción, de acuerdo con Bateman. La secuencia se logra pocas veces en

la Naturaleza porque es muy raro que la evaporación llegue a ser tan completa, como sucede en los célebres yacimientos de potasa en Alemania.

TABLA XX-1

CONTENIDO EN SALES DEL AGUA DE MAR Y REDUCCION DEL VOLUMEN REQUERIDO PARA QUE SE EMPIECEN A PRECIPITAR LAS

DIFERENTES SALES (según BATEMAN)			
Compuesto	% peso	Volumen	Sal precipitada.
Agua	96.2345	1.000	—
NaCl	2.9424	0.533	Fe ₂ O ₃ y CaCO ₃
MgCl ₂	0.3219	0.190	CaSO ₄ .2H ₂ O
MgSO ₄	0.2477	0.095	NaCl, MgSO ₄
CaSO ₄	0.1357		y MgCl ₂
NaBr	0.0556	0.039	NaBr
K Cl	0.0505	0.0162	Sales diversas de K, Mg y Na
CaCO ₃	0.0114		

20. Sales explotables.

Las sales más importantes desde el punto de vista económico, obtenidas por evaporación, son las siguientes:

a) De sodio:	NaCl	Sal común
	Na ₂ SO ₄ .MgSO ₄ .4H ₂ O:	Astrakanita
	3Na ₂ SO ₄ .MgSO ₄	Vanthoffita

b) De potasio:	KCl	Silvita
	KCl.MgCl ₂ .6H ₂ O	Carnalita
	KCl.MgSO ₄ .3H ₂ O	Cainita
	K ₂ SO ₄ .2CaSO ₄ .MgSO ₄	Polihalita
	K ₂ SO ₄ .2MgSO ₄	Langbeinita

c) De magnesio:	MgCl ₂ .6H ₂ O	Bischofita
	MgSO ₄ .H ₂ O	Kieserita
	También las sales anteriores de K y Na que contienen Mg	

d) De calcio:	CaSO ₄	Anhidrita
	CaSO ₄ .2H ₂ O	Yeso

e) De boro:	Na ₂ B ₄ O ₇ .10H ₂ O	Bórax
	Ca ₂ B ₆ O ₁₁ .5H ₂ O	Colemanita
	Na ₂ O.2CaO.5B ₂ O ₃ .16H ₂ O	Ulexita
	MgCl ₂ .6MgO.8B ₂ O ₃	Boracita

f) Nitratos	NaN ₃	
-------------	------------------	--

g) Azufre	S nativo (intervienen otros factores además de la evaporación)	
-----------	--	--

21. Medios ambientes de depósito

Las sales formadas en la actualidad pueden ser de origen continental o marino, como ya se estableció. De origen continental son las ampliamente difundidas eflorescencias de los suelos desérticos que deben su formación a las aguas subterráneas ascendentes que se evaporan al llegar a la superficie, originando costras calcáreas (caliche), de yeso o de sal. También son de origen continental los pantanos salinos, que son cuencas rellenas de fangos arcillosos salinos, como los de las estepas de los Kirguises, entre el Volga y los Urales en la U.R.S.S., así como los depósitos de lagos salados, como el Gran Lago Salado de Utah, E.U.A.

Sin embargo, estos depósitos pequeños no tienen comparación con los importantes yacimientos de evaporitas de origen marino, por lo cual se le dará predominancia al estudio de éstos.

Las sales contenidas en el mar provienen sobre todo del aporte de las aguas terrestres, a las cuales se pueden añadir sales procedentes de la disolución en las cuencas oceánicas y del vulcanismo submarino. Es de notarse el hecho de que el océano recibe constantemente de los ríos actuales agua diferente de la suya, pues éstos aportan más carbonatos que cloruros y más calcio que sodio; en consecuencia, su composición debe estar cambiando lentamente. Es obvio que el bajo contenido en CaCO_3 se debe a su extracción continua por procesos químicos o bioquímicos, pero es sorprendente el exceso de cloruros. Según -- Lotze (citado por Petrascheck) los cationes (Na, K, Mg, Ca) del agua de mar proceden del intemperismo de las rocas ígneas mientras que los aniones (Cl , SO_4), de las exhalaciones magmáticas submarinas. Rinne, en cambio, señala que el mar primitivo ya poseía un contenido considerable de sales provenientes de las precipitaciones de la atmósfera original.

La deposición de evaporitas se efectúa en masas aisladas de agua de mar, por barreras que conducen a la formación de lagunas costeras. Los principales productos obtenidos son halita, sulfato de calcio y sales de potasio.

22. Deposición de la sal común.

En regiones con poca o ninguna deformación la halita se presen-

ta en forma de capas, a menudo lenticulares y concordantes con la estratificación, como sucede en los depósitos del Lago Ontario en Canadá y Estados Unidos. Sin embargo, a pequeña escala pueden presentar plegamientos.

En regiones moderadamente plegadas, la sal se acumula sobre todo en los núcleos de anticlinales. Vista a gran escala, todavía está en concordancia con las capas del techo, pero ya presenta fuertes plegamientos y distorsiones en su interior. La serie de capas salinas constituye de este modo el horizonte de deslizamiento y compensación entre el recubrimiento plegado, en su parte superior, y el basamento más rígido, solamente fracturado en bloques, en su parte inferior. Ejemplos de estas estructuras se observan en Stassfurt, Alemania.

No obstante, el tipo de yacimiento de sal por excelencia es el domo salino o diapiro. Se trata de cuerpos enormes en forma de cúpulas, tubos u hongos de profundidad desconocida que se han introducido por diapirismo, de manera parecida a las masas intrusivas, cortando a las rocas circundantes. La sal original se encontraba en capas situadas a varios centenares de metros por debajo de la superficie; cediendo a la presión de las rocas suprayacentes y aprovechando planos de menor resistencia, como fallas, la sal plástica fue empujada hacia arriba. De este modo, el enorme espesor de la sal no es primario, sino que se produjo después. El casquete o "cap rock" situado encima del domo contiene por lo común anhidrita o yeso y su espesor varía generalmente entre 100 y 200 m.

Se han localizado domos salinos en diferentes partes del mundo, pero los de Luisiana y Texas, en Estados Unidos, Istmo de Tehuantepec en México y los de Rumania son especialmente importantes porque sirven de trampas para el petróleo contenido en diferentes estratos rocosos adyacentes. También se pueden encontrar depósitos de azufre de rendimiento económico en la caliza y yeso del casquete de algunos domos, como sucede en México.

23. Los domos salinos del Istmo de Tehuantepec, México (Hungsberg, 1960. Márquez *et al.*, 1964).

a) La región denominada "Cuenca Salina del Istmo" ocupa la parte sur del Estado de Veracruz y se acuña al oriente en el Estado de Tabasco, tocando áreas del Estado de Chiapas, como son Pichucalco y Salto del Agua. Tiene una extensión aproximada de 14,000 o 15,000 km² (Fig. XX-6)

b) Estratigrafía. Las rocas que afloran en el área varían en edad desde el Triásico-Jurásico hasta el Cuaternario, encontrándose las formaciones más antiguas conforme se avanza hacia el sur, condición que prevalece hasta el parteaguas que divide las corrientes que desembocan en el Golfo de México con las que lo hacen en el Océano Pacífico. Consisten principalmente en lutitas, areniscas, calizas, ar

Hungsberg, U. (1960) Origen del azufre en el casquete de los domos salinos. Cuenca salina del Istmo de Tehuantepec. Cons. Rec. Nat. no Renov., boletín 51.
Márquez P. A., M. Viveros J. y R. Serna V. (1964) "Depósitos de sal y azufre en la Cuenca Salina del Istmo, Ver." Cons. Rec. Nat. no Renov., boletín 64.

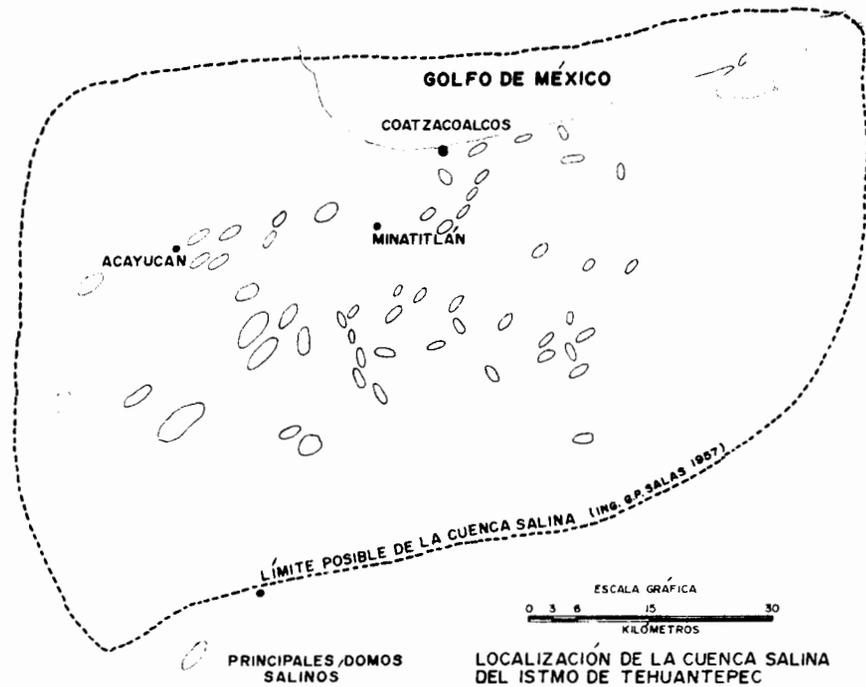


Fig. XX-6.

cillas, arenas, gravas, cenizas volcánicas y conglomerados. La columna estratigráfica se muestra en la Tabla XX-2. Las formaciones mejores expuestas y estudiadas son los pertenecientes al Terciario, debido a su enorme interés como acumuladoras de hidrocarburos.

c) Historia geológica. El basamento, posiblemente paleozoico, dio lugar a la formación de una cuenca que delimitó el mar del Triásico-Jurásico, la cual estaba separada de éste por una barra o por un macizo sumergido. Las condiciones en los alrededores de la cuenca deben haber sido extremadamente áridas, de modo que la evaporación era mayor que el flujo de aguas hacia ella. A fines del Jurásico desapareció la obstrucción de la cuenca produciéndose una invasión marina

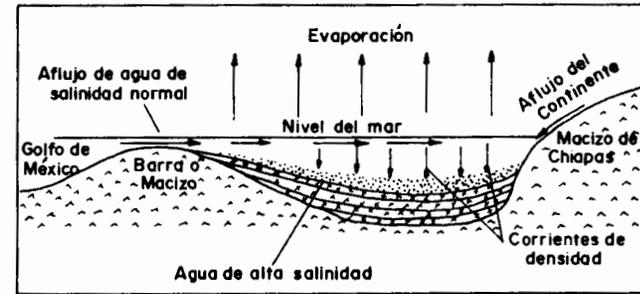
Tabla XX-2.

TABLA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA SALINA DEL ISTMO
Según Benavides.

ERA	PERIODO	ETAPA	FORMACION	LITOLOGIA	Relación con domos salinos	
TERCIARIO	PLEISTOCENO PLIOCENO		Aluvión, arenas de playa, depósitos de río		Formaciones posteriores a simultáneas a la formación de domos salinos	
			Serie Acalapa — Conglomerado, arenisca, arena y arcillas.			
	MIOCENO	Superior	Cedral — Arcillas, arenas y gravas.			
			Aguequexquite — Sup Sedimentos salobres Med Arenas marinas Inf Lutitas marinas			
		Medio	Paraje Solo — Arenas de agua dulce y salobre, lutitas y gravas			
			Fillisola — Arenas marinas			
		Inferior	Concepción Sup — Lutitas marinas Arenas y arenisca			
			Concepción Inf — Lutitas y arenas			
	OLIGOCENO		Encanto — Lutitas y arenas			
			Depósito — Lutitas, areniscas y tabas			
			Conglomerado Nanchital (local)			
	EOCENO		La Laja — Lutitas y margas con arenas y tabas.			
			Lutitas Nanchital Conglomerado Uzpanapa			
	MESOZOICO	CRETACICO	Superior	Méndez — Margas		Formaciones anteriores a la formación de domos salinos
			Medio	Caliza Sierra Madre — Calizas (Ausente en la parte central de la Cuenca, aflora en el frente de la Sierra) Discordancia local		
Inferior		Caliza Chinameca — Caliza bituminosa en capas delgadas				
JURASICO		Portland Kimmeride	Formación salina — Conglomerados, areniscas y arenas			
	Oxfordino Divesiano					
TRIASICO						

que dio lugar a la deposición de calizas jurásicas y cretácicas, así como lutitas margosas en el Cretácico Tardío, que marcan un cambio en las condiciones de sedimentación. (Fig. XX-7.)

SECCIÓN ESQUEMÁTICA QUE ILUSTR
LA FORMACIÓN DE DEPÓSITOS SALINOS
DE GRANDES ESPESORES
(según A. Márquez et al.)



 DEPÓSITOS DE SAL
 BASAMENTO

Fig. XX-7.

Condiciones similares prevalecieron durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno Temprano. En el Mioceno Medio se produjo una regresión representada por arenas, gravas y lutitas continentales o litorales. Una nueva transgresión, seguida de otra regresión, acaeció durante el Mioceno Tardío. A partir del Plioceno, reinan en la zona las mismas condiciones actuales.

d) Tectónica. La formación de los domos salinos se ha atribuido a dos causas principales: La Orogenia Laramide y la tectónica salina. La primera plegó y afalló los sedimentos mesozoicos, tanto dentro como fuera de la cuenca, ocasionando los primeros movimientos de la sal hacia los anticlinales y a través de las fallas transversales; es posible que la Formación Salina del Triásico-Jurásico haya actuado como base lubricante para el plegamiento de las capas superiores; la orientación actual de los domos sugiere que los dirigidos al NE-SW corresponden a los anticlinales, mientras que los N-S corresponden a las fallas transversales de tensión.

A fines del Eoceno empezó la tectónica propia de la sal, o sea que debido a su peso específico menor que los sedimentos y por la sobrecarga de éstos en los sinclinales bordeantes, se movió en un estado más o menos viscoso hacia arriba, con diferentes interrupciones. Estos movimientos causaron el afallamiento, por lo general de tipo normal, de las rocas suprayacentes.

Otra causa de los afallamientos se debe al derrumbe de los sedimentos en la parte superior de los domos, provocado por la disolución,

por aguas meteóricas, de la parte superior del núcleo de sal.

e) El casquete rocoso. La presencia del casquete rocoso que cubre a todas las estructuras salinas ha motivado numerosas polémicas, dando como resultado la aparición de diferentes teorías que tratan de explicarlo; parece ser que la más acertada es la de Taylor (1938) quien concluye que el casquete se formó por acumulaciones de los residuos insolubles que deja la sal al ser disuelta por las aguas meteóricas circulantes; el yeso, la calcita y el azufre se han formado por la alteración de la anhidrita; el azufre provendría de la reducción de la anhidrita por la acción de hidrocarburos o de bacterias del género Desulfovibrio, dando origen a H_2S , el cual se oxidaría posteriormente al migrar a regiones más superficiales, siguiendo fisuras, y provocando la precipitación del azufre. La calcita se formaría por reacciones entre el hidróxido de calcio, generado durante la reducción, con el bióxido de carbono derivado de las aguas subterráneas.

En el Istmo de Tehuantepec, los casquetes con azufre que descansan sobre los domos salinos están divididos, por lo general, en tres zonas que, de arriba hacia abajo, son las siguientes:

1o.) Zona de caliza cavernosa y brechoide con poco contenido de azufre e impregnaciones de aceite.

2o.) Zona intermedia o de caliza con azufre en concentraciones comerciales, igualmente con impregnación de aceite.

Taylor, E.R. (1938) - Origin of the cap-rock of Louisiana Salt Domes" Louisiana Geol. Surv., Bol. No. 11, Nueva Orleáns.

3o.) Zona de anhidrita masiva.

El contacto de la anhidrita con el domo salino es bastante marcado y plano, mientras que las zonas dentro del casquete tienen más bien límites transicionales.

24. Deposición de sulfatos de calcio.

El sulfato de calcio se puede depositar en forma de yeso o de anhidrita, de acuerdo con la temperatura y salinidad de la solución. Así, el yeso precipita a partir de soluciones saturadas en sulfato de calcio por debajo de 42°C, mientras que la anhidrita lo hace por encima de esa temperatura. Por otro lado, a 30°C se forma yeso cuando la salinidad es de 3.35 a 4.8 veces la concentración normal del agua de mar y por encima de ese último valor se inicia el depósito de la anhidrita. En consecuencia, los cambios en la temperatura pueden producir alternancias de ambos minerales; así en condiciones cálidas y áridas es de esperar anhidrita y en regiones templadas cabe esperar yeso. Además, una y otro pueden transformarse entre sí.

Los principales yacimientos de sulfatos de calcio se localizan en diversas provincias de los Estados Unidos (Michigan, Nueva York, Texas, Ohio, California y Iowa), en Canadá y en los alrededores de París, Francia.

25. Deposición de sales de potasio.

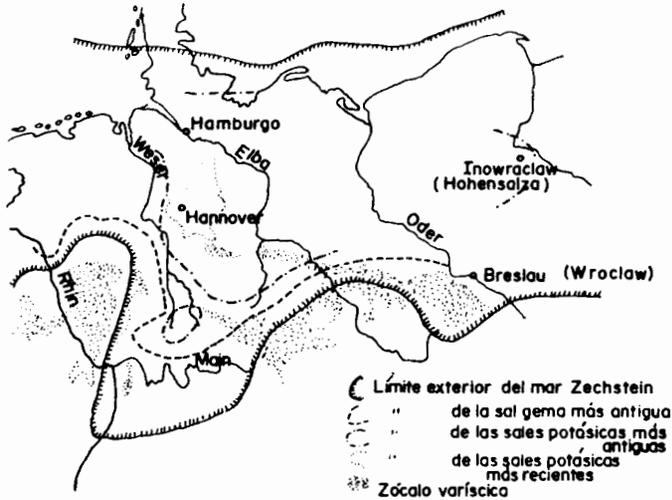
Las sales de potasio son el resultado de la evaporación casi completa y se depositan en raras ocasiones. Los yacimientos más importantes se localizan en la porción norte y central de Alemania, abarcan

do partes de ambas repúblicas, en la región de Mulhouse, Alsacia (Francia), en Solikamsk, al oeste de los Urales (U.R.S.S.), al norte de Barcelona (España), en Kalusz y Holyn (Polonia) y en las cercanías de - - Carlsbad, Nuevo México (E.U.A.). Se tomará como ejemplo los yacimientos de Alemania.

En Alemania central y septentrional, el Pérmico Superior es rico en halita, la cual viene acompañada de sales potásicas explotables en las regiones que rodean al Macizo de Harz (Hannover, Thuringia, Mansfeld y Hesse). En Hannover, las capas salinas están afectadas por diapirismo, mientras que en las otras áreas están ligeramente inclinadas y ocupan espesores hasta de 60 m.

Los yacimientos están íntimamente relacionados con los límites del Mar del Zechstein y con depresiones del basamento plegado durante la Orogenia Varisca. (Fig. XX-8) El yacimiento de potasa más antiguo, que es el de Hesse, caracteriza una zona de depresión NNE. Esta dirección fue de nuevo la característica de las fosas y grietas rellenas de sal del Mesozoico y Cenozoico de las otras regiones. La compresión de la sal hasta formar anticlinales y diapiros se realizó principalmente durante las fases orogénicas del Mesozoico Tardío y Terciario.

Las formaciones salíferas son el producto de cuatro ciclos de evaporación, comprendiendo cada uno de los cuales y de abajo hacia arriba, primero capas de halita con anhidrita, luego una zona de capas de sales de potasio y por último, depósitos de arcillas que cubrieron



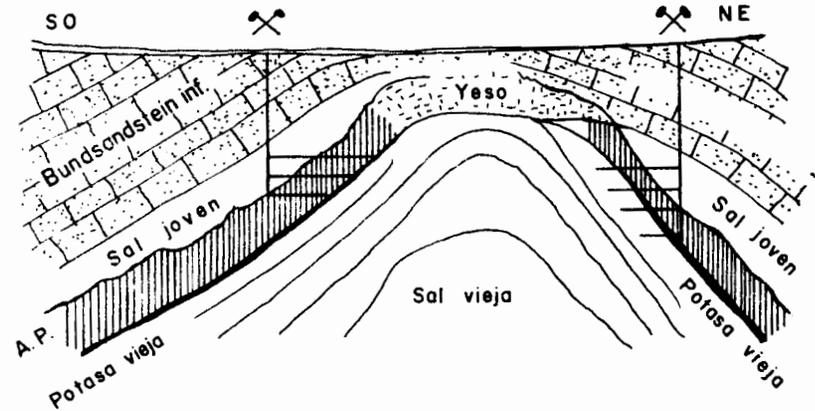
Los límites de las sales del Zechstein alemán como imagen de la depresión transversal de dirección paralela al Rhin. (Según H.Stille.)

Fig. XX-8.

y protegieron los yacimientos subyacentes.

Según sea el área, el mineral consiste principalmente en carnalita o silvita y de modo accesorio en cainita, siempre mezclados a cantidades considerables de halita (25 a 60%). Se extraen, además, kieserita como mena de magnesio, así como bromuros y boratos que acompañan a la carnalita.

El célebre yacimiento de Stassfurt, al sur de Magdeburgo, en la actual República Democrática Alemana, se encuentra en los flancos de un anticlinal, bajo una capa de arcilla y pertenece al segundo ciclo de evaporación (Fig. XX-9). El depósito principal consiste en una zona de 36 a 40 m rica en capas de carnalita que alternan con capas de sal



El anticlinal de Stassfurt. (Según FULDA.)

Fig. XX-9.

común y kieserita; en las partes superiores de las capas de carnalita se concentra la boracita. Todos estos compuestos y los bromuros son recuperables durante el tratamiento de la carnalita. El tercer ciclo consiste en unos 50 m de anhidrita y yeso, seguido de 40 a 150 m de polihalita, pero no terminó o bien no se conservó en Stassfurt.

Varias de las sales de Stassfurt son el resultado de transformaciones posteriores debidas a las elevadas temperaturas reinantes en el subsuelo; dichas transformaciones constituyen delicados termómetros

geológicos. Se concluye que la formación de las sales complejas de potasio y magnesio fue el resultado de un complicado proceso geoquímico y no solamente de una simple evaporación.

SEXTA PARTE

YACIMIENTOS METAMORFICOS

CAPITULO XXI

YACIMIENTOS FORMADOS POR METAMORFISMO REGIONAL Y METAMORFISMO DE LOS YACIMIENTOS

1. Definiciones.

Los yacimientos metamórficos son concentraciones originadas por la transformación de rocas o yacimientos preexistentes debido a la acción de diversos agentes como son la temperatura, presión litostática, presión orientada y sustancias químicas.

En rigor, se puede decir que dicha transformación comienza inmediatamente después de formada la roca o el yacimiento. Sin embargo, por convención, no todos estos cambios entran en el dominio del metamorfismo, como son la dolomitización, hidratación, oxidación, enriquecimiento supergénico y diagénesis, así como las alteraciones debidas a soluciones hidrotermales o procesos deutéricos.

Los principales tipos de metamorfismo son el de contacto, debido a la acción de cuerpos intrusivos y el regional, que no tiene relación con intrusivos, y que ha afectado a potentes series sedimentarias y volcánicas depositadas en geosinclinales, por lo general anteriormente a

las fases mayores de plegamiento y elevación de ellas.

El metamorfismo de contacto de las rocas, por si solo, no produce yacimientos de interés, exceptuando los de mármol; en cambio, cuando viene acompañado de aportes, da lugar a los importantes depósitos pirometasomáticos, ya estudiados.

En consecuencia, este capítulo se restringirá a los yacimientos formados por metamorfismo regional de las rocas y al metamorfismo de antiguos yacimientos minerales.

2. Yacimientos formados por metamorfismo regional de rocas pre-existentes.

De acuerdo con Bateman, el metamorfismo regional de diversos tipos de rocas puede dar lugar a yacimientos de minerales, esencialmente no metálicos. Los materiales originarios son los constituyentes de las rocas que han sufrido una recristalización o recombinación o ambas cosas a la vez, casi siempre sin el aporte de elementos extraños a ellas. Dicho autor considera en este grupo a los depósitos de asbesto o amianto, talco, grafito, silicatos de metamorfismo (andalucita, sillimanita, cianita, dumortierita y granates) y posiblemente algo de esmeril.

a) Yacimientos de asbesto y talco. La génesis de este tipo de depósitos es muy discutida. Para Bateman, se trata de yacimientos metamórficos; sin embargo, para Hess (1933) se debería a procesos

Hess, H. H. (1933)- The problem of serpentization and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits. Econ. Geol., v. 28, pp. 634-657.

deutéricos o a soluciones hidrotermales. Antes de abordar este problema, se mencionarán las características de cada uno de ellos.

Existen dos grupos de minerales fibrosos que se conocen con el nombre genérico de asbestos o amiantos: el de las serpentinas y el de los anfíboles. Los primeros son silicatos hidratados de magnesio, siendo el crisotilo el más valioso, seguido de la picrolita. Los asbestos del grupo de los anfíboles son los siguientes:

Antofilita	(Mg, Fe) SiO ₃
Amosita	(Mg, Fe) SiO ₃
Tremolita	CaMg ₃ (SiO ₃) ₄
Actinolita	Ca(Mg, Fe) ₃ (SiO ₃) ₄
Crocidolita (Asbesto azul)	NaFe (SiO ₃) ₂

El talco es un silicato hidratado de magnesio que se encuentra en rocas denominadas esteatitas, las que pueden contener, además, serpentinas, clorita, magnesita, enstatita, cuarzo, magnetita, piritita y pirofilita.

El crisotilo se halla en serpentinas que provienen de la alteración de rocas ígneas ultramáficas, como peridotitas o piroxenitas o bien de calizas magnesianas o dolomías.

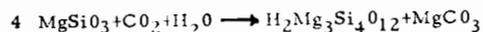
De acuerdo con Hess (op. cit.) la serpentización y la esteatización son dos tipos de alteración de las rocas ultramáficas que por lo común están asociados, pero que no están relacionados necesariamente desde el punto de vista genético, pues se pueden encontrar casos de serpentinización

zación sin esteatización y viceversa; sin embargo, cuando aparecen juntas, la más antigua es siempre la serpentización. Este último fenómeno es una alteración autometamórfica o deutérica que se desarrolla en la etapa postrera del mismo ciclo de actividad ígnea que dio lugar a la roca ultramáfica, mientras que la esteatización acaece en una etapa posterior, como resultado de la acción de soluciones diluidas calientes provenientes del interior, es decir, se trata de una alteración hidrotermal; la fuente de estas soluciones en muchos casos son intrusiones ácidas más jóvenes.

La formación de las fibras de crisotilo en las serpentinas se ha atribuido sea a relleno de fisuras, a reemplazamiento metasomático, o bien a cristalización a partir de fracturas, cuyas paredes se fueron separando por el crecimiento de las fibras. En el caso de las calizas magnesianas, se produjo una introducción de magnesio a partir de intrusiones de diabasas o rocas ultramáficas que serpentizaron los estratos sedimentarios.

La formación de los asbestos del grupo de los anfíboles se explica por metamorfismo regional de baja intensidad de rocas carbonatadas magnesianas y férricas, así como también por metamorfismo de contacto de esas rocas con intrusivos máficos o ultramáficos.

El talco se puede formar a partir de cualquier anfíbol o piroxeno magnesiano, activado por CO_2 y H_2O , de acuerdo con la siguiente reacción:



El asbesto proveniente de la serpentización de rocas ultramáficas proporciona alrededor del 90% de la producción mundial, siendo los principales yacimientos los del sur de Quebec (Canadá), los de -- Bazhenov (región de los Urales, U.R.S.S.), Barberton (Transvaal), Shabani y Mashaba (Rhodesia). En cuanto al asbesto relacionado con dolomías, el más conocido se encuentra en Sierra Ancha (Arizona).

Los amiantos anfibólicos son de menor calidad que los serpentínicos y sus principales yacimientos se localizan en las provincias de Transvaal y El Cabo (Sudáfrica) y en el área de los Appalaches, sobre todo en Georgia (E.U.A.).

Ciertos yacimientos de talco se observan en la región de los -- Adirondack y Appalaches. En el Estado de Vermont, el talco está en lentes asociados a dolomías dentro de esquistos de sericita; en otros estados, como Nueva York, Pennsylvania y Nueva Jersey, se localizan en mármoles precámbricos. En Francia, el principal yacimiento, que es el de Luzenac (Ariège), está intercalado entre gneises hercínianos y calizas dolomíticas del Silúrico. Otros depósitos de talco se encuentran en el Piamonte (Italia), en Baviera (Alemania), Austria y Manchuria.

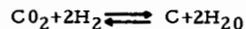
b) Yacimientos de grafito. El grafito o plumbagina es la forma estable del carbono a alta temperatura, pues todas las variedades de este elemento, incluyendo el diamante, se transforman a grafito a alrededor de 1850°C . Sin embargo, la formación de grafito bajo condiciones de bajas temperaturas es un enigma, explicable quizás por la pre-

sencia de catalizadores que hicieron descender de modo notable su temperatura de reacción.

Este mineral se encuentra sobre todo en diferentes tipos de rocas formadas por metamorfismo regional o de contacto, tales como mármoles, esquistos, gneises, cuarcitas y capas de hulla alterada. También puede provenir de la cristalización magmática directa, pues se le ha encontrado diseminado en varios tipos de rocas intrusivas y pegmatitas y finalmente se puede originar por procesos hidrotermales, en donde aparece dentro de filones de fisura.

Los minerales que con frecuencia están asociados al grafito son: cuarzo, clorita, moscovita, biotita, albita, esfena, rutilo y sillimanita.

Existen dos puntos de vista sobre el origen del grafito en las rocas metamórficas: uno, que señala que proviene de la alteración de materia orgánica incluida en los antiguos sedimentos, y el otro, que resulta de la descomposición de los carbonatos, los cuales formarían silicatos de Ca, Mg o Fe, liberando CO y CO₂, los que a su vez se reducirían a grafito, de acuerdo con dos posibles reacciones reversibles:



La presencia de grafito en rocas precámbricas sugiere una génesis inorgánica para el carbono de esas rocas, el cual provendría de antiguos sedimentos. Es posible también que el carbono del grafito de rocas ígneas, pegmatitas y filones haya sido absorbido de los carbona-

tos subyacentes.

Los principales yacimientos de este mineral se localizan en las provincias de Quebec y Ontario (Canadá), de Nueva York (E.U.A.), en Ceilán, Madagascar, Bohemia, Baviera, Austria, Italia y México. En la importante mina de Santa María en Sonora, se explota grafito amorfo proveniente de carbón del Triásico Superior, metamorfozido por diques de rocas graníticas. La mena forma capas de hasta 8 m de potencia pudiendo alcanzar leyes de 86% de C.

c) Yacimientos de silicatos de metamorfismo. Los granates son silicatos complejos que se encuentran en pegmatitas y diversos tipos de rocas plutónicas y metamórficas, así como en los aluviones que derivan de ellas. Pueden constituir gemas rojas semi-preciosas, siendo las más buscadas el piropo (granate aluminico-magnesiano) y el almandino (granate aluminico-ferroso). Además de su empleo como gema, el granate se utiliza en la mecánica fina y como abrasivo.

La mayor parte de la producción mundial de granate proviene de la parte oriental de los Estados Unidos, en particular de los estados de Massachusetts, New Hampshire, Nueva York, Carolina del Norte y Florida, y se encuentra dentro de gneises y esquistos. En otras áreas del mundo, como Tanganika, Madagascar, India y Ceilán, se explota como placer.

La sillimanita, andalucita y cianita o distena tienen la misma composición (Al₂O₃.SiO₂) pero difieren en su sistema cristalino, pues las dos primeras son ortorrómbicas mientras que la última es triclinica.

La dumortierita es un borosilicato de aluminio ortorrómbico. Todos estos minerales se transforman a mullita ($3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) a temperaturas comprendidas entre 1100 y 1650°C, la cual permanece estable hasta los 1810°C, por lo que constituye un buen aislante para altas temperaturas y es particularmente resistente a los impactos. También se emplean en la industria de la cerámica.

Estos minerales se encuentran en esquistos y gneises formados por metamorfismo regional de intensidad moderada a alta, en corneanas provenientes del metamorfismo de contacto y en pegmatitas. Los principales yacimientos se localizan en diferentes partes de los Estados Unidos, India y Kenia.

3. Metamorfismo de los yacimientos.

En la literatura sobre el metamorfismo de antiguos yacimientos existe una abundante confusión, especialmente en los de sulfuros, sulfosales y elementos nativos. El problema estriba sobre todo en el hecho de que si bien es relativamente sencillo determinar si una roca dada es o no metamórfica, es mucho más difícil precisar que una mineralización ha sufrido ese fenómeno; por ejemplo, las asociaciones de sulfuros metamorfizados se pueden parecer muchísimo a las asociaciones originales de alta temperatura. Por otro lado, las características que se han señalado para determinar si un yacimiento es o no metamórfico no son concluyentes; así, los sulfuros que presentan bandeamiento pueden ser consecuencia de una presión orientada durante el metamorfismo o bien pueden haberse introducido siguiendo la foliación de los es-

quistos o gneises, reemplazándolos en parte. De una manera general se puede decir que el tamaño de los minerales tiende a ser más grueso en función directa de la intensidad del metamorfismo; por ejemplo, en los yacimientos ferríferos suecos metamorfizados, como el de Malmberget, la magnetita y hematita son más gruesas que las de Kiruna. Sin embargo, este criterio no se puede extender a otros yacimientos.

Routhier señala que en algunas mineralizaciones metamorfizadas en el contacto con intrusivos graníticos y con menor frecuencia, máficos, la hematita se transforma a magnetita, mientras que la chamosita se convierte en fayalita. La bauxitas se metamorfizan a diáspora y después a esmeril, que es una asociación de varios minerales, como corindón, espinelas, magnetita, andalucita, etc. La piritita se convierte en pirrotita, mientras que los sulfuros de hierro y cobre pueden dar lugar a soluciones sólidas y después exsoluciones. Se han observado también casos de formación de hierro nativo a partir de sulfuros en balsos metamorfizados.

En el caso de yacimientos formados por metamorfismo regional y en particular los polimetamórficos, es decir los provenientes de una sucesión de varias fases de transformación, faltan criterios sólidos para distinguirlos de los yacimientos hidrotermales emplazados en terrenos previamente metamorfizados; este es el caso de los famosos yacimientos de Broken Hill, Australia. Lo mismo se puede decir de las formaciones ferríferas incluidas en áreas precámbricas metamorfizadas como las del Escudo Canadiense; este fenómeno ha desarrollado

texturas en mosaico en el cuarzo, así como minerales como anfíboles ricos en hierro, piroxenos, micas, epidota y granate; sin embargo, el grado de oxidación de la hematita y la magnetita está relacionado con la paleogeografía de las cuencas.

En resumen, se puede decir que el estudio del metamorfismo de los yacimientos es muy complejo, existiendo muchas incógnitas por resolver. Como ejemplo de lo anterior, se estudiará un caso típico.

4. El Distrito de Pb-Zn-Ag de Broken Hill, Australia.

a) Localización. El Distrito de Broken Hill se encuentra en el extremo occidental del Estado de Nueva Gales del Sur, Australia, a 1100 km al oeste de Sidney. (Fig. XXI-1)

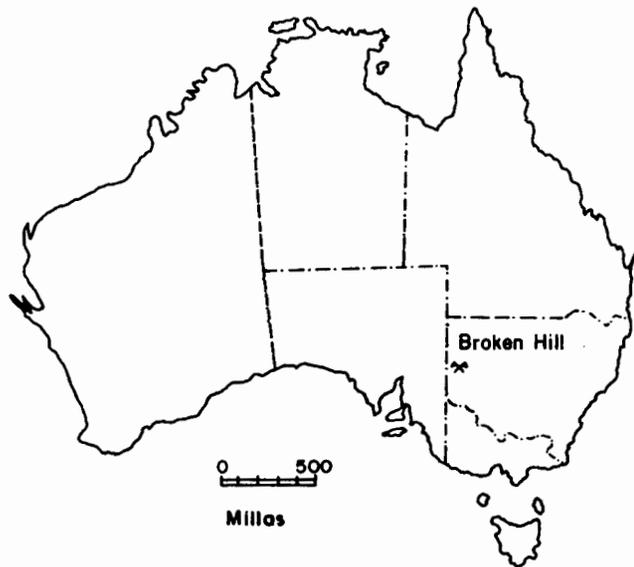


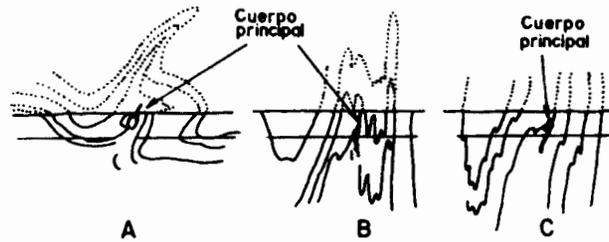
Fig. XXI-1.

b) Estratigrafía. Se compone esencialmente de rocas del Precámbrico que se han agrupado en dos series: la Willyama y la Torrowangee.

La Serie Willyama es la más antigua y fue originalmente una potente secuencia de areniscas y lutitas que sufrió una intensa migmatización, con abundancia de pegmatitas y sills de granitos y gabros. Este fenómeno dio lugar a granulitas, augen gneises, gneises de sillimnita-biotita-granate, anfibolitas, serpentinitas, esquistos de moscovita, andalucita, hornblenda y estauroлита, así como cuarcitas.

Descansando de modo discordante sobre las rocas anteriores se halla una gruesa sección de sedimentos del Precámbrico Superior que constituyen la Serie Torrowangee, compuesta de lutitas, areniscas cuarcíferas, calizas, conglomerados y tillitas. Localmente y cerca de su base, la serie está metamorfozada, pero en general los efectos de este fenómeno son muy leves.

c) Estructuras. La Serie Willyama sufrió un intenso plegamiento subvertical, dando lugar a pliegues isoclinales amplios y pliegues de arrastre en las capas de menor competencia. Las interpretaciones estructurales más antiguas señalaban la existencia de cuencas complejas irregulares separadas por zonas sometidas a intensa deformación plástica. Actualmente se considera que la zona mineralizada ocupa un pequeño pliegue de arrastre localizado en el flanco oriental de un amplio sinclinal. En la figura XXI-2 se muestra esta interpretación junto a las antiguas interpretaciones. De este modo, los rasgos es-



Secciones que presentan diferentes interpretaciones estructurales en Broken Hill: (A) según E.C. Andrews, 1922; (B) según J.K. Gustafson, 1939; (C) según B.R. Lewis, 1957.

Fig. XXI-2.

estructurales dominantes son zonas de plegamiento isoclinal complicadas por esfuerzos a lo largo de planos de estratificación y fallas; estas últimas desempeñaron aparentemente un papel subordinado durante la mineralización.

e) **Minerales de mena.** Consisten esencialmente de galena y blenda, acompañadas de asociaciones típicas de las tres fases hidrotermales, a saber:

Asociaciones hipotermales	Asociaciones mesotermales	Asociaciones epitermales
Wolframita	Calcopirita	Marcasita
Scheelita	Tetraedrita	Discrasita
Pirrotita	Estannita	Pirargirita
Arsenopirita	Bornita	Grudmuntita
Cobaltita	Jamesonita	Antimonio nativo
	Cubanita	Oro nativo
	Breithauptita	
	Niquelita	

Los estudios de petrogénesis señalan, además, que los sulfuros fueron posteriores a los minerales de ganga, y que la pirrotita y la arsenopirita se depositaron antes que los minerales de zinc, plomo y plata.

f) **Minerales de ganga.** La ganga puede consistir sea en calcita, sea en silicatos y cuarzo, con hedenbergita, bustamita, piroxmanigita, wollastonita, granate, abundante rodonita y localmente fluorita, magnetita, gahnita y apatito.

g) **Cuerpos mineralizados.** El yacimiento es concordante con las rocas de la Serie Willyama, en las que se halla encajonado, y el rumbo de ambos es nornoreste; consiste en dos o más capas de gneises muy plegadas, colocadas unas encima de las otras. Una sola de

ellas tiene una longitud de 6 km y encierra una enorme riqueza de la que se extrajeron, hasta 1948, 18 millones de toneladas de metal. Originalmente la mineralización afloraba en forma de un sombrero de hierro de 4.5 km de longitud y ha sido seguida hasta una profundidad de 1.5 km; las zonas más gruesas de mineral se localizan de preferencia en las charnelas de los pliegues y pueden alcanzar varias decenas de metros de potencia.

Cada capa o lente se distingue por detalles en la mineralogía de su ganga y en los porcentajes de metal (Fig. XXI-3). Así, la Lente

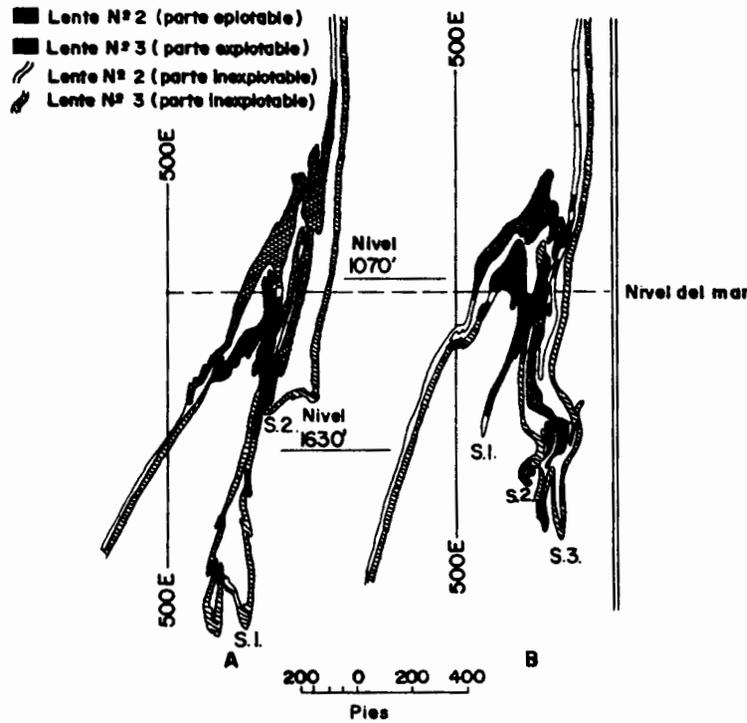


Fig. XXI-3.

No. 2 se caracteriza por la presencia de calcita, bustamita, wollastonita, rodonita y hedenbergita, mientras que la Lente No. 3, que se halla debajo de la anterior, contiene fluorita, granate, piroxmanigita y mayor cantidad de rodonita, y además las relaciones Zn/Pb y Ag/Pb son más altas que las de la Lente No. 2.

Si bien cada lente posee sus propias características, los yacimientos son bastante uniformes por lo general; las diferencias existentes parecen más bien estar relacionadas con variaciones originales de la roca huésped más que a un zoneamiento.

h) Alteraciones. Comúnmente no existe alteración de la roca encajonante en el contacto o en las cercanías de la mineralización. Sin embargo, a veces algunos de los gneises han sufrido silicificación o sericitización o bien han desarrollado una abundancia de granate cerca de ella; además, en los lugares en donde la sericita ha reemplazado a la biotita o sillimanita, se puede observar un blanqueamiento o decoloración.

i) Tonelaje y leyes. Broken Hill es una de las áreas productoras de zinc, plomo y plata más ricas del mundo, pues se explotan anualmente más de un millón de toneladas de mineral y se ha mantenido una reserva constante de 12 a 13 millones de toneladas gracias a los trabajos de desarrollo. Las leyes promedio son de alrededor de 15% de Pb, 12% de Zn y 5 onzas/ton de Ag. Además, se obtienen cada año unas 60,000 toneladas de ácido sulfúrico, 200 de cadmio y cantidades pequeñas de Au, Sb, Cu y Co.

j) Hipótesis genéticas. La génesis de los yacimientos de Broken Hill ha sido objeto de innumerables discusiones entre los diferentes geólogos que de una u otra manera los han estudiado. Las hipótesis elaboradas se pueden agrupar en dos tendencias: una hidrotermal, sea por evolución final de las pegmatitas sintectónicas, sea por un desarrollo hidrotermal independiente y posterior a éstas, y otra singenética, en la que un metamorfismo de catazona habría afectado a un yacimiento sedimentario preexistente.

Los geólogos que se inclinan por la hipótesis hidrotermal piensan que la deposición estuvo controlada por las estructuras y por la composición química de las rocas encajonantes. La disminución de los esfuerzos en las crestas de los pliegues permitió la migración de los fluidos a través de ellas, ayudada también por fracturamientos de capas favorables, dando lugar a estructuras en albarda típicas. De este modo, los cuerpos mineralizados serían estructuras características de reemplazamiento metasomático que ha afectado además a algunos diques considerados como post-metamórficos. Esta hipótesis parece estar apoyada también por estudios de petrofábrica realizados en el cuarzo, el cual no muestra efectos debidos a esfuerzos; sin embargo, tales estudios no pueden emplearse como una evidencia definitiva sobre una génesis de las menas posterior al metamorfismo.

Los singenetistas, en cambio, piensan que los minerales se depositaron como sedimentos de origen químico y después fueron plegados y recrystalizados durante el metamorfismo; las texturas de reem-

plazamiento serían función de este fenómeno, porque movilizaría o forzaría a la mineralización a fluir de modo plástico desde los flancos hasta las crestas de los pliegues. Por otro lado, las diferentes asociaciones características de las lentes No. 2 y 3 harían poco probable el reemplazamiento selectivo de dos capas favorables muy cercanas por dos diferentes fluidos mineralizantes a lo largo de 5 km de rocas muy deformadas. Las relaciones geométricas y mineralógicas entre los cuerpos mineralizados, itabaritas y cuarcitas manganesíferas y granatíferas, sugiere que los tres tipos de rocas tienen la misma génesis sedimentaria. El metamorfismo y la deformación intensos explicarían muchos de los rasgos que contradicen la hipótesis singenética. La interpretación singenética se ve apoyada, además, por determinaciones de edades absolutas empleando el método de las relaciones isotópicas del plomo de las galenas, el cual señala que la mayor parte de dicho elemento se formó hace 1400 a 1600 millones de años; sin embargo, algunas de las menas presentan edades anómalas, apoyando la hipótesis de que al menos una parte de la mineralización es epigenética.

Hasta que no se descubra cuál es la fuente que originó la mineralización, la génesis de los yacimientos de Broken Hill será sujeto de continuos debates, pues no existe intrusivo al que se pueda atribuir su paternidad ni una fuente lógica de minerales singenéticos. Por otro lado, y en caso de que el yacimiento fuese hidrotermal, su clasificación dentro de cualquiera de las divisiones de este grupo representaría otro problema por la presencia de asociaciones de temperaturas altas, in-

ternedias y bajas dentro de un mismo cuerpo, las cuales habrían de explicarse por un proceso diferente al metamorfismo.



COMBINACION
DE
BIBLIOTECAS

BIBLIOGRAFIA

- 1.- BATEMAN, A.M. (1950)- Economic Mineral Deposits. 2a. Ed. John Wiley, Nueva York.
- 2.- BERNARD, A. (1962)- Cours de Métallogénie. Policopié de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée. Nancy.
- 3.- DE LAUNAY, L. (1913)- Traité de Métallogénie, gites minéraux et metallifères. 3 Vols. Ch. Béranger. París.
- 4.- EMMONS, W.H. (1940)- Principles of Economic Geology. Mc. Graw Hill, Nueva York.
- 5.- LINDGREN, W. (1933)- Mineral Deposits. 4a. Ed. Mc. Graw Hill, Nueva York.
- 6.- PARK, CH. F. y R.A. MC. DIARMID (1970)- Ore Deposits. 2a. Ed. W.H. Freeman, San Francisco.
- 7.- PETRASCHECK, W.E. (1965)- Yacimientos y criaderos. Trad. del alemán. Ed. Omega, Barcelona.
- 8.- RAGUIN, E. (1961)- Géologie des gites minéraux. 3a. Ed., Masson et Cie., París.
- 9.- ROUTHIER, P. (1963)- Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. 2 Vols. Masson et Cie., París.
- 10.- SCHNEIDERHOHN, H. (1944)- Erzlagerstätten. Kurzvortlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. Gustav Fischer, Jena.
- 11.- SCHNEIDERHOHN, H. (1952)- Erzmikroskopisches Praktiku E. Schweizerbart'sche, Stuttgart.
- 12.- STANTON, R.L. (1972)- Ore Petrology. Mc.Graw Hill, Nueva York.