11(235-15)

UNIVERSIDAD DE CHILE

ESCUELA DE INGENIERIA

GEOLOGIA ECONOMICA

PROFESOR DOCTOR
JUAN BRÜGGEN

GALCON
1943

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

11(235-15)

UNIVERSIDAD DE CHILE

ESCUELA DE INGENIERIA

GEOLOGIA ECONOMICA

PROFESOR DOCTOR
JUAN BRÜGGEN

SECCION CONTROL
Y
CATALOGACION
BIBLIOTECA NACIONAL
16173

GALCON
1943

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

HECTOR GALVEZ y CARLOS CONCA

EDITORES UNIVERSITARIOS

ECHAURREN 550 TELEFONO 94930

SANTIAGO DE CHILE

GEOLOGIA ECONOMICA

Es la ciencia que trata de los minerales que pueden ser explotados en la práctica; debe considerarse como perteneciente a la Geología, ya que toma en cuenta las condiciones geológicas de los depósitos minerales y las relaciones existentes entre el mineral y la roca. Hoy en día el estudio de un yacimiento mineral no debe limitarse a la descripción de la forma exterior y del contenido de una mina; es indispensable también emitir una idea fundada sobre el origen del depósito. El conocimiento de la génesis de una mina es de suma importancia para poder seguir el yacimiento, para buscar otros parecidos y para predicciones de cierta exactitud sobre la continuación del mineral de mayor profundidad.

Definición de Yacimiento Mineral. Yacimientos minerales son cuerpos geológicos (capas, vetas, etc.) que bajo condiciones favorables pueden explotarse económicamente, sea que consisten en un sólo mineral (sal gema, carbón) o que contengan minerales que puedan ser extraídos económicamente (2% de Cu de Chuquicamata). Esta definición excluye las capas o filones de rocas que se explotan por el valor del agregado mismo de minerales (canteras de granito, de pizarras, etc.).

En la definición está incluída la condición de que la explotabilidad sea económica, lo que significa que deje una ganancia para la empresa. Con esto se introduce un factor bastante variable según la situación del yacimiento y según los adelantos de la industria minera. La situación del yacimiento, que por el momento puede excluir la explotabilidad, no tiene influencia. Un yacimiento de fierro de 60% y de un contenido de muchos millones de toneladas, situado en la alta cordillera de Mendoza, por no interesar actualmente a los capitalistas, no deja de ser un yacimiento de fierro.

Más importante es la ley en metal, que no debe ser inferior a la ley admitida como explotable, según el actual estado de la técnica. Un basalto que contenga 10% de fierro en forma de magnetita, aún cuando se pudiesen cubicar 100 millones de toneladas de fierro, nunca debe llamarse yacimiento de fierro, no obstante que este metal se halla en forma de un mineral que en otros yacimientos se explota en grande escala. Es que con el actual estado de la minería y de la siderurgia, no es posible concentrar y beneficiar económicamente minerales de 10% de fierro.

Pero, con el adelanto de la técnica, muchas acumulaciones minerales de baja ley pasan a formar yacimientos minerales, que antes no tenían ningún valor. Así, la monzonita cuprífera de Bigham en tah, con 1,7% de Cu, 0,33% de Au u 0,07 gr. de Ag por ton., es hoy día un importante yacimiento de cobre. Nuevos inventos pueden comunicar un valor alto a los minerales que anteriormente no tenían aplicación, como por ejemplo, la monacita (1), que se emplea en las camisas incandescentes de las lámparas de gas. De un modo parecido, otros minerales, como el hierro tiranífero, que hoy día no tienen valor por las dificultades de tratamiento en los altos hornos, más tarde pueden constituir yacimientos de gran importancia.

Mena y Ganga, Generalmente los yacimientos minerales y especialmente los metalíferos, no consistene en todo su contenido del depósito del metal si se quiere obtener, sino que este metal constituye solamente una fracción íntima de todo el yacimiento. En lavaderos de oro, hasta menos un gramo por tonelada. Acabamos de ver que la monzonita de Bingham contiene solamente 1,7 % de Cu.

En Chile el mineral metalífero se llama simplemente "mineral" o "metal", pero, también el cuarzo que aparece en las vetas de Cu es un mineral. Por eso conviene introducir una palabra especial para designar con ella la parte del yacimiento que contiene el metal o los metales que pueden extraerse económicamente. Para esto se podría emplear la palabra "mena", que se usa en España (1). Es la palabra equivalente a ERZ o a ORE en inglés.

---

(1). Monacita = (Ce La Di) PO_4.

(2). El Diccionario de José Alemany dice: Mena - Mineral metálifero, principalmente el de fierro, tal como se extrae del criadero y antes de limpiarse.

Chalcopirita y malaquita junto con la ganga son menas de cobre. Pero en la práctica las menas no se componen de un solo mineral, sino generalmente son mezclas. Tanto piritas auriferas como masas de cuarzo aurífero son minerales de oro, porque de ellos se extrae el oro.

El Inglés y alemas las palabras correspondientes no se han limitado a los metales pesados, sino que a las piritas se les llama amenudo menas de azufre.

Los minerales sin valor que acompañan las menas en el yaci miento forman la ganga. En una veta de oro, formada de oro nativo, de pinta aurífera, cuarzo, calcita y galena, las primeras dos son menas y lastimas tres ganga. En una veta de galena argentífera que además contiene cuarzo y pirita, la galena pertenece a la mena, los demás minerales a ganga, y se ve que en un mismo mineral hay partes que pertenecen a la mena en un yacimiento y a la ganga en otro.

Comparación relativa de los elementos. Los minerales explotables son junto con los no explotables componentes de la costra terrestre y, si la tierra ha originado su forma de un gran globo ardiente, estos minerales deben también haberse hallado en esta masa de magma igneo. Ofrece gran interés en qué porcentaje se hallan los diferentes elementos en la corteza terrestre, tal como esta se presenta a nosotros. Las zonas más profundas, la barísfera y el núcleo formado por fierro niquelífero, probablemente mas ricas en metales pesados, deben excluirse.

Los estudios que se han hecho acerca de la composición química de la costra terrestre, se han limitado a las rocas eruptivas y a las pizarras cristalinas, ya que todos los sedimentos, sean los mecánicos, los químicos o los orgánicos, se deben a la destrucción de una u otra.

Si hoy día se forma una arena de la destrucción de una arenisca, entonces esta última puede haber provenido directamente de la destrucción de una roca primaria; por lo menos los primeros sedimentos que se han formado en la tierra después del enfriamiento superficial deben haber tenido su origen en rocas primarias.

La corteza de rocas puede considerarse conocida hasta los 16 Km. de profundidad, ya que a causa de los plegamientos y fallas, muchas rocas salen a la superficie y en otras regiones deben hallarse a gran hondura.

La tabla siguiente nos da la composición de la costra de rocas según los resultados obtenidos por Clarke en Estados Unidos y por Vogt en Noruega.

Elemento	Clarke	Vogt	Elemento	Clarke	Vogt
O	47,05	47,2	fl	0,1	0,025-0,04
Si	28,26	28	Cl	0,06	0,025-0,04
Al	7,98	8	Mn	0,077	0,075
Fe	4,47	4,5	Ba	0,097	0,03
Ca	3,43	3,5	Sr	0,033	0,005
Mg	2,34	2,5	Os	0,033	0,01
Na	2,54	2,5	Zr	0,025	
K	2,5	2,5	Ni	0,023	0,005
Ti	0,45	0,33	Vd	0,018	
H	0,16	0,17	Ni	0,004	0,005
C	0,13	0,22	Sn		0,0005
P	0,11	0,09	Br		0,0005
S	0,11	0,06	Co		0,0005

En esta tabla no está contenida la atmósfera ni el mar. La relación que existe entre las masas de estos dos elementos y la de la costra terrestre, de rocas de la profundidad indicada de 16 Km., es la siguiente:

Atmósfera	0,03 %
Agua del mar	6,6 %
Costra de roca	93,4 %

El Oxígeno. Representa casi la mitad en el conjunto de las zonas exteriores de la tierra; pero a mayores profundidades es probable que disminuya la proporción de este elemento, al paso que aumente la de los metales nativos y de los carburos naturales. En cuanto a los procesos químico-geológicos que se desarrollan en la costra terrestre, el oxígeno desarrolla el mas importante; en comparación con él, los elementos hidrógeno y nitrógeno, desempeñan un papel secundario.

Entre los elementos halógenos el cloro parece estar ligado mas bien a las rocas básicas; se halla en la escapolita, sodalita, apatita de cloro y en forma de cubitos microscópicos de cloruro de sodio, aparece en las gotitas de líquidos encerrados por muchos cuarzos y otros minerales. El fluor es característico de las rocas ácidas, hallándose en la apatita de fluor, en micas y anfíbolas de fluor, turmalina, topacio, etc.

No obstante la pequeña proporción en que se encuentran estos dos elementos halógenos, tienen mucha importancia en muchos yacimientos minerales, especialmente en las vetas de estaño y de apatita.

La mayor parte del cloro se halla actualmente en el agua del mar, de donde una pequeña parte ha vuelto a entrar en la composición de la costra terrestre, formando grandes depósitos de cloruro de sodio. Suponiendo que todas estas masas de los yacimientos de sal se hubieran repartido en forma de una capa continua en la superficie, resultaría un espesor de solamente 5 mm., lo que en vista de los 16 Km. de la costra de rocas, representaría solamente el 0,015%.

El agua del mar, por 150 partes de cloro, contiene una parte de bromo y 10 veces más bromo que yodo, Una relación parecida puede suponerse también para la costra terrestre. En vista de estas cantidades tan pequeñas, el yodo y el bromo tienen muy poca importancia en los yacimientos metalíferos, excepción hecha de las minas de plata del norte de Chile, donde debido a circunstancias especiales, los cloruros, bromuros y yoduros de plata son frecuentes en la zona superior de las vetas.

El Azufre. Se halla en las rocas eruptivas en forma de súlfuros de metales pesados, especialmente de piritas. Estos súlfuros son solubles en los silicatos fundidos, aumentando la solubulidad con la temperatura y la basidez del magmá. Por eso, en general, los súlfuros son más frecuentes en las rocas básicas que en las ácidas. La importancia del azufre respecto de los yacimientos metalíferos es obvia atendida la gran cantidad de minerales sulfurados. Además se conoce el azufre en las exhalaciones volcánicas. Grandes cantidades se hallan en sedimentos químicos en forma de sulfatos (yeso).

El Selenio. Es químicamente muy parecido al azufre, acompaña a éste en sus yacimientos, pero en la proporción de una parte de selenio por 5000 de azufre. Sólo en pocos depósitos metalíferos el selenio tiene cierta importancia, formando combinaciones químicas con plata y oro. (Vetas de plata y oro de Australia occidental, vetas auríferas de Sumatra, etc.).

El Teluro. También forma minerales telurados de oro y es importante en las vetas de oro de Australia occidental, de Colorado y de Siebenbuergen.

El Fósforo. La mayor parte del fósforo se halla en la naturaleza en forma de apatita, la cual estáligada especialmente a las rocas básicas, excepción hecha de las rocas de labradorita y de las peridotitas que son pobres en este mineral.

El Boro. Se halla en la naturaleza en la turmalina, axinita, datolita, etc.. Estos minerales están ligados a las rocas básidas. Sabida es su presencia en las exhalaciones volcánicas.

El silicio. Es el elemento más importante de la naturaleza

después del oxígeno. Los 28% indicados en la tabla de la pág. 3 corresponden más o menos a 60% de SiO_2. El silicio se halla en el cuarzo y en los minerales silicatados, especialmente en los feldespatos.

El Titano. Se halla en la illmenita, en la titanomagnesita, rutilo y en ciertas clases de piroxenas, anfíbolas, micas, etc. Se ha concentrado especialmente en rocas básicas.

El Zirconio. Se halla preferentemente en forma de Zircón en sienitas augíticas y nefelínicas y otras rocas intermediarias; además en rocas ácidas.

El Germanio. Pertenece con preferencia a los elementos mas raros; se encuentra en la argirodita y además en las vetas de estaño de Bolivia.

Los elementos raros de Cerio, Itrio y Torio, se hallan especialmente en los minerales de ortita, monacita y xenotima, que pueden ser frecuentes en rocas ácidas y en ciertos gneisses. Se explotan hasta ahora solamente en yacimientos de lavaderos.

El Carbono. Se halla en la atmósfera en forma de anhidrido carbónico; en la costra terrestre, en forma de carbonatos, hidrocarburos y mantos de carbón.

Metales Alcalinos. Los metales alcalinos de potasio y sodio aparecen en iguales cantidades formando especialmente los feldelpatos que se hallan en las rocas ácidas o intermedias.

El Litio. Se halla en cantidades reducidas en todas las rocas, pero con preferencia en las ácidas y especialmente en las vetas de estaño que atraviezan rocas graníticas. La presencia del rubidio y cesio en muchas rocas se ha comprobado con el espectroscopio; el rubidio se halla en el agua del mar y es 1000 veces mas raro que el sodio. El cesio es aún mas raro.

Tierras Alcalinas, El Calcio. Aparece en la molécula de la anortita, en las plagioclasas, y además en las augitas, anfibolas, calcita, etc. Se ha concentrado con preferencia en las rocas básicas.

El Bario. Según las investigaciones modernas, no es raro, hallándose especialmente en rocas feldespáticas, prefiriendo a las básicas a menudo está asociado con pequeñas cantidades de estroncio.

El Magnesio. Se halla en las augitas, anfíbola, biotita, olivina, espinela, dolomita, magnesita, etc.. Es además característico para las rocas básicas.

El Berilio. Especialmente se halla en forma de berilio y también en rocas graníticas.

METALES

El Aluminio. Es el metal más abundante, econtrándose en los feldespatos y siendo un poco mas frecuente en las rocas básicas que en las ácidas.

Fierro y Manganeso. El fierro es el metal pesado mas abundante. Los dos elementos se han concentrado especialmente en las rocas básicas, hallándose en forma de silicatos. El fierro también se halla en minerales oxidados o sulfurados.

El Niquel. El niquel aparece en dos formas distintas; en pequeñas cantidades en los silicatos de fierro y magnesio, especialmente en la olivina, que puede contener hasta 0,25% de Ni, y además, ligado a la magnetopirita, pirita de fierro y minerales arseniurados y sulfurados.

El Cobalto. Acompaña siempre al niquel, tanto en la olivina, como en el minerales piritosos, pero siempre en menos proporción (8 a 20 partes de por una de Co).

El Cromo. Es más frecuente en las peridotitas y serpentinas, las cuales contienen solo 0,24% y las rocas ácidas cantidades mucho más reducidas y otras rocas básicas contienen sólo 0,04%.

El Vanadio. No es tan raro como se ha creído. En forma de N_2O_3 se halla especialmente en los silicatos de fierro y magnesia, que además contienen Al_2O_3 y Fe_2O_3 (augita, anfíbola, micas) y además en los menales de fierro contenidos en las rocas.

Niobio, Tántalo, Molíbdeno y Uranio. Son elementos muy raros que se hallan ligados al magma granítico.

El Radio. Es una de las substancias mas raras y se halla en reducidas cantidades en los minerales de uranio. En la mayor parte de los minerales la proporción es de una parte de radio por tres millones de partes de uranio.

R. J. Strutt encontró en 28 rocas eruptivas, entre $0,3.10^{-12}$ y $4,78.10^{-12}$ gramos de radio por gramo de roca J. Joly indica como término medio $5,5.10^{-12}$ para las rocas eruptivas y $4,78.10^{-12}$ para las rocas sedimentarias. Tomando un coeficiente de 4, esta cifra correspondería a 0,000,000,000,4%. Como el uranio, tambien el radio se halla concentrado especialmente en el granito y otras rocas ácidas.

A menudo se ha comprobado la existencia del estaño en los minerales primarios de granito, en cuyas micas se encuentran con preferencia y hasta en la proporción de 0,10% de SnO_2 También los feldespatos de los granitos de Erzgebirge contienen hasta un 0,083% de SnO_2 . Aún cuando los yacimientos del estaño se encuentran casi siempre ligados a los magmas graníticos, se han descubierto sin embargo vestigios de este elemento tambien en rocas intermediarias y hasta en las básicas, como en las segregaciones básicas de minerales de fierro y titano de algunos gabros.

Una tonelada de agua de mar contiene, según los ensayos mejor ejecutados, 5 miligramos de oro por tonelada, mientras que otros habían determinado 11, 20 y aún 60 miligramos. Con una ley de 5 miligramos, los 12 millones de kilómetros cubicos de agua de mar contendrían, 6000 millones de toneladas de oro. También en las sales de los yacimientos oceánicos de cloruro de sodio y de potasio se ha comprobado la presencia de 60 a 120 miligramos por tonelada. Pero hasta ahora leyes tan reducidas no son explotables. La ley de plata del agua de mar es unas cuantas veces más altas que la del oro.

La presencia constante de los metales pesados en las rocas eruptivas, aunque en cantidades muy reducidas, encuentra una comprobación también en la presencia de estos minerales en las segregaciones magmáticas de otros minerales. Las segregaciones magmáticas de magneto pirita niquelífera de Noruega y del Canadá tienen una ley constante de oro, plata y platino. Contienen en general por 100 000 partes de níquel 20 partes de plata, 2/3 de platino y 1/6 de oro. Suponiendo una composición parecida para el magma original del gabro y su ley en níquel de 0,05%, éste, antes de la separación magmática, debe haber contenido 0.000 01% de plata, 0,000 0001% de oro y 0,000 0004% de platino.

La presencia del platino metálico en forma de segregaciones magmáticas en las peridotitas, comprueba una ley original en este magma de platino.

Damos enseguida una tabla que contiene una ley media de algunos metales en rocas eruptivas y sedimentarias, según Clarke.

El Plomo.

Pórfido Leadville	0,0010 %
Roca eruptiva Colorado	0,0011 %
Granito	0,003 %
Caliza y dolomita	0,0032 %

El cobre

Roca eruptiva Missouri	0,006 %
Basalto Columbia	0,034 %
Lava Hawai	0,14 % (hasta 0,34)
Ceniza Volcánica Vesubio	0,068 %

Acabamos de ver que la mayor parte de los metales pesados se hallan en cantidades reducidas en todas las rocas eruptivas y ofrece cierto interés la tabla siguiente, que nos muestra:

1) Leyes medias de estos metales en las rocas.
2) Leyes medias que tienen en sus yacimientos
3) La relación entre las dos leyes, que nos indica la concentración que ha experimentado en la formación de los yacimientos.

		Ley media en las rocas. %	Ley media en los yacimientos, generalmente entre		Grado de concentración.
Fierro		4,5	20 - 60 -	40	9
Manganeso		0,075	10 - 25 -	20	250
Cromo	mas o menos	0,005	10 - 25	15	750
Níquel	mas o menos	0,01		1,5	150
Estaño	mas o menos	0,005		1	200
Zinc	mas o menos	0,001	6 - 14	8	8000
Plomo	mas o menos	0,001	8 - 12	10	10000
Cobre	más o menos	0,0005		1,5	3000
Plata	más o menos	0,000005		0,05	10000
Oro	más o menos	0,0000001		0,001	10000

La naturaleza química de los indicios de metales contenidos en las rocas, es todavía tema de discusión.

En la cristalización del magma igneo, los cuerpos que tienen gran afinidad a al sílice se combinan con ella; por ejemplo, el potasio y sodio, aparecen exclusivamente en forma de silicatos, lo mismo que la mayor parte de las tierras alcalinas, calcio magnesio y además la mayor parte del aluminio.

El manganeso y el cromo aparecen parcialmente en forma de silicatos y parcialmente en forma de oxidos. El fierro aparece además en forma de sulfuro (pirita y magnetopirita y,

excepcionalmente, como mineral sulfurado) acompañado de fierro nativo). El zinc, que en la serie de afinidad se halla entre el manganeso, cromo y fierro, aparece en las mismas combinaciones químicas que el fierro.

El cobalto y níquel, con menor afinidad que el fierro, aparecen en parte en los silicatos de fierro y magnesio, especialmente en la olivina y en la magnetopirita; el cobalto a veces en mayor cantidad se halla unido a la pirita. Excepcionalmente se encuentra el níquel combinado con el fierro nativo.

El Estaño en forma de SnO_2 se combina principalmente en los silicatos y excepcionalmente con el fierro titanífero y las combinaciones del Zirconio. Si el magma contenía una mayor cantidad de estaño, este cristaliza también en forma de casiterita.

El plomo y el cobre son los últimos metales de la serie de afinidad que forman silicatos. Los minerales silicatados son muy raros entre los compuestos primitivos de las rocas eruptivas. Generalmente estos dos metales aparecen en forma de minerales sulfurados, como galena y chalcopirita. A causa del hisomorfismo entre la apatita y la piromorfita y mimetesita, una parte del oxido de plomo contenido en el magma se combina con la apatita.

El mercurio, la plata, el oro y el platino, fo forman silicatos, sino que los indicios de estos metales se hallan eb las rocas eruptivas en forma de súlfuros, arseniuros y telururos; una parte, especialmente el oro y el platino, aparecerán probablemente como metales nativos.

A continuación se da una tabla de la relación entre los elementos y las dos clases de magma.

Se concentran.	
En las rocas ácidas	En las rocas básicas.
Silicio más abundante)	Las tierras alcalinas, especialmente calcio, menos bario y estroncio.
Metales alcalinos, especialmente potasio y litio	Magnesio (muy característico).
Boro, cesio e iridio	Aluminio, pero no muy pronunciado.
Estaño y thorio	Titano
Tantalo y niobio	Fósforo y vanadio
Fluor	Azufre

Se concentran

En las rocas ácidas	En las rocas básicas.
Wolfram, urania y molíbdeno	cloro Fierro, manganeso y aún más pronunciado níquel y cobalto. Los metales del grupo del platino.

Combinaciones naturales de los elementos en los yacimientos.

En la mayor parte de los yacimientos se hallan reunidos dos o más elementos que tienen afinidades químicas parecidas. Esta unión se debe a que dichos elementos tienen parcialmente las mismas reacciones y por eso se han concentrado en los depósitos por los mismos procesos.

Elementos heterogéneos a menudo se hallan unidos porque forman combinaciones químicas que se han concentrado; por ejemplo, el calcio, la illmenita (fierro y titano). A veces otra causa es la de tener una sola propiedad química común; si esta propiedad o reacción ha sido esencial en la formación del depósito se produce, por ejemplo, la unión del estaño y del wolfram en las vetas de estaño.

A veces dos elementos muy parecidos pueden estar separados en algunos yacimientos, lo que se debe al hecho de distinguirse por una sola reacción química, la cual es precisamente la que ha precipitado a uno de los dos elementos y al otro no, como ocurre en ciertos depósitos de níquel y cobalto.

En los numerosos procesos que intervienen en la formación de un yacimiento mineral, puede suceder que a veces uno de los dos elementos y otras veces el otro, se haya concentrado en mayor cantidad, de modo que pueda aparecer enteramente alterada la relación original, es decir, la existente entre la roca o la existente en el magma original. Pero en numerosos yacimientos de diversos orígen encontramos siempre la misma relación entre dos elementos y podemos suponer que esta relación existía originalmente en el magma.

Enseguida vamos a estudiar brevemente las combinaciones naturales de los metales más importantes, principalmente con el fierro y el manganeso. Estos dos elementos se hallan casi siempre unidos en los depósitos, aunque en cantidades muy variables. Las segregaciones magmáticas de fierro y titano ex-

istentes en las rocas básicas, tienen generalmente 150 veces más fierro que manganeso, mientras que en los depósitos del mismo orígen pero existentes en rocas ácidas (Gellivara), la relación entre el ammbaneso y el fierro de 1:500 hasta 1:1000.

Esta última relación se debe probablemente a que el fierro se ha concentrado en grado más alto que el manganeso. La misma relación que en Guellivara se observa también en los depósitos intrusivos de piritas de Río Tinto y otras parecidas. Los minerales de contacto (Elba) tienen generalmente 50 a 100 veces más fieero que manganeso.

Los yacimientos de fierro rojo, pardo o siderita, existentes en las formaciones paleozoicas o mesozoicas formadas por procesos hidroquímicos están caracterizadas generalmente por leyes muy bajas de Mn. En Cumberland la relación es de 1 a 500. La Mineta de Alsacia tiehe siempre menos de 1% de Mn. Los depósitos modernos de lomonita (fierro de lospprados) tienen siempre una ley muy alta de Mn. y se observan transiciones paulatinas hacia los minerales de este metal. Las vetas de siderita y los yacimientos metasomáticos de este mineral tienen generalmente una relación entre Mn. y Fe. de 1:10 hasta de 1:100.

Los minerales de fierro producidos en las diferentes clases de minas, tienen como término medio una parte de Mn. por 50 a 100 partes de Fe, lo cual coincide bastante bien con la relación que tienen estos dos elementos en la composición de la costra terrestre.

Níquel y Cobalto. En las segregaciones magmáticas de magnetopirita la relación entre el Ni y el Co es de 10 a 20 por 1. Muy distinta es la relación en las vetas de minerales sulfurados, que presentan todas las transiciones entre los minerales de níquel pobres en cobalto y minerales de cobalto pobres en níquel. En general, las vetas tienen una ley mayor en Co que las segregaciones magmáticas.

Se conoce también un ejemplo de separación perfecta entre estos dos elementos: tanto en Nueva Caledonia como en Frankenstein, aparece en la zona de descomposición de la serpentina y la garnierita, casi libre de cobalto se ha concentrado en los yacimientos vecinos en forma de asbolana casi libre de níquel.

Cobre y plata. La relación entre estos dos elementos varía mucho. El cobre nativo de los depósitos del Lago Superior, están casi libres de plata, la cual se observa sólo como rareza sólo en forma de plata nativa, cristalizada en las porosidades de las piedras de almendra tan características para estos yacimientos. En los depósitos de piritas del Sur de Es

paña, la relación entre el cobre y la plata es de 100:1. En vetas de cobre de Butte (Montana) la relación es de 320:1. Las vetas de cobre de Chile contienen casi siempre una pequeña ley de plata, siendo la relación de una parte de plata a 3500 o 1000 de Cu. Parece que esta relación se halla más pronunciada en las vetas de cobre que atraviezan las rocas de la formación porfirítica.

Cuando la ley de plata aumenta, pasamos de los yacimientos cupríferos a los argentíferos; en estos últimos la cantidad de cobre puede ser siempre más grande que la de plata, debido al valor alto que tiene la plata. Vetas de plata que carecen casi enteramente de cobre son muy raras (Kongsberg y St. Andreasberg).

Plomo y Plata. La asociación casi constante de estos dos metales se deben en gran número de reacciones químicas comunes para ambos elementos. Solo excepcionalmente se observa una relación inferior a un gramo de plata por 10.000 gramos de plomo. La mayor parte de los yacimientos de plomo tienen una relación de 1 de plata por 2500 a 5000 de plomo; a menudo la relación es mucho mas favorable, siendo en Freiberg de 1 a 150 y en Pibram de 1 a 135. De este modo se forma una transición paulatina a las vetas de la formación noble de plata, en que la plata se halla en mayores cantidades que el plomo.

Plata y oro. Estos dos metales se hallan casi siempre unidos en los mismos yacimientos, pero en cantidades muy variables:

Kongsberg	1 de oro por 10.000 de plata.
Freiberg	1 de oro por 5000 de plata
Vetas antiguas de cuarzo aurífero	4-10 de oro por 1 de plata
Vetas nuevas de oro y plata de Hungría	1 de oro por 1-10 plata
Comstock Lodo	1 de oro por 22,5 de plata

Oro y plata son también muy comunes en las vetas de otros metales, especialmente en las de cobre, lo que se explica porque los tres metales se hallan en el mismo cuadro del sistema periódico y coindiden en muchas reacciones.

Zinc y plomo. Son dos metales que se hallan casi siempre reunidos en sus yacimientos, de modo que hay pocos depósitos que contengan solamente uno de estos dos elementos. A menudo los acompaña también el cobre, generalmente en cantidades reducidas.

Arsénico y antimonio. A menudo se hallan unidos, pero tambien se pueden separar por muchas reacciones, de modo que no puede

sorprender que se hallen separados en muchos yacimientos.
Bismuto. Pertenece al mismo grupo y se distingue químicamente porque bajo condiciones normales no puede formar ninguna sulfo-sal con los súlfuros alcalinos. Por eso el bismuto no es tan frecuente en los depósitos de arsénico y antimonio.
Molíbdeno, wolframn y uranio. Estos tres elementos pertenecen a la misma serie (sexta) del sistema periódico. En la naturaleza se encuentra amenudo la combinación de molíbdeno y wolfram por un lado y de wolfram y uranio, por el otro. Menos frecuente es la combinación de molíbdeno y uranio sin la presencia de wolfram.
Azufre, selenio y teluro. El teluro es mucho más distinto que el azufre y por eso aparece generalmente solo en los yacimientos, mientras que el azufre está siempre acompañado de selenio, aunque en cantidades muy reducidas, siendo la relación generalmente de 5000 partes de azufre por una de selenio.

También en los elementos heterogéneos citaremos solamente ejemplos de los más importantes metales.
Vanadio y fierro. Se observa en muchos yacimientos de fierro, tanto en segregaciones magmáticas como en depósitos formados por procesos hidroquímicos.
Estaño y wolfran. Se hallan comunmente asociados en las vetas de estaño ligada al magma granítico, en cuya formación el fluor ha desempeñado un papel importante.
Estaño y cobre. Estos dos metales se conocen hasta ahora tanto en Cornwall, como en el distrito de Herberton de Australia Oriental. A veces las vetas de estaño quedan separadas por las vetas de cobre, pero también los metales pueden aparecer en la misma veta a diferentes profundidades. A veces tambien aparece el bismuto.
Estaño y plata. Esta asociación es muy característica para las minas de Bolivia; en general, esta clase de yacimientos es muy parecida a la de Cornwall, donde el estaño se halla asociado al cobre. Especialmente llama la atención la presencia bastante frecuente del bismuto en las vetas de Bolivia.
El mercurio. Es bastante frecuente en las vetas de oro y plata, pero generalmente se halla en ellas en cantidades muy reducidas. En Chile aparece como amalgama en mayores cantidades, especialmente en las minas de plata de Arqueros; tampoco falta en varias minas de cobre, como por ejemplo en Andacollo. También en las minas de mercurio son frecuentes pequeñas cantidades de oro y plata. En las mismas de Punitagui aparece fuera de oro también el cobre.

La formación de los minerales.

Podemos valernos de dos medios para estudiar la formación de los minerales:

1. De losprocesos naturales que en nuestra presencia hacen formarse minerales nuevos.
2. De los experimentos hechos en el laboratorio.

Los casos principales queppueden distinguirse son los siguientes:

I. Formación de minerales en los silicatos fundidos. El magma igneo del cual se han formado las rocas primarias, representa una solución muy complicada de diferentes componentes, en la cual un cuerpo mantiene a otro en solución. La cristalización obedece a las mismas leyes que rigen otras soluciones, como por ejemplo, la de metales fundidos o de soluciones acuosas.

Según las experiencias realizadas recientemente, en estado líquido, todos los silicatos, aluminatos y ferratos se disuelven unos a otros en proporciones ilimitadas. Se conocen, por ejemplo, rocas eruptivas con leyes de magnetita y titanomagnetita que varían entre 0,5% y 99 a 100%.

En las soluciones igeneas los silicatos cristalizan en estado de óxido, especialmente los siguientes minerales; magnetita, cromita, espinela de zinc, especularita, ilmenita y corindón.

Los súlfuros de la composición RS., en que R corresponde a Fe, Mn, Zn, etc., son un poco solubles en soluciones silicatadas de temperatura normal (1200 a 1800°), especialmente en las soluciones básicas que pueden contener hasta 8 - 10% de ZnS o MnS; en la solidificación estos cuerpos cristalizan como blenda de zinc o de manganeso. De un modo parecido se segregan pirita, magnetopirita, chalcopirita, etc. La solubilidad aumenta con la temperatura y probablemente también con la presión y se puede suponer que en un magma de temperatura muy alta y bajo gran presión, los silicaros y súlfuros son solubles unos en otros en proporciones ilimitadas.

Del mismo modo, algunos elementos son solubles en los silicatos fundidos, como por ejemplo, cobre, platino y fierri niquelífero y, además, el carbono que cristaliza en forma de diamante.

Los magmas eruptivos contienen además de las substancias mencionadas, agua, anhidrido carbónico, acido fluorhídico y clorhídrico, etc. En los magmas efusivos estos cuerpos salen

a la superficie en forma de gases y se mezclan con la atmósfera; pero, en los magmas intrusivos, en las rocas plutónicas, quedan en las profundidades de la tierra o, mejor dicho de la costra terrestre, penetrando en las rocas vecinas o en las partes ya enfriadas del magma mismo. En esas regiones dan origen a la formación de nuevos minerales o transforman los ya existentes, pudiendo así formar yacimientos metalíferos de gran importancia.

II. Formación de minerales por la reacción de dos gases. El ejemplo más importante de esta clase es la reacción entre el fluoruro de estaño y el vapor de agua.

$$SnFl_4 + 2\ H_2O = SnO_2 + 4\ HFl$$

Las dos flechas indican que la reacción puede desarrollarse tanto hacia la deredha como hacia la izquierda, lo que depende del grado de concentración, de la temperatura y de la presión. Con la disminución de la temperatura o de la presión se formará mas SnO_2 y HFl. De esto podemos deducir que, a temperatura altoa y a gran presión, el SnO_2 es disuelto por el HFl lo que, al hablar de la formación del estaño, llamaremos la extracción ácida del magma.

La casiterita puede tambien formarse de otro modo, según el resultado obtenido en las experiencias del laboratorio, por reacción de vapores de cloruro de estaño con vapor de agua.

$$SnCl_4 + 2\ H_2O = SnO_2 + 4\ HCl$$

De un modo parecido obtuvo Gay-Lussac en 1823 fierro oligisto en sus experiencias:

$$2\ FeCl_3 + 3\ H_2O = Fe_2O_3 + 6\ HCl$$

De unamanera análoga se forman rutilo, brookita, corindón, magnetita, espinela de zinc, etc.

Por sustitución del vapor de agua por el hidrógeno sulfurado se forman los minerales sulfurados (Durocher, 1851).

$$PbCl_2 + H_2S = PbS + 2\ HCl$$

Análogamente se forman chalcosina, blenga argentitica,

antimonita, bismutina, pirita y también sulfosales, como el nosicler de plata o la tetraedrita.

$$3\ AgCl + SbCl_3 + 3\ H_2S = Ag_3SbS_3 + 6\ HCl$$

Azufre se forma también por la reacción del hidrógeno sulfurado con el ácido sulfuroso.

$$2\ H_2S + SO_2 = 2\ H_2O + 3\ S$$

y como una combustión incompleta del hidrógeno sulfurado:

$$H_2S + O = H_2O + S$$

Vapores de carbonato de amonio reaccionan con los de cloruro de fierro dando orígen a la siderita:

$$(NH_4)_2CO_3 + FeCl_3 = FeCO_3 + 2\ NH_4Cl$$

Los procesos neumatolíticos.

Según Bunsen, todos estos procesos en que intervienen gases o vapores se llaman neumatolíticos. Si al lado de los vapores o gases intervienen soluciones acuosas, hablamos de procesos neumato-hidratógenos. Pero, en general, estos fenómenos se desarrollan a temperaturas muy superiores a la temperatura crítica del agua, de modo que esta subdivisión no tiene gran importancia.

En la actualidad podemos observar estos procesos en mayor escala en las exhalaciones volcánicas. Los únicos yacimientos minerales que se han formado de este modo, son los yacimientos o depósitos de azufre de orígen volcánico y los "soffioni", depósitos de anhidrido bórico.

Gran interés científico tienen los numerosos productos neumátolíticos que en pequeñas cantidades se han observado en las paredes de los cráteres de volcanes activos. Mencionamos los siguientes: cloruro de sodio y cloruro de aminio en grandes cantidades, además de potasio, calcio y fierro, manganeso, aluminio, plomo y cobre; la fluorita es bastante rara; varios sulfatos y rara vez apatita, y otros fosfatos; azufre, pirita, magnetopirita, galena, rejalgar, oropimente, etc.; anhidrido bórico, fierro oligisto a veces abundante, magnetita, espinela, periclasa, tenorita, etc. Además existen compuestos que contienen zinc, cobalto, estaño, bismuto y plata Muchos silicatos se forman también de este modo, tales como

anortita, sanidina, hiperstena, augita, anfíbola, olivina, mica, granate, escapolita, etc., y al fi, tridimita y cuarzo.

La intensidad que puede alcanzar la formación de minerales por los procesos neumatolíticos, lo comprueba la observación siguiente:

En 1817 se abrió en la falda del Vesubio una grieta de un métro de ancho, que se rellenó en 10 días con fierro oligisto, debido a la reacción entre los vapores de cloruro de fierro y vapor de agua.

IV. Formación de minerales por la reacción de gases o vapores con los cuerpos sólidos. Se trata aquí principalmente de la reacción entre las combinaciones gaseosas de fluor, cloro, boro y azufre con óxidos y silicatos que están a una temperatura alta. Oxidos de metales calentados reaccionan con en hidrógeno sulfurado, dando muchos súlfuros como la galena, argentita, chalcosina y magnetopirita y chalcopirita, etc. Se forma willemita por reacción entre el fluoruro de silicio y el óxido de zinc.

La formación de ortoclasa en las paredes de los hornos en que se ha empleado la fluorita en mayores cantidades, se conoce desde hace mas de cien años. Cuarzo, biotita, leucita y otros minerales también se forman del mismo modo.

El hidrógeno sulfurado transforma la plata nativa en argentita, la cual a su vez se convierte en plata nativa al reaccionar con el vapor de agua. De este modo deben haberse formado los pequeños cristales de argentita que se hallan en las puntas de los diminutos dientes de plata nativa de las minas de Kongsberg.

Los llamamos agentes mineralizadores de Elie de Beaumont y H. Saint Claire Deville, se componen principalmente de las combinaciones gaseosas de fluor, cloro y boro y de vapor de agua. Estos agentes mineramiladores aumentan en muchos líquidos o soluciones de fluidez (nos referimos a soluciones igneas) favoreciendo de este modolla cristalización. En otros casos se trata de efectos catalíticos.

Así, el corindoón se forma al hacer pasar acido fluorhídrico y vapor de agua por encima del sesquioxido amorfo de alúmina, formándose primero $AlFl_3$, según la fórmula siguiente:

$$Al_2O_3 + 6\ HFl = 2\ AlFl_3 + 3\ H_2O$$

Después estos dos cuerpos dan orígen al corindón o sesqui-

óxido cristalizado de alúmina.

$$2\ AlFl_3 + 3\ H_2O = Al_2O_3 + 6\ HFl$$

De esta manera siempre reaparece el mismo ácido fluorhídrico, de modo que basta una pequeña cantidad de él para transformar el corindón en una masa considerable de substancia amorfa.

Metarmórfosis neumatolítica de la roca de la caja.

Los gases de las exhalaciones volcánicas ausan no solamente la precipitación de minerales nuevos en las grietas y porosidades, sino que atacan también a las rocas transformándolas fuertemente, a este proceso se le llama metamórfosis neumatolítica.

El ácido sulfúrico formado por la oxidación del hidrógeno sulfurado o del ácido sulfuroso, descompone las rocas dando orígen a minerales nuevos de alumbre, sulfato de alúmina, yeso, etc. Probablemente una parte de la sílice se disuelve y se lixivia en este proceso.

Más importantes son estos procesos en los yacimientos de estaño. Los minerales de este grupo se caracterizan por su ley en fluor (firita, mica de litio, topacio, apatita de fluor) y además por la presencia de boro (turmalina). Los minerales de la roca de la caja se descomponen principalmente por el efecto del ácido fluorhídrico que es puesto en libertad por las reacciones de los gases que suben por las grietas. En vez de los minerales descompuestos y lixiviados se depositan otros nuevos, especialmente los silicatos arriba mencionados y además casiterita y fluorita. Se forman una serie de rocas que han recibido nombres especiales, como griesen, roca de topacio, de turmalina, etc.

Por la reacción del ácido fluorhídrico con las capas calizas puede formarse fluorita, como por ejemplo, en las vetas de estaño de Alaska.

$$3\ CaCO_3 + 2\ HFl = CaFl_2 + CO_2 + H_2O$$

En los yacimientos neumatolíticos de contacto, que comprenden del depósitos de fierro, cobre, etc., situados especialmente en capas calizad, los metales han sido atraídos especialmente por gases que provienen del magma igneo. Por descomposición del carbonato de cal de las calizas pueden formarse fierro oligisto y fluorita:

$$3\ CaCO_3 + 2\ FeFl_3 = 3\ CaFl_2 + Fe_2O_3 + 3\ CO_2$$

Un fenómeno idéntico es la escapolitización de la roca de la caja en los yacimientos de apatita, en la cual el fluor está sustituído por el cloro.

Otra transformación importante de la roca de la caja, pero la cual intervienen también soluciones acuosas y que por esto debe llamarse más bien proceso neumato-hidratógeno, es la propilitización. Esta se observa generalmente en las vetas del grupo moderno de vetas de oro y plata, y consiste en la formación de minerales nuevos de clorita, sericita, epídeta, calcita, pirita, etc., que sustituyen los minerales originales de la roca de la caja. El contenido en fierro de losmminerales nuevos provienen en su mayor parte de los minerales ferruginosos, como la anfíbola, augita, magnetita, etc., que se han descompuesto por el ataque del hidrógeno sulfurado.

En otros casos se observa una coalinización o una alumitización de la caja; también se conoce la seritización y carbonatización y silicificación.

V. Cristalización y precipitación de soluciones acuosas. La formación de los minerales por precipitación de soluciones acuosas, especialmente en las vetas metalíferas, no se debe a soluciones concentradas, sino a soluciones sumamente diluidas que durante largo tiempo han atravezado las grietas de las vetas. En general, estas soluciones habrán tenido la misma composición que nuestras vertientes actuales.

Según Suess, las vertientes pueden dividirse en dos grandes grupos. Vadosas y profundas. Las primeras contienen agua que proviene de las precipitaciones atmosféricas y, en general, no han alcanzado mayores profundidades. Las vertientes profundas contienen agua proveniente de la desgasificación de algún magma igneo situado a mayor profundidad. En éstas el agua llega por primera vez a la superficie, de aquí que a estas vertientes se les llame vertientes de aguas juveniles. En las vertientes vadosas de agua dulce prevalecen generalmente dos carbonatos que han sido disueltos en el paso lento del agua durante su curso subterráneo. Si el agua encuentra capas impregnadas de aguas con sales solubles, estas sales disueltas salen a la superficie, como vertiente mineral que puede contener mayor cantidad de cloruros, sulfatos, yodo, etc., pero, también pueden existir metales pesados en las aguas vadosas; más frecuentes son el fierro y manganeso. Estudios detenidos

han comprobado la existencia de indicios de níquel, cobalto, arsénico, cobre, estroncio y bario y a veces de fluor y boro.

Las vertientes profundas contienen amenudo agua bastante pura, no obstante la temperatura alta. Frecuentemente están relacionadas con vetas de cuarzo, fluorita o de minerales sulfurados. En las termas de Karlsbad se ha comprobado la existencia de indicios de bromo, yodo y fluoselenio, fórforo, boro, bario, estroncio, litio, titano, estaño, arsénico, antimonio, cobre, cromo, zinc, cobalto, níquel y oro. Las Steaboat Springs en Nevada, contienen fuera de cantidades notables de arsénico y antimonio, indicios de fierro y mercurio.

De las soluciones minerales que, como ya los hemos mencionado, pueden ser muy diluídas, pueden precipitarse los minerales por los procesos siguientes:

a. Por desaparición de medio de solución. El caso más sencillo es la evaporación del agua, como en los lagos de agua salada en que se precipita el cloruro de sodio. Que soluciones diluídas puedan dar también orígen a yacimientos de sal, se ve en el salar de Pintados, donde el agua subterránea relativamente dulce, sube por capalaridad y al evaporarse en la superficie deja la sal como residuo.

El mismo efecto tiene la desaparición del disolvente especial de una combinación que en agua pura no sea soluble. DE este modo se forma cinabrio en las termas de Steamboat Springs en Nevada, porque el súlfuro de mercurio no es soluble en agua pura, sino solamente en una solución de súlfuros de álcalis. Al llegar a la superficie, estos últimos se descomponen por el anhidrido carbónico del aire, y el súlfuro de mercurio se precipita. De un modo parecido se forma rejalgar y orpimente en los geisers de Yellowstone Park.

Numerosos carbonatos son solubles solamente en agua que contiene ácido carbónico, formando bicarbonatos; desapareciendo el ácido mencionado, los carbonatos tienen que precipitarse. De este modo se forman los carbonatos de las tierras alcalinas y, además, los de zinc, manganeso, fierro, plomo y cobre. Lo que se refiere a los carbonatos explica la unión de la plata con ellos, especialmente con la calcita.

Fierro y manganeso se precipitan de soluciones que contienen ácido carbónico, solamente en ausencia del oxígeno del aire o, si el efecto de este gas que es oxidante se paraliza por la presencia de una substancia reductora, da el black-band de los mantos de carbón. Sin estas condiciones se forman hi-

dróxidos ó a temperaturas más altas los óxidos ahidros.

Muchas zeolitas (apofilita, natrolita, etc.) se han obtenido artificialmente de soluciones acuosas a temperaturas de 125-200°; también las zeolitas que se observan amenudo en vetas metalíferas deben haberse precipitado de soluciones bastante calientes. En forma análoga se han obtenido muchos silicatos anhidros a temperaturas inferiores a 400-500°; algunos de estos minerales como la ortoclasa y la albita se conocen también en vetas metalíferas.

En substancias polimorfas, la forma cristalográfica que resulta, depende mucho de la temperatura, pero también de las demás substancias contenidas en la solución. De soluciones frías, el carbonato de calcio se precipita en forma de calcita, pero en presencia de sales de magnesia o a temperaturas superiores a 30°, se forma aragonita.

A temperaturas superiores a 180° y bajo presión, el anhidrido silícico se precipita como cuarzo. Bajo otras condiciones se forma calcedonia u ópalo, y cristobalita. Este es un medio para averiguar la temperatura de cristalización.

b. Por la reacción de dos soluciones. Los minerales que se forman de este modo se caracterizan especialmente por su poca solubilidad en el agua y se precipitan si se mezcla dos soluciones de las cuales cada una tiene uno de los compuestos del mineral. Una observación muy ilustrativa de este fenómeno se ha hecho en una mina de carbón de Westfalia, donde las aguas que se extraen de la mina depositan grandes cantidades de baritina que muy luego obstruye los tubos. La investigación comprobó que había aguas que contenían ácido sulfúrico y otras que contenían bario. No obstante la pequeña cantidad de bario, al mezclarse las dos clases de agua, la producción de baritina era considerable.

De modo parecido se ha formado la fluorita, que es muy poco soluble en agua y aparece con fecuencia tambien en vetas formadas por procesos hidrotermales vcomo, por ejemplo, en las vetas de plomo y plata.

Orígen parecido tienen muchos minerales de la zona de oxidación de yacimientos metalíferos, como por ejemplo, la celestina, sulfato de plomo, carbonatos de plomo y cobre, forfatos y arseniatos, como piromorfita y mimetita; los cloruros, bromuros y yoduros de plata, etc. Todos estos minerales corresponden a combinaciones químicas muy poco solubles.

La malaquita, por ejemplo, se forma probablemente por reacción entre el sulfato de cobre y agua con ácido carbónico

(bicarbonato de calcio), según la fórmula siguiente:

$$2\ CuSO_4 + 2\ H_2Ca(CO_3)_2 = CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2 + 2\ CaSO_4 + 3\ CO_2 + H_2O$$

A veces la mezcla de dos soluciones causa procesos de reducción. Así, una solución de sulfato de fierro, hace precipitar el oro en forma metálica de sus soluciones, y lo mismo a la plata y el cobre.

c. Por reacción entre gases y soluciones minerales. En la naturaleza los gases se encuentran generalmente en forma soluciones acuosas, de modo que se trata mas bien de un caso especial de formación de minerales por reacción de dos soluciones.

El caso más importante es la formación de los minerales sulfurados. A temperatura y presión normales, el hidrógeno sulfurado provoca la precipitación de los súlfuros en forma amorfa; pero, a mayores temperaturas y presiones superiores, hay retardo en la precipitación y el precipitado es cristalino. De este modo se han obtenido los siguientes minerales pirita, marcasita, magnetopirita, blenda de manganeso, millerita, blenda, chalcopirita, galena, antimonita, cinabrio, argentita, rosicler de plata, estefanita, etc. En general, en los ensayos sintéticos se ha trabajado a temperaturas entre 100-250°, pero a veces se han empleado solamente temperaturas de 40 - 100°.

Para la precipitación y cristalización rigen también naturalmente las leyes físico-químicas de las soluciones. Como ejemplo tomamos una solución de plata y antimonio y de plata y azufre; fuera de los minerales terminales, argentita (Ag_2S) y antimonita (Sb_2S_3), existe una serie de minerales que contienen estos dos cuerpos en relaciones variables, entre estos la estefanita ($5\ Ag_2S \cdot Sb_2O_3$, pirargirita ($3Ag_2S \cdot Sb_2O_3$), miagirita ($Ag_2S.Sb_2S_3$), etc.

De estos minerales pueden formarse solamente dos a la vez Goldschmidt ha establecido la ley. "Si un mineral puede considerarse como producto de adición de otros dos minerales, entonces se halla asociado en forma estable solamente con uno de estos dos minerales". En realidad, son muy variadas en las vetas las combinaciones de argentita y antimonita y de galena y antimenita, mientras que amenudo se halla la asociación de argentita y estefanita de estefanita y pirargirita y de galena y boulangerita ($5\ PbS.2\ Sb_2S_3$).

De una manera análoga, se observa amenudo la combinación

de chalcosina y bornita o de chalcopirita y pirita, pero nunca se encuentran como formación contemporánea la chalcosina y la pirita.

d. Por precipitación electrolítica. En algunos casos se explica la formación de las hojitas delgadas de plata nativa, que se observan en la superficie del cobre nativo, como debidas a una precipitación electrolítica. Pero, en general, la causa ha sido otra, como veremos en el capítulo siguiente.

e. Por la acción de cuerpos sólidos sobre soluciones. Soluciones de oro y plata o de otros metales que tienen poca afinidad con el ocígeno, se reducen amenudo a metales nativos o súlfuros al entrar en contacto con minerales ya existentes.

Reducción a metales nativos

Los súlfuros, como pirita, blenda, galena, chalcopirita y antimonita, precipitan de cualquier solución de oro y plata los metales nativos y en tiempo muy corto.

El relleno de la hendidura por oro, plata y cobre nativo que se observan en la galena y otros minerales sulfurados, puede explicarse de este modo: Estos procesos tienen gran importancia en el enriquecimiento secundario de los yacimientos metalíferos y se estudian en un párrafo especial.

En muchos casos los hidrocarburos, bitúmen o minerales de combinaciones ferrosas, hacen precipitarse los metales en forma nativa. Así, se observa amenudo cobre nativo en la enmaderación que se halla en estado de putrefacción, en magnetita, en grietas de clivaje de la siderita y anfíbola. En Kongsberg se observa plata nativa en grietas de las antracitas y granate, y especialmente en las grietas de las pizarras cupríferas de Alemania, que son muy bituminosas.

Metales que tienen mayor afinidad por el oxígeno, como por ejemplo el fierro y níquel, que a veces se encuentran en estado nativo, no se han formado por precipitación de soluciones acuosas, sino que los conocemos solo como segregaciones magmáticas. Lo mismo vale para el platino nativo, que además es casi insoluble en el agua.

La reducción a metales sulfurados.

Bajo condiciones especiales (ausencia de oxígeno), minerales sulfurados ya existentes, hacen precipitarse los metales en forma de súlfuros o de sulfosales. De este modo se forman especialmente varios minerales ricos en metales pesados, como por ejemplo, la bornita, chalcosina, tetidedrita, rosicler de plata, etc., que son importantes en la zona de concentración de los yacimientos metalíferos. Estos procesos se tratarán en un párrafo especial.

f. Por la reacción de soluciones con minerales. En la naturaleza se derrollan estos procesos en gran escala en la transformación metasomética de ciertas clases de rocas y también en los fenómenos de descomposición superficial.

Los procesos metasomáticos consisten en que paulatinamente una molécula despues de la otra, de un mineral existente, se sustituye por moléculas de otra substancia que proviene de la solución. Se trata del efecto de soluciones diluídas que obran durante largo tiempo sobre minerales ya existentes. En general, los minerales originales son relativamente solubles, como por ejemplo, la calcita, la dolomita, etc., mientras que los minerales nuevos son difícilmente solubles. La calcita se transforma en dolomita, Magnesita, siderita, espato de zinc, firro rojo, cuarzo, pirita, etc. Esto también sucede en las cavidades, en las cuales el mineral existía en cristales idiomorfos; los procesos desarrollados pueden reconocerse facilmente por las seudomorfosas formadas.

A veces capas enteras de calizas se hallan transformadas en siderita o en espato de manganeso, conservándose amenudo la estructura original.

Se comprende que con frecuencia se han formado masas irregulares.

Mas complicados son los procesos metasomáticos en las rocas silicatadas, como la transformación de piritas en manganeso. En las minas de los Bronces de las Condes, se observa una caolinización que ha precedido probablemente a la mineralización con chalcopirita. Otros procesos parecidos son la propilitización, silicificación, etc., que amenudo se observa en las cajas de las vetas metalíferas.

En los importantes procesos de descomposición superficial los yacimientos metalíferos, la acción de soluciones sobre minerales ya existentes es muy importante. En parte se trata de una oxidación y en parte de fenómenos de reducción la oxidación consiste especialmente en unatransformación de los súlfu-

furos en óxidos, hidróxidos, carbonatos, sulfatos, etc., y se produce en las partes mas cercanas a la superficie; por procesos de reducción se forman los metales nativos, especialmente oro, plata y cobre nativo.

Como resúmen de este capítulo, llegamos a la conclusión de que un mismo mineral puede haberse formado de diversas maneras y que un estudio geológico y mineralógico debe decidir siempre el problema del orígen genético de cualquier mineral o depósito de minerales.

El enriquecimiento secundario de los depósitos metalíferos

Muchos depósitos metalíferos, especialmente de minerales sulfurados, muestran cambios característicos desde la superficie hacia abajo. El afloramiento de tal depósito, sea que se trate de una veta o de un yacimiento de forma irregular puede ser muy pobre. Aún mas abajo aparecen minerales sulfurados muy ricos y debajo de éstos, súlfuros de baja ley.

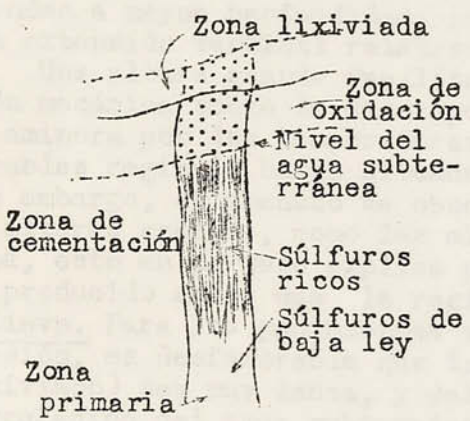


Fig. 1

La Fig. 1 explica la repartición de estas zonas. En rasgos generales, las diferentes zonas parecen relacionadas con la superficie actual de tal depósito y especialmente con el agua subterránea y el nivel de ésta.

Se supone que los súlfuros de baja ley que se hallan más abajo son minerales primarios, tal como se han precipitado cuando se formó el depósito. La zona superior, que amenudo es pobre en metal se ha lixiviado por las aguas meteóricas que se han infiltrado en el suelo, y la mayor parte del metal lixiviado se ha vuelto a precipitar en la parte inferior de los minerales oxidados o en la zona de los súlfuros ricos.

Condiciones físicas de enriquecimiento.

Temperatura. En general, un clima caliente favorece el enriquecimiento, porque la temperatura aumenta la actividad de muchos procesos químicos. En regiones polares, con suelos congelados hasta profundidades considerables y en cuyo verano solo se deshiela una delgada capa superficial, no pueden producirse filtraciones de agua. En un clima caliente o templado,

debido a la descomposición de rocas que encierran fierro, alumina y níquel, se han formado muchos yacimientos de estos minerales. Sin embargo, se conocen casos de la no existencia de enriquecimientos secundarios en zonas templadas, por ejemplo, en las minas Reforma y Cooper Queen Valardeña (México).

Lluvia. De gran importancia es la cantidad de lluvia en la formación de minerales secundarios. Pero, como la actividad del agua subterránea depende de los ácidos naturales u otras combinaciones disueltas, aún en regiones áridas con lluvias relativamente escasas, una poca cantidad de filtración puede tener importancia, por la gran cantidad de sales que se encuentran en la superficie, las que una vez disueltas sirven para atacar los minerales.

En regiones áridas, el nivel del agua subterránea se halla generalmente a gran profundidad y por esto, la zona de lixiviación pasa paulatinamente a la zona de precipitación. En tal caso encontramos en un mismo nivel tanto minerales oxidados como súlfuros secundarios. Los súlfuros secundarios descienden a mayor profundidad, pero no se han concentrado en una extensión vertical relativamente pequeña.

Una altura grande facilita la erosión. Prevalece la erosión mecánica sobre la descomposición química y esta última se aminora por las temperaturas bajas. Por esto, son más favorables regiones bajas situadas cerca de la base de erosión. Sin embargo, si amenudo se observan vacimientos enriquecidos en alturas grandes, como las minas de fierro de la isla de Cuba, esto en partese explica porque el enriquecimiento se ha producido antes que la región tuviese su actual posición.

Relieve. Para los yacimientos situados cerca de la base de erosión, es desfavorable que la erosión (remoción del material lixiviado) sea muy lenta, y del mismo modo, especialmente, la circulación del agua subterránea. A causa de la estagnacióndel agua subterránea, el agua de filtración no puede descender a profundidades, pero, una erosión muy fuerte, por el contrario, puede destruir las partes superiores de los yacimientos antes que hayan sido enteramente lixiviados.

Permeabilidad. Las grietas y hendiduras de las rocas ayudan mucho a la descomposición. Si el yacimiento no es permeable, las soluciones formadas por el agua de filtración, descienden por la zona de oxidación pero, al llegar a la zona primaria escapan lateralmente por las grietas de la roca y aparecen como vertientes en niveles inferiores de la región, perdiéndose de este modo el mineral lixiviado. En depósitos que a causa de movimientos tectónicos están atravezados por numero-

sas grietas, formadas después de los minerales primarios, se observa un enriquecimiento bastante profundo. Minerales frágiles que se quiebran fácilmente, como cuarzo, por lo común muestran una zona de concentración más profunda que minerales compuesto de minerales tiesos o elásticos (anfíbola fibrosa, mica, clorita, etc.).

Edad de los yacimientos primarios. El largo tiempo durante el cual un yacimiento está expuesto a la descomposición superficial, tendrá una gran influencia en el enriquecimiento. En realidad, en Estados Unidos, los yacimientos más importantes de cobre se han formado antes del mioceno y en ellos se puede observar un enriquecimiento secundario de importancia, mientras que yacimientos posteriores (Velardeña en México y El Teniente en Chile), no muestran zonas apreciables de concentración. Yacimientos paleozoicos, aunque han estado sometidos a la erosión un tiempo largo, no encierran zonas secundarias de mayor importancia que los del terciario inferior.

Como tiene gran importancia la exposición de la superficie de los yacimientos, se comprende el valor de la historia geológica de un distrito minero. Podemos encontrar hoy día yacimientos de fierro, alúmina, ett. a grandes alturas, que se formaron por lixiviación de rocas cuando contituían el subsuelo de una peniplanicie.

Por esto, para apreciar un yacimiento o explicar su mineralización, no debemos tomar en cuenta unicamente la topografía actual, sino también la fisiografía anterior de la región; por ejemplo, los antiguos suelos de valles situados hoy día a gran altura en las cordilleras; los restos de peniplaniecies de lomajes suaves, que antes del último solevantamiento caracterizaban la región de la actual cordillera.

Glaciares. La acción de los glaciares tiene gran importancia. Si abrasión es una destrucción mecánica, siendo casi nulos los fenómenos de descomposición química que se desarrollan bajo el hielo. Por esto, yacimientos como Los Bronces (Cordillera de Santiago), situados en el fondo de un cajón glaciar, no tienen casi zonas de oxidación y concentración, las que han sido arrastradas por los ventiscueros. Los bloques de tales yacimientos se suelen encontrar valle abajo en las morrenas terminales o laterales y pueden causar al cateador, que no reconoce el orígen glaciar, pérdidas de tiempo al pretender encontrar el yacimiento en las cercanías de las piedras erranicas.

La circulación del agua subterránea. Las zonas de enriquecimiento secundario alcanzan casi siempre poca profundidad, la

mayor parte termina antes de los 300 metros y ningúno baja hasta los 600, aun cuando, teóricamente, pueden existir en las rocas peoros y cavidades de 20 kilómetros. El agua subterránea no desciende hasta estas profundidades. Mucho antes estas cavidades pierden su comunicación debido a la gran presión yppr esto los niveles profundos de muchas minas son secos.

Nivel del agua subterránea. El nivel del agua subterránea forma una superficie muy irregular y de posición bastante variable según la repartición de las lluvias y otros factores. los cambios de niveles son muy grandes debajo de las lomas y cerros, y no así en las faldas y valles. Parte del agua de lluvia escurre superficialmente (en mayor proporción en las regiones de relieve pronunciado) y parte se infiltra en el suelo esta última parte deberá pasar por las porosidades del suelo, las cuales están llenas de aire en cuanto se hallan encima del nivel del agua subterránea. El agua se cargará con aire y aumentará su fuerza de solución, la que se efectúa especialmente entre la superficie y el nivel del agua subterranea.

Profundidad de circulación. El agua desciende a profundidadsdes relativamente pequeñas y luego toma dirección más o menos horizontal. En Przibram (Bohemia), no se ha encontrado agua debajo de los 750 metros, siendo 1100 metros la profundidad máxima de la mina. Los socavones de menaje de Creeple Creek, se secaron después de unos pocos años; el agua producida al principio era estancada en las partes profundas, pero no hay mayor circulación. En Tintio, Utah, el agua para los sondajes en las partes profundas de la mina, debe ser introducida desde la superficie. Pero se conocen también ejemplos de minas que a profundidades mayores de 600 metros contienen grandes cantidades de agua y calizas.

Un movimiento importante pero lento del agua subterránea, existe solamente en los puntos más bajos de salida, en las vertientes; una excepción la constituye el agua artesiana. Debajo del nivel de las vertientes el agua se estanca en las cavidades de la roca y las nuevas gotas que vienen desde arriba prefieren escapar lateralmente.

Algunos yacimientos importantes deben su orígen a la descomposición de rocas, en especial en minas de limonita, caolín y bauxita. Los silicatos han sido lixiviados, mientras que han quedado al entrar en combinaciones nuevas, insolubles en agua, el fierro y la alúmina. Este orígen tienen, por ejemplo. ñps importantes yacimientos de fierro de Cuba.

Zonas secundarias en yacimientos de súlfuros.

El perfil siguiente nos ilustra de las condiciones generales en un yacimiento de cobre (Fig. 2).

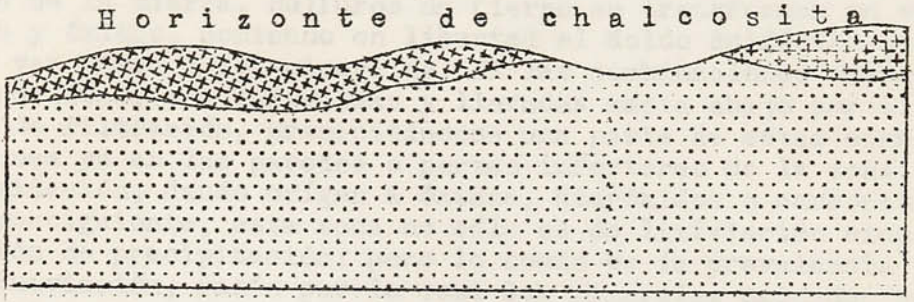


Fig. 2

En las partes superiores tenemos el llamado "sombrero de fierro", formado principalmente por limonita; debajo de éste se halla una zona de minerales ricos en cobre, luego una zona muy poco profunda de chalcosina y debajo de ésta la zona primaria de súlfuros pobres.

Puede distinguirse en los yacimientos de súlfuros las siguientes zonas:

I. Zona de oxidación. Minerales oxidados y mezclados con limonita. El afloramiento mismo puede ser muy pobre por la lixiviación y más abajo pueden encontrarse minerales ricos oxidados, de la concentración o enriquecimiento secundario.

II. Zona de cementación. La zona de los súlfuros ricos.

III. Zona primaria. Súlfuros primarios, generalmente más pobres que los primeros, o sea los minerales de las dos primeras zonas.

Los límites entre las tres zonas son irregulares y tienen una ondulación parecida a la del nivel del agua subterránea. Debajo de los valles su distancia a la superficie es reducida y debajo de las lomas se alejan de ella.

La zona de cementación, que no está siempre desarrollada, no consiste exclusivamente en súlfuros secundarios, sino también de súlfuros primarios, que entran en mayor o menor escala en su composición. En regiones húmedas, esta zona se

halla debajo del nivel del agua, y en regiones áridas se halla parcial o enteramente encima de este nivel.
Zona de Oxidación. En presencia del aire y agua, los minerales primarios se descomponen, dando orígen a sales y minerales estables bajo las condiciones que existen bajo la superficie de la tierra. Súlfuros de fierro se transforman en sulfatos y óxidos, poniendo en libertad el ácido sulfúrico que a su vez ataca a los minerales. Si las combinaciones nuevas son solubles, son lixiviadas y llevadas hacia abajo por el agua de filtración, precipitándose una parte de estas combinaciones ya en las paredes o partes inferiores de la zona de oxidación, dando orígen a óxidos, hidróxidos o carbonatos. Por consiguiente, esta zona no sólo es de lixiviación sino también de precipitación; pero lo común es la prevalencia de la lixiviación, razón por la cual los minerales oxidados se presentan comunmente porosos. Esto naturalmente facilita la filtración del agua de las lluvias y con ellos la lixiviación y migración de los metales.

En cuanto a la riqueza relativa de la zona de oxidación, debemos tomar en cuenta varios factores:
1. Si el metal útil es fácilmente soluble, entonces la zona superficial será pobre, pero a casas de la precipitación del metal en las partes inferiores de la zona de oxidación, estos niveles ya pueden tener mayor riqueza.
2. Metales aún relativamente solubles pueden enriquecerse en la zona superior, si las condiciones particulares facilitan la formación de combinaciones relativamente resistentes, como por ejemplo, los cloruros de plata.
3. Si el mineral representa una combinación muy resistente contra la descomposición, como la casiterita, pude producirse un enriquecimiento en la zona de oxidación, debido a que los minerales de menor valor que acompañan al mineral útil se destruyen y se lixivian (formación de los pacos en las minas de estaño de Bolivia).

La teoría del enriquecimiento secundario supone que en el transcurso del tiempo, la zona de oxidación tiene un movimiento de descenso y por debajo de ella se halla la zona de concentración. Por consiguiente, los procesos de oxidación atacan minerales relativamente ricos y el primer efecto de la oxidación es la transformación de los súlfuros ricos en óxidos ricos, por esto, la parte inferior de la zona de oxidación puede ser tan rica y aún más rica que la zona de concentración.

La zona de oxidación en yacimientos en que el agua sub-

terránea se halla a gran profundidad encierra a veces masas globulares de minerales compuestos de capas cencéntricas de diferente composición. Afuera hay capas de minerales oxidados, mientras que el núecleo está compuesto de súlfuros, mostrando la misma relación que la zona de oxidación y de súlfuros. Así, en la Southern Cross Mine (Montana) hay nódulos de pirita auríffera cuya parte exterior consiste en limonita. La ley en oro de la parte exterior es mayor que la de la parte central, porque la lixiviación ha disminuído la parte estéril de la zona exterior. En Leadville, colorado, la parte interior, de nódulos de galena, contiene seis veces más plata que la costra exterior formada de cerusita; esto se explica por la adición secundaria de la plata a la galena y lixiviación exterior. La forma redonda de las masas globulares se debe a la oxidación que, partiendo de las grietas ha atacado con más fuerza las partes salientes, pero en algunos casos la forma globular puede ser original.

Profundidad de la zona oxidada. La profundidad de la zona oxidada depende de varios factores y es por esto muy variada. No baja, general , más allá del nivel del agua subterránea. En Przibram, Bohemia, de clima bastante húmedo, alcanza 60 y 270 metros de profundidad. Se observan restos de súlfuro en la parte inferior de la zona, de modo que solo las partes superiores consisten de minerales oxidados.

En regiones áridas, la zona de oxidación termina a gran altura encima del nivel del agua subterránea, porque mucho antes de llegar a este nivel el agua ha perdido su poder oxidante.

La profundidad depende de la permeabilidad de la veta o de la caja. Así, la calizas fracturadas de Tintio, Utah, encierran minerales oxidados hasta 600 metros, mientras que a un kilómetro de distancia, en rocas igneas, los súlfuros principian a una hondura de 60 a 90 metros.

El límite entre las zonas de oxidación y cementación, es un plano bien definido en regiones en donde el nivel del agua subterránea con el cual coincide, está a poca profundidad. En regiones áridas existe un nivel muy irregular. Siguiendo las gristas importantes, los minerales oxidados descienden a gran profundidad, mientras que a unos pocos centímetros de distancia, el yacimientos se compone de súlfuros.

No es raro encontrar en regiones semejantes, en medio de la zona de súlfuros, importantes acumulaciones de minerales oxidados, como pasa el Gatico y El Guanaco. En tal caso, esto no debe explicarse por cambios de nivel del agua subte-

rránea, sino por las grietas que tienen su orígen en la superficie, fuera de la veta y que permiten al agua por filtraciones, descender rápidamente a grandes profundidades de la veta, donde oxidan a los súlfuros.

La zona de cementación. La zona de cementación no existe siempre, a veces falta, aún debajo del sombrero de fierro. Principia con el nivel del agua subterránea y se extiende hacia abajo, siendo su extensión vertical muy variable, en Ducktown, Tennesse, la zona de chalcosina secundaria alcanza a sólo 1-2,5 metros; en la mina East, Tennesse, mide verticalmente 38 metros en las minas de Binghamm, Utah, de topografía más accidentada, mide 125 metros. En Butte, Montana, la chalcosina llega hasta una profundidad de 840 metros, pero habiendo chalcosina abundante sólo en los niveles superiores. Hoy día, si este mineral se encuentra en honduras, se considera primario. Según Emmons, no se conoce chalcosina secundaria a profundidades mayores de 450 metros, excepción hecha de las minas de Butte. En minerales de plata se han encontrado minerales de cementación a honduras hasta de 300 - 360 metros bajo la superficie.

Relación con el agua subterránea. El límite superior de la zona de cementación está constituído por el nivel del agua subterránea; pero este nivel es muy variable. Si el nivel está a poca profundidad o si la veta es muy permeable, no habrá probablemente precipitación abundante de súlfuros encima de este nivel. Para suponer ésto hay dos razones:

1. En rocas o vetas permeables, el agua de filtración descenderá rápidamente al nivel del agua subterránea.
2. Los súlfuros de losmetales valiosos se disuelven fácilmente en un medio oxidante, pero no se precipitan fácilmente en tal medio, y encima del nivel del agua subterránea el oxígeno del aire tiene acceso a los súlfuros de la veta.

Como puede efectuarse tal movimiento vertical, se verá en el dibujo siguiente (Fig. 3), que nos muestra un perfil siguiendo a una veta, que baja por una falda y atravieza un valle.

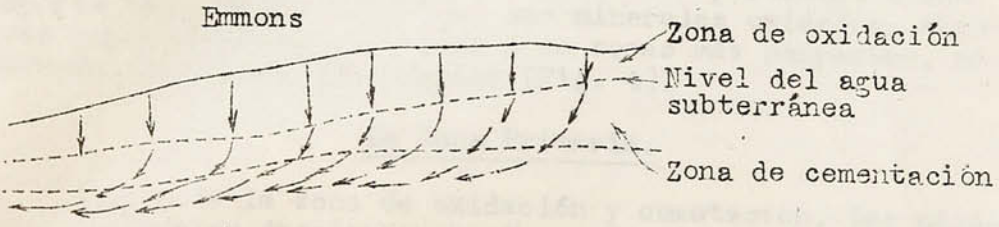


Fig. 3

Debajo del nivel del agua subterránea, los súlfuros están protegidos contra el oxígeno del aire y la disolución de algunos metales es retardada o impedida. Los súlfuros de cobre y las combinaciones de oro y plata, necesitan a entes ocidantes para que se disuelvan en ácidos sulfúrico. Una pequeña concentración de sulfato ferroso, el cual seguramente existe en la zona de reducción debajo del agua subterránea, precipitará el oro y la plata de sus soluciones. Los súlfuros de cobre se disuelven fácilmente en ácido sulfúrico en presencia del aire, pero no en su ausencia. El hidrógeno sulfurado que se forma por acción de los ácidos en diversos súlfuros impide, aún existiendo en indicios, la disolución de súlfuros de cobre. Todos estos factores impiden la disolución de minerales de cobre, plata y oro a poca profundidad debajo del agua subterránea ya que el oxígeno encerrado en el agua de filtración, debe haberse consumido antes, al pasar por la zona de oxidación.

No obstante estas condiciones, se han observado importantes súlfuros secundarios encima del nivel del agua subterránea, especialmente en los yacimientos del Sur Oeste árido de los Estados Unidos y en el Norte de Chile. Se debe esto a que en épocas muy recientes había un clima más húmedo, durante el cual se formaron los súlfuros secundarios. Ha habido muchos de tales cambios clamatológicos en las épocas glacis- del diluvio. En esa época había en las regiones áridas un clima más lluvioso que hoy día y por ello el nivel del agua subterránea se encontraba a poca profundidad.

Pero también, independientemente del agua subterránea puede formarse una zona de cementación, el aguadde filtración, durante su descenso, gastará el oxígeno contenido en los diferentes procesos de oxidación; además, podemos suponer que a profundidades mayores, en vez de oxígeno y nitrógeno, prevalescan gases más pesados, como CO_2, de modo que en tal zona podrían desarrollarse procesos de reducción. Será, más favorables para estos procesos las porosidades más finas, en las que solo el agua impide el acceso de aire. Por esta razón, amenudo se observa que las grietas importantes o más importantes, están rellenadas con minerales oxidados, mientras que a distancia de ellas o en rocas más compactas, se observan minerales secundarios (Fig. 4).

La Zona Primaria.

Debajo de la zona de oxidación y cemetación, los minerales primarios descienden hasta profundidades ilimitadas.

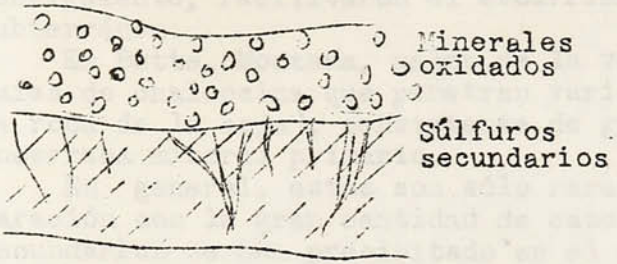


Fig. 4

Casi siempre son más pobres que los de las zonas superiores y amenudo no son explotables.

Precipitación de metales fuera del yacimiento primario. Como la zona de cementación principia con el nivel del agua subterránea, al llegar a este nivel, el agua de filtraciones puede escapar lateralmente en vez de seguir descendiendo por la veta, desparramándose de este modo los metales, en vez de precipitarse dentro del cuerpo mineralizado.

Estas pérdidas son posibles, especialmente en la zona de oxidación, que a causa de su proximidad a la superficie está más fracturada y que, por lo tanto, facilita un escurrimiento lateral del agua; pero, encontrándose esta zona encima del nivel del agua subterránea, el agua descenderá más o menos verticalmente. Muy grandes pueden ser las pérdidad si las rocas atraviezan rocas muy permeables, especialmente si en estas rocas se mueve una corriente importante de agua subterránea.

Pero, por lo común, las vetas se hallan en rocas impermeables, por las cuales el agua puede escurrir aprovechando las grietas o zonas fracturadas que acompañan generalmente a las vetas. Además, las salbandas arcillosas de la mayor parte de las vetas impiden la entrada de las soluciones metalíferas secundarias de las rocas de la caja. Por esto, el agua de filtración se ve obligada a seguir descendiendo aún después de haber alcanzado el nivel del agua subterránea.

También la formación de minerales insolubles, como el cloruro de plata en regiones áridas, restringe considerablemente la emigración de los metales.

A continuación vamos a mencionar algunos casos de metales que han precipitado fuera del cuerpo primario, o en que ha habido fuertes pérdidas.

La descomposición de los afloramientos de las minas de cobre de Duchtown (véase perfil), era acompañada de considerables pérdidas de cobre, como se puede deducir de las profundidades de las zonas de oxidación y cementación y de las leyes correspondientes de dichas zonas y de la zona primaria; las vetas atraviezan una serie de conglomerados areniscas y

pizarras, rocas que entrechos son muy permeables y que, por consiguiente, facilitaron el escurrimiento lateral del agua subterránea.

En Butte, Montana, salen de la veta principal pequeñas guías de chalcosina que penetran varios metros a la caja (a la roca de la caja), consistente de granito y que antes no encerraba mineral primario.

En general, estas son sólo raras excepciones, en comparación con la gran cantidad de casos en que los súlfuros secundarios se han precipitado en el cuerpo primario del yacimiento.

Cálculo aproximado de la extensión probable de la veta antes de la erosión. La teoría del enriquecimiento secundario nace de la suposición de que una gran parte del mineral contenido en la zona de cementación, provenga de la lixiviación, no sólo de la actual zona de oxidación, sino también de partes de la veta en el presente desaparecidas a causa de la denudación.

Si podemos suponer una ley media de los minerales muy uniforme en la mineralización primaria y que el espesor de la veta no haya variado mucho, se puede calcular la extensión vertical de la porción de la veta destruída por la erosión y cuyo contenido en metal se ha concentrado en la zona de cementación. Para ello nos sirve la fórmula siguiente:

$$x = \frac{a(l - p) + b(e - p)}{p}$$

x = altura de la parte destruída
a = profundidad de la zona lixiviada
l = ley en metal de la zona lixiviada
b = profundidad de la zona enriquecida
e = ley en metal de la zona enriquecida
p = ley en metá del mineral primario.

Naturalmente, en muchísimos casos no existirán las condiciones necesarias para tal cálculo, que sólo puede considerarse aproximado.

En la "Granite-Bimetallic Lode Philipsburg" (Montana) se calcula en 480 metros la altura vertical de la zona destruida, mientras que en Ducktown la zona lixiviada existente hoy día es más que suficiente para explicar el aumento de metales de la zona de cementación, de modo que se ha perdido el metal que antes existía en la sección de la veta destruída por

la denudación.

Textura de los minerales secundarios.

Zona de oxidación y cementación. En la zona de oxidación prevalece generalmente la lixiviación sobre la precipitación, por esto los minerales y la ganga de esta zona son muy porosos rvariando el tamaño de los poros de unos milímetros a varios metros. En dichos poros y cavidadedes se observan masas estalactíticas, botriformes compuestas principalmente de limonita y también de carbonatos y otras combinaciones. Estas formas son muy raras en la zona primaria.

En la zona de los súlfuros secundarios prevalece la precipitación sobre la lixiviación, por lo cual las porosidades están rellenadas por los súlfuros secundarios.

En algunas partes de Ducktown, Tennessee, la chalcosina tiene estructura esponjosa, a causa de las pérdidas de fierro y conre, mientras que en otras partes hay chalcosina compacta que encierra numerosos minerales primarios.

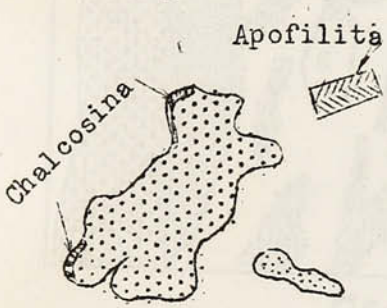
Tanto este mineral, como la argentita y otros minerales obscuros de plata y cobre, forman amenudo una capita delgada de polvo negro que cubre los minerales más firmes, lo que generalmente se debe a una precipitación de minerales secundarios, como producto de descomposición de los súlfuros primarios.

Seudomorfosas negativas. Si determinados minerales se han descompuesto, mientras que otros se han conservado, los huecos residuales pueden tener paredes que correspondan a las caras cristalográficas del mineral desaparecido. Sirven a esto de ejemplo la ganga del cuarzo en las vetas de pinta, que encierran pequeños huecos correspondientes a las piritas primarias desaparecidas. Si el cuarzo ha penetrado por los planos de clivaje de la calcita y más tarde ésta ha desaparecido, el cuarzo quedan en hojas delgadas, orientadas según el plano de clivaje de la calcita. Estas seudormorfosas negativas son frecuentes en la zona de oxidación de la casiterita, porque este mineral es muy resistente a la descomposición Se ve que el mineral que contiene las seudomorfosas negativas pueden ser primario, pero las cavidades indican alteraciones de la zona superficial.

Depositación en grietas de clivaje. Esta estructura es muy característica de la zona de cementación. En las grietas de clivaje de la galena se haobservado plata nativa, polibasita, etc. La plata nativa se halla a veces en las grietas de clivaje de la calcita.

Sustitución seudomórfica. Como las soluciones metalíferas descendentes llegan a la zona primaria, que no posee una estructura muy porosa, no puede tratarse de una mera precipitación de metales, sino que, por la falta especial, deberán sustituir a los minerales primarios, hecho que sólo se realizará cuando los minerales primarios entren, al menos parcialmente en solución. En efecto, la descomposición química del mineral original, puede reconocerse por las seudomorfosas, apareciendo el mineral secundario con la forma cristalográfica del mineral primario. Existen, por ejemplo, seudomorfosas de lomonita según pirita; de covelina o chalessina según pirita o chalcopirita, etc.

Podemos hablar de sustitución seudomorfa aun en casos en que se trate de la sustitución de masas informes de minerales primarios.



Sustitución de pirita por chalcosina

Fig. 5

En la mina N° 20, Ducktown, Tennesse, el mineral primario consiste de masas informes de magnetepirita, pirita y clacopirita, que incluyen pequeñas masas redondas de cuarzo, granate y actinolita. El mineral secundario consiste de chalcosina y otros minerales e incluye masas similares de la ganga. Podemos hablar en este caso de una sustitución seudomórfica de los minerales primarios (magnetopirita, pirita, chacopirita) por la chalcosina.

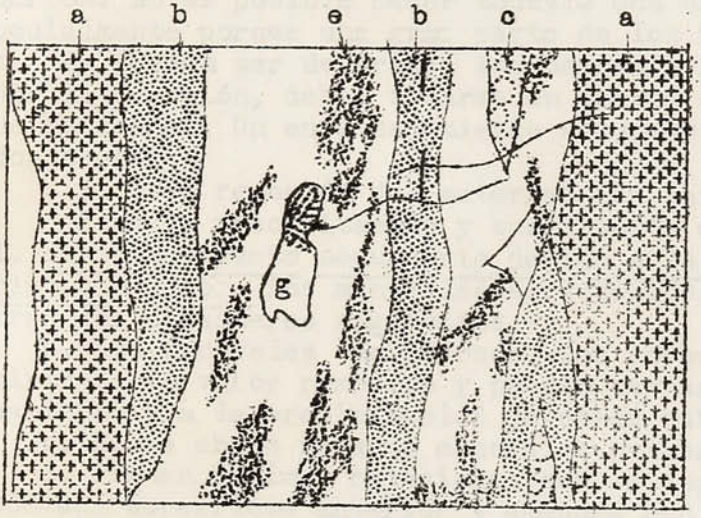
La sustitución seudomorfa comienza generalmente desde la superficie del mineral, porque el límite con otro mineral puede corresponder a ventas finas que dan acceso a las soluciones metalíferas, o principia desde los planos de clivaje. Estos fenómenos casi siempre se podrán observar con un mecroscopio metalográfico. Un ejemplo del primer caso se ve en la Fig. 5.

Si la sustitución principia desde los planos de clivaje, el minera primario aparece atravezado por mayor o menor cantidad de vetas formadas por el mineral secundario.

A veces se observa que un mineral encierra en su parte exterior, partículas de otro y que aumenta la cantidad de tales partículas hacia el contacto. En tal caso es probable que el minerd incluído haya sido sustituído por el otro, aunque tal estructura también puede formarse en minerales primarios.

Texturas de Cementación.

a. Relleno de grietas por otros minerales de la veta. Una gran parte de los minerales de la zona de cementación consiste en súlfuros fracturados, cuyas grietas se han rellenado con súlfuros secundarios, o en fragmentos angulares de los minerales secundarios (circundados por los secundarios). Especialmente características son las vetas rellenadas por vetillas de minerales secundarios, en la forma que indica la Fig. 6.



a = granito

b = cuarzo

c = rodocrocita y cuarzo

e = cuarzo y súlfuros

f = rosicler de plata (raby silver)

g = drusa.

Fig. 6

Mineral en fajas de la "Sutth Vein, Granite-Bimetallic Lode". Philisburg, Montana.

b. Concresión grafogranítica. A veces se observa en una concresión compacta y chalcosina y bornita, una estructura que hace recordar a la concresión grafogranítica, del feldespato y cuarzo de las pegmatitas. Los ángulos perfectos y el contacto bien definido han sugerido, la idea de que se trata de una formación contemporánea delos minerales, influenciado cada uno por el otro durante la cristalización; por consiguiente, no se trataría de la sustitución de un mineral por el otro siguiente los planos de clivaje. Por esto se ha supuesto que no se trata de minerales de cementación.

c. Estructura subgráfica. En Butte se ha observado una concresión parecida a la anterior, pero mucho más irregular. En una masa fundamental de

chalcopirita se hallan en pedazos esquinados y relativamente pequeños de bornita. Se supone que esta estructura puede presentarse en minerales primarios como en secundarios.

El reconocimiento de los minerales secundarios. En vista de que los minerales secundarios generalmente muy ricos en metal, no descienden a profundidades ilimitadas, tiene la mayor importancia saber si los minerales de un yacimiento son primarios o secundarios. No es posible hacer todavía una distinción exacta, especialmente porque una gran parte de los minerales más importantes pueden ser de orígen secundario o primario. Para decidir la cuestión, deben tomarse en cuenta una mayor cantidad de fenómenos. Un enriquecimiento secundario puede deberse a dos causas;

1. A la remosión del material sin valor, y
2. A la precipitación y sustitución de metales.

1. Enriquecimiento secundario debido a la remosión del material sin valor. Los minerales enriquecidos de este modo muestran los caracteres siguientes:

a. Los minerales son porosos. Los poros corresponden al mineral sin valor removido y pueden cerrarse debido al deslizamiento y a la precipitación de otras substancias.

b. Hacia abajo pasan a minerales primarios pobres.

c. Tienen íntimas relaciones con la superficie actual o con una superficie anterior y amenudo con el nivel del agua subterránea.

d. La concentración se debe a que los metales no entran fácilmente en solución. En este caso el yacimiento puede haber sufrido una destrucción mecánica y se pueden haber formado yacimientos de lavaderos (oro y casiterita).

Los metales se hallan o han entrado en combinaciones estables bajo las condiciones de la superficie: áxidos de fierro, bauxita, óxidos de manganeso, cloruro de plata.

Enriquecimiento secundario debido a la precipitación y sustitución de metales.

a. Pueden tener estructura porosa, especialmente en la zona inferior de oxidación, mientras que abajo la cementación cierra los poros.

b. Muestran cambios característicos de arriba hacia abajo; zona lixiviada en la superficie y debajo de esta zona un enriquecimiento secundario que pasa un poco más abajo de la zona primaria más pobre. Las zonas superiores pueden haber desaparecido a causa de la erosión mecánica.

c. La zonade oxidación está relacionada con la superficie

sea la actual o la anterior.

d. Los metales concentrados son tales que pueden entrar en solución y que han sido lixiviados en el afloramiento.

e. Hay agrupamiento de minerales característicos para las diversas zonas. Se discutirán más adelante.

f. La textura de los minerales y la para-génesis es característica, aunque sólo la sustitución o el relleno de grietas de clivaje en súlfuros primarios, no pueden considerarse siempre como indicios de enriquecimiento secundario.

g. Estudiando un gran número de yacimientos que han sido explotados hasta la zona primaria, se han descubierto ciertos cambios en la mineralización, debidos a los procesos de enriquecimiento secundario.

Diferencias secundarias de profundidad. En casi todos los yacimientos chilenos de oro, cobre y plata, las diferencias secundarias de profundidad tienen gran importancia. Ellas fueron reconocidas desde antiguo por los mineros chilenos, que en los comienzos del siglo pasado podían fundir sólo los minerales oxidados de cobre, arrojando los súlfuros ricos al desmonte. A los primeros los denominaban minerales cálidos, por su comportamiento en la fundición, y a los segundos minerales fríos, debido a la fusión tranquila de los súlfuros.

Se puede decir que casi no hay mina, de los tres metales arriba mencionados, que en la zona primaria presente un contenido explotable. Una de las pocas excepciones, según J. Kuntz, es la mina Los Ratones, entre Vallenar y la Serena, donde debajo de una rica zona secundaria se encuentra la zona primaria, que a los 105 metros de hondura lleva piritas con sólo 2% de Cu; pero, mas o menos a los 130 metros vuelve a aparecer la chalcopirita y el contenido de Cu sube más o menos de 4 a 7% a los 190 metros.

Otra excepción descrita por J. Kuntz, es la mina Socavón en el distrito de Quebradita, más o menos a 45 Km. al SO de Freirina. Contiene sus minerales más ricos entre los 100 y 300 metros, mas abajo sigue una zona primaria, en un comienzo con pirita pura; pero a los 400 metros más abajo, donde otra veta atravieza a la veta principal, aparece de nuevo chalcopirita como mineral importante; a los 530 metros la potencia de la veta es de 3,8 m. y la extensión del clavo en el sentido del rumbo llega a 50 metros. Se explotan sólo minerales que tienen una ley mínima de 19% Cu.

También la mian Dulcinea, al N de copiapó, tiene un poco más de 1000 metros de profundidad y es, por lo tanto, la mina más honda del país; muestra el sorprendente contenido de 8% de Cu, aún en sus laboreos más profundos, donde el mineral

consiste en una mezcla de pirita dechalcopirita.

Teoricamente los enriquecimientos secundarios son favorecidos por una destrucción mecánica moderada de la roca superficial, lo que da suficiente tiempo al desarrollo de los procesos químicos y al transporte de las soluciones metalíferas hasta la profundidad. Para que se realicen estos procesos es necesario un clima no demasiado frío y un relive suave, pues, si éste es muy pronunciado, la erosión mecánica y el transporte, se efectúan también con gran rapidez, llevándose los metales y no sólo la ganga lixiviada. Por otra parte, una peniplanicie perfecta, tampoco es favorable, pues en ella el agua que se infiltra no puede descender a mucha profundidad, sino que escurre cerca de la superficie.

De acuerdo con estas condiciones teóricas, vemos en la mayoría de los yacimientos metalíferos chilenos, una clara relación con la erosión marina del Terciario. Casi todas las minas quedan en las superficies de denudación antiguas, hoy solevantadas, y no aparecen nunca en el fondo de los profundos cajones glaciales de los Andes, apesar de que sus faldas muestran las rocas completamente limpias, lo que haría fácil su descubrimiento si ellos existieran. En aquellos casos que, como ocurre en la Higuera y Tumbillos, en que los yacimientos quedan al pie de mayores elevaciones, puede tratarse de porciones hundidas correspondientes a la antigua planicie de denudación.

Minas que quedan en la cordillera de la costa con planicie de denudación son las del Chivato (Talca). Los Alamos, de Casablanca; Tamaya, en un cerro que es posiblemente una silla tectónica solevantada, cerca de Ovalle; Andacollo, varias minas de Gatico y de Tocopilla; Huantajaya y Santa Rosa, ambas minas de plata en la costa de Iquique y muchisimas otras.

En la misma superficie de denudación de la Alta Cordillera, se encuentran El Teniente, Volcán y las Condes en Santiago; Chañarcillo y Lomas Bayas y muchas otras vecinas a Copiapó; por fín, Potrerillos y Chuquicamata.

Frecuentemente a honduras de pocos cientos de metros, casi siempre a menos de 300 metros, la mayor parte de estas minas han perdido su explotabilidad, con excepción de algunos yacimientos que no deben pasar de unas pocas docenas entre miles.

En la mayoría de las minas es imposible explicar el empobrecimiento de las vetas a profundidad, solamente por concentración secundaria del contenido metálico. En Chañarcillo,

por ejemplo, la veta principal denominada Corrida Colorada, tiene en los niveles superiores algunos porcentajes de plata en término medio, y más de un metro de potencia. En la zona primaria, la misma veta posee apenas una potencia de 40 a 80 centímetros y su ley media es unos 100 a 200 gramos/ton.

Algo semejante se puede ver en muchas vetas de oro y cobre. Tan fuertes cambios explican que el minero chileno no quiere reconocer la identidad de la veta pobre, con la veta rica de los niveles superiores y busca afanosamente en vano la continuación de esta última.

En vista de un empobrecimiento tan enorme, no es posible derivar las enormes riquezas de los niveles superiores, de las bajas leyes primarias, como lo hace la teoría del enriquecimiento secundario. Sería necesario suponer la denudación de 10.000 o más metros de la veta, cuyo contenido metálico hubiera emigrado hacia abajo, para obtener la riqueza existente en los niveles superiores de las vetas.

Se puede suponer, pues, que ya en la mineralización primaria se haya producido una concentración metálica, especialmente alta en las cercanías de la antigua superficie, la que habrá encontrado unos 100 o 200 metros sobre la planicie actual, o bien, esta misma constituyó la superficie con la cual estaba ligada la concentración primaria. En los yacimientos metalíferos relacionados con dacitas eruptivas modernas, encuadra perfectamente lo dicho anteriormente.

Una precipitación especialmente fuerte de metales, en las cercanías de la superficie, es muy probable, pues, aquí no sólo la presión de la columna líquida es muy pequeña, sino que las soluciones sufren también un enfriamiento, mucho más rápido al contacto de la roca de la caja mucho más fresca. La presencia de minerales de alta temperatura, los que generalmente se consideran indicadores de una profundidad muy grande, no se contrapone con su formación en la cercanía de la superficie, ya que los gases de los volcanes actuales alcanzan la superficie de la tierra con una temperatura muy alta.

También el gran número de vetas anchas en la zona explotable, que a profundidad se reducen a delgadas guías, habla mucho en favor de una formación primaria de las vetas de minerales principales, pues sólo en la superficie o en la cercanía de ella pueden mantenerse entreabiertas las grietas y permanece así largo tiempo. Las grietas provienen en parte de la intrusión de la roca plutónica desde el interior, y en parte por el enfriamiento posterior de la roca magmática y

de la cubierta de sedimentos calentados por su contacto. Grietas de orígen netamente tectónico parecen ser escasas en Chile; esto no es extraño, ya que el magma transportador de los metales es más importante que la existencia de la grieta.

Si se quisiera explicar la formación de las zonas secundarias mediante la teoría de un descenso posterior del contenido metálico primario, en unos 1000 a 2000 metros, quedaría por resolver el problema de la formación de grietas de 1 a 2 metros durante la concentración que se habría rellenado de súlfuros secundarios, porque inmediatamente debajo de la zona secundaria principia la primaria, en que el espesor de la veta es sólo 0,1 o 0,25 de la potencia mencionada.

Nuestras consideraciones no el iminan naturalmente el hecho de que se haya producido una migración reducida del contenido metálico, a consecuencia de los procesos de disolución que han tenido lugar sobre el nivel del agua subterránea y la precipitación siguiente en forma de súlfuros secundarios por reemplazo de los minerales ya existentes. Pero estas zonas superiores eran ya desde un comienzo mucho más ricas en contenido metálico y en potencia que las zonas primarias actuales.

LA FORMA DE LOS DEPOSITOS MINERALES.

La forma de los depósitos minerales es de gran importancia práctica, porque de ella dependen los métodos de explotación y también la necesidad de hacer trabajos de reconocimiento en mayor o menor escala. Muy frecuente es la forma tabular, tanto en las vetas que rellenan grietas como en los yacimientos sedimentarios.

Según las relaciones que pueden existir entre un depósito mineral y la roca que encierra, se distinguen dos grandes grupos: los yacimientos singenéticos, los cuales se han formado por los mismos procesos que la roca encajadora, con la cual generalmente son contemporáneos, y los yacimientos epigenéticos, en los cuales los minerales útiles son mas modernos que la roca de la caja, en la cual se han introducido posteriormente.

Los depósitos sisgenéticos comprenden las segregaciones magmáticas y los yacimientos sedimentarios. Las primeras generalmente se hallan muy irregularmente dispuestas, amenudo en forma lenticular o tabular y en grado más o menos perfecto. Sus dimensiones varían entre pocos centimetros y centenares de metros.

Los yacimientos sedimentarios suelen tener la forma de extensas placas. En cuanto se trata de depósitos metalíferos el espesor rara vez excede de 6 metros. Los yacimientos de sal gema suelen tener centenares de metros de espesor y tienen amenudo la forma de grandes macisos. Las dislocaciones tectónicas han cambiado aumenudo la forma original de los depósitos.

Los depósitos epigenéticos tienen formas muy diversas. Si se trata de relleno de vetas, prevalece la forma tabular. Si han intervenido procesos metasomáticos, como pasa amenudo en capas calizas, entonces resulta una forma exterior muy irregular. Otros depósitos tienen forma lenticular en un corte horizontal.

En cuanto se trata de depósitos de forma tabular, su posición en el espacio se determina por el rumbo y manteo. Pero en los yacimientos de corte lenticular que descienden con cierta inclinación, formando mas o menos un cuerpo cilíndrico, debemos determinar también otras dos direcciones o dimensiones. Por el centro de tal cuerpo puede trazarse un eje; el ángulo formado por éste con la horizontal, lo llamamos el buzamiento. Al ángulo formado entre la proyección del eje y el Norte, lo llamaremos dirección del cuerpo. Con el rumbo, determinamos en tales cuerpos, el mas largo del corte horizontal del cuerpo; con el manteo una línea normal al rumbo que sigue la mayor inclinación del plano del yacimiento.

La forma exterior de las vetas. Grietas que se han rellenado con minerales metalíferos y que atraviezan las rocas, se llaman vetas. Si el relleno consiste en una roca ignea, conviene emplear la palabra filón; por ejemplo, filón de liparita, etc. Pero conviene hablar de vetas también en el caso de que no contienen minerales metalíferos, sino de minerales que también pueden aparecer en la ganga de yacimientos metalíferos. Podemos hablar, por ejemplo, de vetas de calcita, de cuarzo, de yeso, etc.

Con la palabra guía designa el minero, vetas delgadas, sin que influye la explotabilidad en esta designación. Tampoco puede indicarse el espesor máximo que puede tener una guía, sin perder este nombre. En general, el minero del Norte designa con esta palabra a una veta menos importante que las vetas principales. En Bolivia, en las minas de estaño, se llama guía a un mineral tan rico en estaño, que puede venderse sin previa concentración. El nombre proviene probablemente de la observación de que tales enriquecimientos, se hallan amenudo en forma de delgadas guías dentro de la veta

principal.

Los dos planos que separan el relleno, de la veta y de la roca atravezada, se llaman salbandas; la roca vecina a la veta, la roca encajadora, y el plano con que termina la veta se designa como caja.

La salvanda consiste amenudo en una capita delgada de arcilla que cubre la caja. En otros casos, como por ejemplo, en la veta Carmen de Lomasbayas, la arcilla de la salbanda alcanza un espesor de 3 centímetros, y como la arcilla es muy untuosa al tacto, recibió el nombre de jaboncillo. La palabra salbanda se extiende amenudo a la parte exterior de la veta, si ésta consiste de algún mineral que no es el que se explota. Así sucede en algunas minas de cobre, en que existe una salbanda de molibdenita. En las vetas de fierro del Norte son frecuentes las salbandas de anfíbola fibrosa llamadas palo.

Al abrirse las vetas, ha habido amenudo dislocaciones en ellas, que pueden notarse por un pulimiento y estrías que cubren la caja; se trata en este caso de un espejo de falla. La salbanda arcillosa en tal caso debe su orígen al destrozamiento completo de la parte exterior de la caja. Si las dos cajas aparecen bien desarrolladas, hablamos de vetas reales.

Amenudo la roca encajadora del pendiente se ha derrumbado, de modo que solo existe la caja inferior bien desarrollada, mientras que la otra no existe. Las rocas derrumbadas de la otra caja, forman en el pendiente de la veta, una aglomeración irregular de bloques grandes y pequeños, entre los cuales se extiende el relleno mineralizado de la veta, entrando también a las grietas que atraviezan la parte vecina de las rocas mas o menos firmes del pendiente. Cotta, habla en tal caso de vetas compuestas. Un ejemplo muy característico de esta clase de vetas, es la de la Corrida Colorada de Chañarcillo. Moerta dice que la caja yacente es lisa y cubierta de una salbanda arcillosa, mientras que la caja pendiente es más irregular, y la parte pendiente de la veta está llena de trozos de la caja.

Krush llama vetas compuestas de impregnación, a un sistema de vetas delgadas y paralelas, entre las cuales la roca se ha mineralizado. Esta clase de vetas está caracterizada por no contener cajas bien pronunciadas, sino que la zona mineralizada pasa paulatinamente a la zona estéril. En Chile tales vetas de impregnaciones son muy frecuentes en las minas de cobre, en cuanto éstas se hallan en las rocas porfiríticas que se han impregnado desde las hendiduras. Especialmente los feldespatos se han precipitado, para una transformación meta-

somática en el mineral de cobre.

El espesor de las vetas reales es generalmente reducido; sólo excepcionalmente sube de un metro, mientras que las vetas compuestas pueden alcanzar espesores mucho más importantes. En las vetas de impregnación no son raros espesores de 50 y aún 100 metros. En San Antonio (Cachiyuyo), el señor Huntz ha observado espesores de 20, 30 y aún 50 metros, pero no todo este espesor es explotable, sino que contiene muchas intercalaciones de roca estéril o poco mineralizada.

En las dos clases de vetas el espesor puede experimentar muchas variaciones; si las dos cajas se acercan hasta tocarse, pero más alla vuelven a separarse, y si este fenómeno se repite varias veces, la veta explotable se subdivide en una serie de cuerpos lenticulares y hablamos de una veta lenticular. Un ejemplo muy característico de esta clase de vetas, son las de Guanaco, en Taltal, que, por mayor extensión, atraviezan la roca en forma de hendiduras finas y que de vez en cuando se ensanchan hasta 1,2 a 5 metros de espesor. Las variaciones se pueden notar tanto en el sentido horizontal como en el vertical.

Tampoco quedan siempre constantes el rumbo y el manteo de las vetas, aunque amenudo oscilan alrededor de cierta dirección principal que se toma como rumbo y manteo generales. La mayor parte de las vetas tienen manteos fuertes, que difieren poco de 90°. En rocas eruptivas, las rocas tendidas, con manteo inferior a 45° son raras, se presentan especialmente en rocas estratificadas en las que siguen amenudo un plano de estratificación, como por ejemplo, en el mineral de Los Sapos (Combarbalá).

Las variaciones del rumbo y manteo se deben amenudo a un cambio de la roca de la caja, cambio que ha causado una desviación de la grieta original. Vetas que atraviezan capas estratificadas, con manteo mas o menos vertical, amenudo sufren tales desviaciones en los planos de estratificación, a los cuales siguen por cierta distancia, resultando un corte vertical del aspecto de la Fig. 7 .

En Chañarcillo, en Manto Grueso que forma la cumbre del cerro, ha desviado todas las vetas que lo atraviezan, en unos 30 a 60 metros en sentido horizontal.

El término de unaveta, puede verificarse tanto en dirección del rumbo como del manteo y se produce generalmente por el acercamiento de las dos cajas. El Término tiene por consiguiente la misma forma de cuña que se observa en el término de una capa sedimentaria. En tal caso se observa generalmente

una capa delgada en la grieta que sigue a la dirección de la veta.

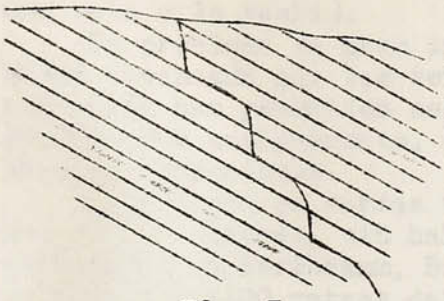


Fig. 7

Con frecuencia, antes de terminarse una veta, ésta se ramifica en una serie de vetitas delgadas, que al fín terminan en forma de cuña. Tales ramificaciones se observan amenudo, cuando la veta pasa de una roca a otra. La ramificación se produce generalmente en la roca más apropiada para la formación de unaggrieta perfecta, como lo es por ejemplo, una pizarra. En las minas de Freiberg, las vetas se ramifican generalmente al salir del gneis y entran a los filones de pórfido cuarcífero. Al otro lado del filón recuperan la forma normal.

Ramificaciones de las vetas se producen también hacia arriba y aunque, por el avance de los trabajos de explotación de arriba hacia abajo, se habla generalmente de la unión de dos vetas a profundidad. Steinmann ha publicado un perfil del cerro de Potosí, formado por una masa intrusiva de liparita, en el cual puede observarse perfectamente esta ramificación. En la parte superior del macizo intrusivo, existe una gran cantidad de vetas, pero el socavón construído cerca de la base del cerro ha encontrado pocas vetas y de mala calidad.

Guías de arco corresponden auun ramo que sale de la veta principal y que, después de un recorrido de mayor o menor longitud, vuelve a unirse a la veta principal (Chañarcillo).

Un término brusco de la veta se produce solamente si ella está atravezada por rocas eruptivas más modernas o por una falla.

LONGITUD Y PROFUNDIDAD DE LAS VETAS

La extensión de una veta debe medirse tanto en sentido del rumbo como del manteo. Las cifras correspondientes a ambas direcciones son muy variables.

Según observó en señor Kuntz en el Norte de Chile, las vetas situadas en las rocas plutónicas de espesor más reducido, se caracterizan por su mayor longitud, mientras que las vetas de impregnación generalmente de gran espesor, tienen menor longitud.

En general, la longitud de las vetas varía entre 1 y 10 kilómetros, pero tambpoco son raras longitudes de 10 a 20 Km.

La veta más larga es la veta aurífera 'Mother Lode', en la Sierra Nevada (California), con una longitud de 112 Km. (es una veta o lo yanki).

Un problema de gran importancia practica, es la profundidad alcanzada por las vetas. Los métodos modernos de explotación han permitido seguir las vetas a honduras mucho más grandes que antiguamente, cuando el agua amenudo formaba obstáculos invencibles.

Se conocen ya varias vetas que descienden hasta los planes de las labores, sin haber sufrido cambios notables de su contenido. En Przibramm, Bohemia, las labores más profundas se hallan a 1100 metros debajo de la superficie. La mina más de 1000 metros en los planes; consiste de una mezcla de pirita y chalcopirita en una ganga de cuarzo y calcita; su ley es de 0,8% de cobre. La mina más profunda de Sud América es la mina de oro del Morro Velho, (Brasil), con 1500 metros.

Pero no todas las vetas alcanzan tales profundidades, y especialmente el contenido en metal explotable termina frecuentemente mucho antes, mientras que la ganga puede descender más que el metal. En general, se supone que una veta de gran longitud horizontal alcanza también grandes profundidades; pero, excepciones de esta regla no son raras.

Experimentos de laboratorio ejecutados por Van Hise, han comprobado que a profundidades superiores a 10 mil metros, la presión es tan grande, que no pueden existir cavidades o grietas abiertas en las rocas. Por esta razón las vetas no pueden descender a profundidades ilimitadas, sino que terminan generalmente antes de los 500 metros.

Vetas que terminan hacia arriba y que no alcanzan la superficie se observan con frecuencia, aunque no toda la veta cuyo afloramiento no se conoce, debe incluirse en esta clasificación. La zona de descomposición cerca a la superficie puede borrar enteramente el afloramiento, o capas superpuestas con discordancia pueden haber cortado la parte superior. El término normal hacia arriba en una veta, tiene la misma forma de cuña que ya hemos descrito.

Condiciones geológicas especiales se han observado en la mina Enterprise, Colorado. Las vetas de plata y oro podían seguirse desde abajo hacia arriba, hasta cierta capa arcillosa del carbonífero. Las más plásticas de las pizarras impedían la ontinuación de las grietas, y las soluciones que llegaron a esta capa tenían que extenderse horizontalmente en los planos de estratificación. Las impurezas carbonosas de las pizarras hicieron precipitarse los metales de las solu-

ciones, dando así orígen a los yacimientos paralelos a la estratificación de las pizarras.

Los afloramientos de las vetas no son términos naturales, sino debidos a la denudación. Si la ganga de las vetas es dura (cuarzo), como en la mina Carlota, entonces la veta sobresale en la superficie, a veces en forma de muralla, como es el caso de las vetas de cuarzo aurífero llamados reefs, de los mineros ingleses. Una ganga de calcita o deotros minerales facilmente solubles, causa amenudo una depresión alargada que corresponde al afloramiento de la veta. Amenudo los afloramientos quedan cubiertos por escombros de falla o por capas sedimentarias más modernas.

Las relaciones especiales entre la veta y la roca de la caja.

En las rocas sedimentarias puede distinguirse diferentes clases de vetas, según la relación que exista entre el rumbo y manteo de las mismas y de las capas. Vetas que atraviezan las capas sedimentarias se llaman transversales, mientras que las vetas paralelas a la estratificación podrían llamarse veta manto, aunque el minero nortino designacon es nombre generalmente a las vetas de gran inclinación y de Gran espesor.

La distinción de esta última clase de los mantos metalíferos sedimentarios, resulta a veces un poco difícil. Una veta-manto muy característica es la que se explota en el mineral de Los Sapos, en Combarbalá. Se trata de una veta de cuarzo que alcanza hasta 4 metros de espesor. Por la forma de la veta, que termina ramificándose y reaparece en la mismaforma, se deduce que se trata de un yacimiento epigenético. Lo mismo comprueba la observación de que en varios puntos la mineralización ha sustituido o impregnado a la brecha porfirítica.

En otros casos, el carácter de veta epigenética queda evidenciado por la observación de que, de vez en cuando atravieza oblicuamente una de las capas de la caja, para continuar después su curso horizontal. También se observan ramificaciones que entran a la roca de la caja en el pendiente y rocas de esta caja que se encuentran dentro de la veta misma.

En los macizos de las rocas igneas no pueden distinguirse estas dos clases de vetas, pero amenudo puede observarse cierta relación entre la dirección de la veta y el límite de contacto, sea que las vetas tengan posición paralela o transversal al contacto. Generalmente se hallan en el contacto mismo.

Una forma especial de vetas-mantos está representada por las llamadas vetas anticlinales del mineral de oro de Bendigo (Australia. En los numerosos puntos de dobladuras de las capas, tanto en los anticlinales como en los sinclinales, se hallan acumulaciones de cuarzo aurífero de forma lenticular, pero paralela a la estratificación. Debemos suponer que en estas dobladuras se han formado cavidades que más tarde fueron rellenadas por soluciones metalíferas. Las masas de cuarzo aurífero alcanzan hasta 45 metros de profundidad y 20 metros de ancho, y la explotación ha constatado tales masas superpuestas una a la otra, hasta una profundidad de 975 metros. La naturaleza secundaria de estos depósitos queda comprobada por las ramificaciones que de la masa principal de cuarzo entran a las rocas de la caja.

Relaciones de diferentes vetas entre sí. Un grupo de vetas de rumbo más o menos igual recibe el nombre de vetas paralelas. Un ejemplo típico lo constituyen las 13 vetas del Morado, de las cuales las más extremas guardan una distancia de menos de 8 kilómetros entre sí (Kuntz, pag. 57).

Una corrida de vetas se compone de varias vetas de poca longitud, que en el rumbo quedan sustituidas por otras vetas de la misma dirección. A veces existen en una región dos corridas de tales vetas que se interceptan. Generalmente cada corrida está caracterizada por cierta clase de mineralización. Así, en Chañarcillo, Moesta, distingue: Vetas de plata con rumbo N 20 a 25°E, y vetas ricas en fierro pero pobres en plata con rumbo NO y SE.

Vetas radiadas, constituyen una especie de haz de vetas que salen divergiendo de un punto como, por ejemplo, las vetas de plata y estaño del Cerro de Potosí.

A veces las vetas tienen una dirección muy irregular, formando una especie de red. Cuando se trata de una enorme cantidad de vetitas delgadas que atraviezan la roca en todas direcciones, hablamos de un stockwork. El representante más característico de esta clase de yacimientos en Chuquicamata, donde la roca granodiorítica está atravezada por un sinnúmero de grietecitas mineralizadas.

Las relaciones entre dos vetas. Si una veta, ya rellenada por minerales, se abre por segunda vez, entonces la grieta nueva vuelve a rellenarse con minerales, que a veces pueden tener una composición enteramente distinta de los minerales primeramente formados. Los antiguos mineros de Chañarcillo consideraron, la veta principal de esta mina como formada por dos vetas, dándole por esto el nombre de Corrida Colorada. La veta del pendiente la llaman Veta de Cachi, porque

contiene muchos minerales de calcita y siderita, y la yacente recibió el nombre de veta colorada, por tener en sus paredes superiores minerales de fierro, de este color.

No siempre una veta vuelve a abrirse en una de sus cajas, sino que otras veces lo hace siguiendo un plano central, o la grieta nueva se halla en algunas partes en una caja y en otras en la caja contraria, atravezando oblicuamente al antigua veta. Este caso ha sido descrito por el señor Leiding de la mina Salvador donde, en la veta, una guía rica rica de estaño atravieza de vez en cuando la veta principal o primitiva, mineralizada con blenda y otros súlfuros.

Aún cuando la veta nueva se halla siempre en el mismo lado de la veta primitiva, su distancia puede ser variable. Así, en Chañarcillo, en los alcances de la veta de Cachi, ésta se aleja hasta 20 metros de la veta colorada.

Hay otros casos en que dos vetas paralelas se acercan, formando por alguna distancia una veta doble, pero luego se separan y vuelven a ocupar una distancia normal.

Los cruzamientos de dos vetas pueden formarse de dos modos:

1. Las vetas tienen diferentes rumbos y se cruzan bajo un ángulo agudo o recto, y
2. Las vetas son de igual rumbo y se cruzan debido a sus diferentes manteos.

Si una veta atraviéza a otra, ésta es siempre la más nueva. Este cruzamiento puede observarse mejor si las dos vetas tienen diferentes mineralizaciones o si, a lo menos, la mas nueva tiene estructura en fajas que atraviezan sin interrupciones a la otra veta.

Cruzamientos de dos vetas de igual edad son bastante raros. En este caso se trata del cruzamiento de dos grietas que se han rellenado al mismo tiempo, lo que puede reconocerse por el comportamiento de las diferentes fajas de minerales que pasan sin interrupción de una veta a la otra.

Los cruzamientos de vetas son de la mayor importancia práctica, porque los cruces son generalmente las partes más ricas en metal. En el mineral de Ratones, la mayor parte del mineral explotable proviene del cruzamiento de varias vetas secundarias con la veta principal, que en ese punto alcanza un espesor hasta de 7 metros en una longitud de 40 metros.

Muy frecuentes son las deviaciones de una veta en el cruzamiento con otra. Al llegar a la veta cruzada, la otra veta se desvía y se pone paralela a la primera, y después de seguirla por alguna distancia, la atravieza y recobra su antigua dirección. La veta desviada es siempre la más nueva.

A veces al llegar a la veta cruzada, la veta más nueva se disuelve en varias guías; algunas de estas guías siguen por cierta distancia a la otra veta y después la atraviezan y recobran su dirección normal.

Otras veces la veta nueva encuentra su término al acercarse a otras. Se ramifica fuertemente y éstas se pierden en la veta más antigua.

Muy amenudo se observan desviaciones de las vetas más modernas, ya antes de llegar a la veta más antigua, fenómeno que se explica por la existencia de numerosas y pequeñas hendiduras paralelas a la veta más antigua.

Muy amenudo se observan desviaciones de las vetas más modernas, ya sea como un caso contrario al anterior, en que las vetas más antiguas son dislocadas por las vetas más nuevas, lo que se explica por que las vetas modernas corresponden a fallas. Un ejemplo lo constituyen las numerosas vetas de mercurio de Punitaqui, que forman dos corridas, una de rumbo N. S. y otra de rumbo E. O.. Las vetas de la primera corrida están siempre dislocadas por las de la segunda corrida. También en esta caso se observa un enriquecimiento de las vetas en los cruzamientos.

Del mismo modo se producen irregularidades en los cruzamientos de vetas y filones de rocas eruptivas. La veta más nueva que el filón, puede desviarse al atravezarlo, puede ramificarse o terminar completamente en él; o la veta más antigua sufre dislocaciones por el filón más nuevo, como pasa en Chañarcillo, donde los mineros llaman chorros, a los filones de rocas que, fuera de causar una dislocación horizontal de las vetas, han causado enriquecimiento en los puntos de cruzamiento.

Relaciones entre vetas y fallas. En general, las dislocaciones que sufren las vetas debido a las fallas, no necesitan una descripción especial, ya que todos los fenómenos relacionados con las fallas pertenecen a la Geología General.

Las fallas tienen cierto interés especial, porque amenudo las vetas corresponden a fallas, como acabamos de ver en el mineral de Punitaqui. También al hablar del aspecto de la caja de las vetas, hemos mencionado que amenudo una o las dos cajas muestran un aspecto característico de espejo, que frecuentemente se observa también encima de los minerales más cercanos a la caja. La salbanda arcillosa muy característica para la veta Carmen en Lomas Bayas, es el producto del rozamiento que las rocas de la caja an sufrido en la falla a la cual corresponde esta veta. Orígen tectónico lo tiene

también el manto argentífero de los Bordos que consisten en una capa de 2 a 3 metros de espesor, formado por una arcilla pizarroza llamada jaboncillo de los mineros.

Ciertas particularidades características de las vetas pueden provocar dificultades a la explotación cuando la veta se ha perdido en la falla. Tratándose, por ejemplo, de un manto de carbón, no cabe duda de que la falla es más moderna que el manto y que el carbón debe continuar al otro lado de la falla. En el caso de las vetas, puede tratarse de una veta más moderna que encuentra su término definitivo en la falla que existía ya antes de la formación de la veta. O la veta más moderna se ha desviado en dirección opuesta al movimiento de dislocación de la falla al llegar a la falla ya existente. En todo caso, es importante explorar el plano de la falla en dos direcciones, para saber si la mineralización sigue por la brecha de la falla y en que dirección. Si se trata de una desviación de una veta más moderna, podemos esperar que los minerales de las vetas participen en el cemento de la brecha. En los dos casos hay que seguir estas manifestaciones de mineralizaciones hasta encontrar la continuación de la veta al otro lado de la falla. En regiones donde se conoce ya un mayor número de fallas, pueden aprovecharse las experiencias obtenidas por el estudio de ellas, pues, ocurre que en regiones determinadas, generalmente las fallas tienen el mismo sentido. A lo menos, en una región donde se conocen varias fallas normales, no habrá fallas inversas.

A veces las estrías del espejo de la falla pueden servir para determinar la dirección del movimiento. Pasando la mano por el espejo, la dirección en que éste parece mas liso, indica el sentido del movimiento. El botamiento no se efectúa siempre en la dirección del declive máximo del plano de la falla; frecuentemente las estrías del espejo indican movimientos diagonales y hasta horizontales.

Orígen de las grietas. Las grietas son planos de rompimiento y por esto se distinguen esencialmente de las cavidades y huecos formados por la disolución de capas solubles como son, por ejemplo los estratos calcáreos.

La causa de la formación de las grietas puede encontrarse dentro de la roca misma atravezada por ella, o bien, puede ser independiente de la roca. En el primer caso hablamos de grietas endokinéticas y en el segundo de grietas exokinéticas.

A. Daubree llama litoclasas a todas las grietas de rompimiento, distinguiendo además entre paraclasas, que son grietas producidas por movimientos tectónicos (fallas) y dia-

clasas, que son grietas en que tales movimientos no pueden observarse.

Grietas endokinéticas. Se deben a una disminución o aumento del volúmen de la roca que está atravezada por la grieta, habiendo por lo tanto, grietas de contracción o grietas de dilatación. La disminución de volúmen puede ser causada por el enfriamiento o por el secamento de la roca.

Las grietas de enfriamiento más conocidas son las que originan la estructura columnar de los basaltos, pero grietas parecidas atraviezan también a las rocas plutónicas, como los granitos, etc. En esta última clase de rocas forman generalmente tres sistemas de planos normales entre sí, que descomponen la roca en grandes bloques paralipipédicos.

En los trabajos mineros de Zinnwald (minas de estaño), se ha descubierto un extenso sistema de grietas paralelas a la superficie del macizo granítico, y otro sistema que atravieza al primero bajo ángulos de 90°. Estos últimos han originado una pequeña dislocación de las grietas del primer sistema. Cuando la roca no estaba todavía enteramente enfriada, estas grietas se rellenaron con la ganga y los minerales de la formación de estaño. Las grietas paralelas al contacto se observan en la zona de contacto, que durante la intrusión se habían calentado fuertemente y que más tarde, durante el enfriamiento del macizo intrusivo, han sufrido la misma contracción de la roca ignea.

Orígen parecido tienen, según Steinmann, muchas de las vetas de cobre o de estaño de las cordilleras, sudamericanas El mayor número de vetas se observaría en la parte exterior de los macizos intrusivos o en la zona de contacto. Como ejemplo presenta las vetas del Cerro de Potosí, en la superficie del cual existe una enorme cantidad de vetas y, el socavón construído a poca altura con la intención de cortar las vetas a gran profundidad, dió un resultado muy desfavorable, pues, se encontraron muy pocas vetas y de mala calidad.

Especialmente en los numerosos casos en que las vetas salen de la roca intrusiva y entran, sin desviación a los sedimentos de la zona de contacto, debe buscarse el orígen del enfriamiento de la roca ignea y de las rocas de contacto. En el caso citado del Cerro de Potosí, debemos suponer que a mayor profundidad bajo grandes presiones, las condiciones no eran favorables para la formación de numerosas y anchas vetas.

Al enfriamiento se deben también las vetas en forma de escalera que, con posición más o menos normal a la caja, a-

traviezan filones de rocas eruptivas, como se ha observado en las vetas de cuarzo aurífero de Waverley en Australia.

Las grietas de secamiento existen solamente en rocas sedimentarias. Yacimientosmmetalíferos no se conocen todavía en esta clase de grietas.

Las grietas de dilatación se conocen en los macizos de serpentinas, rocas que se deben a la serpentinización de rocas de olivina. Este proceso está acompañado de un aumento de volúmen de un 15% que se debe a la absorción de agua. Las grietas de esta clase están caracterizadas por su gran número e irregularidades y por los numerosos espejos estriados en las grietas. En la Nueva Caledonia y en Franckenstein, en Silesia, se hallan importantes yacimientos de níquel en esta clase de grietas.

Grietas exokinéticas.

Grietas de derrumbamiento. Se deben al derrumbamiento de grandes cuevas subterráneas y son frecuentes en rocas calcáreas o en regiones de yacimientos de sal o de yeso. No tienen importancia para los yacimientos metalíferos. Mayor importancia pueden tener en regiones donde, por la cavidad volcánica, han salido cantidades de magma igneo del interior de la tierra y donde después la costra terrestre se ha hundido en mayor extensión.

Grietas de solevantamiento causadas por la intrusión del magma igneo. Tales grietas se observan en regiones donde una gran lacolita o un macizo plutónico ha penetrado a rocas sedimentarias. En tal caso, amenudo las grietas pueden ser las portadoras de importantes yacimientos metalíferos.

Grietas de presión o de plegamiento (orígen volcánico). La presión tectónica produce a veces en ciertas zonas un destrozamiento completo de las rocas, que en este caso se componen de una aglomeración de fragmentos esquinados, que más tarde por soluciones metalíferas pueden haberse cementado. A esta clase de yacimientos pertenecen algunas de las minas más importantes del mundo, como por ejemplo, Chuquicamata, donde la granodiorita está atravezada por un sinnúmero de grietas irregulares, que apenas tienen distancias de unos pocos centímetros entre sí y que contienen los minerales de cobre (origen volcánico).

Podemos mencionar aquí también el agrietamiento parecido, causado por erupciones volcánicas que se produce en las paredes de las chimeneas volcánicas. A esta clase de agrietamiento se debe el yacimiento de El Teniente, Potrerillos y Las Condes. Se comprende que el agrietamiento disminuye con la

mayor distancia de la chimenea. Por esto, en el Teniente, el límite exterior del depósito es irregular, mientras que el límite hacia la chimenea es bien pronunciado, estando la chimenea volcánica rellenada por toba volcánica que, a causa de su grano fino, era poco permeable para las soluciones metalíferas, que se depositaron en la zona de destrozamiento alrededor de la chimenea volcánica.

En las grietas de plegamiento debemos distinguir entre grietas longitudinales, paralelas al rumbo de los pliegues y grietas transversales, normales al rumbo. Las primeras, que amenudo son fallas inversas, son de poca importancia para la minería, porque la gran presión tectónica no ha permitido la formación de grietas abiertas. Las vetas transversales en parte se deben a que el plegamiento en los dos lados de la grieta ha sido desigual, formándose fallas con movimientos horizontales. Esta clase de grietas se presta más para la mineralización, porque generalmente han quedado abiertas y han permitido la circulación de las soluciones metalíferas.

Un grupo especial de esta clase de grietas, son las grietas o vetas anticlinales que se han descrito anteriormente.

Muy interesantes son los experimentos hechos por D'Aubree. Cuerpos prismáticos formados por una mezcla de yeso, cera y resina, fueron sometidos a gran presión; se formaron grietas principales, de posición oblicua a la dirección de la presión, en las que se habían producido pequeñas dislocaciones y numerosas grietas secundarias, en parte paralelas, en parte normales a las grietas principales. Un fenómeno que hace recordar muchos yacimientos es que se cruzan dos sistemas de vetas.

Grietas de torsión. Se forman cuando un bloque de la costra terrestre está expuesto a una presión local. D'Aubrée sometió un prisma de vidrio a una torsión y obtuvo dos sistemas de grietas que tenían una dirección normal entre sí y que además eran superficies curvadas. Según G. F. Becker, debemos considerar como debidas a la torsión, especialmente vetas de superficie, curvada, con espejos, pero sin movimientos de dislocación. Característico es también para esta clase de grietas que amenudo termina una en la otra.

La duración de la formación de las grietas. Conocemos varios ejemplos de grandes grietas que se han formado por la producción de graves terremotos; en este caso la formación de las grietas ha durado pocos momentos. También se conocen casos en que en una misma grieta se han producido numerosos movimientos, a veces en diferentes épocas geológicas. Esta últi-

ma observación es de la mayor importancia, porque indica que una grieta que después de su formación se había rellenado con minerales, puede volver abrirse, y entonces al lado de la mineralización primitiva, pueden formarse nuevos minerales distintos de los primeros. Amenudo la veta nueva se halla al lado de la antigua, siguiendo la salbanda, pero de vez en cuando puede atravezar oblicuamente la veta más antigua y seguir por alguna distancia a la otra caja. Si la segunda fase de la mineralización trae minerales distintos de la primera fase, puede originarse los procesos metasomáticos más complicados, de tal modo que a veces la primera mineralización ha desaparecido completamente. Amenudo la sustitución metasomática puede causar estructuras muy parecidas a la del enriquecimiento secundario de los súlfuros.

EL CONTENIDO DE LOS YACIMIENTOS METALIFEROS

Los yacimientos metalíferos pueden tener un relleno de tres diferentes componentes:

1. Los minerales matalíferos.
2. La ganga, y
3. La roca.

Estos tres componentes se hallan en proporciones muy variadas en los yacimientos. La ganga y la roca no existen a veces como, por ejemplo, en los grandes vetarrones de fierro del Norte de Chile, que consisten en hematita casi pura. En las vetas reales prevalece generalmente la ganga en comparación con la menas y, además hay una pequeña cantidad de gragmentos de roca. En las vetas de impregnación la roca juega un papel mucho más importante; en los lavaderos de oro y en mantos impregnados por soluciones metalíferas, la roca prevalece y la ganga puede estar enteramente ausente.

Los minerales metalíferos que constituyen el objeto principal de la Geología Económica, se tratarán mas adelante, al describir las diferentes clases de yacimientos.

La ganga. La ganga más frecuente es la formada por cuarzo y por calcedonia. Estudios microscópicos de la ganga han comprobado que una parte del ácido silícico, antes considerado como cuarzo, pertenece realmente a la calcedonia y por lo menos forma una mezcla de cuarzo y calcedonia. Especialmente la ganga silicosa de estructura de fajas, es rica en calcedonia. El ópalo es menos frecuente en las vetas.

En vetas de mayor potencia se observó a menudo que la parte cercana y la caja consiste en calcedonia y la parte cen-

tral en cuarzo, lo que se debe a que a temperaturas más bajas, la sílice se precipita en forma de calcedonia y a temperaturas altas en forma de cuarzo. En las vetas, las cajas han causado un enfriamiento de las soluciones, especialmente cuando principió la mineralización, las cajas tenían una temperatura más baja que subía paulatinamente con la circulación de las soluciones calientes.

El aspecto del cuarzo en las vetas es muy variable; a veces tiene color blanco lechoso, a veces es enteramente transparente, el brillo es mate o craso. La fractura es conciodal y en presencia de mucha calcedonia de grano fino es sacaroide. Bajo el microscopio se observa que está compuesto de numerosos individuos irregulares.

En ciartas clases de yacimientos aparecen grandes individuos prismáticos de cuarzo, sentados en la caja o salbanda, desde la cual penetran hacia el interior de la veta.

El cuarzo es la ganga más característica de las vetas de cobre y el oro de Chile, y es menos frecuente en las vetas de plata y de la galena.

Después del cuarzo siguen como minerales característicos de la ganga, los carbonatos de Ca, Mg. Fe y Mn. Los minerales carbonatados en la ganga, que se presentan con mayor frecuencia son:

Calcita, $CaCO_3$ amenudo en mezcla isomorfa con Mg y Fe y frecuentemente con alta ley en Mn (magnocalcita). La anquerita, $CaFeCO_3$ forma una transición hacia la siderita.

Magnesita. $MgCO_3$ generalmente con poco calcio y Mn, pero amenudo rica en Fe, como la braunerita.

Dolomita, $(CaMg)CO_3$, amenudo rica en Fe y Mn, como el espato pardo.

Siderita, $FeCO_3$ pobre en Ca y frecuentemente rica en Mn y Mg.

Espato de manganeso, $MnCO_3$, a veces con un poco de Mg y rica en Ca y Fe.

Aragonito, $CaCO_3$, pobre en Mg. y Fe, pero relativamente rico en Sr.

Los minerales carbonatados, en cuanto pertenecen al sistema hexagonal, están ligados por transiciones paulatinas. En Chile son característicos para las vetas de plata y galena. Excepcionalmente aparecen también en las vetas de cobre.

Baritina y Fluorita, son bastante frecuentes en los yacimientos metalíferos a causa de su poca solubilidad. En Chile la Baritina es característica paramuchas vetas de plata y galena, pero también falta en las vetas de cobre. (Las Chicas, San

Bartolo) y en las vetas de oro (Guanaco, Taltal).

La anfíbola fibrosa, llamada palo por los mineros, aparece en algunas de las vetas de cobre y algunos yacimientos de fierro de La Higuera.

Granate es frecuente en yacimientos de contacto (Pronosticada, Cerro Campana, Pintadas, Copiapó, Panulcillo).

La ganga puede tener gran importancia en el valor de un yacimiento, porque amenudo dificulta o imposibilita la concentración de los metales. Así, la baritina puede impedir una ley alta delos concentrados, cuando no se puede aplicar la flotación cómo, por ejemplo en los mantos de cobre nativo de San Bartolo.

El cuarzo y la calcita pueden separarse generalmente con cierta facilidad, dados sus pesos específicos bastante bajos. El cuarzo se elimina general mente. En las fundiciones de cobre del país, que casi siempre tratan minerales ricos en sílice, minerales con alta ley en carbonato de cal son muy apreciados y se aceptan tales minerales aunque tengan muy baja ley en cobre. Minerales carbonatados de cobre no pueden concentrarse, pero amenudo se benefician por lixiviación. En este caso no deben tener ganga de carbonatos, porque éstos absorberían una cantidad grande de ácido.

La Roca. La roca encerrada desempeña un papel muy importante en las vetas compuestas y especialmente en las vetas de impregnación. En el primer caso forma un relleno brechoso, cementado por los minerales y la ganga, y en el segundo caso constituye masas irregulares dentro de la veta, que no se han mineralizado. En cuanto se refiere a la influencia en el valor de un yacimiento, vale lo mismo que para los minerales de la ganga.

LA CONCRESION O AGRUPA IEN TO DE LOS MINERALES EN LOS YACIMIENTOS.

Sólo excepcionalmente los yacimien tos se componen de una sola clase de mineral. Lo general es que en un yacimiento se reunan varios minerales metalíferos con la ganga y con la roca. Según el modo de concresión pueden distinguirse diferentes clases de estructuras, que amenudo tienen gran importancia para decidir el mejor método de concentración. Las siguientes son las estructuras más importantes.

a. Estructura compacta, Sin orientación de los mineral es. En este caso los minerales se han unido de un modo tan irregular, que amenudo es imposible distinguirlos según su edad. La estructura, que puede ser primaria, indica que los minerales

se han formado simultáneamente, o es secundaria, formada por la sustitución de algunos de los minerales primarios.

Observando tal estructura al microscopio, los diferentes minerales se tocan con superficies irregulares. Amenudo en ciertos puntos se han precipitado mayor cantidad de ciertos minerales, por ejemplo, chalcopirita. En otros se deposita pirita y en otros los minerales de la ganga.

En caso de que las aglomeraciones irregulares de minerales alcancen mayores dimensiones, se puede separar a mano el mineral de la ganga, lo que constituye una gran ventaja económica. Si la estructura es de grano fino, hay que moler el mineral para poder separarlo. La fineza de la molienda depende del tamaño de los componentes, que puede determinarse con el microscopio.

La estructura compacta puede formarse también en yacimientos metasomáticos cuando, por ejemplo, la caliza estuviera muy agrietada, y si desde estas grietas ha sido sustituida la mayor cantidad de la caliza por mineral, quedando solamente pequeños núcleos irregularmente repartidos, de la roca original (Las Condes).

b. La estructura en fajas. Los diferentes componentes del relleno se hallan arreglados en fajas más o menos paralelas La estructura es más característica para rellenos de grietas antiguas. En tal caso siempre la faja más cercana a la caja es más antigua que la más distante, habiendo crecido los minerales más nuevos encima de los antiguos. Con frecuencia cada faja consiste en un solo mineral, pero también es posible que las fajas contengan varios minerales, distinguiendose solamente por la relación en que se hallan los diferentes minerales dentro de las fajas.

Podemos distinguir entre una estructura simétrica y otra asimétrica; en el primer caso el plano de simetría pasaría por el centro de la veta.

La estructura en fajas se conoce también en yacimientos formados por segregación magmática, pero en este caso las fajas son más irregulares y representan cierta clase de estructura fluidal.

Un desarrollo muy perfecto lo tiene esta estructura en los minerales de fierro, conocidos bajo el nombre de itabiritas. Las itabiritas son caracterizadas por una alternación de capitas delgadas e irregulares de fierro micáceo y cuarzo. Pertenecen a la serie de las pizarras cristalinas y la estructura pizarrosa debe su orígen a la misma causa que esta clase de rocas.

En yacimientos metasomáticos se observa esta estructura cuando se han mineralizado calizas finamente estratificadas, de las cuales algunas capas se prestaron mejor a la estratificación mineralizadora que otras vecinas (Los Sapos).

La fajas no tienen siempre la forma de planos perfectos o más o menos perfectos, sino que con frecuencia aparecen como capas concéntricas. La estructura de fajas concéntricas se forma cuando la cavidad en que se depositan los minerales tiene forma redonda. Minerales de forma estalactítica tienen la misma estructura.

Cuando la veta contiene mayor cantidad de fragmentos de roca, entonces los minerales pueden formar fajas concéntricas alrededor de las inclusiones de rocas, formando los llamados minerales de cucardas. Las fajas interiores son las más antiguas, lo que puede deducirse también de la circunstancia de que los cristales tengan con frecuencia sus puntas dirigidas hacia afuera, es decir, hacia la cavidad original.

En yacimientos formados originalmente por un solo mineral, pero dispuestos en fajas de cirstales de diferentes propiedades físico químicas (por ejemplo, diferencia de diámetro), algunas fajas pueden haberse prestado más que otras a una transformación metasomática. Así, en las minas de siderita del Oeste de Alemania, el carbonato de fierro formada originalmente fajas que se distinguían por diferentes colores. Algunas de estas fajas han sido transformadas posteriormente en súlfuros.

Del grueso de las diferentes fajas depende la dificultad que el mineral puede oponer a la concentración. Si las fajas tienen suficiente grueso, facilitan la separación a mano.

c. La estructura brechosa. Esta estructura se observa en yacimientos bastante distintos según su orígen. En las vetas en que la caja se ha derrumbado, las vetas quedan rellenadas por fragmentos de roca, entre los cuales los minerales metalíferos se han precipitado. En el párrafo anterior hemos visto que en tal caso pueden originarse los minerales de cucardas.

En yacimientos donde se ha mineralizado una zona destrozada por presiones tectónicas o por explosiones volcánicas, como en Chuquicamata o en Los Bronces de Las Condes, la mineralizacion de las grietas formadas da orígen a la formación de una estructura brechosa del depósito.

Segregaciones magmáticas que encierran trozos arrastrados de la roca de la caja, toman la misma clase de estructura. También en depósitos metasomáticos en que la mineralización

se ha extendido, desde numerosas hendiduras delgadas, que por sustitución metasomática de la roca se han ensanchado, es frecuente la estructura brechosa.

Como en esta clase de estructura los fragmentos de roca constituyen una parte importante del depósito, casi siempre se hace necesario una separación artificial, a no ser que la explotación se limite al yacimiento, donde la sustitución metasomática de los fragmentos ha sido casi completa (falla de Los Sapos).

d. La estructura en drusas. Esta estructura es la más característica de la zona de oxidación, pero tampoco falta en la zona primaria.

Si las cavidades, que amenudo se hallan en gran número y de dimensiones muy variables en un yacimiento, contienen minerales de forma estalactítica (de limonita, malaquita, silomelana, etc.). Se trata casi siempre de cavidades provenientes de la lixiviación, que prevalece en la zonade oxidación. La forma estalactítica indica quelas soluciones de las cuales deben haberse formado las estalactitas, son de agua de filtración que haproveni do de arriba.

Si las drusas contienen minerales bien cristalizados, pueden ser también de orígen primario, tratándose de cavidades originales de la veta que no han alcanzado a rellenarse completamente.

Las estructuras porosas tan comunes y características para la zona de oxidación y debidas a la lixiviación de ciertos minerales, deben mencionarse aquí también, porque corresponden a drusas de tamaño reducido.

e. La estructura microscópica. El estudio microscópico de los minerales es una ciencia relativamente nueva y moderna, especialmente el empleo del microscopio metalográfico, que ha proporcionado estudios muy importantes. Así, se ha podido comprobar que la magnetopirita niquelífera, debe su ley en níquel a minerales microscópicos de pentlandita, (Ni, Fe) S, encerrados por la magnetopirita, que sola es enteramente libre de este metal.

En general, las estructuras microscópicas son una repetición de las macroscópicas.

Amenudo el estudio microscópico tiene unagran importancia, porque nos revela las relaciones de edad que existen entre los diferentes minerales, lo que puede permitir la distinción entre minerales primarios y otros de origen secundario. Ya hemos visto la importancia que tiene la determinación de si un mineral relativamente rico en metal, pertenece a la zo-

na de cementación o a la zona primaria .

LAS BONANZAS O ALCANCES

Amenudo en los yacimientos, los minerales ricos forman solamente una reducida parte de todo el depósito la mayor parte de éste consiste en minerales de leyes inferiores o de ganga sin valor. Cierta clase de estas bonanzas está representada por la zona de cementación con los súlfuros enriquecidos; pero, en vista de los caracteres especiales y de su orígen secundario, se tratará este enriquecimiento secundario en un capítulo especial.

De gran importancia son las bonanzas en los yacimientos en forma de veta. Su forma en generalmente bastante irregular, aunque amenudo prevalece una forma más o menos lenticular en el corte horizontal y prolongada más o menos en dirección vertical. La Fig. 8, indica los términos especiales que deben aplicarse para indicar las dimensiones de tal bonanza.

A - B es la longitud del buzamiento
C - D el ancho
E - F la longitud horizontal
G - H el espesor.

La forma con frecuencia muy irregular de las bonanzas, puede verse en la Fig. 9, tomada de Lindgren. La Fig. 10 nos muestra una bonanza de un buzamiento poco inclinado, proyectada en el plano de la veta.

Las bonanzas no descienden a profundidades ilimitadas, sino que generalmente se pierden hacia abajo, disminuyendo en ley. A veces, debajo de una bonanza, puede encontrarse otra, como se ve en la Fig. 10. En Cipple Creek, Lindgren y Ransome, han encontrado que las bonanzas tienen cierta relación entre el ancho y la longitud del buzamiento, relación que varía generalmente entre 1: 1,5 y 1:5.

Una forma especial de bonanzas, son las de forma de chimenea, caracterizadas por poca extensión horizontal y gran extensión vertical. Se deben generalmente a la intessección de dos vetas de diferente rumbo.

La gran importancia práctica que tiene el reconocimiento temprano de tales bonanzas y de orientación, es obvia, porque hace ahorrar muchos gastos y reconocimientos inútiles. Ademas, la ubicación del pique debe elegirse según la situación de la bonanza.

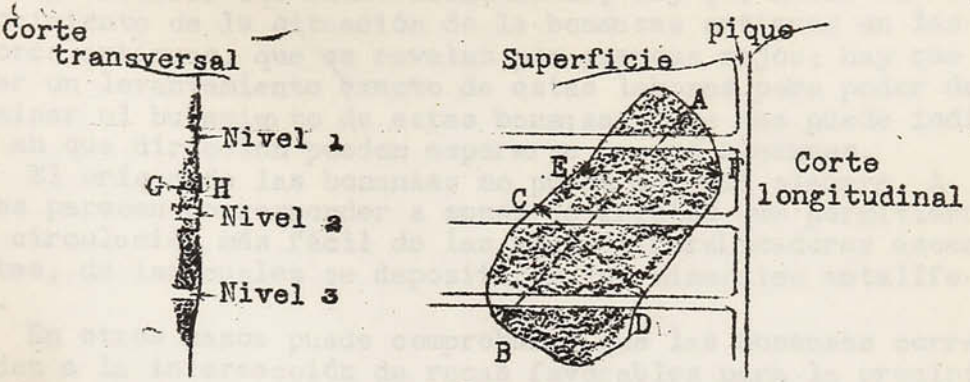


Fig. 8

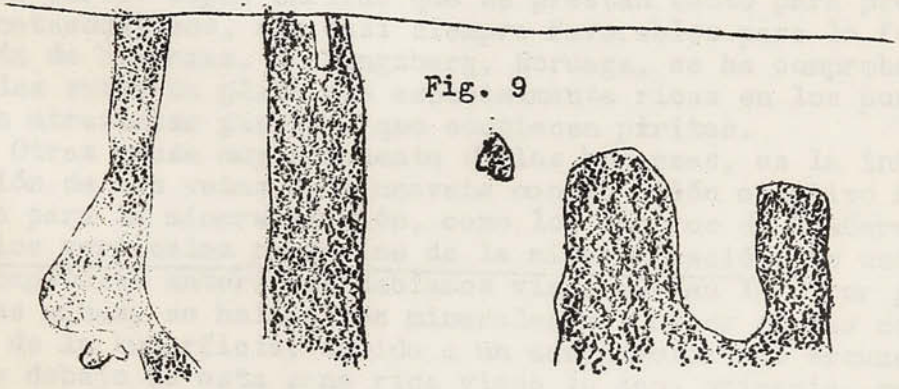
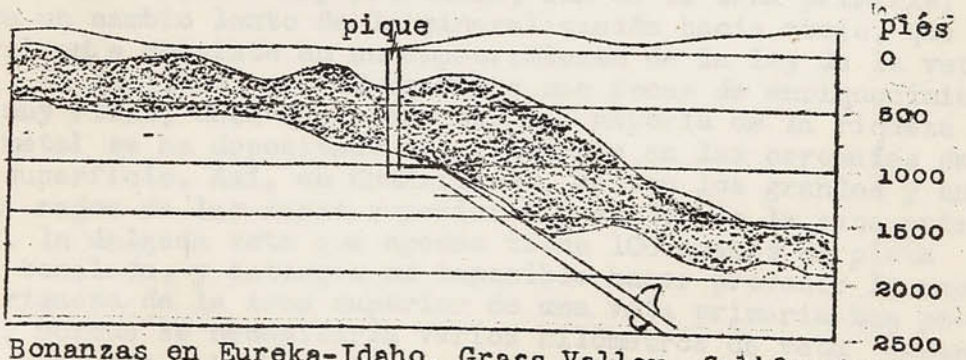


Fig. 9

Bonanzas en vetas de Nevada City, California



Bonanzas en Eureka-Idaho, Grass Valley, California, según Lingren.

Fig. 10

Al reabrir las minas abandonadas, hay que hacer un reconocimiento de la situación de la bonanzas antiguas en las labores antiguas, que se revelan por grandes rajos; hay que hacer un levantamiento exacto de estas labores para poder determinar el buzamiento de estas bonanzas, que nos puede indicas en que dirección pueden esperarse nuevos alcances.

El orígen de las bonanzas no puede saberse siempre. A veces parecen corresponder a zonas de grietas que permitieron una circulación más fácil de las aguas mineralizadoras ascendentes, de las cuales se depositaron los minerales metalíferos.

En otros casos puede comprobarse que las bonanzas corresponden a la intersección de rocas favorables para la precipitación de los minerales. Se trata en este caso de los conocidos mantos pintadores de Chañarcillo y de otras minas de plata del Norte. Capas calizas que se prestan tanto para procesos metasomáticos, son casi siempre favorables para la formación de bonanzas. En Kongsberg, Noruega, se ha comprobado que las vetas de plata son especialmente ricas en los puntos donde atraviezan pizarras que contienen piritas.

Otras causa muy frecuente de las bonanzas, es la intersección de dos vetas o de unaveta con un filón eruptivo favorable para la mineralización, como los chorros de Chañarcillo.

Cambios verticales primarios de la mineralización. En uno de los capítulos anteriores habíamos visto que en la mayor parte de las minas, se hallan los minerales más ricos en las cercanías de la superficie, debido a un enriquecimiento secundario y que debajo de esta zona rica viene la zona primaria, generalmente más pobre en metal.

Pero en minas muy profundas, aun en la zona primaria, se nota un cambio lento de la mineralización hacia abajo, que generalmente consiste en un empeoramiento de la ley de la veta.

En realidad, en muchas minas con zonas de enriquecimiento muy ricas, debe suponerse que la mayoría de la riqueza en metal se ha depositado originalmente en las cercanías de la superficie. Así, en Chañarcillo, se ven los grandes y anchos rajos de las zonas superiores y abajo, en la zona primaria, la delgada veta que apenas tiene 100 gramos de plata por tonelada, y entonces es imposible hacer provenir la enorme riqueza de la zona superior de una veta primaria tan pobre, porque se necesitaría varios kilómetros de veta destruida, para que ésta haya contenido toda la riqueza concentrada posteriormente en las zonas de oxidación y cementación. De consiguiente, debemos suponer que las partes destruídas

de las vetas que originalmente contenían plata de las actuales zonas de oxidación y concentración, han sido mucho más ricas en metal que la actual zona primaria.

Los cambios verticales primarios se deben en primer lugar a que, dentro de una veta que está mineralizándose, las soluciones tienen otra temperatura y presión en las partes inferiores que en la cercanía de la superficie. Tales cambios pueden observarse especialmente en yacimientos de posición más o menos vertical, en vetas y en segregaciones magmáticas. Gran impotancia tienen naturalmente, los cambios en la roca de la caja, según si la roca favorece o no la precipitación de los minerales.

Se comprende que tales cambios primarios pueden observarse solamente en minas de suficiente profundidad, para que durante la mineralización hayan existido considerables diferencias de presión y de temperatura, que requieren diferencias de algunos miles de metros. Existen hasta ahora relativamente pocas minas de más de 1 Km., razón por la cual el número de observaciones hechas acerca de los cambios primarios es todavía reducido. En parte podemos subsanar esta dificultad comparando diferentes vetas situadas a distintas distancias de la roca eruptiva, que se considera como criadero. Así, Myron Davy, observó que en Bolivia las vetas de estaño situadas dentro del granito o a poca distancia de la roca, son vetas puras de estaño, acompañadas de minerales neumatolíticos. A mayor distancia o dentro de macizos de liparita, las vetas contienen al lado del estaño considerables cantidades de plata, pasando al fin a las vetas puras de plata, como Huanchaca. De consiguiente, de abajo hacia arriba en estas vetas, el estaño estaría sustituido por minerales argentíferos.

En la región de Euzgebirgue, Cotta, cree haber observado condiciones contrarias: las vetas de estaño pasarían hacia abajo a vetas de cobre argentífero.

En Cornwall, las vetas contiene en sus niveles superiores, dentro de las pizarras, minerales de cobre y, abajo en el granito, minerales de estaño, desapareciendo el cobre casi enteramente.

El plomo se halla generalmente ligado a los niveles superiores y hacia abajo va sustituyéndose por minerales de zinc.

Cambios primarios en segregaciones magmáticas se conocen en las minas de piritas de Río Tinto. A mayor distacia, debajo de las zonas de enriquecimiento secundario, principia a disminuir la ley en cobre con la profundidad, disminución que

debe considerarse como primaria.

Los cambios primarios no se limitan a los minerales metalíferos, sino que afectan también a la ganga. En algunas minas prevalece en las zonas superiores la calcita, que hacia abajo va sustituyéndose por cuarzo. En otras vetas estos cambios consisten en una sustitución paulatina de los minerales metalíferos por los minerales de la ganga.

El orígen de los yacimientos metalíferos. La explicación de los procesos que han intervenido en las concentración de los metales en sus yacimientos forma uno de los capítulos mas interesantes de la Geología Económica, pero también uno de los más difíciles. Aún tratándose de depósitos bien estudiados, como lo son las gigantescas masas de fierro del Norte de Escandinavia (Gellivare, Kiirunnavaara, etc.), divergen las teorías por lo que respecta a las cuestiones principales sobre su orígen, hablándose de orígen sedimentario, neumatolítico o de segregación magmática.

La primera etapa de la separación de los elementos se debe a la formación de la costra terrestre, pues, teniendo ésta una densidad de 2,7-2,8, contiene una parte insignificante de los metales pesados, los cuales deben haber quedado a mayores profundidades, formando así la parte principal del núcleo. Pero, estaprimera diferenciación magmática ha sido desfavorable para la formación de depósitos metalíferos, porque la inmensa mayoría de los metales pesados se concentró en las partes centrales de la tierra, de donde difícilmente volverán a la superficie.

En los siguientes procesos de separación que se produjeron en el magma cercano a la superficie, algunos metales se concentraron preferentemente en los magmas ácidos y otros en los básicos, según hemos visto en uno de los párrafos anteriores.

De los numerosos procesos según los cuales se forman minerales, sólo los siguientes son apropiados para dar orígen a yacimientos por medio de una concentración suficiente de los metales.

1. Cristalización del magma igneo.
2. Procesos neumatolíticos y metamórfosis de contacto.
3. Procesos metasomáticos
4. Precipitación de soluciones.
5. Concentración mecánica.
6. Yacimientos residuales.

Cristalización del magma igneo. Acabamos de ver que la presencia de ciertos minerales en una determinada clase de rocas (ácidas o básicas) debe considerarse como debida a una primera diferenciación. Pero, aun dentro de estos dos grupos principales de rocas, algunos minerales prefieren una determinada clase de rocas. Así, las segregaciones magmáticas de magnetopirita niquelífera, se hallan especialmente en las noritas y muy rara vez en otras rocas básicas.

Esta preferencia por una determinada clase de roca, ácida o básica, según el caso, corresponde a la segunda etapa de la concentración.

Examinando tal roca, encontramos que los minerales metalíferos en cuestión, se encuentran repartidos en toda la roca, pero en cantidades muy reducidas. Solamente en algunos puntos especiales, el metal se ha concentrado en cantidad suficiente para permitir la explotación, lo que representaría una tercera etapa de la concentración.

Como ejemplo tomaremos el cromo: su porcentaje en toda la costra terrestre se ha estimado en 0,01%. El producto de la primera concentración magmática fué la formación de la peridotita, con una ley de 0,2% de Cr. Dentro de la peridotita se concentró el Cr en ciertos puntos, formando así los yacimientos explotables con 4 a 60% de Cr_2O_3.

Mucho más complicados son los procesos que intervienen en la formación de las demás clases de yacimientos. En estos los metales se han concentrado primero en un magma determinado y después han sido extraídos, sea en forma de gases o en forma de soluciones, siendo más tarde precipitados en los puntos en donde se hallan hoy. En el primer caso hablamos de yacimientos neumatolíticos, cuyo representante más característico lo constituyen las vetas de casiterita del tipo sanjón, ligadas a las rocas granítica. La extracción se ha hecho por medio de gases de fluor, que además han atacado y transformado fuertemente las rocas de la caja.

Las vetas de apatita tienen el mis o orígen que las de estaño, pero el papel del fluor ha sido desempeñado pne el cloro. Según los estudios de Vogt en las vetas de Noruega, el gabro en que se hallan las vetas, tenía originalmente una ley de 0,65% de P_2O_5, de los cuales se han concentrado las tres cuartas partes en los yacimientos de apatita.

Los yacimientos de contacto se hallan ligados a la zona de contacto de unaroca eruptiva. En este caso los metales se han concentrado primero en el magma igneo por diferenciación magmática; después han sido extraídos del magma por medio de

soluciones acuosas o gaseosas y se han precipitado en las rocas de la zona de contacto.

En los yacimientos metasomáticos, ligados siempre a capas calcareas y dolomíticas, no se conoce la roca eruptiva y el criadero original del depósito. Al entrar en las capas calizas, las soluciones acuosas han sustituido una parte del carbonato de cal por minerales metalíferos. De consiguiente, conocemos solamente las últimas etapas de la formación de esta clase de yacimientos.

En los yacimientos formados en grietas, por precipitación de soluciones acuosas, debemos distinguir dos casos: las vetas se hallan dentro de una roca ignea, que en tal caso se considera generalmente como criadero original, o no se conoce tal roca ignea. En el primer caso debemos suponer que la mayor parte de la roca eruptiva que encierra las vetas, ya estaba enfriada cuando se abrieron y mineralizaron las grietas. Las soluciones provenían de partes más profundas del magma, que todavía no se había solidificado. La mineralización corresponde a la última etapa del proceso intrusivo.

La sedimentación en la superficie puede producirse, no solo en forma de concentración mecánica, sino tambien por precipitación de soluciones acuosas. De este modo siguen hoy día formándose los mantos de limonita como fierro de los prados, en regiones pantanosas y en el fondo de los lagos como, por ejemplo, el Finlandia. El mismo orígen tienen tambien las concentraciones de manganeso en el fondo de los océanos.

En el fondo del Mar Negro, se precipita fango de súlfuro de hierro, debido al hidrógeno sulfurado libre que se halla en las partes inferiores de este mar.

Los yacimientos formados por sedimentación están caracterizados por ocupar siempre el mismo nivel del perfil de las capas sedimentarias, propiedad que es muy pronunciada en los mantos de carbón. Pero, los depósitos metalíferos de orígen sedimentario, no siempre son tan regulares; así, los minerales de limonita en los lagos de Finlandia, no se hallan repartidos uniformemente en toda la extensión del fondo, sino que prefieren ciertos puntos.

Solamente por la circunstancia de hallarse siempre en el mismo nivel del perfil de las capas, un yacimiento metalífero no debe considerarse como de orígen sedimentario, como antes se hacía. Amenudo las transformaciones metasomáticas están limitadas a ciertas capas del perfil, dando orígen a extensos y regulares mantos, tales como los de las pizarras cupríferas del permiano de Alemania, o los mantos de cobre

nativo de Corocoro (Bolivia).

Como depósitos de orígen sedimentario, podemos considerar la mayor parte de los minerales oolíticos de fierro del jurásico, las capas de fierro con carbón en los mantos de carbón y las itabiritas y pizarras de fierro micáneo, aunque estas han sufrido un fuerte metamorfirmo regional.

Yacimientos debidos a una concentración mecánica. Son especialmente los lavaderos de oro, platino, etc. Su formación ha principiado con la destrucción de algún depósito primario, que amenudo es explotable, y durante el transporte y la sedimentación, se ha concentrado el metal en losrrodados fluviales. Los lavaderos tienen generalmente edad terciaria o más moderna y señallan siempre a poca profundidad debajo de la superficie.

ORIGEN DE LAS SOLUCIONES

En el párrafo anterior hemos supuesto siempre que las soluciones metalíferas hayan provenido de algún magma igneo, suposición que hoy día es compartida por casi todos los geólogos. Como el magma igneo se enfría generalmente a gran profundidad, debemos suponer que las soluciones han provenido de abajo, y por esto se habla de la teoría de las soluciones ascendentes. Según el estado en que se han hallado las soluciones debemos distinguir: Inyección de soluciones metalíferas magmáticas; precipitación de soluciones gaseosas y de soluciones acuosas, generalmente termales.

Aún cuando no puede negarse que la teoría de las soluciones ascendentes, es la única capaz de explicar la formación de la mayor parte de los depósitos metalíferos, las soluciones descendentes tienen también gran importancia, pero casi exclusivamente en la formación de las zonas de enriquecimiento secundario. Hay gran cantidad de yacimientos que son explotables solamente debido a las colusiones descendentes por las cuales el metal, finamente dividido o repartido en la roca, se ha concentrado en forma de minerales ricos en una zona relativamente angosta. En los lavaderos de oro, la mineralización del bed-rock, debajo de las arenas auríferas, se debe también a tales soluciones descendentes.

La teoría de la secresión lateral, por la cual Sandberger quiso explicar la formación de la mayor parte de las vetas metalíferas, ha suscitado hace unos 50 años una viva discusión. Ella dice que por secreción lateral se han formado los minerales, cuyos constituyentes químicos han sido extraí-

dos por lixiviación acuosa, de la roca de la caja o de rocas situadas en la vecindad del yacimiento, que después de un recorrido corto se han depositado en una grieta o cavidad. Tal orígen tienen muchas vetitas de calcita en capas calizas o de yeso fibroso en mantos de yeso; en parte también las almendras de cuarzo, calcedonia, etc., en los poros de gas de las rocas eruptivas.

También algunos metales pesados pueden haberse formado según esta teoría; por ejemplo, el fierro, que se halla en toda clase de rocas, especialmente en las rocas básicas, que amenudo contienen delgadas incrustaciones de fierro rojo o limonita en todas sus grietas. Los depósitos de níquel de Nueva Caledonia, Frankenstein, etc., tienen el mismo orígen; se hallan en serpentina. El producto de descomposición de rocas ricas en olivina, mineral que amenudo contiene un poco de níquel es de este orígen. Suponiendo una ley original de olivina de 0,31% de Ni, Stelzner ha calculado que la lixiviación de la roca de la caja hasta 1 metro de distancia de la veta, daría 20 gramos de níquel por metro cuadrado de la superficie de la veta.

Basándose en las reducidas leyes en otros metales pesados en las rocas eruptivas , Sandberger ha creído que la mayor parte de las vetas de cobre, plata, oro, estaño, etc., se deben también a la secreción lateral. A esta generalización de la teoría, ha objetado Stelzner, lo siguiente:

1. Las vetas metalíferas se hallan amenudo en rocas enteramente frescas que no muestran indicios de lixiviación.
2. Generalmente existen en las rocas frescas proporciones muy distintas entre los metales pesados que en las vetas.
3. En el caso que la proporción sea igual, parece mas natural suponer que los metales hayan entrado desde la veta hacia la roca de la caja.
4. Según la teoría de la secreción lateral, deberíamos suponer que todas las grietas y grietecitas de la roca, estuvieran mineralizadas, y no solamente las grietas principales, que descienden a grandes profundidades.
5. Tampoco explica la teoría, por que amenudo en la misma roca existen vetas con mineralizaciones muy distintas.
6. Tampoco explica por qué al atravezar diferentes clases de rocas, las vetas amenudo no cambian de mineralización.

LA SISTEMATICA DE LOS YACIMIENTOS

Basándose en el orígen o géresis, los textos modernos clasifican los yacimientos, sea solamente los metalíferos o los de todas las substancias minerales. Pero todavía no existe ninguna concordancia en la sistemática empleada en los diferentes tectos. La sistemática más detallada ha sido establecida por Lindgren, en su obra Mineral Deposits, que presentamos a continuación.

I.	Depósitos formados por concentración mecánica.	Temperatura y presión moderadas.
II	Depósitos formados por concentración química.	Temperatura y presión que varían entre límites muy distantes.

A. En cuerpos de agua superficial.
Temperatura de 0 a 70°, presión moderada.

1). Por reacciones de soluciones
a. Reacciones inorgánicas
b. Reacciones orgánicas.
2). Por evaporación del medio de solución.

B. En cuerpos de roca.

1). Por concentración de sustancias contenidas en el cuerpo geológico mismo.
a. Concentración por descomposición de la roca
Temperatura de 0 a 100°, presión moderada.
b. Concentración por medio de agua subterránea de circulación profunda.
Temperatura de 0 a 100°, presión moderada.
c. Concentración por metamorfismo dinámino y regional.
Temperatura hasta 400°, presión alta.
d. Zeolitización de lavas superficiales.
Temperatura de 50 a 300°, presión moderada.

2). Concentración debida a la introducción de sustancias ajenas a la roca.
a. Orígen indpendiente del magma igneo.
Por circulación de aguas meteóricas a profundidades moderadas.

Temperatura hasta 100° , presión moderada.
b. Orígen debido a la erupción de rocas igneas,
c. Por aguas termales ascendentes de orígen desconocido, pero cargadas de emanaciones igneas.

1. Depositación y concentración a poca profundidad. Temperatura de 50 a 150°, presión moderada.
2. Depositación y concentración a honduras intermedias. Temperatura de 150 a 300°, presión alta.
3. Depositación y concentración a gran profundidad, con altas temperaturas y presiones. Temperatura de 300 a 500°, presión alta.

b. Por emanaciones igneas directas.
1. Provenientes de cuerpos intrusivos, depósitos de metamorfismo de contacto y vetas acompañantes; pegmatitas. Temperatura probable de 300 a 800°, presión muy alta.
2. Provenientes de rocas efusivas, sublimados, fumarolas. Temperatura de 400°, presión atmosférica o moderada.

C. En magmas por procesos de diferenciación magmática.

a. Yacimientos magmáticos. Temperatura de 700 a 1500°, presión muy alta.
b. Pegmatitas. Temperatura alrededor de 547°, presión muy alta.

Seguidamente aduciremos algunos ejemplos de yacimientos pertenecientes a estas diferentes clases de depósitos.

I. Depósitos formados por concentración mecánica. A esta clase pertenecen las arenas de cuarzo, las arcillas y especialmente los lavaderos de oro, plata, platino, estaño y de piedras preciosas.

II A 1). Depósitos formados en cuerpos de aguas superficiales por reacciones de soluciones. En parte se trata de reacciones orgánicas, que han sido causa de formación de capas calizas y del trípoli, etc. Además pertenecen aquí los yacimientos sedimentarios de fierro y manganeso y de fosfatos y azufre.

II A 2). Depósitos formados por evaporación del medio de solución. Son los yacimientos de yeso, sal có-

mún, bórax y otras sales.

II B 1) a. Depósitos formados por descomposición superficial de las rocas. Son los depósitos de caolín, depósitos de minerales de fierro y manganeso residuales; los yacimientos de níquel de Nueva Caledonia y yacimientos de bauxita.

II B 1) b. Depósitos formados por substancias provenientes de las rocas vecinas y concentradas por el agua subterránea. Yacimientos de baritina, yacimientos sedimentarios de azufre, magnesita, talco, asbesto, hematita (Lago Superior), depósitos de cobre, plomo vanadio en areniscas y pizarras.

II B 1) c. Depósitos formados por metamorfismo regional Talco, grafito.

II B 1) d. Depósitos de cobre nativo, con zeolitas, situados en lavas básicas. Los importantes yacimientos del Lago Superior.

II B 2) a. Depósitos formados por introducción de substancias ajenas a las rocas y de orígen independiente del magma igneo. Los yacimientos metasomáticos de plomo y zinc.

II B 2) b. Depósitos formados por aguas termales ascendentes.

1. Cerca de la superficie. Vetas de mercurio, de antimonita, de cuarzos auríferos en andesitas y rocas neovolcánicas de plata.
2. Formados a profundidades intermedias. Vetas auríferas del tipo de California, vetas de plata y plomo, vetas de cobre.
3. Formados a gran profundidad. Vetas de estaño, de wolframita, de cuarzo aurífero, de cobre turmalina.

II B 2) b.b.1. Provenientes de cuerpos intrusivos. Yacimientos de contacto.

II B 2) b.b.2. Provenientes de rocas efusivas. Yacimientos volcánicos de azufre.

II.C a. Yacimientos formados por segregación magmática. Yacimientos de diamantes, cromita, ilmenita, magnetita, corindón, magnetopirita niquelífera.

II C b. Filones de pegmatitas. Depósitos de feldespato, mica, apatita, criolita, etc.

No cabe duda que esta sistemática de Lindgren es la más

detallada, pero en países como Sud América, donde el estudio geológico es poco avanzado, resultará generalmente muy difícil incluir todos los yacimientos dentro de una sistemática tan detallada. Para determinar la profundidad y la temperatura a que se ha formado un yacimiento, hay dificultad. Ya se ha principiado con el uso de ciertas formas cristalográficas de un mineral para determinar la temperatura de formación, de un relleno de la veta, por ejemplo. Estos estudios darán con el tiempo seguramente resultados muy interesantes.

Por estas razones es preferible la sistemática establecida por Beischlag, Krusch Vogt, quienes limitan a la sistemática de los yacimientos metalíferos su clasificación, dividiéndolos en pcoso grupos grandes.

Distinguen.

I. Depósitos singenéticos
   a. Segregaciones magmáticas
   b. Depósitos sedimentarios
   c. Lavaderos.

II. Depósitos epigenéticos.

   a. Yacimientos de contacot
   b. Rellenos de grietas y cavidades
   c. Yacimientos metasomáticos
   d. Zonas de impregnación.

Aunque la distinción entre depósitos singenéticos y epigenéticos parece muy lógica, quedan incluídas en el grupo de los yacimientos singenéticos dos clases de depósitos, que no tienen nada que ver con ellos, ya sea en su forma exterior o en los procesos genéticos. Por otro lado muchos yacimientos formados por segregación magmática, tienen forma de vetas más o menos regulares y en tal caso debemos suponer que la roca de la caja ya estaba enfriada, de modo que no deberían incluirse en la clase de los yacimientos singenéticos.

Por esta razón parece más lógico suprimir la distinción entre yacimientos sin y epigenéticos, y separar las segregaciones magmáticas de los depósitos sedimentarios.

Además, en el grupo II b., amenudo la caja está en mayor o en menor grado impregnada, de modo que en las vetas de impregnaciones, el relleno de las grietas es mucho menos importante que la impregnación de la caja. En vista de que son fre-

cuentes las vetas paralelas a la estratificación, que en parte corresponden a mantos impregnados, en parte a un verdadero relleno de una grieta correspondiente a un plano de estratificación, conviene reunir las clases II, b. y d. bajo el nombre de vetas reales y vetas de impregnación.

Tendríamos entonces la sistemática siguiente:

1. Segregaciones magmáticas
2. Yacimientos de contacto
3. Vetas.
   a Vetas reales
   b Vetas de impregnación
4. Yacimientos metasomáticos
5. Depósitos sedimentarios y lavaderos
6. Depósitos residuales

(Ej. pag. 69, II B.).

Describiremos a continuación una serie de yacimientos pertenecientes a estos grupos de la sistemática eligiendo depósitos de substancias que no existen en Chile, para dar una idea de la forma en que aparecen estos depósitos. Al final se dará una descripción de los yacimientos chilenos de fierro, cobre, plata y oro y de los depósitos bolivianos de estaño.

I. Las segregaciones magmáticas.

Los yacimientos formados por segregación magmática se hallan siempre dentro de la roca ignea o a poca distancia de ella. En parte se trata de acumulaciones locales dentro de la roca ignea, tal como se conocen las segregaciones básicas de mica o anfíbola en un granito; en tal caso la parte enriquecida pasa paulatinamente a la roca normal con cantidad reducida de metal.

Otras veces en el magma igneo se ha concentrado el mineral y cuando las partes superiores del macizo se habían enfriado, los minerales metalíferos que todavía estaban en estado igneo, han hecho erupción rellenando grietas en la roca enfriada. En este caso el mineral se halla generalmente bien separado de la roca de la caja.

La irregularidad de la forma de esta clase de yacimientos, obliga a efectuar grandes trabajos de exploración, a fín de poder cubicar la cantidad de minerales existentes.

A. Las segregaciones de minerales oxidados. A esta clase pertenecen los depósitos de cromita, de illmenita y de magnetita.

Los yacimientos de cromita. Todos los yacimientos hasta ahora conocidos se hallan en peridotitas y serpentinas formadas por descomposición de peridotitas. Esta clase de rocas está caracterizada por una ley constante y pequeña de óxidos de cromo, que oscila generalmente entre 0,2 y 0,5% y que sube excepcionalmente a 1%. En la roca el cromo se halla generalmente en forma de espinela de cromo, la picotita, $(Mg, Fe)(Al, Cr, Fe)_2O_4$ y como cromita, $(Fe, Mg)(Cr, Al, Fe)_2O_4$ y en cantidades reducidas como diopsido de cromo etc.

Los yacimientos mejor estudiados se hallan en el Norte de Noruega, donde hay unos cien pequeños macizos de peridotitas, los cuales son en parte dunitas (compuestas exclusivamente de olivina) y saxonitas (compuestas de olivina y enstatita). Los depósitos se hallan en la parte central de los macizos y se componen en parte de mineral bastante puro y en parte de una concreción bastante pura de cromita con olivina y enstatita. La ley mínima es de 3 a 10% y la máxima de 60 a 80% de Cr_2O_3. Existe una transición paulatina de la roca de la caja sobre las partes ricas. El mineral muestra amenudo estructura de fajas, que debe considerarse como estructura fluidal.

La Fig. 11 nos muestra una corrida de nidos de cromita y otros de enstatita en la saxonita normal.

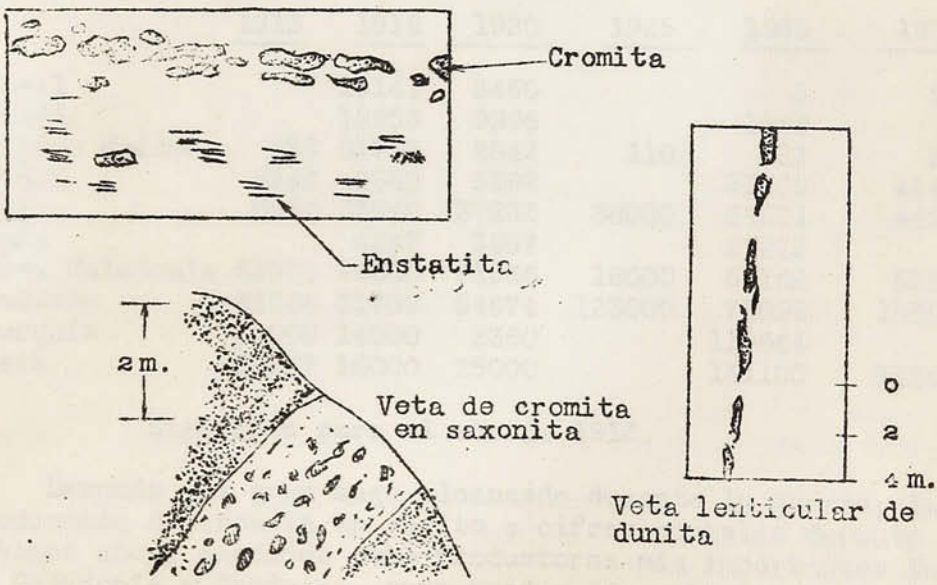


Fig. 11.

Todos los demás yacimientos de cromita tienen más o menos el mismo carácter y en muchos la peridotita está descompuesta en serpentina.

Los únicos yacimientos sudamericanos conocidos hasta ahora, se hallan en el Brasil, en la Provincia de Bahía, cerca de Queimadus y Bom-Fim. La cantidad de minerales explotables se calcula de 20 a 25 mil toneladas. También al interior se conocen depósitos, todavía no explorados, de minerales de 35 a 40%.

En el mineral de cromita, generalmente una parte del Cr_2O_3 está sustituído por Al_2O_3 y además una parte del FeO por MgO. La composición normal es la siguiente:

Cr_2O_3	52 a 58% (hasta 65%).
Al_2O_3	5 a 15 %
MgO	25 a 40 %
Oxidos de fierro	25 a 40 %

El mineral que se vende tiene rara vez mas de 50 a 52% de Cr_2O_3.

La producción mundial se reparte del modo siguiente en toneladas:

	1913	1918	1920	1925	1935	1939
Brasil		18141	3450		5	933
Canadá		19953	9996		1038	
Estados Unidos	259	83753	2542	110	523	825
Grecia	6342	2640	5302		29779	42464
India	5760	58640	27232	38000	21921	44767
Japón		6247	3967		27222	
Nueva Caledonia	63370	26000	91536	18000	55182	52216
Rhodesia	63384	31789	54674	123000	72098	186019
Turquía	14000	14000	2360		119844	
Rusia	21277	16000	25000		131100	313630

Significa para el año de 1912.

Después del gran auge alcanzado durante la guerra, la producción de cromita ha vuelto a cifras normales durante los últimos años, quedando como productores más importantes Nueva Caledonia y Rhodesia, cuya producción entera es Controlada por una casa inglesa.

El precio de la tonelada en trozos de minerales escogidos a manos, con una ley de 50% de Cr_2O_3, en Estados Unidos antes de la guerra era de 15 dóllares, mientras que los concentrados de la misma ley valían sólo 13 dollares. En 1922 se pagaron por los concentrados del Canadá de la misma ley de 22 a 23 dollares. Minerales de 40 a 45% se pagaron antes de la guerra a 9 dollares, con escala de 50 cts. por unidad encima de 40%.

El empleo más importante lo tienen los concentrados en la industria química, para la fabricación de cromatos (colores); se aceptan solamente minerales de una ley de 50% o más.

Además sirven para la fabricación de fierro-cromo y para este fin no deben tener una ley muy alta de sílice. En la industria se agrega al acero para la fabricación de planchas de corazas. Los pedazos grandes de minerales y de ley no muy alta se usan como forro interior de los hornos básicos de la industria del acero; tales pedazos pueden contener hasta 10% de SiO_2 y una ley de 40 a 43% de Cr_2O_3.

B. Las segregaciones magmáticas de minerales sulfurados. A esta clase de yacimientos pertenecen los más importantes depósitos de magnetopirita niquelífera y grandes depósitos de pirita, como por ejemplo, los de Río Tinto.

Según las experiencias de laboratorios, la solubilidad de los súlfuros en silicatos fundidos aumenta considerablemente con la temperatura, de modo que podemos suponer que a temperaturas muy altas, los dos componentes pueden mezclarse en cualquier rrelación. Los súlfuros fundidos tienen la propiedad de ser sumamemte líquidos, y por esto se prestan mucho para ser inyectados en las hendiduras muy finas de la roca.

1. Los yacimientos de magnetopiritas niquelífera. Los depósitos de Sudbury, en el Canadá.

Sudbury se halla al Norte del Lago Hurón y el distrito minero tiene una longitud de unos 60 Kg. y un ancho de 25 a 30 Km.

Una enorme masa de norita cuarcífera y de granito (micropegmatita), forma un extenso macizo eruptivo de forma sinclinal. Yace encima de gneises del Laurentiano y a su vez está cubierto de sedimentos del Humoniano superior, que principian con un conflomerado, según lo muestra la Fig. 12.

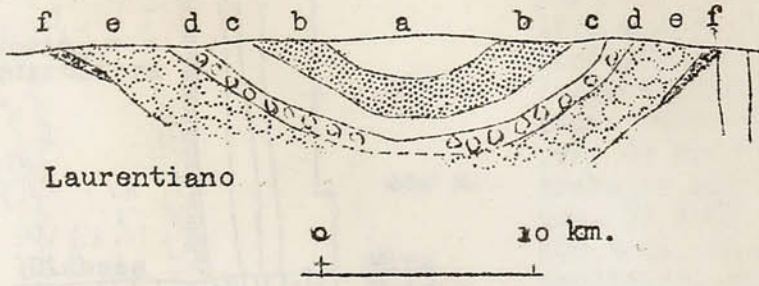


Fig. 12

a= areniscas
b= pizarras
c= tobas
d= conglomerados
e= micropegmatita y norita
f= Magnetopirita.

Interesante es la composición del macizo intrusivo, que en su parte superior consiste en micromagnetita y que hacia abajo se pone más y más básico, pasando paulatinamente a una norita cuarcífera, que en su base o, mejor dicho, en el contacto con el yacente, contiene las segregaciones de magnetopirita niquelífera. Los depósitos se hallan en la parte exterior de la roca eruptiva, que se considera como locolita y prefieren especialmente las partes mmas salientes de la norita, que en las cercanías de los yacimientos es más básica que hacia el interior.

La Fig. 13 nos muestra los caracteres geológicos de uno de estos depósitos del distrito de Sudbury.

Se ve que los yacimientos se hallan directamente en el contacto y que el límite exterior, aunque un poco irregular, es más pronunciado que el límite interior, donde el mineral pasa paulatinamente a la roca.

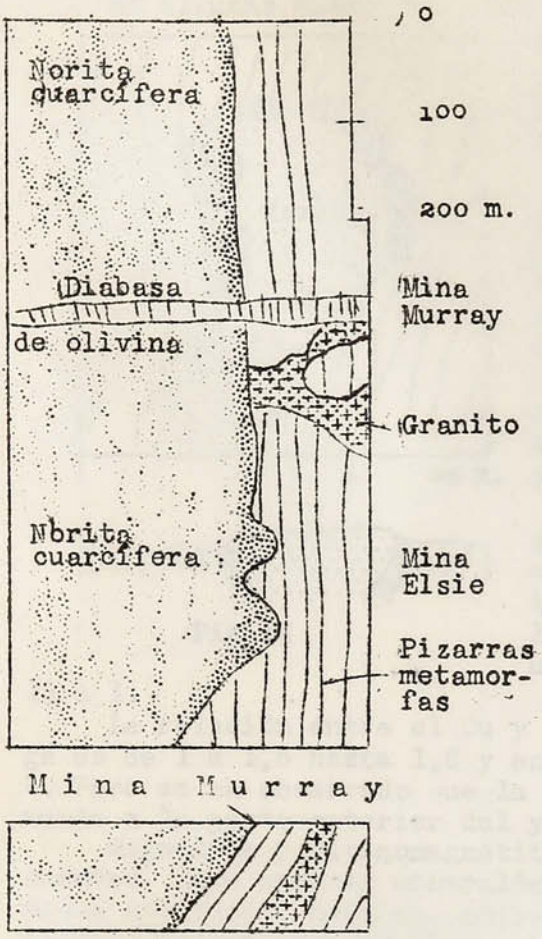
Los depósitos se explotaros originalmente por cobre, descubriendose más tarde el valor por níquel. La repartición de los dos metales es irregular. Las leyes de los minerales actualmente explotados eran en 1912 de 3% de Ni y 1,5% de Cu. Como límite inferior de explotabilidad de considerar una ley total de 2% de ambos metales.

El contenido de Ni sufre importantes cambios en dirección vertical, observándose tanto enriquecimiento como empobrecimientos.

Los cambios son en gran parte primarios y se deben a la diferenciación magmática.

La Fig. 14 nos muestra que las condiciones geológicas de las minas de magnetopirita niquelífera de Noruega, son idénticas a las del Canadá. Prefieren tambien el contacto entre la norita y la rocas más antiguas y hacia la roca eruptiva pasan por transición paulatina.

Las minas de níquel de Noruega, tenían su período de ma-



Mapa y perfil por las minas Murray y Elsie (Sudbury). Krusch, Beyschlag, Vogt, I pag. 315.

Fig. 13

yor auge entre los años de 1870 a 1887, con una producción anual de 360 ton. Después estuvieron paralizadas durante varios años, pero se han reanudado los trabajos con métodos modernos. El 1913 se produjeron 550 ton. de níquel electrolítico, contenido en minerales nacionales obteniendo tambien una reducida cantidad de platino en los ánodos.

La mineralogía de los yacimientos. Los minerales metalíferos más importantes son las magnetopirita niquelífera, la pirita y la chalcopirita. Ensayes de magnetopiritas aparentemente puras de los depósitos ligados a rocas gabroideas, encontraron generalmente una ley de 2 a 5% de Ni y reducida cantidad de Co. Antes se suponía que una parte del Fe de la magnetopirita estaba sustituido por Ni, pero estudios hechos con el microscopio metalográfico han comprobado que la magnetopirita estaba sustituida en cierta partes, o sea, que encierra a veces cristales microscópicos de pentlandita, (Fe,Ni) S, con 22 a 34% de Ni. La mayor parte del Ni proviene sin duda de este mineral, pero es posible que unareducida cantidad pueda estar contenida en la magnetopirita. Como la pentlandita no es magnética, se han hecho muchos ensayos de unaseparación magnética de los minerales; pero en vista del tamaño muy reducido a que debe molerse la mena, este método no haresultado rentable.

En algunas minas del Canadá se ha encontrado fuera de los minerales oxidados característicos de Ni, también polidimita, Ni_3FeS_6, y millerita, NiS, pero se consideran como minerales secundarios.

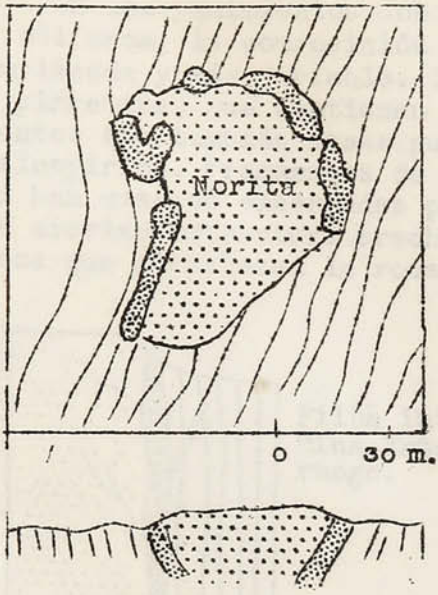


Fig.14

La pirita es generalmente escasa, pero en algunos puntos puede aparecer en mayor cantidad en forma de cristales idiomorfos encerrados por la magnetopirita y la chalcopirita. En las piritas existe generalmente una cantidad relativamente grande de Co en comparación con la ley de Ni.

La relación entre la magneto-pirita y la chalcopirita es generalmente bastante constanto, siendo la relación de la magnetopirita y pirita por una lado a la chalcopirita de 15 a 1.

La relación entre el Cu y el Ni en las minas de Noruega es de 1 a 1,5 hasta 1,8 y en las minas de Canadá de 1:1,3-2. Pero se ha observado que la chalcopirita prefiere generalmente a la parte exterior del yacimiento.

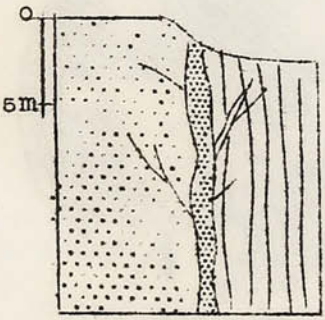
Magnetita y titanomagnetita e illmenita son bastante frecuentes. Como rarezas mineralógicas se encuentran en algunas minas cobaltita, danaíta, anabergita, gersdorfita, bornita, galena, blenda, molibdenita, etc.

Característica es una pequeña ley de platino y además oro y plata. El platino se observó en una de las minas de Sudbury, en el afloramiento, en forma de arseniuro, $PtAs_2$ (esperrilita)

La morfoligía de los yacimientos. Los gabros contienen generalmente de 0,1 a 0,25% de azufre, correspondiente de 0,2 a 0,5% de súlfuros de fierro (magnetopirita y pirita y poca cantidad de chalcopirita). Esto es frecuente en macizos de grabos y en regiones donde la cantidad de los súlfuros sube de 2 a 5% y excepcionalmente de 10 a 30%, sin que la relación entre la cantidad de la plagioclasa y las piroxenas haya sufrido una alteración. Estas variedades de la roca ricas en súlfuros, han recibido el nombre de gabro o norita de pirro-

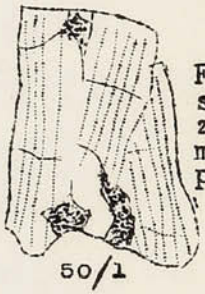
tina (Fig. 15).

En los yacimientos donde ha habido mayor concentración de súlfuros, la composición de minerales es generalmente más complicada y más variable. También en ellos se trata de gabros de pirretina, que contienen entre 60 y 80% de súlfuros. Frecuentes son también masas puras de magnotepirita, pirita y chalcopirita. Fragmentos de gabro o de las rocas de la caja que han quedado encerradas por los minerales sulfurados, causan ciertas estructura brechosa. Frecuentes son guías de súlfuros que atraviezan la roca de la caja.



Filón intrusivo. Mina Erteli, Noruega.

Mina Fload, Noruega



Flagioclasa atravezada por magnetopirita.

Fig. 15

La figura muestra en el lado derecho un filón intrusivo formado por magnetopirita. que ha seguido el límite entre la norita y el gneis, ramificándose hacia los lados. La parte izquierda muestra el mismo fenómeno en dimensiones microscópicas.

El orígen de los yacimientos. El Orígen magmático de los depósitos de magnetopirita niquelífera, queda evidenciado especialmente por los yacimientos que en la periferia de un macizo de gabro o norita, se compnen de minerales sulfurados puros, que hacia la roca intrusiva pasan paulatinamente a una norita de pirrotina y al fin a un norita enteramente normal. Que los depósitos prefieren la periferia de los macizos, es un fenómeno que se observa en muchos filones eruptivos, en los cuales la parte más cercana a la caja tiene una composición petrográfica distinta de las partes centrales, porque la diferenciación habida durante el enfriamiento produjo componentes que emigraron hacia el plano de enfriamiento.

En el caso de los filones intrusivos de magnotopirita y de las guias que atraviezan los cristales de plagioclasa, debemos suponer que se trata de erupciones parciales de los

sulfuros fundidos que, a causa de su gran fluidez podían entrar en las grietas más finas.

Que la magnetopirita en realidad pertenece a los últimos minerales cristalizados del magma gabroide, puede verse en la Fig. 16, donde encierra o rodea a minerales idiomorfos de olivina.

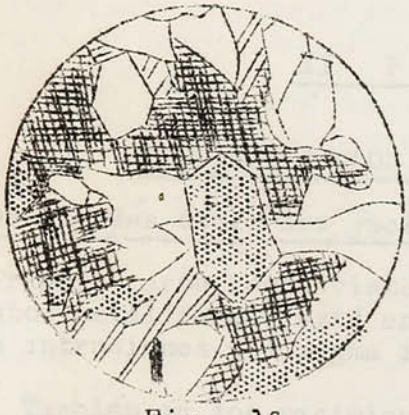


Fig. 16.

La lámina microscópica es una norita de pirrotina de la mina Insizwa, Sud Africa, tomada de Lindgren, pag. 768.

II PARTE

LOS YACIMIENTOS METALIFEROS EN CHILE

Generalidades sobre los yacimientos metalíferos en Chile.

En la Primera parte hemos visto que la mayor parte de los yacimientos metalíferos, está en relación con procesos volcánicos, como intrusiones del magma igneo en capas de la costra terrestre.

También en los yacimientos metasomáticos y en las vetas formas en que la velación del yacimiento con algún magma no se conoce, generalmente suponemos que el magma haya quedado a gran profundidad.

Las relaciones existentes entre las rocas igneas y los yacimientos metalíferos, sepresentan a la vista en la cordillera de la América del Sur y han sido observados hace ya muchos años. Por esto conviene recapitular primero nuestros conocimientos sobre las rocas eruptivas del país.

A. Rocas eruptivas de Chile. Podemos distinguir en nuestro país diferentes zonas, de composición geológica distinta. La zona costanera está formada por capas paleozoidas y más antiguas. Empieza en Taltal y Chañaral.

Al este de la primera zona, sigue la faja de rocas mezozoicas, caracterizadas por la formación porfirírica, y al Norte (Arica hasta Taltal) esta faja llega hasta la costa msma. Mas hacia el Sur ocupa la parte mediana del país y en el Sur pasa paulatinamente hacia la falda oriental de la Cordillera de Los Andes.

La tercera zona andina está formada por capas palcozoicas (Siluriano y Devoniano) y rocas cristalinas. Esta zona o-

cupa solamente una pequeña parte del territorio chileno en la provincia de Atacama y por esto no tiene interés para nosotros.

1. Las rocas cristalinas de la costa. Según F. W. Wolf (Zeitschr Deutsch. Geolog. Gosellsch. Tomo 51,1899, pag. 471-556), la zona de la costa está compuesta por pizarras cristalinas, gneises, pórfidos cuarcíferos y rocas plutónicas de la serie de la granodiorita. En la Provincia de Atacama prevalecen dioritas cuarcíferas de anfíbola y en la región de Coquimbo rocas de gabro. Relacionados con estas rocas están los yacimientos de cobre y oro. Estas mismas rocas vuelven a aparecer en el Oriente en Valle Jorquera y en la parte Andina del valle del Huasco. Los pórfidos cuarcíferos de la misma región probablemente también son más antiguos que el Jurásico.

2. Las rocas de la zona central. Son las rocas de la formación porfirítica, brechas, conglomerados, tobas y capas de porfirita con intercalaciones de capas calcáreas. Las erupciones volcánicas han producido exclusivamente porfiritas augíticas. Además se formaban en el Mesozoico capas y filones de diabasas, acompañadas de tobas y brechas del mismo material.

En estas rocas mesozoicas han entrado en forma de masas intrusivas, nuevas rocas plutónicas. Son las rocas de granitos andinos (granodioritas), que deben haberse formado al fin del Cretáceo, durante el primer plegamiento principal de la cordillera. Wolf distingue dos clases de tales rocas plutónicas andinas: las dioritas y granitos andinos de color claro y las noritas andinas de color obscuro. Estas capas son acompañadas por rocas de filones lamprofíricos. También son contemporáneos los pórfidos cuarcíferos modernos que forman la transición hacia las liparitas.

3. Las rocas de la zona volcánica. En la parte central de la cordillera, se halla la zona de los numerosos volcanes andinos. Las erupciones más antiguas pertenecen a las liparitas y dacitas. Enormes masas de liparitas se hallan en la región andina de la provincia de Tarapacá, pero estas rocas se encuentran también mucho más al Sur. Así, los volcanes que rodean el Salar de Maricunga, han producido al principio lavas liparíticas y dacíticas, como el Cerro Toro y el volcán Copiapó (dacita). Más modernas son las labas formadas por andesitas de anfíbola, que por aumento que augita se ponen más básicas. En las regiones más australes, han tenido erupciones más básicas que las septentrionales; andesitas de hiperstena con olivina y basaltos (Chillán, Antuco, Villarrica, Osorno,

Calbuco).

La situación de las vetas para con los macizos intrusivos.

La mayor parte de las vetas metalíferas de Chile, están en relación con masas intrusivas del terciario inferior o cretáceo superior. Estas masas intrusivas son indicadas por Steimann como lacolitas, que han penetrado en las rocas mesozoicas durante el plegamiento. Esto se puede deducir de la situación de las lacolitas en los anticlinales. Las rocas son en parte holocristalinas; las dioritas y granodioritas tienen en parte estructura porfirítica y son andesitas y dacitas. Especialmente para los yacimientos ligados a esta última clase Steimann ha descrito la situación de las vetas.

Las vetas se hallan generalmente dentro de la roca intrusiva, en su inmediata vecindad. En algunos casos excepcionales, donde no se conoce ninguna roca intrusiva, Steimann supone su existencia en la profundidad de tal roca que todavía no ha sido alcanzada por la denudación.

Acerca del número de las vetas, que es más grande en ciertas regiones, sabemos lo siguiente: en la roca cruptiva, en que se hallan las vetas de estaño del Cerro de Potosí, se observa un gran número de vetas en la parte superior de la lacolita.

Mientras que un socavón construído a poca altura, con la intención de cortar las vetas en gran profundidad ha dado un resultado muy desfavorable; se han encontrado muy pocas vetas de mala calidad. De consiguiente, las vetas que atraviezan los sedimentos en los que ha entrado la masa intrusiva y la parte estéril de ésta, se pierden hacia el interior de la lacolita.

La repartición de las vetas se puede explicar del modo siguiente: después de la intrusión del magma igneo, éste se enfriaba lentamente y el proceso era acompañado de la formación de grietas de contracción. Como estas grietas siguen con frecuencia en los sedimentos metamorfoseados, sin que se note una interrupción, las grietas situadas en las capas sedimentarias, se deben también probablemente a la contracción de los sedimentos, antes muy calentados por el magma intrusivo. Pero también las grietas en los sedimentos pueden haber sido producidas por tensiones que acompañaban la intrusión del magma. Más tarde, cuando las grietas en la roca ignea ya habían sido formadas, subían en ella las soluciones y vapores mineralizadores, de los cuales se precipitaba el mineral.

G. Steinmann. Uber gebundene Erzgänge in der Kordillere

Sudamerikas. Intern. Konr. f. Bergban, Hutenwesen, etc. Dusseldorf, 1910, pag, 171-181.

Se comprende que a mayor profundidad, bajo presiones muy grandes, las condiciones no eran favorables para la formación de numerosas grietas ni para grietas anchas.

La importancia práctica para el minero es obvia, porque en una lacolita que recién ha sido alcanzada por la denudación, y que está encerrada todavía por su cubierta de sedimentos, la cantidad de las vetas va a ser mucho más grande que en otra ya muy destruída.

Además, cree Steinmann que la riqueza minera de una región depende del tamaño de la masa eruptiva. Grandes macizos son más ricos que pequeñas vetas.

B. La relación entre las rocas eruptivas y los yacimientos metalíferos de Chile. Hace unos 40 o 50 años que grandes sabios como Domeyko y Pissis, suponían que se podía distinguir tanbién diferentes zonas de yacimientos metalíferos:

1. Una zona más occidental con yacimientos ricos en oro y cobre.
2. La zona de las minas de plata, situadas al oriente de la primera, y
3. Una zona oriental, situada en la cordillera misma, con galenas platosas, cobres grises y blenda.

Pero, en realidad existen tantas excepciones que no es posible distinguir estas tres zonas de diferente mineralización. Mucho más vale distinguir los yacimientos metalíferos de nuestro país según su orígen y la combinación de los minerales y las relaciones que tienen con diferentes clases de rocas eruptivas.

Según Moericke , que empleó por primera vez este procedimiento, podemos distinguir las siguientes clases de rocas metalíferas en nuestro país:

1. La formación de oro y cobre. Las vetas e impregnaciones de oro y minerales de cobre en rocas ácidas son de esta formación. Los minerales de cobre casi siempre contienen cierta ley de oro. Las rocas son: diorita cuarcífera de augita, diorita cuarcífera, sienita, granitita de anfíbola y pórfi

do cuarcífero o liparita. La ganga principal es el cuarzo; turmalina es frecuente.

a. Yacimientos de oro. Prevalece en estos yacimientos, según el valor de los minerales producidos. Ejemplos: Inca de Oro, Cachiyuyo y Jesús María en la provincia de Atacama; Talca, Andacollo, Los Sauces, en la provincia de Coquimbo; Chivatos en la provincia de Talca; Espino de Petorca, etc.

b. Yacimientos de cobre con ley variable en oro. En ellos de vez en cuando se observa oro nativo. Ejemplos: Remolinos y Ojancos en la provincia de Atacama; Tamaya y La Higuera en la provincia de Coquimbo; Caleu, Las Condes y Peralillo en la provincia de Santiago.

Las dos clases anteriores no se pueden distinguir bien, porque hay transiciones entre ellas.

2. La formación de plata y cobre.

Son yacimientos con minerales de plata sin ley considerable de oro y con minerales de cobre argentífero en rocas básicas (diabasas, porfiritas augíticas y andesitas augíticas). Con frecuencia se hallan en capas calcáreas del mesozoico, en las cuales han penetrado las rocas arriba mencionadas. Zeolitas son frecuentes, no se conoce turmalina.

a. Yacimientos de cobre con plata. Son minerales de cobre con pequeña ley en plata; a veces se observa plata nativa. Ejemplos: puquios y Checo en Atacama; Mercedes de Algodones en Coquimbo; Catemu de Aconcagua y Lampa en Santiago. Además, Los Sapos.

b. Yacimientos de plata. Los minerales de cobre tienen poca importancia. Ejemplos: Tres Puntas, Cabeza de Vaca, Los Bordos, Chañarcillo, San Antonio, de Atacama; Algodonales, Rodaito, Arquetos, Quitana, en Coquimbo, etc.

Lo mismo que en el primer grupo, hay transición entre las clases a y b.

Moericke- Algunas observaciones sobre yacimientos metalíferos chilenos y sus relaciones con rocas eruptivas. Bol Soc. Nal. de Minería 1895, pag. 86-91,

3. Yacimientos de plata con ley considerable en oro.

Se hallan tanto en rocas básicas como en ácidas. Oro nativo no es raro en los cloruros de plata. Ejemplos: Guanaco y Lomas Bayas en Atacama y Condoriaco en Coquimbo.

Este grupo representa una mezcla de las clases 1. a. y 2. b. Son pocas las minas que pertenecen a este grupo.

4. Yacimientos de galena, blenda, tetraedrita, enargita, etc.

Los minerales simepre tienen ley en plata y pequeña ley en oro. Minerales deplata son raros. Los yacimientos tienen relación con andesitas terciarias y liparitas o con las tobas de estas rocas. Ejemplos: Cerro Blanco y La Coipa en Atacama; Las Hediondas y Río Seco en Coquimbo.

5. Yacimientos de casiterita y plata.

Estos yacimientos, también llamados del tipo Oruro Potosí, no se conocen en Chile.

Todos estos yacimientos son bastante modernos, están en relación con las rocas igneas que han penetrado a las rocas o capas mesozoicas al fin del cretáceo o con rocas eruptivas aún modernas.

LOS YACIMIENTOS DE FIERRO EN CHILE

El estudio más detallado de los yacimientos de Chile, ha sido ejecutado por el señor Linnemann. Seguiremos en general sus observaciones hechas en la región situada al Sur del Valle del Huasco.

Las rocas en las cuales aparecen los yacimientos de fierro, son dioritas de anfíbola con cuarzo. Como han metamorfoseado capas de la formación prfirítica del mesozoico, debemos atribuir a las dioritas una edad del cretáceo superior o del terciario inferior. Dentro de estas rocas aparecen los yacimientos en formas muy variadas: en grandes vetarrones de forma más o menos lenticular, como en Algarrobo; en un sinnúmero de pequeños cuerpos lenticulares, como en Los Cristales y La Varilla (Chañaral), o en forma de vetas largas, como en Chinchilla, Cantera y otros minerales cerca de Vallenar. El límite de los macizos con la roca de la caja está generalmente muy bien marcado, con excepción del Tofo, donde el mineral se halla en una roca obscura de diorita, que en parte entra

al mineral y en parte, cerca del contacto, manchas de minerales se hallan también dentro de la roca de la caja, por lo que debemos suponer que el mineral ha sido inyectado en forma de magma igneo. Las condiciones del Tofo ya pueden pertenecer más a segregaciones magmáticas formadas in-situ.

Pero no siempre el mineral de fierro se halla en contacto con la diorita, sino que con frecuencia una zona de anfíbola fibrosa separa el cuerpo del mineral de la roca. Esta zona de anfíbola, que tiene un equivalente en el skarn de los yacimientos de fierro de Escandinavia, puede alcanzar hasta varios centenares de metros. Las fibras de la anfíbola tienen posición normal a la salbanda del cuerpo mineralizado y pueden alcanzar hasta 20 cm. de largo. Generalmente la anfíbola está fuertemente descompuesta. Mientras la anfíbola se ha concentrado alrededor del fierro, la diorita se ha concentrado o situado cerca de tal zona de mineralización y carece de anfíbola y tiene color enteramente blanco. Estas relaciones están muy desarrolladas en la mina de Algarrobito.

Estos fenómenos deben explicarse por una direnciación magmática. En la intrusión de la diorita, la anfíbola y el hierro, como componentes básicos del magma, quedaron abajo; más tarde subió la anfíbola y entró a las grietas existentes en la diorita ya enfriada. Desde la zona de anfíbola casi compacta, este mineral ha avanzado a la diorita a distancias de 50 metros, siguiendo y rellenando delgadas grietas dentro de la diorita.

En Algarrobito parece que el magma de fierro ha penetrado en estado medio sólido. En el pendiente el mineral tiene forma escoriacea; se observan pedazos de forma arriñonada dentro de un cemento fundamental formado también por fierro. La intrusión del mineral de fierro se produjo poco después de la formación de la anfíbola o en parte el mismo tiempo. Al menos, en Romerito, la veta de fierro está atravezada por otra de anfíbola de la misma composición, que tiene la zona de anfíbola en la salbanda de la veta de fierro.

A veces el desmezclamiento de anfíbola y fierro producido en profundidad, no ha sido completo y los dos minerales se ha cistalizado al mismo tiempo. En tal caso se observa dentro de la masa de anfíbola, el cuerpo mineralizado, formado por una mezcla fina de anfíbola y mineral de fierro.

Pero no se puede suponer que todos los yacimientos hayan tenido el mismo orígen, en forma de intrusión. En Cachiyuyo, por ejemplo, se observa en la veta una estructura en forma de fajas simétricas, formadas por la interalación de

fajas de cristales de anfíbola. Estos cristales han crecido encima de las partes exteriores de la veta de fierro y se dirigen con sus términos libres hacia el centro de la veta. A veces existen varias de tales fajas. También la apatita puede formar tales fajas simétricas. Aún se observan grietas en forma de drusas con grandes cristales de magnetita. Estas relaciones indican mas bien una formación hidrotermal y pneumatolítica de algunos yacimientos. Que procesos de esta última clase haya existido, lo indica la presencia de pequeñas agujas pleocroíticas de turmalina, dentro del mineral de El Molle y Cantera. Tales procesos post-magmáticos, seguramente han desempeñado un papel bastante importante en los yacimientos, como puede deducirse de la fuerte transformación de las rocas vecinas a los yacimientos.

En Cristales aparecen extensas zonas de una roca blanca de aspecto de una aplita, que bajo el microscopio se revela como una roca silisificada. Además, en El Molle se observa granate, tanto dentro de la veta como en la roca de la caja, fuertemente descompuesto y que además contiene calcita. Procesos post-volcánicos explican también la presencia de delgadas fajas de mica de fierro dentro de la hematita compacta de las vetas.

El mineral de la mayor parte de los yacimientos de fierro, consiste de hematita compacta, que debe ser de orígen secundario, como lo evidencian sus numerosas seudomorfosas según magnetita. Solamente en el pequeño yacimiento de Yungay tenemos magnetita pura. A transformaciones posteriores se debe la presencia de limonita, a veces en forma arriñonada o en forma de pequeñas estalactitas.

Como impurezas tenemos en el mineral principalmente la anfíbola. También el cuarzo es muy frecuente, pero en cantidades muy variables. En La Cantera y el Molle, el cuarzo encierra pequeñas agujas de turmalina. En general, el cuarzo se habrá formado como mineral secundario, especialmente donde rellena delgadas grietas dentro del mineral.

También la apatita es muy frecuente dentro de los yacimientos de fierro; a veces se halla en tal cantidad, que más bien se podría hablar de yacimiento de apatita, como en Ojos de Agua.

En cuerpos grandes de mineral, como en Algarrobo, la apatita forma fajas irregulares que aparecen en el mineral formando una gran cantidad de puntos blancos. En otros yacimientos, como en Ojos de Agua y Cachiyuyito, la apatita causa junto con las fajas de anfíbola, la estructura en fajas

de las vetas.

La apatita común tiene color rojo, sin el lustre de cera muy característico para este mineral. En el Molle y Cachiyuyito la apatita tiene color verdoso claro y fuerte lustre de cera.

Calcita se observa en Ojos de Agua, en forma de pedazos irregulares de carbonato de calcio. En el primero de los yacimientos, numerosas vetitas delgadas atraviezan el fierro.

La pirita de fierro es relativamentecscasa; en El Molle se halla en pequeños cristales distribuídos en el fierro. Mayor cantidad se observa en uno de los vetarrones del Algarrobo, donde la pirita rellena grietas finas de la hematita. Esto indica que se ha formado después de la hematita y tiene el mismo orígen de los minerales de cobre que se observan en varios yacimientos de fierro. Las grietas débense probablemente a presiones tectónicas, las que han dado orígen a numerosos planos de espejo. Las piritas, como los minerales de cobre, se han precipitado de soluciones acuosas, que más tarde subieron.

DESCRIPCION DE LOS DIFERENTES TIPOS DE MINAS

Yacimientos de la formación de oro y cobre.

Yacimiento de oro. La ganga de estas vetas consiste principalmente en cuarzo. Las rocas eruptivas en que se hallan esta clase de vetas, pertenece a las rocas plutónicas: granitos y dioritas cuaríferas de la cordillera de la costa. Generalmente el oro no se ve a simple vista porque está finamente distribuído en el cuarzo.

Con frecuencia se observan en las vetas masas amarillentas de obre de fierro y caolín. El oro generalmente está acompañado de piritas de fierro y tienen un aspecto muy rugoso y poroso. Además se observan carbonatos de fierro y cobre. La roca encajante de las vetas de oro está casi siempre muy descompuesta en las cercanías de la caja. La descomposición proviene de las soluciones de ácidos que se han formado en las zonas de oxidación y que han atacado la caja. En general las vetas de oro se ponen pobres a poca profundidad, fenómeno que se debe al empobrecimiento normal observado en la transición hacia la zona primaria. El número de vetas que se hallan en las rocas graníticas antiguas, es muy grande. Como minerales accesorios aparece la galena en Las Vacas.

Minas de Talca - Ovalle.

Stuven, Soc. Nac. de Minería, 1896, pag. 143

El distrito minero de Talca, está situado al O. de la ciudad de Ovalle, en la costa misma. En las cercanías del mineral, la costa está formada por pizarras cristalinas, especialmente pizarras anfibólicas. En estas capas ha penetrado un gran macizo granítico. Más tarde se produjo una nueva intrusión de diorita, que penetró también en el granito ya enfriado. Las vetas de cuarzo aurífero se hallan en la pizarra anfibólica en forma de mantos paralelos a la estratificación de estas capas. El perfil por estas capas es el indicado en la Fig. 17 dado por el señor Stuven.

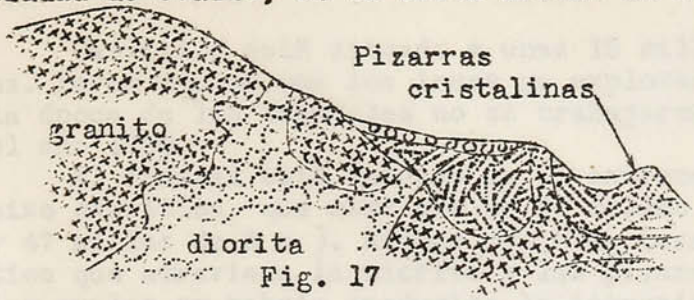


Fig. 17

Las vetas son de rumbo N 30° O y de manteo 75 a 80° E. Stuven considera las vetas relacionadas con la intrusión granítica y afirma que los filones dioríticos de 10 a 30 cm. de ancho, atraviezan las vetas sin causar mayores disturbios. Al otro lado del filón las vetas siguen en la misma forma. A la intrusión de la diorita se debe el destrozamiento completo del cuarzo, que forma la ganga de la veta. A causa de este destrozamiento, la veta debe trabajarse a cuña y combo.

La veta está formada por cuarzo blanco, con manchas de hidróxido férrico, proveniente de la descomposición de las piritas auríferas de la zona primaria. La potencia de la veta es variable, desde 10 cm. a 2 m. En general, la parte ancha es bastante pobre en oro (12,5 gr. por ton.), mientras que en las partes delgadas Stuven sacó una muestra que le dió 275 gr. por ton. Apartando la parte rica de la veta, Stuven encontró una ley media de 20 gr. por ton.

A una profundidad de 40 a 60 m. se encuentran las piritas de fierro y de cobre, sin que baje la ley de oro. Este, según Stuven, se halla como oro nativo en el cuarzo y no en las piritas, lo que favorece el beneficio del mineral.

En esta última observación nos indica que a esta profundidad nos hallamos en la zona de cementación o en la transición a la de cementación. Profundizando más labores que había llegado a 70 m. de hondura, se llegaría a la zona primaria, donde probablemente desaparecerá el oro nativo y este metal se hallaría ligado a las piritas.

El distrito aurífero de Canutillo, Freirina.

Según H. Loram, Bol. Soc. Nal de Minería 1905, pags. 101 a 111.

Canutillo está situado a unas 15 millas al S. de Freirina. Loram supone que los incas ya explotaron el oro; pero en la época de los españoles no se trabajaron las minas hasta el año 1700.

El mineral está situado en el extremo Sur de un gran macizo diorítico, que mide más de 30 millas en dirección N S y 47 millas de E a). Además menciona Loram un macizo sientico que atravieza la diorita y las pizarras anfibólicas, en las cuales se habría producido la intrusión diorítica. La descripción de fósiles y de capas fosilíferas encontradas cerca del contacto, es tan poco clara que no se puede saber si se trata de fósiles mesozoicos o de fósiles provenientes de terrazas marinas del cuaternario.

Las vetas auríferas tienen rumbo general N S y manteo 75° O. Se hallan solamente en la diorita misma y no pasan a la zona de contacto. Tienen una potencia que varía de pocos centímetros a 3 m., siendo el ancho medio de 50 cm. Como en Talca las partes más anchas son pobres en oro, la ganga consiste en cuarzo y en parte en calcita. Además hay piritas de fierro, cobre y de arsénico, vestigios de plata y manganeso.

La capa es bien pronunciada y consiste de roca descompuesta en forma de una arcilla dura de color pizarra obscuro. Tiene un ancho de 0,5 a 7 cm. Según esto, parece que la traducción habla de una salbanda. Tiene esta una ley mucho menos rica en oro que la veta misma, Interesantes son las observaciones hechas por Loram acerca de las zonas de oxidación.

En la superficie de la roca de la caja y de la veta misma, las rocas están enteramente descompuestas. De las vetas quedan solamente pequeñas manchas de cuarzo más sólido, y es por estas manchas que se puede reconocer la veta. A profundidades menores de 20 m. no se encuentran cantidades mayores de oro. Hasta cerca de 40 m., la veta consiste de arcilla con grandes cantidades de sericita, teñida con óxido de fierro hidratado y pequeñas cantidades de cuarzo duro y compacto. Más abajo se halla cuarzo agrietado, del cual ha sido removido el fierro tan enteremente, que quedan sólo manchas ligeras; las concavidades corresponden a cristales de pirita. Después viene cuarzo con pirita de fierro y arsénico descompuesto.

Al mismo tiempo aparecen las primeras manchas de mineral

de cobre. El oro a este nivel es más tosco y la ley mejora. Continuando hacia abajo, aumenta el cobre, aunque en forma muy escasa, apareciendo en forma de silicato y azurita. A los 90 m. el cobre se halla en forma de melaconita (CuO) y después vienen las piritas de fierro y arsénico. A mayores profundidades disminuye el mineral oxidado y se notan solamente los efectos de las aguas de filtración, cargadas con H_2SO_4, que han atacado a la calcita.

En un plano vertical de la veta, que acompaña la publicación, miestra la repartición del oro. A 50 m. de profundidad hay una ley media de 12 gr. por ton.; ésta sube paulatinamente hasta 39,5 a unahondura de 90 m. y después baja la ley hasta 5 gr. a una profundidad de 150 m.

Las minas de Guanaco.

Literatura:

Moericke. Bol Soc. Nal. 1896 pag. 88 (Betrachtungen und Beobachtungen über die Entstehung von Goldla gerstätten, Guanaco). Zeitsch. f. prakt Gool 1893 pag. 143-48.

Pohlmann y Schulze. Observaciones sobre los minerales auríferos de Guanaco. Bol Soc. Nal de Minería, 1896, pag 202.

Thiel y Muller. Die Goldkupferlagerstätte des Guanaco in Chile. Zeitsch. f. prakt; Geologie 1913, pags. 300 a 320.

El cerro del Guanaco está situado a 128 Km. al interior del puerto de Taltal, al lado del ferrocarril salitrero. Como el cerro se levanta en extensas planicies cubiertas de rodados modernos, sabemos muy poco sobre la composición geológica de los alrededores. Frecuente es un pórfido sin cuarzo, de color morado rojizo; pero esta roca no ha sido encontrada en el cerro mismo.

La masa principal del cerro del Guanaco está formada por los llamados pórfiros de los mineros. En realidad es una toba andesítica, que bajo el microscopio aparece compuesta de minerales de calcita, plagioclasa y partes cloríticas y además de biotita descompuesta y caolin impregnado de limonita. La estructura brechosa es característica para una toba.

Traquita llaman los mineros del Guanaco a una dacita muy alterada por procesos secundarios, que tiene los colores más variados: blanco, verdoso y gris azulejo. Macroscópicamente se ve una estructura porfírica de cristales de cuarzo y feldespato y piritas diseminadas en una masa fundamental descompuesta. Visto bajo el microscopio, el cuarzo está atravezado por muchas hendiduras y encierra muchas inclusiones de lí-

quidos y cristales de rutilo, apatita y zircón. Los cristales de feldespato, muestran en parte todavía, láminas de maclas; se trata pues de plagioclasas. Una fuerte transformación secundaria ha sido el orígen de la sericita, carbonatos y piritas. Poco frecuentes son minerales de piroxenas y hojas de mica. La masa fundamental está descompuesta enteramente en sericita y caolín. Después de esta transformación propilítica, se ha producido una silicificación, que se puede deducir del cuarzo secundario. También las llamadas cuarcitas pertenecen a esta misma roca.

Las vetas. El criadero de las partes auríferas más ricas es la traquita (propilita silicificada), que debe considerarse como el criadero del yacimiento. A mayor profundidad no se conoce la traquita de estructura porfírica, sino solamente la cuarcita (también propilita silicificada).

Las cuarcitas son muy características para el yacimiento. En la superficie, donde sobresalen a causa de la dureza, dan al cerro del Guanaco un aspecto raro. En la superficie y hasta 50 m. de profundidad, la cuarcita es muy porosa a causa de la descomposición de las piritas, originalmente encerradas. La cuarcita como roca es muy dura, pero aquí que forma la ganga es blanda. Acompaña siempre los clacos del metal.

Las vetas tienen rumbo N 60° E y tienen un manteo casi vertical. En general, las grietas son meras grietas que atraviezan el cerro y contienen sólo excepcionalmente mineral.

En la mayor parte de su extensión no contienen relleno proveniente de la mineralización, sino solamente una brecha y la veta sigue como hendidura muy fina.

De vez en cuando se ensancha la veta de 1,2 a 5 m. de espesor y está rellenada con ganga de cuarzo y baritina, atravezada por el mineral aurífero, enargita (Cu_3As) S_4, luzonita y a mayores profundidades pirita y oro nativo y minerales oxidados a menor profundidad. Más allá se empobrece la ganga y al fin la veta sigue como hendidura sin mineral. Las partes mineralizadas tienen forma cilíndrica de sección elíptica. El eje largo del cilindro sigue el manteo. Pero también estos clavos de metal, no consisten exclusivamente de metal, sino de una ganga de cuarzo atravezada por vetitas de mineral. Solamente donde el mineral se acumula en mayores cantidades, éste es explotable. El cuarzo de la gange en realidad es un producto de la metamorfosis muy intensa de la roca de la caja. Por esto, en regiones donde casualmente no han llegado las soluciones de cuarzo, los minerales se hallan dentro de la roca de la caja, sin ser acompañados de cuarzo.

La salbanda es siempre bien desarrollada; en parte, como zona delgada de relleno es arcillosa y caolínica, y en parte, como zona de impregnación con piritas o de transformación en caolín y alunita.

Los alcances situados a poca profundidad, contienen minerales muy ricos de oro y plata pero algunas minas han producido oro y otras solamente plata. A profundidades entre 60 y 120 m. aparecen los minerales de Cu, especialmente enargita y chalcosina, con una ley de 30 gr. por ton. de oro y una 10 veces mayor para la Ag.

La región explotable de oro comienza a pocos metros de la superficie y con la profundidad aumenta la ley en este metal; pero ya a 40 u 80 m. se alcanza la región inexplotable; minerales ricos en oro que fueron separados a mano y que contenían hasta 5% de Au, no eran raros.

El oro y plata se hallan en las grietas de la cuarcita y también en la roca de la caja, en la traquita. En los cruceros de las grietas se encontraba la mayor riqueza en oro. En los puntos donde la cuarcita contiene el oro, ésta con frecuencia está incrustada de pequeños cristales de baritina que no tiene ley en oro. Pero los bonitos cristales grandes nunca cubren minerales ricos. Hacia mayor profundidad desaparece la baritina. Las grietas de la cuarcita generalmente están rellenadas de caolín blanco.

Vestigios de cobre no se hallan en las paredes superiores. A mayor profundidad empiezan manchas verdosas de malaquita y atacamita. En las partes superiores, los cristales de yeso no son raros. En la región de cobre, desaparece este mineral.

Como reglas generales dice Thiel que:

1. A cada yacimiento de oro corresponde un yacimiento de cobre situado a mayor profundidad.
2. La región cuprífera solamente en el caso que se trate de una veta bien formada que no tiene caja de traquita, es explotable.
3. Si la cuarcita de la región cuprífera es dura y maciza, el cobre no es explotable.

Los procesos de la formación del yacimiento.

a. Procesos primarios.

Como criadero del mineral puede ser considerada únicamente la dacita, porque la otra roca eruptiva, la andesita de hiperstena, tiene solamente importancia local. También la toba pertenece a la erupción dacítica.

El autor duda de la existencia de filones dacíticos y afirma la existencia de una zona de silicificación), ya que contiene los mismos minerales menos el cuarzo. Después de la erupción se efectúa la propilitización, que afecta del mismo modo a la dacita como a la toba. El producto de descomposición está compuesto por masas de sericita y caolín, carbonatos y SiO_2 libre. Este SiO_2 en parte debe hallarse o haberse concentrado en concresiones que se hallan también en regiones lejanas de la silicificación proveniente de las vetas. Además la propilitización tenía como efecto un acarreo de grandes cantidades de pirita, la que en masas mayores y en parte como impregnación de pequeños cristales se depositó dentro de la roca. Las piritas se acumulaban con frecuencia en las concresiones de SiO_2 preferentemente.

La transformación propilítica no está ligada a las vetas, sino que se nota aún a 2 Km. de distancia de éstas. Pero otros procesos de transformación secundaria se observan solamente en la inmediata vecindad de las vetas, como la transformación en alunita y SiO_2 .

El grado de silicificación es distinto en las diferentes partes. En el caso extremo, la mayor parte de la roca consiste en cuarzo, de modo que macroscópicamente la roca hace la impresión de una cuarcita. En este estado no hay gran diferencia entre la roca y el cuarzo de la ganga.

En las partes superiores de la veta, se ha depositado la baritina junto con el cuarzo. Con frecuencia la baritina está cubierta por una delgada capa de cuarzo. El orígen primario de este cuarzo está comprobado, porque encierra piritas auríferas, las que faltan al cuarzo secundario.

Los minerales metalíferos primarios son: enargita con ley en Sb, luzonita, pirita y chalcopirita. Prevalece la enargita, de modo que la pirita aparecen en forma de papas dentro de este mineral. La concresión de estos minerales hace probable que sean contemporáneos con el cuarzo y la baritina.

El oro está ligado a las piritas que se han formado durante la propilitización, tanto en la roca misma como en las grietas. Fuera de las piritas, también la enargita es el mineral aurífero primario. Contiene 2,8 gr. de oro y 93,9 gr. de plata por ton.

b. Procesos secundarios.

La consecuencia de los procesos de oxidación, fué una sustitución de la baritina por soluciones ricas en SiO_2; este cuarzo secundario creció lentamente,

formando individuos mucho más grandes que el cuarzo primerio.

En los mismos procesos las piritas auríferas se destruyeron y el oro entró en forma metálica a los antiguos cuerpos de baritina, pero en ellos se puede ver el oro sólo por medio del microscopio. La baritina sustituida por el cuarzo se cristalizó en otros puntos en forma de cristales grandes.

Para explicar la existencia de las grandes cantidades de oro nativo encontradas en las minas de Guanaco, debemos suponer que, fuera de las piritas auríferas encerradas dentro del cuarzo primario, también los minerales sulfurados han contribuído a la formación de oro de cementación.

El enriquecimiento del oro en la zona de oxidación no se limita a la veta misma, sino que se observa también en la roca de la caja. De consiguiente, durante los procesos de oxidación, el oro y el cuarzo han entrado lateralmente a la roca; en ésta la zona explotable termina amenudo muy bruscamente a cierta distancia de la veta.

Llama la atención en la zona de oxidación, que haya relativamente más oro que plata en comparación con la zona primaria. Esto se explica por la mayor solubilidad del carbonato de plata.

Las zonas de oxidación que se observan en los súlfuros (atacamita se encuentra en esta parte) no presentan nada especial. La enargita frecuentemente está incrustada de cobre nativo, especialmente en los casos en que está cubierta de caolín. Parece que el caolín por absorción ha favorecido la precipitación del cobre de sus soluciones.

Como producto de la reacción entre calcita y los súlfuros de metales, debemos considerar en yeso. El yeso forma incrustaciones dentro de la veta principal y desciende hasta la zona primaria. También el cuarzo secundario proveniente de los procesos de oxidación forma tales incrustaciones, en cuando no ha servido para la sustitución metasomática de la baritina.

Las soluciones de baritina, fuera de formar los grandes cristales, entraban también a la roca de la caja, donde no estaba silicificada y se transformaron metasomáticamente, de modo que en una masa fundamental de batitina quedan solamente los cuarzos primarios.

El azufre nativo está descrito por varios autores como existente en el yacimiento de Guanaco. Se explica como descomposición del yeso por medio de ácido carbónico, formándose calcita e hidrógeno sulfurado. Este último se oxidaba en puntos donde había poco oxígeno del aire, dando orígen a agua

y azufre.

$$H_2S + O = H_2O + S$$

El nivel del agua subterránea y la zona de oxidación. Thiel y Müller suponen que antes había una época con mayores precipitaciones atmosféricas, suposición que es apoyada por las enormes cantidades de rodados acumulados en las cercanías del Guanaco. Sin embargo estos dos sabios creen, que antes el nivel del agua subterránea en la mina debe haber sido más bajo que el de hoy. Esto lo deducen de la observación de que minerales oxidados descienden a mayor profundidad que el nivel del agua subterránea. Para explicar esta contradición, suponen que por procesos tectónicos muy recientes, en Cerro del Guanaco se haya hundido en comparación con sus alrededores. Es esta una explicación muy poco satisfactoria. En realidad, parece que los dos sabios han cometido un error en la apreciación de sus observaciones. Al menos, en el perfil grande, la veta Ema Lucía presenta debajo del nivel del agua solamente pequeñas acumulaciones de minerales oxidados. Estas pueden explicarse fácilmente por la suposición de que en las grietas haya bajado agua rica en oxígeno y en CO_2, directamente hasta estos puntos, causando una oxidación en una región muy limitada.

Las diferencias de la veta en distintas profundidades.

Diferencias primarias. Comprenden el cambio de la ganga cuarzosa de mayores profundidades, a ganga de cuarzo y baritina a menor profundidad. Los minerales metalíferos no cambian la composición química sino solamente la forma cristalográfica; la enargita es sustituída por luzonita a mayor profundidad.

Diferencias secundarias. Han dado orígen a las zonas siguientes:

1. La zona primaria comprende los súlfuros de la profundidad: enargita, luzonita, pirita, chalcopirita.
2. La zona de cementación contiene fuera de tetraedrita arsenical, chalcosina y argentita y además cobre nativo.
3. La zona de oxidación comprende los óxidos, sulfatos, arseniatos, antimoniatos, silicatos, carbonatos y metales nativos. En la zona de enriquecimiento en oro. La zona de oxidación envía numerosas prolongaciones de forma cilíndrica hacia abajo, que penetran por la zona de cementación y alcanzan la zona primaria.

La posición del Guanaco en la sistemática. Se trata de un ya-

cimiento perteneciente al grupo moderno de oro y plata, al cual pertenecen numerosos yacimientos de las dos Américas.

Mientras Moericke situa el Guanaco dentro de los yacimientos de oro, en realidad debemos clasificarlos dentro de los yacimientos de oro y plata, que están en relación con intrusiones de andesita. Moericke indica como minerales principales de esta clase, enargita y tetraedrita, minerales bastante comunes en el Guanaco.

Moericke suponía que el oro fué extraído de la traquita cuarcífera, en la caul había observado oro nativo. Pero, no obstante la aseveración de que había encontrado oro dentro de esta roca, en estado fresco (a 2 Km. de distancia de las vetas), la indicación de la presencia de limonita demuestra que se trata de una roca ya un tanto descompuesta. Por esto es más probable que el oro provenga de los minerales sulfurados primarios de cobre y de la pirita.

YACIMIENTOS DE ORO

Literatura sobre Chile.

Orrego Cortés. La industria del Oro en Chile. Bol. Soc. Nal. de Minería, 1895.
El Oro de Caremaipu.
Bol. Soc. Nal. de Minería, 1895, pag. 229.
Lavaderos Auríferos de Chile. Bol Soc. Nal. Min. 1903, pag. 49-64.

Los lavaderos de oro de Chile se encuentran en casi todos los valles de la Cordillera de la Costa.

La mina de oro Nueva California, Limache.

La mina se halla en la parte central del cajón La Bodeguilla, afluente de la gran quebrada de Alvarado, que es uno de los nacimientos principales del estero de Limache.

Las rocas principales son brechas y conglomerados de la formación porfirítica. Cerca de la mina no presenta muchos indicios de metamorfismo; éste aumenta hacia el Sur Oeste, hacia el gran macizo granodioritico de la costa. Después de la formación de la granodiorita se produjo la intrusión de un gran filón de ansesita de grano muy fino. La veta de la mina Nueva Calfirnia está ligada a la caja superior de este filón. El dique, cuyo espesor es de 5 a 6 m., tiene rumbo N 10°O y manteo de 40 a 45°O, siendo el rumbo de las por-

firitas N 30°O con manteo 60°E. En forma parecida al manto Veta Banquera de Pastos largos, el filon y con él la veta, toma mayor inclinación en la parte superior de la falda, dirigiéndose hacia la región donde, en la cresta del cordón existen afloramientos de vetas de cuarzo y antiguas minas derrumbadas.

Hay también otro filón de la misma roca, que pasa por alguna distancia por el fondo de la quebrada lateral, situada al Sur de la mina. Este filón tiene rumbo N 25°O y manteo de 40-50°O; su espesor es de unos 6 m. También ha causado una mineralización de la caja yacente, que consiste de numerosas guías irregulares y mantitos de 5 a 15 cm. que desaparecen a poca distancia del filón. Las guías tienen un cuarzo muy prometedor, lleno de oquedades. La caja pendiente no se ha reconocido todavía y merecería un reconocimiento especial, ya que la veta principal estáligada a la caja pendiente.

Según su rumbo y manteo, los dos filones deberían cruzarse o unirse en la región de las actuales labores. Probablemente el alcance de la mina Nueva California está ligado a este cruzamiento o ramificación. La caja yacente del filón, no se ha reconocido todavía en la mina.

La veta de la mina se halla en toda su extensión en el límite superior del dique andesítico. Este límite constituyó una zona de disconformidad en la roca y, cuando se produjo una intrusión tectónica después de la intrusión del filón, la roca del pendiente se habría desprendido un poco de la roca del dique, abriéndose la grieta de la veta. En vista de la poca inclinación del filón, la grieta no podía quedar abierta en toda su extensión, sino que en ciertos puntos tuvo que apoyarse en la roca yacente. De este modo se explica que la veta se estrecha amenudo, aún en medio del alcance. Además, al considerar el espesor de la veta, que es de 30 a 100 cm., y al compararlo con el grueso de la formación porfirítica, podemos darnos cuenta de que la grieta de la veta constituye solamente una trizadura insignificante dentro de la roca.

Igual que en otras minas de oro, la mineralización de la veta Nueva California se limita en forma muy pronunciada a un gran alcance, fuera del cual la veta es estéril, desapareciendo aún la grieta misma.

En la parte más distante del alcance, la veta se presenta como un jaboncillo de falla, que proviene de la fricción

al abrirse la grieta de la veta. Este jaboncillo es enteramente estéril y carece hasta de los óxidos de fierro. Al acercarse al alcance, aparece cuanzo blanco estéril en el jaboncillo, primero en forma de guías de 2 a 3 cm., que aumentan después a 15, 20 y más cm. Pero fuera del alcance, el cuarzo carece de piritas, presentándose muy compacto, sin poros. Esto sí, a veces, fuertemente agrietado.

Al fín, en medio del alcance, el cuarzo tiene un grueso de 20 a 50 cm. y está impregnado de gran cantidad de piritas; pero, aún em medio del alcance, hay zonas estériles en todos los niveles, en los culaes o existe cuarzo sin pirita o la veta tiene un espesor muy reducido, de pocos centímetros.

La pirita, a la cual está ligado el oro de la veta, se presenta en dos formas distintas: en cristales pequeños de apenas 1 mm. de diámetro, que se hallan generalmente en forma de fajas paralelas a la caja, o en forma de mayores cristales de 0,5 a 1 cm. que constituyen acumulaciones irregulares que amenudo interrumpen las fajas. Según me comunicaron, esta segunda clase de pirita es más rica en oro que la primera. No cabe duda de que la segunda clase es más nueva, pero siempre pertenece a la mineralización primaria.

Las zonas secundarias presentan límites muy irregulares; se observan fuertes oxidaciones, con sus colores amarillentos al lado de partes enteramente frescas de la veta piritosa. Se debe esto al fuerte solevantamiento que sufrió la región en una época relativamente reciente, en el terciario superior. Esto trajo como consecuencia un profundizamiento rápido de las quebradas, de modo que la zona de oxidación no ha podido adaptarse todavía a la nueva posición del nivel del agua subterránea, quedando mayores extensiones de minerales piritosos encima de este nivel. Donde, al lado de tales piritas pasa una grieta, que permitió al agua de las lluvias un descenso rápido, esta agua oxidó los súlfuros en mayor extensión.

Como se desprende del plano de la veta, el alcance de la mina tiene límites Norte y Sur, de posición casi vertical También hacia arriba termina el alcance, presentándose la veta en el socavón 4 con espesor de sólo 5 a 10 cm.

En el socavón 2 la veta se empobrece después del alcance, presentando un relleno de cuarzo fuertemente quebrado y de jaboncillo; el espesor es bueno, pero falta la pirita aurífera. Después de 40 m. de veta pobre, aparece un segundo alcance de dimensiones reducidas.

Al Sur de este alcance, sigue al principio la veta de cuarzo por algunos metros, pero luego se pierde ésta ramifi-

cándose. El ramo superior se desvía tomando rumbo N 40° E y manteo 50°O, terminando luego en una falla paralela al rumbo normal de la veta. La veta inferior y oriental corresponde a la continuación de la grieta de la veta, pero no tiene cuarzo. Este aparece en forma de guías irregulares de posición horizontal, que atraviezan la roca porfirítica. Sin embargo, el dique de ansesita sigue en posición regular.

La repartición de la mineralización en el alcance de posición vertical, indica que no se puede hablar de una zona de enriquecimiento secundario, sino que debemos considerar los minerales como primarios, excepción hecha de los minerales oxidados.

Las minas de Pastos Largos, Vallenar. Las minas de Pastos Largos están situadas a 50 Km. al Sur de Vallenar y a 11 Km. de la estación Domeyko. Se hallan en el gran macizo granodiorítico de Algarrobo, del gran depósito de fierro. El contacto oriental de este macizo no dista mucho, sólo unos pocos kilómetros. La roca plutónica presenta frecuentes cambios de composición; en parte ha perdido sus minerales obscuros, pasando a una aplita dura, como en la región de los socavones X y XI. Pero las alteraciones más importantes se deben a la inclusión de mayores masas de sedimentos de la formación porfirítica, que han sido reabsorbidos en mayor o menor grado. Cerca del contacto oriental, en la falda izquierda de la quebrada Grande, predimina una roca muy obscura: un gabro. La estructura en fajas que se observa en ciertos puntos, indica que no se trata de una roca eruptiva normal, sino que al menos las variedades rayadas corresponden a un gneis de contacto.

Un mayor bloque de la formación porfirítica se hundió en el magma de la región comprendida entre el socavón Chinchilla II y el pié de la falda. Constituye una faja que desde lejos puede reconocerse por su color obscuro. En parte se trata de rocas córneas obscuras, en parte se observan inyecciones del magma, resultando las variedades más grandes de migmatitas.

Desde lejos parece que el límite inferior de esta zona metamorfa, coincida con los afloramientos del manto chinchilla. Pero, estudiando la región desde cerca, resulta que no hay ningún límite marcado, sino que la granodiorita penetra en forma de numerosos filones verticales en las rocas metamorfas.

Durante el enfriamiento, las presiones a las cuales estaba expuesta la granodiorita, causaron la formación de dos

sistemas de agrietamiento. Las grietas más importantes tienen rumbo N 10 a 40°O y manteo fuerte, casi vertical hacia el Oeste. Estas grietas se presentan relativamente abiertas, sus cajas están con frecuencia epidotizadas en un ancho de algunos milímetros o las grietas se han rellenado enteramente con epídota. Estas grietas principales son paralelas tanto a las vetas auríferas como a los filones eruptivos.

Otro sistema de grietas es paralelo a la veta Banquera Esta tiene posición casi horizontal, con muy escasa inclinación al Este. Solamente en el Oeste la veta Banquera se endereza.

Después del enfriamiento de la granodiorita, penetraron a ella los filones lamprofíricos, que aprovecharon especialmente el clivaje vertical, por lo que su rumbo coincide con el sistema principal de grietas. La roca de los filones es de grano muy fino, pero en parte permite reconocer su composición por diferentes minerales usando la lente de aumento.

Cuando estos filones se habían enfriado, se produjeron nuevas presones tectónicas, que causaron un rompimiento de la roca, resultando diferentes bloques que se movieron uno con respecto al otro. También en este nuevo movimiento fueron preferidas las grietas de los filones o grietas vecinas a ellos, que se mineralizaron más tarde y que hoy presentan espejos de fallas. Otros movimientos se produjeron a lo largo de la grieta de la veta Banquera, en la cual se originó un fuerte destrozamiento de la roca, junto con la formación de bastante arcilla de falla (jaboncillo).

Como última manifestación del magma, que en parte había quedado a gran hondura, subieron las soluciones mineralizadoras que aprovecharon especialmente las grietas más importantes, que seguían la zona de los filones intrusivos o también a la grieta de la Veta Banquera. Depositaron como mineral principal a las piritas auríferas.

El último proceso geológico era la oxidación por medio de las soluciones descendentes a una migración parcial del oro hacia abajo.

Los mantos auríferos. La principal riqueza en oro se encontró en la veta-manto Banquera, debajo de la cual se halla otro manto, llamado Chinchilla, que es de menor importancia.

Este último principia cerca del pie de la falda y se presenta como una capa de 5 a 15 cm. de arcilla caolínica. Su rumbo es N 10°O y el manteo 22°E y aún menor. Más arriba, en la falda, aparecen capas de cuarzo en la arcilla y además óxidos de fierro, que es indicio de mineralización de oro. En la

mina Chinchilla I, el manto tiene el perfil siguiente:

Pendiente: roca porfirítica bastante destrozada.
10-15 cm. cuarzo blanco destrozado
5 cm cuarzo ferruginoso
10 cm. caolín blando
30 cm. cuarzo ferruginoso.
Yacente: banco compacto de porfirita.

Pero solamente trechos poco extensos del manto han sido explotables. En el interior de la mina, el manto está dislocado por una falla característica llamada Veta de la Falla, aue es una dislocación de 60 cm. de espesor, de rumbo 6-12° O y manteo 75°O. Sus cajas son lizas y cubiertas por estrías diagonales, que están suavemente inclinadas hacia el Norte. El manto Chinchilla no termina en la falla, sino que continúa en su afloramiento, aunque estéril.

El manto Veta Banquera, que viene con mineralización desde el Oeste, atravieza la falla sin mayor dislocación, con un cruzamiento muy interesante. En la superficie este cruzamiento puede observarse en la pared del buzón del socavón N°I, en laformaindicada en la Fig. 18.

La Veta de la falla constituye una falla de 1 a 1,4 m., en que las rocas están más destrozadas que fuera de la veta. En las cajas de la falla, hay salbandas delgadas que dentro de la mina tienen un poco de mineralización. La pared del buzón está atravezada en todo su largo por el manto de la Veta Banquera, que constituye una grieta de 2 a 10 cm. rellenada por arcilla caolínica sin mineralización. Pero siguiendo al manto por unos 20 m. hacia la derecha, entramos a la par-

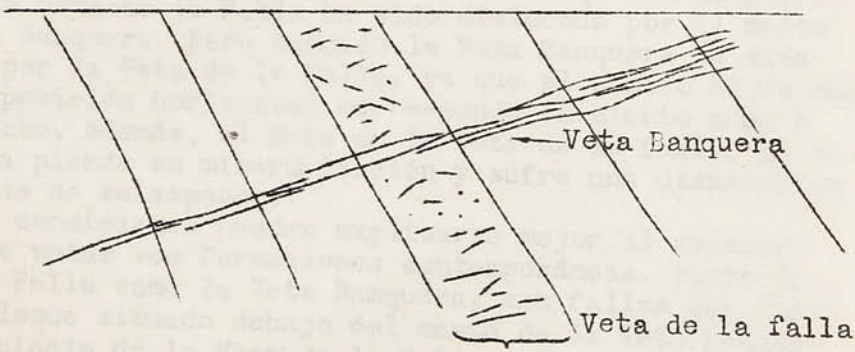
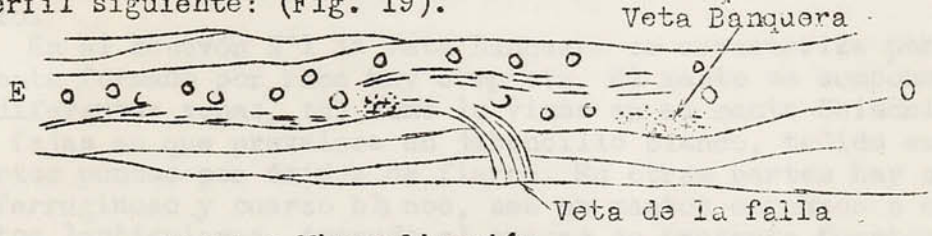


Fig. 18

te rica del manto que se explotó en el socavón I. Contrario al manto Chinchilla, la Veta Banquera no sufre ninguna dislocación por la Veta de la Falla.

La relación entre ambos fenómenos puede estudiarse en la mina, donde varios chiflones descienden hacia el Este, hasta la Veta de la Falla, en la cual termina la mineralización aurífera. En el Chiflón de la estación 21, observé el perfil siguiente: (Fig. 19).



+++++ = Mineralización

Fig. 19

El manto se explotó hasta muy cerca de la falla, el cual se pone horizontal al acercarse a ésta, pero sigue sin interrupción encima de ella, en parte con mineralización. Las salbandas de la Veta de la Falla sufren una desviación característica: la inferior sigue como salbanda inferior del manto. En otro punto entra desviada al interior del manto, desapareciendo a los pocos decímetros. La salbanda superior de la Veta de la Falla, se desvía en la misma dirección y termina cerca de la caja inferior del manto.

Hay una diferencia notable con la relación entre la veta de la Falla y el manto Chinchilla, ya que este ha sido dislocado por la Veta de la Falla, mientras que en el perfil anterior la Veta de la Falla ha sido dislocada por el manto de la Veta Banquera. Pero también la Veta Banquera ha sido dislocada por la Veta de la Falla, ya que el cambio de su manteo a una posición horizontal corresponde en cierto modo a un botamiento. Además, al Este de la Veta de la falla, la Veta Banquera pierde su mineralización y sufre una disminución considerable de su espesor.

Estas condiciones pueden explicarse mejor al suponer que las dos vetas son formaciones contemporáneas. Tanto la Veta de la Falla como la Veta Banquera, son fallas que limitaron el bloque situado debajo del manto de la Veta Banquera y al Poniente de la Veta de la Falla. Este bloque se movió en comparación con la roca situada encima y al Oriente de los dos planos. Su movimiento estaba dirigido bajando

lentamente hacia el Norte o subiendo en la misma forma hacia el Sur, como resulta de la dirección de las estrías en el espejo de falla.

Bastante tiempo después de la dislocación se produjo la mineralización que parece haber subido por algunas vetas delgadas que se conocen en la parte explotada del manto. La escasa mineralización de la Veta de la Falla puede provenir del manto.

En el socavón N°1 la veta Banquera se caracteriza por su yacente formado por roca muy compacta. El manto se compone de diferentes zonas, tal como lo vimos en el manto Chinchilla. Hay fajas en que prevalece un jaboncillo blanco, teñido en ciertos puntos por óxidos de fierro. En otras partes hay cuarzo ferruginoso y cuarzo blanco, sea en mantos extensos o en mantos lenticulares. Amenudo el cuarzo se presenta fuertemente triturado, lo que indica la existencia de fuertes presiones posteriores a la mineralización. Hacia arriba termina el manto en una capita de 5 a 10 cm. de jaboncillo. El pendiente está constituído por roca destrozada, que consiste en una aglomeración de piedras angulosas con muchos huecos. O hay solamente un fuerte agrietamiento en la roca del pendiente. También hay trechos de roca compacta y sana.

El manto de la Veta Banquera puede seguirse como zona de dislocación hasta el término de todos los socavones, de 1 al 6. Pero la mineralización termina ya mucho antes. El manto mineralizado se pone más y más delgado hasta desaparecer por completo. Más al interior puede haber vuelto, en forma de una lente, a abrirse dando orígen a una pequeña explotación. Al fin de mineralización se pierde por completo quedando solamente la zona de 0,5 a 1 m. de roca destrozada con grandes huecos.

Sorprende que la mineralización no se haya extendido a mayor distancia hacia el Sur, ya que el manto conserva siempre su gran porosidad. Pero pasa lo mismo que con el manto del pendiente en la zona explotable, que se presenta muy requebrajado, pero que carece enteramente de mineralización; debemos suponer que, o la mineralización ha sido anterior al destrozamiento del pendiente, que continúa hasta el final de los socavones, o que la capa de jaboncillo que constituye la salbanda del pendiente, haya impedido la propagación de las soluciones mineralizadoras.

La mineralización no penetra hasta la misma distancia en todos los socavones, sino que esta distancia disminuye con-

siderablemente con la mayor altura. En los niveles más altos principia a desarrollarse un cuarzo blanco compacto, pobre en oro, que en los niveles inferiores es escaso.

Otro cambio interesante es que la veta Banquera aumenta en inclinación hacia arriba, alcanzando de 40 a 45° de manteo.

La terminación de la mineralización hacia el Sur, puede deberse al hecho de que la veta termine en esa dirección. Pero también es posible que las grietas mineralizadoras principales se encontraran solamente en la parte septentrional. En realidad, se observan en el afloramiento y en las labores septentrionales varias vetas, por las cuales pueden haber las soluciones auríferas.

Las vetas principales. Se hallan en el Sur de las pertenencias, en una zona de rocas un poco más blanda. La menor dureza se debe a que la roca granodiorítica se ha destrozado por el gran número de vetas y filones lamprofíricos. También la mineralización ha contribuído, por la propilitización de la roca de la caja. Debido a la formación de clorita, las rocas han tomado colores verdosos. A ambos lados de la zona de veta, aparecen farellones formados por aplita muy dura.

Todas las vetas se presentan como zonas de fallas, con mucho jaboncillo y con espejos bien desarrollados. Dentro de tal falla, la presencia de oro puede reconocerse por el color ferruginoso de la arcilla o del cuarzo. Este último se presenta siempre lleno de oquedades teñidas de color amarillo

Las vetas son muy irregulares en el rumbo y manteo. El rumbo general es de N 30 a 35°O y el manteo70°O, con excepción de la veta Crucera que tiene solamente manteo de 48°.

Las vetas son muy irregulares en su desarrollo. A veces se comprimen por completo y vuelven a abrirse. Este comportamiento, junto con una fuerte ramificación, hace difícil el paralelismo de las diferentes vetas. Aun en el mismo nivel se ha perdido una veta en ciertas ocasiones, y la labor sigue por otra veta, que se desprendía de la primera.

Como veta principal podemos considerar a la Veta Poniente, que no sólo aparece como veta más constante en los niveles inferiores, sino en primera línea, porque ella siempre acompaña a un filón lamprofírico, que se halla generalmente en su centro. Las otras vetas son probablemente ramificaciones de ella, ramificaciones que se han producido tanto en sentido hirizontal (hacia el Norte), como en sentido vertical (hacia arriba).

Estudiando la repartición de los alcances en conjunto, uno tiene la impresión de que todas las vetas constituyen un

sólo sistema, en el cual hay un solo alcance, pero este a veces se halla en una veta y poco más allá en otra vecina.

La mina de oro de El Chivato.

Según B. Geier. Z. prackt. Geología 1933
Bol. Minero 1933, pag. 205.

El descubrimiento de esta famosa mina tuvo lugar en 1730, resultando luego una de las minas más famosas por su gran riqueza. Según Vicuña Mackenna, la mina produjo en 22 años, oro por valor de 4 millones de pesos de plata, lo que corresponde a más o menos 6812 Kg. de oro, o sea 310 Kg. anuales. La explotación en gran escala seguía hasta el primer decenio del siglo XIX.

La mina está situada a unos 14 Km. al Sur de la ciudad de Talca, en el borde de los cerros de la costa. Se halla en una región de relieve ondulado, que a unos 2 a 3 Km. al Este termina en la falla que limita la Cordillera de la Costa hacia el Este. Se trata de una granodiorita moderna, atravezada por filones lamprofíricos y numerosas vetas de cuarzo. La granodiorita tiene en parte la composición de un granito típico, en que prevalece la ortoclasa; pero hay también variedades sieníticas y dioríticas. Como mineral obscuro prevalece la anfíbola en sus diferentes variedades. En el nivel 160 del sector Chuchunco se ha encontrado turmalina.

El yacimiento consiste en tres grandes rebosaderos, que al principio se habían explotado a cielo abierto. Un gran derrumbe de 50 m. de diámetro y de 10 a 30 m. de hondura, indican la situación de las antiguas labores. El rebosadero más importante es el de Chuchunco, siguiendo el de Escarpe y después el de Inaco. En los últimos dos en granito se encuentra bastante sericitizado. En Chuchunco prevalece la cloritización.

La forma delos rebosaderos es irregularmente cilíndrica y descienden con posición más oomenos vertical. Dentro de los rebosaderos aparece una multitud de guías, cuyo ancho no excede de 10 cm. y que atraviezan la roca en todas direcciones, constituyendo una clase de red. Desde estas grietas la roca está impregnada de minerales. Hacia la parte exterior disminuye la descomposición de la roca causada por la mineralización, disminuyendo la impregnación y perdiendo las grietas el relleno.

Los minerales. El mineral más importante es la pirita;

además hay galena, blanda y chalcopirita. También hay un poco de tetraedrita como rareza mineralógica. El órden de sucesión es: la pirita es el mineral más antiguo, cuyos contemporáneos son los minerales de turmalina, dolomita y siderita; formaciones posteriores son la chalcopirita, galena y blenda; como último mineral se formó la calcita, que atravieza en forma de guías finas a todos los minerales anteriores.

El estudio microscópico de 30 muestras dió el resultado siguiente para el oro:

1. Pudieron reconocerse pocos granos de oro de 0,01 a 0,06 mm., que prefieren las partes altamente cuarzosas.
2. Otra parte del oro está ligado a la pirita, pero puede observarse sólo después de haber tratado la preparación según el método Burg. Se encuentra solamente en combinación química con la molécula de pirita, ya que los demás minerales como galena, blenda y chalcopirita no contienen oro encerrado. La relación entre el oro libre y el oro en las piritas es de 1:4.

En vista de que los antiguos mineros no podían beneficiar el oro en forma combinada, hay que suponer que en las zonas superiores explotadas hace más de un siglo, había no sólo una ley mucho más alta en oro, sino que ésta aparecía también con preferencia en forma de oro libre. Este oro ha sido puesto en libertad en parte por la descomposición de las piritas en la zona de oxidación, que desciende unos 60 m.

La génesis. La formación de apófisis ácidas y superácidas en la granodiorita, se debería según Geier, a la inyección de productos gaseosos en las partes superiores del yacimiento, especialmente la del ácido bórico, produciéndose la turmalina que abunda en Escarpe y Chuchunco. En Inaco se observa una fuerte sericitización de la roca, acompañada de una dolomitización, lo que indicaría un orígen por soluciones que contenían $NaHCO_3$, NaCl y H_2S. Pero en Escarpe y Chuchunco la mineralización se habría producido antes del período hidrotermal o durante la primera etapa de este período.

Las espectativas. Según Geier, los antiguos mineros habían agotado practicamente el yacimiento, quedando minerales de leyes demasiado bajas. Recomienda reconocer y buscar nuevos afloramientos de oro en la vecindad de las minas antiguas.

Las minas del distrito de Carrizalillo. El distrito de Carrizalillo donde se halla la planta y las minas de la 'Sociedad Minera de Carrizalillo', se halla en el Departamento

del Huasco y en el de La Serena. La plata y las minas principales se hallan en la gran quebrada de Carrizalillo, a unos 52 Km. de la planta Domeyko y a unos 18 Km. del pequeño puerto de Compañía.

Un problema grande parala planta lo constituyó el agua, que se encontró sólo a 180 m. de hondura debajo del fondo de la quebrada de Carrizalillo, que tiene en la región de la planta un ancho de 1500 m. Como puede observarse en el pozo, el relleno se compone de una masa uniforme de cascajo fluvial. La cantidad de agua encontrada en el fondo es abundante, de unos 5 litros por segundo, suficiente para las necesidades de la planta.

El elemento geológico más importante de la región es el gran macizo granodiorítico, que se extiende desde el río Huasco, pasando por las minas de fierro de Algarrobo y las de oro de Pastos Largos hacia el Sur. Su límite oriental pasa por la vecindad de Vizcachas (plata), Domeyko, Incahuasi, Cristales (fierro; su límite oriental pasa al Este del distrito minero de El Morado y por la región de Carrizalillo. Cerca del contacto occidental la granodiorita aparece como migmatita con sus estructuras variables.

Amenudo se observan filones lamprofírico, en cuyas cajas se hallan vetas auríferas, lo que indica que la mineralización de oro no se produjo inmediatamente después de la intrusión de la granodiorita, sino después de la intrusión de los filones lamprofíricos.

La mina 18 de Septiembre es la más desarrollada de la región. Se halla al lado de la planta, en la falda Sur de la gran quegrada de Carrizalillo. El perfil de las capas es el siguiente:

Pendiente: gran espesor de porfiritas de colores café y gris, que hacia arriba pasan a migmatitas.

10) 10 m de arenisca cuarcítica; roca dura que constituye ricos de la falda
9) pizarra arcillosa de color gris claro
8) 8 m. arenisca silicificada de color café.
7) 1-2m arenisca descompuesta de color café
6) 0,8-3 m. Manto 18
5) 0,5 m. pizarra metamorfa.
4) 2-10 m. zona intermedia; roca fuertemente alterada por la mineralización con mantos y guías irregulares de oro; toda la zona está fuertemente teñida por óxidos de fierro.
3) 2-5 m. Manto fortuna.

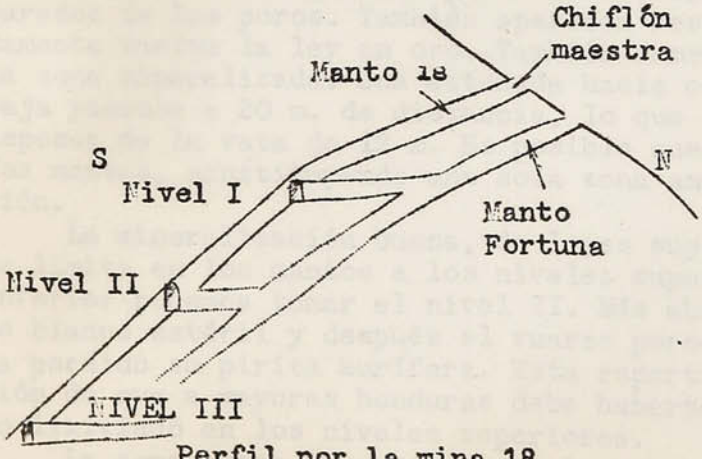
2) 0,1-1 m pizarra metamorfa.
1) muchos metros de calizas obscuras.

Además existen varios filones eruptivos que atraviezan los mantos y capas; son diabasas o lamprofiros.

Los dos mantos auríferos tienen rumbo N 60°E; cerca del afloramiento es sólo de 20° hacia el SE, a cuerpo de cerro, pero debajo del nivel aumenta la inclinación a 40°. Con el rumbo indicado, los dos mantos afloran a poca altura sobre el pié de la falda del cerro.

Los dos mantos no son verdaderos mantos sedimentarios, sino vetas que corresponden a zonas de dislocación, en las cuales las rocas se han destrozado. Más tarde las soluciones han circulado entre los fragmentos, depositando los minerales. La naturaleza epigenética del Manto 18 queda comprobada por el hecho de que atravieza oblícuamente a la pizarra (N°5), como puede observarse en un picado al Sur del Chiflón maestro (Fig. 20). Unos pocos metros más al Oeste, atravieza también un filón de diabasa, dentro del cual la veta se estrecha fuertemente.

En los mantos, la caja pendiente está generalmente bien desarrollada, con una salbanda gruesa de jaboncillo y espejos de falla. Es esto una gran excepción, porque generalmente las cajas de patilla están mejor desarrolladas. En el Manto 18 no hay siempre un límite pronunciado hacia abajo, hacia la llamada zona intermedia, sino que la disminución paulatina de la ley de oro determina el límite inferior del manto explotable. Todo esto indica que los dos mantos, junto con la zona intermedia, constituyen en realidad una sola veta.



Perfil por la mina 18
Fig. 20

Cerca de la superficie, la zona intermedia se presenta con fuerte coloración amarillo-parda proveniente de la limonita. Dentro de la zona aparecen varios mantos y guías irregulares de altas leyes en oro. La posición de estos mantos es irregularmen-

te horizontal; sus espesores varían entre 0,5 y 2 m. En parte las fajas ricas se extienden desde el manto 18 hasta el manto Fortuna. El manto Fortuna es muy parecido al 18. Su espesor es más grande y varía entre 2 y 10 m.

En el afloramiento los mantos se presentan como zonas destrozadas, compuestos por fragmentos caolinizados, que están cementados por limonita. Donde la mineralización ha sido más fuerte, habiendo mejor ley en oro, aparece mucho cuarzo. En las partes ricas de los niveles superiores, el cuarzo está generalmente muy resquebrajado y cementado por limonita. Amenudo es tan poco resistente que puede explotarse a picota. Esto indica, lo mismo que numerosos espejos encima del cuarzo, que ha habido fuertes presiones después de la formación del cuarzo.

Inmediatamente debajo del nivel II (fig. 20), el cuarzo se presenta muy compacto, de color blanco y muy pobre en oro; es la variedad que el minero llama cuarzo seco. En el Chiflón Maestro se halla una potente masa de esta clase de cuarzo, que está atravezado solamente por numerosas grietas verticales paralelas al rumbo. Hacia abajo desaparece también este agrietamiento y hay solamente cuarzo blanco sin ley en oro; no hay pecas de pirita ni huecos que podrían corresponder a piritas lixiviadas. Los únicos huecos son pequeñas drusas de pocos milímetros de diámetro.

Aún más abajo, en el nivel III, el cuarzo cambia de aspecto. Se pone muy poroso estando fuertemente teñido por oxidos de fierro, provenientes de la descomposición de la pirita cuya forma cristalográfica puede reconocerse todavía en las paredes de los poros. También aparecen restos de pirita y lentamente vuelve la ley en oro. También aumenta el espesor de la zona mineralizada. Una estocada hacia el N, encontró la caja yacente a 20 m. de distancia, lo que corresponde a un espesor de la veta de 12 m. Es posible que se hayan unido los dos mantos, constituyendo una sola zona ancha de mineralización.

La mineralización buena, de leyes superiores a 8 y 10 gr. se limita en los mantos a los niveles superiores; como límite inferior podemos tomar el nivel II. Más abajo sigue el cuarzo blanco estéril y después el vuarzo poroso liciviado, que ha perdido su pirita aurífera. Esta repartición hace la impresión de que a mayores honduras debe haberse concentrado el oro lixiviado en los niveles superiores.

La zona pobre, que se intercala entre la zona de oxidación y la de los súlfuros, que deben existir a mayor hondura,

hace recordar una zona parecida que existe en Chuquicamata en la misma situación y que allá se explica suponiendo que en los niveles alcanzados por el agua subterránea, existe una lixiviación extraordinaria. En regiones semi-áridas, el nivel del agua subterránea sufre cambios verticales de decenas de metros según la estación del año. En la zona afectada por el vaivén del agua subterránea, se produce una lixiviación muy fuerte, cuyos productos deben haberse precipitado más abajo.

El clavo de metal tiene, según los reconocimientos actuales una extensión de más de 100 m. de E a O. Hacia el O parece terminar definitivamente, pero en dirección hacia el E parece tratarse de un empobrecimiento local, causado por una gran masa de calcita en grandes cristales, que carece de oro.

En el manto Fortuna los trabajos de exploración todavía no tienen la misma extensión que en el manto 18.

Otras minas del distrito. La planta de Carrizalillo está situada dentro de un extenso distrito de vetas de oro. Hasta ahora las numerosas minas explotaron solamente los minerales de leyes altas, de más de 20 gr., debido a la gran distancia al ferrocarril. Una de las minas más interesantes es la Amelia, situada a unos 12 Km. al N de la planta; pertenece a la misma compañía.

La veta tiene rumbo N 45°E y manteo 45°O, aumentando la inclinación en los niveles inferiores. Los niveles superiores habían producido minerales muy ricos, de una guía de 20 a 50 cm. situada en la caja pendiente de la veta. Esta tiene varios metros de espesor, pero es muy pobre no obstante la abundancia de óxidos de fierro. Por un socavón desde la falda, se ha cortado la veta a 40 m. debajo de la superficie con el perfil siguiente.

1) Caja oriental caolinizada
2) 0,40 m. cuarzo ferruginoso muy molido
3) 0,70 m. cuarzo un poco menos quebrado
4) 0,50 m. cuarzo blanco, relativamente firme, con oquedades o drusas, poco quebrado.
5) 0,90 m. cuarzo poroso ferruginoso, con mucho llampo
6) 0,20 m. cuarzo plomizo, casi todo llampo
7) 3.00 m. masacote, roca caolinizada y ferruginosa.
8) 1,00 m. cuarzo ferruginoso quebrado, con drusas.
9) 0,90 m. masacote
10) 0,60 m. cuarzo quebrado, en parte seco, en parte llamposo y ferruginoso

11) 0,60 m. masacote
12) 1,40 m. cuarzo ferruginoso y quebrado. En esta veta corre el nivel III.
13) 3-4 m. Masacote
14) 0,50 m. cuarzo blanco molido
15) Caja occidental.

Hay un ancho total de la veta de 15 m. Las leyes son bajas y leyes buenas superiores a 10 gr. aparecen sólo en forma esporádica. Pero el cuarzo ferruginoso indica una fuerte lixiviación, y tal como en la mina 18, podrá esperarse un buen enriquecimiento a mayores honduras.

La fuerte lixiviación que se observa en la mayor parte de las minas del distrito de Carrizalillo, se explica por la situación muy profunda del agua subterránea, que en la quebrada Grande se halla a 180 m., según vimo arriba.

LOS LAVADEROS DE ORO

Los lavaderos de oro constituyen uno de los depósitos más importantes de oro, que tienen la ventaja no sólo de su explotación relativamente fácil, sino también la de que se pueden descubrir con facilidad.

Según el orígen pueden distinguirse:

1. Lavaderos eluviales
2. Lavaderos eólicos
3. Lavaderos fluviales (los más importantes)
4. Lavaderos marinos.

1. Los lavaderos eluviales.

Se hallan en la vecindad inmediata y falda abajo de afloramientos de vetas auríferas. Corresponden a los escombros de falda que se mueven falda abajo y que se caracterizan por la forma esquinada de sus componentes. Desde el afloramiento de la veta de cuarzo aurífero entran fragmentos de cuarzo a los escombros. La pirita aurífera se transforma en limonita, el oro es puesto en libertad y, junto con las pecas de oro nativo ya existentes en la veta, se junta en la parte inferior de los escombros. Esta clase de oro se caracteriza generalmente por su forma irregular.

2. Los lavaderos eólicos.

Son menos importantes que los

anteriores y están originados por el viento, que ha arrastrado las partículas finas de los silicatos descompuestos, quedando el oro en su lugar. Se han encontrado tales lavaderos sólo en Australia, en la vecindad de las vetas de oro.

3. Los lavaderos fluviales.

Son los más importantes y no faltan en ninguna región de vetas auríferas. La concentración de oro se explica por su peso específico, que es 6 a 7 veces mayor que el de los minerales corrientes, por lo que el oro se va rápidamente al fondo de las arenas. Otras particularidad importante para la formación de los lavaderos de oro es la resistencia de este metal contra la descomposición química.

La gran facilidad con que el oro se concentra en la parte inferior de las acumulaciones sueltas, puede deducirse del hecho conocido por los químicos, a saber, que en las muestras pulverizadas las partículas pulverizadas se van al fondo con el menor sacudimiento de la muestra. En la concentración de Pribram, se observó que en los montículos de los minerales molidos, que no se habían tocado durante algún tiempo, la galena se había concentrado en el fondo.

En vista de tales observaciones, se comprende que las partículas de oro de las arenas situadas debajo de un río, reciben continuos golpes por la corriente del agua. El problema de la concentración química lo vamos a tratar más tarde.

Conoceremos algunas particularidades de los lavaderos de oro, en el ejemplo siguiente (Fig. 21).

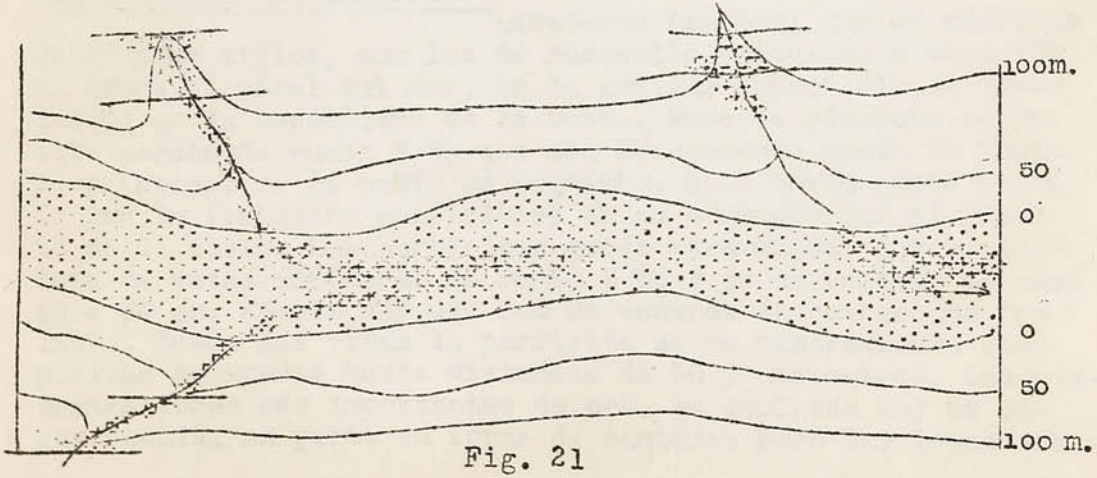


Fig. 21

En una meseta de unos 100 m. de altura, se ha formado un valle de erosión cuyo fondo más tarde se rellena por una capa de 30 m. de rodados y arenas. Desde las faldas se desarrollan algunas quebradas que atraviezan una vetas de oro. Por la descomposición química, el oro de las vetas es puesto en libertad y arrastrado junto con los fragmentos de cuarzo y feldespatos y otras minerales. En el estrecho fondo de las quebradas, lavada hasta la roca fresca, no hay espacio para mayores acumulaciones de metal. Algunas pepas se habrán acumulado en el fondo de pequeñas marmitas de erosión, en la roca, pero la mayor parte ha sido lavada hasta el río principal. En la vecindad de la desembocadura, la mayor parte del oro descenderá al fondo rocoso del valle, donde se deposita definitivamente. Solamente las partículas más finas siguen un poco valle abajo.

4. Los lavaderos marinos.

Se conocen numerosos puntos del Sur de Chile, especialmente en la región de Chiloé y Carelmapu, como también en Magallanes, donde existen estos lavaderos. Se han explotado temporalmente. Muchos de estos depósitos provienen de la destrucción de lavaderos fluviales más antiguos, que han sido atacados por la abrasión marina. Pero el oro puede haber llegado directamente almar, transportado por los ríos, si se trata de hojitas finísimas que flotan en el agua. Así se explica que el oro de los lavadros marinos, es generalmente de grano muy fino. Más ricas son las zonas de arenas obscuras, en que se han concentrado los granos de magnetita y fierro titánico.

Los lavaderos de Andacollo.

Lavaderos famosos, que se explotan desde hace siglos, son los de Andacollo, situados a unos 900 m. sobre el nivel del mar, en la antigua superficie de denudación de la Cordillera de la Costa. Nace la planicie en un alto cordón de rumbo N S, que cae bruscamente hacia la terraza principal de la bahía de Coquimbo. Este cordón está formado por la formación porfirítica en su contacto con el granito de la costa. Las porfiritas están atravezadas por un sistema de vetas auríferas de rumbo N O, y de un espesor de unos 60 a 80 cm. Además hay una red de veneros de cuarzo con oro libre. Desde las vetas la porfirita se ha mineralizado con piritas auríferas hasta distancia de 50 y más metros. Las concentraciones más importantes de oro, se explotan hoy en mayor escala, en parte en forma de cantera; pero las leyes son

bajas, alrededor de 5 gr. por ton.

Cerca de la superficie la roca mineràizada se presenta fuertemente oxidada, con colores amarillentos de limonita; más bajo, en la zona de los sùlfuros, la roca ha tomado color claro debido a una fuerte caolinización.

En la falda oriental de estos cerros auríferos, nace una extensa planicie cubierta superficialmente por el manto aurífero, desde pocos a 20 y 50 m. de espesor. El manto está formado por un cascajo grueso; la estratificación es poco pronunciada y las piedras grandes, de 20 a 30 cm. de diámetro, tienen solamente los cantos redondeados. Al Este del estero de Andacollo la planicie sigue descendiendo lentamente y al mismo tiempo se estrecha un poco. A unos 1000 m. de ancho y en la parte central, hay una faja de unos 100 a 200 m. de ancho y de una longitud de más de 1 Km., que corresponde al Pays-treak del lavadero. En esta faja hay un pique, al lado de otro, rodeado por los rodados lavados que se han extraido de la circa situada entre 20 y 30 m. . Sin duda el oro proviene de la explotación, que se ha hecho por miles de desocupados, que durante los años de la crisis encontraron aquí trabajo. La pequeña aldea de Andacollo, famosa por su Vírgen del Rosario, aumentó en pocas semanas su población de 500 a 20000 habitantes.

Koeberlin da la siguiente descripción, muy ilustrativa de esta resurrección de Andacollo, en los años 1933 a 1935.

"Primero trabajaron los veneros (lavaderos) y la grava empezó a lavarse de nuevo. Cuando se trabajó todo lo que quedaba de valor en los veneros, los buscadores de oro siguieron subiendo por las faldas de las colinas y lavado las delgadas capas de material eluvial. Las mujeres y los niños de estos obreros les llevaban el agua en burros. Se destruyeron los campos de alfalfa y los huertos donde los antiguos residentes de Andacollo habían construído sus viviendas. La resistencia de los propietarios de estos terrenos fué infructuosa contra esta enorme avalancha de gente. Las casas fueron minadas, los árboles arrancados de raíz y se hicieron excavaciones hasta en los caminos. Sólo por medio de una estricta vigilancia se pudo impedir que destruyeran los fundamentos del templo de la Vírgen del Rosario, que está situado en un lugar especialmente tentador, en el valle. Después de tres años de esta actividad, el paisaje que ofrecía el distrito de Andacollo era idéntico al que se vió en los desolados campor de

batalla de Francia de 1918".

El oro producido en los años 1933 a 1935 en Andacollo, se calcula en 3000 Kg., de los cuales la mitad fué adquirida por la oficina de la Jefatura de Lavaderos de Oro. La producción anterior de la región de Andacollo, desde su descubrimiento a fines del siglo XVI, la calcula Koeberlin en 50000 Kg., suponiendo aún una cifra mucho mayor para la explotación anterior a la llega de los españoles.

Lavaderos de Arauco y Valdivia.

En Arauco y Valdivia, todos los esteros que descienden de la Cordillera de la Costa, formada en estos parajes por pizarras micáceas, llevan oro que proviene probablemente de las impregnaciones lenticulares de cuarzo, que abundan en las pizarras.

Por su pequeña extensión, los placeres de los esteros, sólo pueden explotarse en pequeña escala. Su explotación se ha realizado desde el tiempo de los españoles hasta hoy día, con intermitencias.

El oro se halla en parte en las arenas y rodados del lecho actual o estero y en parte también en las terrazas de solevantamiento como, por ejemplo, en los lavaderos de Madre de Dios, en Valdivia, que se explotan en gran escala, con p pistones. Casi siempre el oro se halla encima de la circa o la roca que constituye la base rocosa de los sedimentos fluviales. Especialmente ricos son ciertos canuelos, que corresponden al antiguo lecho más profundo excavado en la roca. Estas fajas llevan en los lavaderos mencionados hasta 10 gr. por m^3. De 5 millones de m^3 de la terraza se han extraído 1900 Kg. de oro, lo que corresponde a una ley media de 0,385 gr/ m^3. Esta ley baja dejó una buena ganacia en épocas cuando el precio del gramo de oro era alrededor de $ 3.-

Lavadero de Las Dichas, Casablanca.

Otro depósito grande de placeres auríferos es el de Las Dichas, en Casablanca. Aún cuando debió paralizarse por razones técnicas o financieras, este yacimiento, explorado por centenares de sondajes y pozos, puede servir de ejemplo para encontrar otros placeres de condiciones parecidas en otros valles de la Cordillera de la Costa. Además, la faja rica de Las Dichas, continuará también fuera de las pertenencias de la compañía.

Pocos detalles se tienen sobre los placeres marinos que se conocen en las costas de Llanquihue y Chiloé y en el territorio de Magallanes.

En Magallanes abundan los lavaderos en los valles fluvia-

les, que ofrecen ciertos caracteres muy interesantes. En Chile central, el oro de los esteros y ríos, provendrá de vetas auríferas, que atraviezan a las rocas graníticas de la costa o que se hallan en forma de masas lenticulares en las pizarras micáceas. Pero, en Magallanes, numerosos ríos, con ricos lavaderos, como el Río de las Minas, nacen en regiones compuestas por capas terciarias y glaciales. Ya que los estractos del terciario, que carecen de vetas, no contienen oro, queda solamente el cuaternario como yacimiento anterior del oro, que ha sido concentrado por el agua de los ríos. Y el oro de las capas glaciales, especialmente fluvioglaciales, debe provenir de riquísimos depósitos primarios destruídos por los glaciares del cuaternario.

En el Río de las Minas, que se muestra en la parte inferior del perfil de la Fig. 22, se observa lo siguiente: al lado del río aflora la circa formada por arcillas terciarias del piso de Loreto (t) y encima de ella sigue el manto aurífero de 20 a 70 cm. de espesor. El manto consiste en rodados gruesos con algunos bloques hasta de 1 m. de diámetro. Encima sigue la arcilla glacial, llamada masacote y dentro de éste se encuentra en el interior un segundo manto aurífero, 2, para el cual la arcilla glacial constituye una circa falsa. Al interior de la labor se encontró una pequeña falla de un salto de 2 m. que presenta un bonito espejo en la arcilla glacial. Las pepas de oro tienen forma achatada y la producción diaria es de más o menos 1 gr. por hombre.

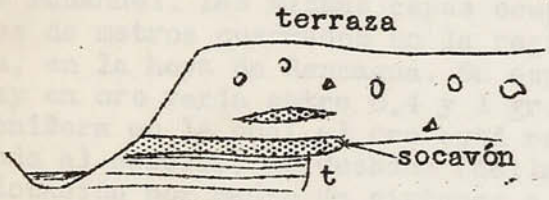


Fig. 22

La arcilla glacial de la mina constituye el subsuelo de la terraza que rellena el fondo del valle del Río de las Minas. Pero también la arcilla glacial, que cubre la meseta alta del terciario, contiene oro. Al considerar la enorme extensión que tienen las capas glaciales, tanto en las mesetas terciarias detrás de la ciudad de Magallanes como en la mayor parte de la Tierra del Fuego, podemos darnos cuenta de las enormes cantidades de oro existentes, de las cuales hasta ahora se explotan solamente las concentraciones secundarias existentes en los valles de los ríos. Aunque la explotación debajo de las arcillas glaciales, sería difícil debido a la poca resistencia del terreno, que necesitaría una

enmaderación con la madera de la vecindad, sería muy conveniente un estudio geológico general de los placeres de Magallanes.

También en Chile central se conocen placeres de oro, en esteros que nacen en regiones de sedimentos glaciales. Así J. Muñoz Cristi, H. Flores y B. Pizarro, los mencionan en los esteros que nacen en las morrenas del lago Panguipulli.

Aún más al Norte, en la Cordillera de la Costa, al Oeste de San Fernando, los esteros afluentes del río Pailimo, que nacen en la superficie de la meseta de la cordillera cubierta por mantos cuaternarios. Junto con chispas finas de oro aparecen también una u otra chispa de platino. Entre estos mantos cuaternarios que componen las mesetas de La Cueva, se encuentran también mantos glaciales, entre ellos un conglomerado de piedra pómez.

Este mismo conglomerado compone grandes superficies en el valle longitudinal de Santiago y de Rancagua, donde se caracteriza, también, por pequeñas leyes en oro. Se trata de las morrenas de piedra pómez que tienen espesores de 10 a 20 m., como se ha comprobado por varios sondajes en el tranque de Pudahuel. Las mismas capas ocupan superficies de 5 millones de metros cuadrados en la región de la estación Angostura, en la hoya de Rancagua. Su espesor medio es de 6 m. y la ley en oro varía entre 0,4 y 1 gr. por ton. Como la capa acuífera en la cual el oro está repartido uniformemente en todo el espesor, se deshace fácilmente al humedecerse, la explotación por medio de pistones o canaletas sería fácil. Faltan todavía los estudios detenidos de concentración, para saber si se puede extraer el oro en forma económica.

EL DESARROLLO DE LA MINERIA DEL ORO EN CHILE

Ya antes de la llegada de los españoles, los indios chilenos explotaban el oro, pagando con este precioso metal el tributo a los Incas. Después de haber subyugado, el 1541 la región de Santiago, don Pedro de Valdivia principió inmediatamente con la explotación de los lavaderos de la región de Marga-Marga. Algunos años después se inició la explotación de los placeres del Sur de Chile, como los de Imperial, Villarica, Quilacoya en Concepción, y Madre de Dios en Valdivia. También en el Norte había famosos lavaderos, como los Illapel y Choapa.

En un interesante artículo publicado E. R. E. en el Bo-

letín de Minas y Petróleo, indica para los primeros 16 años, de 1545 a 1560, una producción total de 32000 Kg., lo que correspondería un promedio anual de 2000 Kg. A causa de las guerras contínuas, se redujo la producción anual a la mitad en los años de 1561 y 1600. En el siglo XVII la producción anual se redujo aún más, a 350 Kg. anuales, haciendo un total de 35000 Kg. A los lavaderos de Illapel y Choapa se agregaron, como productor más importante, los placeres de Andacollo.

En el Siglo XVIII la industria de oro cambió de carácter sustituyéndose los lavaderos por la explotación de vetas de oro, que contenían grandes riquezas en las zonas superiores. La producción del siglo subió a 92000 Kg. en total.

En el siglo XIX la explotación subió a 18000 Kg. anuales, o sea, 78100 Kg. en el período de 1801 a 1843, pero, después del enorme auge que caracterizó a toda la minería chilena, en el período de la independencia, vino una decadencia muy pronunciada, de modo que en el periodo de 1844 a 1900, se han producido solamente 44700 Kg., o sea 784 Kg. anuales.

Una pequeña reacción se produjo a principios de nuestro siglo, habiendo en los primeros 31 años una producción media anual de 830 Kg., o sea 25722 Kg. en total.

Desde el año 1932 principió el gran auge de la minería del oro, debido a la desvalorización de la moneda y debido también a varias medidas del Gobierno que fomentaron la explotación, tanto en los lavaderos como en las vetas de oro. Las cifras siguientes ilustran el desarrollo tomado en los últimos años:

1928	1064 Kg.	1934	7712
1929	1027	1935	8345
1930	539	1936	8039
1931	665	1938	9888
1932	3950	1939	10263
1933	5348		

La composición detallada de la producción en los últimos años es la siguiente:

	Kg. oro fino	
Concentrados, precipitados amalgamas y barras	1935	1936
de oro	1165,7	799
de oro y plata	545,1	431,1
Minerales de exportación		

de oro	2947,4	2270,4
de oro y plata	86	211,7
de oro y cobre		923,2
combinados	879,6	426,8
Concentrados de cobre	133,2	82,2
Barras de cobre	990,6	1321,6
Oro de lavaderos	1597,7	1572,8
Total.	8345,3	8039,0

En la lista anterior vemos que la explotación de las vetas ocupa un lugar mucho más prominente que el oro de lavaderos. Además salta a la vista el hecho de que las vetas de oro tienen relaciones estrechas con las de cobre, ya que el oro contenido en los minerales de cobre aparece con una cifra más alta en 1936 que los minerales de oro puro.

La baja del cambio significó un aumento considerable del valor del oro y, con esto, muchas minas que antes no eran explotables debido a su baja ley, podían volver a producir. En el curso de la explotación de tales minerales relativamente pobres, se han descubierto también muchos minerales de alta ley que habían quedado escondidos en las vetas. En vista de la existencia de las innumerables minas antiguas y del enorme número de vetas todavía no exploradas, es de esperar que el auge de la minería de oro siga todavía durante mucho tiempo, aún cuando una u otra mina se agote.

La producción de oro de lavaderos, no ha seguido al aumento contínuo de la producción de las vetas como se ven en la lista siguiente:

	Produccion de oro de lavaderos en Kg. oro fino.
1930	28,5
1933	1703,5
1934	1956,7
1935	1597,7
1936	1572,8

Dada la facilidad de instalar faenas en los lavaderos, con sus métodos sencillos de explotación, la producción alcanzó rápidamente una cifra muy alta. Con el regreso de muchos desocupados a su trabajo anterior, y con el agotamiento de los lavaderos de más fácil alcance, disminuye la produc-

ción.

Estudios de los yacimientos de oro.

Vetas. En vista del valor muy grande del oro, y como ya una ley de pocos gramos es suficiente para la explotación, el muestreo del mineral de oro debe hacerse con cuidado especial. En yacimientos de vetas tiene gran importancia la zona de oxidación, de concentración y primaria. Las muestras sacadas deben indicar el común de la veta y los puntos de muestreo deben indicarse en el plano para poder reconocer los clavos. Las leyes de explotabilidad son variadas y dependen del país y del suelo. En Alemania el mínimo sería 4 gr. por ton.; en California de 15 a 20.

Mantos. El único yacimiento de esta clase es el de Witwatersrand, en Transvaal. Los mantos tienen la ventaja de que la repartición del metal es muy regular. Sólo donde los conglomerados tienen posición muy inclinada se observan zonas de oxidación y concentración. La ley media de la producción de 1910 era de 12,4 gr. por ton

Lavaderos. Los lavaderos se han formado por la destrucción de los yacimientos primarios y concentración del oro. Se pueden hallar tanto en rodados recientes de los ríos como en arenas de terrazas antiguas.

Los datos fueron tomados de la obra de Krusch, pag. 127 B. V. II 2 pag. 684.

Producción mundial de oro.

	Millones de dollares.		
	1909	1926	1938
Estados Unidos	99,2	47,3	178,1
Canadá	10,1	35,3	178,4
Méjico	22,5	15,9	33,2
Brasil	2,3		
Colombia	3,1	10,5	
Guayana Británica	1,1		
Guayana Francesa	3,0		
Hungría	2,2		0,2
Francia	2,2	2,5	3,1
Alemania	1,2		0,3
Rusia	37,5	16,5	171,3
Transvaal	150,3	204,9	426,0
Rhodesia	12,8	12,2	28,5

	Millones de dollares		
	1909	1926	1938
El resto de Africa	7,1	8,5	
Borneo inglesa	1,55		
China	5,0		5,3
India holandesa	2,9		2,7
India inglesa	10,7	23,7	1,1
Japón (incluso Chosen en 1938).	2,3		56,7
Corea	2,3		
Australia y Nueva Zelandia	71,3	13,0	
Total de Europa			191,7
Sud Africa			425,5
Total de Africa			512,0
Australia			55,7
Nueva Zelandia.			5,3
Total de Australásia (Nueva Zelandia, Figi, etc).			73,5

Producción mundial de oro en toneladas.

1493 - 1600	754
1700	912
1800	1900
1900	11608
1910	670
1920	502
1930	650
1939	1208

Nota. El valor de la onza de oro hasta 1934 se cotizaba a $ 20.6718 U. S. y a partir de este año a razón de $ 35.00 U. S.

YACIMIENTOS DE COBRE

Yacimientos de cobre con ley variable en oro.

La roca madre de esta clase de yacimientos es con preferencia la diorita o granito andino, con sus variedades tales como la gabrodiorita, el gabro cuarcífero y la sienita. Las vetas se hallan a

veces dentro de la roca eruptiva misma, pero también en las rocas vecinas, en las cuales se ha hecho la intrusión como, por ejemplo, la mina del Volcán cerca de Santiago y muchas otras más. Además, las soluciones mineralizadoras pueden haber impregnado a ciertas rocas sedimentarias, especialmente areniscas.

Los minerales de cobre más importantes son: en la zona primaria, chalcopirita y pirita cuprífera; en la zona de cementación, chalcosina, bornita y cobre nativo; en la zona de oxidación, malaquita, azurita, cuprita, covelina, tenorita, y, en las provincias del Norte, atacamita, brochantita, krohonquita y chalcantita.

Característico es que en esta clase de vetas que la ley en oro aumente en las zonas superiores.

La ganga más frecuente es el cuarzo, pero se conocen también vetas con ganga de calcita. Como minerales accesorios se encuentran fierro oligisto, a veces en tanta cantidad que la ganga consiste casi exclusivamente de este mineral. Hay además molibdenita, turmalina, tremolita, granate, que es frecuente en las vetas de cobre. Raros son los minerales siguientes: Scheelita ($CaWO_4$) y cuproscheelita, $(Ca\ Cu)WO_4$, anatasa y zircón. Hasta ahora no se han encontrado casiterita, fluorita y topacio; pero últimamente se han descubierto en las mesas de concentración del Teniente, pequeñas cantidades de wolframita. Los ripios de SnO_2, fueron encontrados en la roca de Tamaya por Gruddeck. Las rocas de Punitaqui en Coquimbo están caracterizadas por no contener minerales de cinabrio.

En general, son raros en esta clase de yacimientos la tetraedrita y domeykita ($CuAs_3$). Enargita no se halla en ellos. La mayor parte de los yacimientos tiene pequeña ley en oro y plata; el oro se encuentra con frecuencia en la chalcopirita y la plata en la chalcosina y la bornita. La tetraerdrita, siempre bastante rara en esta clase de yacimientos, se halla en el Teniente, pero sin contenido de plata.

La turmalina en las vetas de cobre. (1)

La presencia de turmalina en los yacimientos chilenos de cobre, tiene un interés especial, porque la turmalina es considerada como mineral ca-

---

(1) .A von Groddeck. T. 39 pag. 237 - 66 Bol. Soc. Min.

racterístico de neumatolisis, mientras que, en general, las vetas de cobre son explicadas como de orígen hidrotermal.

Según Moericke, la turmalina se halla solamente en los yacimientos relacionados con rocas ácidas y medio ácidas (granito, sienita, diorita, gabro cuarcífero, pórfido cuarcífero), pero no en las rocas básicas. Esto no puede sorprender, ya que la turmalina se conoce como mineral accesorio solamente en las rocas ácidas.

La turmalina se halla también en el mineral mismo, como en la ganga y en la roca de la caja. El aspecto macroscópico de la turmalina lo hace reconocer por sus particularidades características: se trata de manchas o de pequeñas vetas de color negro de una dureza bastante grande. En Las Condes y el Teniente la turmalina se halla como cimiento de brecha junto con los minerales de cobre. Examinada con el microscopio, la masa negra consiste en pequeñas agujas de turmalina, que no alcanzan más de 0,08 mm. de largo; están mezcladas con pequeñas partículas de mineral y de hojas de fierro oligisto y además con pequeños cristales de cuarzo. Este último mineral rellena los insterticios entre las turmalinas. Además, se ven fragmentos más grandes, que dan a la lámina microscópica el aspecto de una brecha. En realidad no se trata de fragmentos, sino de cristales de cuarzo, calcita y chalcopirita, que han rellenado los huecos o que se han formado por transformación metasomática de alguna sustancia anteriormente existente.

De este modo Stelzner considera las manchas negras del mineral de Las Condes, como transformados metasomáticamente por la turmalina (turmanilización). En realidad, examinando una mayor colección de muestras de una mina, se ve como hay pedazos de la roca diorítica muy poco atacados por estos procesos; otros ya medio transformados y al fin pedazos en los cuales no quedanada de la roca original.

La turmalina se halla en Las Condes también dentro de la chalcopirita misma, en forma de pequeñas agujas, como se puede ver después de haber disuelto el mineral en ácido nítrico. En el residuo se encontraban cristales de turmalina, anatasa, fierro oligisto, zircón y cuarzo. Como son raras las muestras en que la turmalina encierra a la chalcopirita, debemos suponer que todos estos minerales se han formado simultáneamente.

Yacimientos chilenos en los que se conoce la turmalina.

En las minas de cobre situadas cerca de Taltal se halla con frecuen-

cia un mineral llamdo Taltalita de Domeyko, que tiene color negro, bastante lustre y es fibroso; según Domeyko contiene de 41 a 44,5% de óxido de cobre, y el residuo consiste en silicato, de óxido de fierro y de un mineral negro. Según estudios de Glex practicados en Hamburgo, la Taltalita es una mezcla de composición bastante complicada y variada: consiste en malaquita, fierro rojo y calcita, y en estos minerales están encerrados cristales de turmalina. Además se observan partículas de bornita y cuprita, a veces hay también chalcisina y atacamita.

En las famosas minas de La Higuera, situada cerca del Tofo, se conoce la turmalina como mineral accesorio. En la provincia de Coquimbo hay turmalina en la mina de Las Campanillas y especialmente en Tamaya. En la provincia de Santiago menciona Domeyko la turmalina como existente en las minas de Peralilli, situada cerca de la cuesta del Prado. Además en Las Condes. La turmalina es también un mineral importante de El Teniente.

DESCRIPCION DE LOS DIFERENTES YACIMIENTOS DE COBRE

Las minas de la Compañía Carlota.

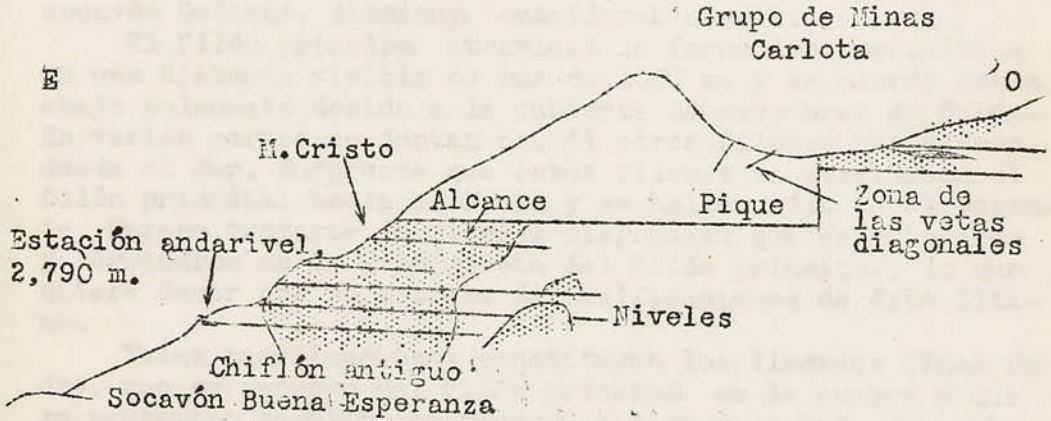
Se hallan en el río Maipo a unos 6 Km. valle arriba de la confluencia con el río Volcán. El grupo llamado Mina Cristo se encuentra en los faldeos superiores del valle, a unos 100 m. sobre el nivel del río y a 2800 m. sobre el nivel del mar. El grupo Carlota, las antiguas minas de San Pedro Nolasco, se hallan a continuación de la antigua planicie de denudación de la cordillera, entre 3000 y 3300 m. de elevación.

Las vetas se hallan en una potente serie de conglomerados y brechas porfiríticas del mesozoico, que tienen más de 1600 m. de espesor. Intercalados entre estas rocas se encuentran numerosos mantos intrusivos de porfiritas mesozoicas que, debido a su mayor resistencia, constituyen riscos horizontales en el terreno. Las porfiritas mesozoicas deben pertenecer a la roca verdosa compacta, en que se han excavado los caserones principales de la mina dristo. Estas porfiritas intrusivas aparecen como masas irregulares y no como filones limitados por dos cajas paralelas.

En la región de las minas, las capas porfiríticas tienen rumbo N S y manteo de pocos grados hacia el O, siguiendo con esta posición hasta el valle longitudinal.

Para la formación del yacimiento, ha sido de la mayor

importancia la intrusión granodioritica, que aflora en las faldas inferiores del valle del Maipo, hasta unos 100 m., encima del río. El macizo principia en el N de la región de San Gabriel y puede seguirse hacia el S en una extensión de 15 Km., hasta la bocatoma del canal de fuerza de los Quelte-hues. En ancho es más reducido, no sólo debido a la cubierta por las rocas porfiríticas, ya que en el río Volcán se observa que la granodiorita, termina antes de alcanzar la estación con un contacto de fuerte declive. Parece que el eje de mayor elevación de la roca intrusivapasa por el valle del río Maipo.



Perfil longitudinal de las minas.

Fig. 23.

La granodiorita es unaroca de color claro, que cerca del contacto contiene bastante cantidad de turmalina. En el contacto, las rocas porfiríticas han sufrido un fuerte matamorfismo, apareciendo como rocas córneas, atravezadas por guias y filones de granodiorita y aplita.

Con la granodiorita se relacionan también los innumerables filones intrusivos de rocas andesíticas, que atraviezan las rocas porfiríticas, que son tan características para esta región. En parte atraviezan también la granodiorita, lo que indica que las partes superiores de esta roca ya estaban enfriadas cuando se formaron los filones.

Los filones se componen de rocas andesíticas cuya composición varía, según si se la observa a los 3200 m. de altura o, abajo, a los 2200 m. a aún más abajo. En el filón principal,

que acompaña a la veta Cristo, los filones inferiores se caracterizan por estar formados por una roca de grano más grueso, con mayor abundancia de fenocristales, que son menos frecuentes en las partes altas como, por ejemplo, en los niveles de la mina Cristo. La mayor parte de los filones tiene una salbanda de jabocillo, cuyo aspecto en las superficies es parecido a un afloramiento de una veta. Pero, en general, carecen de minerales útiles.

Unaexcepción la constituye solamente el gran filón en cuyo interior se halla la veta Cristo. El filón tiene rumbo E O y manteo 80-85°N que, somo excepcionalmente, arriba del socavón Dolores, disminuye considerablemente.

El filón principal atraviesa la formación porfirítica en una distacia visible de mas de 1000 m. y se pierde hacia abajo solamente debido a la cubierta de escombros de falda. En varias partes se juntan con él otros filones que vienen desde el Sur. Sorprende que estos filones no atraviesen el filón principal hacia el Norte y se hallen sólo en el yacente. Parece tratarse de filones diagonales que desembocarón y terminaron en la gran grieta del filón principal, lo que quiere decir que no setrata de ramificaciones de éste último.

Tales ramificaciones constituyen los llamados Cinco Dedos, que se separan del filón principal en la cumbre y que se presentan también con mineralización de cobre. Su rumbo varía entre N 10-25°E.

La relación entre la veta Cristo y la andesita del filón principal es de lo más variable. Lo común es que la veta se halle en el pendiente del filón, del cual se halla separada por una caja bien desarrollada y por una salbanda de jaboncillo. En otros puntosla veta se halla en medio de la andesita y también se la conoce en la caja yacente. Además, aparecen dos o tres vetas o ramos de buen metal, especialmente en las partes donde la andesita tiene un gran ancho. El perfil característico que se observa al lado del socavón II Panul es:

pendiente	8 m.	andeiita con delgadas fajas de brecha de veta.
	8 m.	brecha de veta.
	5 - 6 m.	andesita
	2 m.	veta
Yacente	4 m.	andesita

En los alcances del socavón Crestón Grande (?) el espesor de la veta explotada subió hasta 10 y más m.

Los procesos de la formación del yacimiento habrían consistido primeramente en la intrusión granodiorítica. Por segregación magmática se formó el magma andesítico que hizo intrusión cuando ya se había enfriado la ganodiorita y que rellenó lagrieta del filón principal. Dentro de las rocas porfiríticas, este filón constituía una zona de menor resistencia y, cuando más tarde se produjeron nuevas presiones tectónicas, se originó un destrozamiento especialmente fuerte en la vecindad del filón principal, porque éste constituía la figura principal, que puede seguirse por varios kilómetros de largo. El efecto de la presión puede observarse en los diferentes espejos de falla, que se hallan tanto en la caja de la veta como en su interior o en el interior de la andesita. En todos estos espejos las estrías tienen posición casi horizontal.

Las soluciones mineralizadoras que emanaron del resto del magma, situado a gran hondura, aprovecharon la zona de destrozamiento muy permeable, depositado tanto la ganga como los minerales metalíferos en los huecos que quedaron entre los fragmentos.

La minera ización debe haberse producido en dos etapas En la primera se produjo una fuerte silisificación, acompañada de la formación de súlfuros de cobre. La segunda etapa se caracteriza por la abundancia de baritina y siderita.

Los minerales de la primera etapa son, en primera línea, la chalcopirita y la bornita. Esta última rodea amenudo los agregados de chalcopirita y los atravieza en forma de guías finísimas, indicando asi su edad más moderna.

Después de la primera etapa se produjo un nuevo destrozamiento de la zona de la veta y por las nuevas grietas formadas subieron soluciones menos calientes, de las cuales se depositaron la baritina y siderita; en los niveles más altos, se depositaron también grandes cantidades de galenacon tetraedrita y chalcopirita y minerales argentíferos. Parece que la plata se depositó principalmente en la segunda etapa mientras que las leyes generalmente bajas de oro pertenecen a ambas etapas.

La separación de la mineral ización en dos etapas distintas, dió orígen al minerá de cucardas. Los fragmentos medio obscuros de la primera etapa yacen en forma de bolones dentro de la masa clara de bartina y siderita, presentándose un dibujo bonito del mineral en las paredes de explotación.

Abajo, hasta el nivel del socavón Besa, la galena no es muy frecuente, pero aparece en largas y aisladas guías delgadas junto con la chalcopirita. Esta última falta generalmente a las fajas de baritina, limitándose a los fragmentos mineralizados en la primera etapa. El cobre aparecen en pequeñas cantidades en medio de la baritina, en forma de tetraedrita. A veces este mineral se agrega como zona exterior a la chalcopirita de las cucardas o penetra en ella en forma de guías finísimas, indicando así su edad más nueva.

El último mineral es la siderita, que en parte constituye el relleno principal junto con la baritina. A veces aparece en forma de costras de bonitos cristales en las drusas, tapiznado también a las tablas de la baritina.

Desde el socavón Dolores, para arriba, cambia la mineralización en forma sorprendente, apareciendo la galena como mineral más importante, reduciéndose la cantidad de la chalcopirita. Baritina y siderita se encuentren en grandes masas, fuera de un poco de tetraedrita. Cuarzo existe también.

La mineralización de la veta Cristo, está ligada a un gran alcance que ha sido encontrado en todos los niveles y que termina hacia el Este y Oeste en la misma forma, disminuyendo primero la ley del metal, siguiendo la ganga todavía hasta cierta distancia. Después se reduce el espesor de la ganga, que al fin constituye algunas fibras irregulares dentro de la roca.

Como ejemplo del término oriental, describiremos brevemente el principio del socavón Panul I, que siguió a la veta pobre hasta que, a los 200 m. entró al alcance. En el afloramiento, al lado del socavón, la veta se presenta enteramente pobre, con verdeones insignificantes. Todavía a los 150 m., una estocada desde el socavón, que sigue a la andesita yacente encontró la veta sin metal y con sólo 40 cm. de espesor. Pero, la veta ya presenta la típica estructura de brecha con mucho jaboncillo. A los 170 m. el socavón entra a la veta, que carece de metal, pero cuyo espesor aumentó a 1 m. Luego principia a aparecer el metal, de modo que a los 200 m. hay 1,5% de Cu y 200 gr. de Ag. por ton. siendo la ley en oro de sólo 2 gramos. Esta ley baja es característica para toda la veta, con excepción de una faja de veta situada encima del socavón Carlos, donde había hasta 50 gr. de Au por ton.

Las minas de Amolanas.

Según A. Endter. Das Kupfererzlarger von Amolanas im Departament Copiapó. Zeitschr. f. prackt. Geol. 1902, pag. 293.

Las minas están situadas a unos 24 Km. al SO de la estación de San Antonio, término del ferrocarril de Caldera-Copiapó-San Antonio; tienen una altura de 2200 m. sobre el nivel del mar. Las pertenencias tenías una extensión de 84 hectáreas, siendo el largo de 3,5 Km. y el ancho de 250 m.

Los cerros de la región están compuestos por las capas estratificadas del jurásico inferior y medio. En la región de Amolanas misma se halla solamente el Dogger, especialmente en sus pisos inferiores. Se compone de pizarras obscuras y areniscas duras cuarcíticas de colores claro y rojizo. Algunas capas de pizarras están caracterizadas por contener bonitos cristales de yeso. Las capas están fuertemente plegadas y tienen en la región minera un manto de 40°. Estas capas han penetrado filones y macizos de rocas eruptivas. Estas rocas son pórfidos cuarcíferos o liparitas y rocas básicas (melafiros, diabasa, porfirita augítica y fonolita de leucita).

En el distrito minero de Amolanas, hay 2 de tales filones, que tienen rumbo EO. y una distancia de 1000 m. entre sí. Entre ellos existen varios pequeños filones de porfirita y de minerales con rumbo variado. El filón septentrional contiene el yacimiento de cobre. La corrida de filones consiste en pórfido cuarcífero de color blanco. La masa fundamental es felsítica y contiene cristales de cuarzo y ortoclasa. En las partes superiores la roca toma estructura porosa, y los poros están en parte rellenados por minerales de cobre. Probablemente la roca debiera ser clasificada mejor como liparita. En las salbandas del filón se hallan las rocas más básicas, especialmente melafiro y diabasa porfirítica, llamados por los mineros caballos de piedra. El melafiro es color obscuro y rojizo; la masa fundamental es muy densa y contiene cristales de olivina. La diabasa tiene color verdoso de estructura granular, con cristales de plagioclasa y augita, que los mineros llaman pórfido verde antico. Además de observar varias rocas conglomeráticas que son consideradas como sedimentos volcánicos y bombas volcánicas. El espesor de la corrida varía entre 30 y 150 m.

En este filón se hallan minerales de cobre y de fierro. Su repartición es muy irregular y los minerales deben ser considerados como impregnaciones. Se hallan solamente en la parte septentrional del filón de liparita, donde éste está atravezado por las rocas básicas. De consiguiente, éstas deben ser consideradas como criadero del mineral. Pero los minerales se hallan solamente en la parte central del filón, no en su término oriental u occidental, porque en el centro

el filón está atravezado por un gran número de grietas que están rellenadas de mineral y han causado un enriquecimiento del filón. Las grietas causadas por esta dislocación, que todavía hoy día han dado orígen a numerosas vertientes, han servido a las soluciones mineralizadoras en su subida y que fueron precipitadas por las sales de álcalis de tierras alcalinas. Por la extracción de estas sustancias, la roca original se enriqueció en SiO_2 y Al, tomando al mismo tiempo una estructura porosa; esto explica por qué las vetas se ensanchan en esta zona y aumenta la cantidad de minerales.

Los minerales más importantes de la zona de oxidación son la malaquita, la cuprita, la azurita y la atacamita. La cuprita forma masas compactas, y donde se ha mezclado con limonita forma un mineral terroso de color rojo de ladrillo. El señor Endter considera la atacamita como indicio de la presencia del mar, pero está equivocado, porque en los suelos de los dediertos soptentrionales abunda el cloruro de sodio, sin que por esto sea necesario suponer su orígen marino.

La zona de cementación está formada por chalcosina, bornita, enargita, bournonita; la transición hacia la zona primaria la forman la chalcopirita y la pirita de fierro.

La ley media del yacimiento es de 8%, pero baja a mayor profundidad hasta 5%.

Para una apreciación técnica debemos dividir el yacimiento en dos partes: En la parte central, en una extensión de 1,5 Km. se trata de un yacimiento continuo y los minerales forman fajas continuas pero de espesor variable. Fuera de esta parte central se halla solamente mineral en forma de acumulaciones o vetas aisladas, disminuyendo la cantidad de éstas con la mayor distancia de la parte central.

De valor práctico es solamente la parte central, que tiene un ancho que varía entre 10 y 60 m. La ley del mineral disminuye considerablemente hacia la profundidad. Los trabajos ejecutados hasta 1902 se han limitado a la pertenencia Descubridora, en una extensión longitudinal de solamente 300 m., mientras que en las demás partes se han hecho solamente trabajos de reconocimiento. Un cálculo del Sr. Endter llegó a cubicar más de un millón de ton. de cobre contenido en el yacimiento, suponiendo un ancho de 15 m. y una profundidad de 150 m., con una ley media de 5%.

Dice el informe que la explotación se ha hecho hasta hoy día de un modo muy primitivo y poco económico; la instalación de concentración no se ha usado.

Mineral de Los Sapos.

Minas de Punitaqui.

Según A. Gotting. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1894. pags. 224-30.

Las minas de Punitaqui, famosas por sus minerales de mercurio, están a 30 Km. al SO de la ciudad de Ovalle, en medio de las serranías de la Cordillera de la Costa. Esta serranía consiste en la región de las minas de extensos macizos de sienitas y dioritas, interrumpidas por una ancha zona de diabasas, las cuales forman filones y capas. Las rocas plutónicas consisten en la vecindad de las diabasas de granitita y anfíbol, compuesta de ortoclasa, plagioclasa, anfíbola, biotita y cuarzo. Además contiene como mineralez accesorios, turmalina, apatita, magnetita, titanita y zirconio.

Las diabasas pertenecen a dos variedades: la primera es una diabasa porfirítica o diabasa de uralita, con minerales de plagioclasa, augita en parte transformada en uralita, magnetita e illmenita; la segunda clase es una diabasa muy compacta, de grano fino, con plagioclasa, augita descompuesta en clorita, magnetita e illmenita y calcita secundaria. Hay numerosas transiciones entre las dos clases de diabasas.

Como criadero de los minerales de mercurio, como también los de oro y cobre, se consideran las diabasas, en las cuales las vetas se hallan en forma explotable, mientras que sus prolongaciones que se observan en el granito, carecen de importancia práctica.

Se han observado unas 50 diferentes vetas que pueden ser divididas en dos sistemas, pero que tienen igual composición mineralógica. La primera clase de vetas es caracterizada por su espesor y su dirección NS. Divergen hacia en Norte un poco en forma de haz, estando más juntas entre el contacto entre la diabasa y el granito. La segunda clase de vetas tiene rumbo normal a laprimera, y en la primera clase de vetas ha provocado una dislocación en forma de falla. Gotting considera esta segunda clase como los verdaderos criaderos del mineral, porque los alcances se hallan siempre en los cruzamientos de las dos clases de vetas.

El plano muestra que fuera de numerosas vetas pequeñas existe una corrida principal de vetas NE, la cual está dislocada por la veta más potente del otro sistema. La primera corrida reaparece sólo a 300 m. de distancia, en forma explotable, formando dos vetas vecinas que han sido trabajadas. Pero las minas más importantes sehallan al Sur del cruzamiento mencionado y llegan hasta el contacto con el granito. La corrida de vetas consiste en 2 a 3 ramificaciones que a veces

se juntan y que en tal caso son explotables. El espesor de la veta es de 1 a 2 m. y en el punto de cruce aumenta de 3 a 5,5 m. El manteo es de 40 a 50° hacia en NO.

El rumbo de la corrida de vetas no es uniforme, sino que forma una línea curvada e interrumpida por fallas, que corresponden a las vetas del segundo sistema. Como ya se ha dicho, en estos cruzamientos se observan con frecuencia enriquecimientos en mineral, tanto en la corrida principal como en las vetas del segundo sistema. Pero, por desgracia, no todos los cruzamientos han dado orígen a alcances del mineral.

Perfil de las minas de Punitaqui.

Fig. 24

La separación de las vetas de la caja es muy pronunciada; las salbandas muestran numerosas estrías (espejo), lo que indica movimientos téctónicos habidos en las vetas. Según la descripción anterior, debemos considerar las vetas del segundo sistema como más nuevas que las del primer sistema.

Notable es la fuerte descomposición de la roca encajante y de la roca éxistente en la ganga. Esta ganga consiste en su mayor parte de roca y, a causa de la fuerte descomposición, es difícil reconocer la roca original.

Fuera de la roca, la ganga consiste principalmente de cuarzo. Las vetitas de cuarzo, que alcanzan hasta 2,5 m. de espesor, se halla en una masa de cuarzo compacto de colores variados. Fuera del mineral más importante, el cinabrio, hay minerales de pirita y chalcopirita, hematita, chalcosina y tetraedrita de mercurio.

Se dice que antes existía mercurio nativo en la mina. En la mina Manto se ha encontrado la tetraedrita de mercurio a 60 m. de profundidad, con una ley de 16% de Hg. En las paredes superiores se conocían sólo minerales de cobre.

El cinabrio se halla en dos diferentes formas en la veta. La masa fundamental de ácido silícico está llena de pequeñas hojitas y granitos de cinabrio, que en parte se acumulan para formar papas ricas, concreciones en las cuales se hallan tambien los demás minerales; las papas tienen estructura porfí-

rica. Además se halla cinabrio en forma de incrustaciones o fajas, sin estar acompañado por los demás minerales. La diabasa contiene pocas vetitas de cinabrio.

En las vetas de oro y cobre se hallan, o los metales juntos o sólo uno de ellos. Los minerales de cobre son: principalmente chalcopirita, malaquita, lazurita y bornita, que están acompañados de fierro oligisto. Estos minerales forman numerosas masas irregulares pero explotables dentro de la ganga de cuarzo. Las vetas son irregulares en su rumbo y su potencia; en el pendiente se observan numerosos espejos, los que son menos frecuentes en el piso.

La ley media de los concentrados en cobre es de 12 a 14%.

El oro es muy frecuente en las vetas de Punitaqui y ha sido explotado en varias minas. El oro se halla en parte en forma nativa en las vetas, en parte en las piritas, pero siempre en granos muy pequeños que apenas pueden ser observados con lente. La ley media es de 20-30 gr. por ton. El beneficio primitivo de amalgamación obtiene solamente 60% de oro, porque en parte éste está ligado a las piritas. La consideración anterior no es exacta, por cuanto la amalgamación en sí no da mejores resultados o recuperaciones.

Las minas antiguas apenas descienden más de 30 m. porque la ley en oro disminuye hacia la profundidad.

Sobre la explotabilidad de las minas de Punitaqui da Gotting las siguientes observaciones. Según las dimensiones de las partes explotadas y según las muestras de los desmontes, parece que antes ha habido una gran riqueza de minerales de mercurio en las minas de Punitaqui. Pero los nuevos trabajos de las minas, para reconocimientos que se han hecho de un modo sistemático, buscando especialmente los cruzamientos de las vetas principales y pertenecientes a las dos clases, no han dado resultados favorables. Los numerosos trabajos ejecutados por Gotting, tampoco han dado resultados. A 50 o 40 m. de profundidad brocea el mineral, no obstante que en la parte de la superficie se observan grandes partes explotadas antiguamente. Por esto Gotting considera los yacimientos de mercurio de Punitaqui como agotados.

Mayor importancia atribuye Gotting al oro; los malos resultados obtenidos anteriormente se deben a las dificiencias del beneficio.

Más favorables son las condiciones para la explotación de los minerales de cobre, porque hoy día las partes más pobres de la veta, que los mineros antiguos han dejado en la mina, son explotables.

Sobre los minerales de estaño, tiene Gotting las ideas más favorables, porque el mineral se presenta en bancos compactos. Pero faltan lostrabajos necesarios de exploración.

POTRERILLOS

La mina está ubicada a unos 135 Km. al Este del puerto de Chañaral, a unos 3300 m. de altura. La región corresponde a la alta cordillera. Sobre la geología de este importante mineral nos informa un interesante artículo de W. S. March. (+), del cual se ha hecho el siguiente estracto:

Las rocas más antiguas pertenecen a la formación Potrerillos, del cretáceo inferior, que se puede dividir en los pisos siguientes:

c. 180 m. Calizas gris azulejas fosilíferas, separadas en capas delgadas; pocas intercalaciones de arcosas.

b. 110 m. Pizarra parduzca a amarillenta, rica en fósiles; contiene grandes ejemplares de amonites en su base y en ella aparecen preferentemente las intrusiones de melafiros.

a. 160 m. Caliza azuleja impura, separada en delgados bancos, con intercalaciones de arcosas y pizarras.

Más arriba sigue la formación de Cerro Negro con él perfil siguiente:

b. 130 m. Capas delgadas de arenisca calcárea y caliza en la base, que hacia arriba pasan a areniscas rojas; escasos fósiles.

a. 60 m. Capas calizas pizarrosas de grano fino, localmente fósiles.

Esta formación ha sido creada en mayor extensión y encimade ella, separada por una discordancia, sigue la formación andesítica de la siguiente composición.

b. 150 m. Lavas y brechas andesíticas de anfíbola de colores verdosos y rojizos. Hay intercalaciones de sedimentos con-

tinentales.

a. 50 m. Lavas andesíticas de color rojo obscuro y conglomerados de fragmentos de andesitas, melafiros y sedimentos.

A la erupción de las andesitas, que pertenecen al terciario inferior, siguió la erupción de las riolitas, que se presentan como lavas, brechas y diques. En la parte central y Sur, las riolitas aparecen como brechas eruptivas, que rellenan chimeneas volcánicas. El color de las brechas es gris claro y en ellas aparecen también fragmentos de sedimentos, melafiros andesitas y ocasionalmente de dioritas.

El pórfido cuprífero ha hecho intrusión en todas las formaciones anteriores, constituyendo filones o pequeños macizos. En estos últimos se encuentran prácticamente todos los depósitos de cobre de la región. El macizo más grande de forma de pera, tiene una longitud de 1750 m. y un ancho de 620 m.

El color de la roca varía entre verdoso a gria obscuro y se compone de fenocristales de oligoclasa, anfíbola y biotita, que yacen en una masa fundamental de grano fino formada de cuarzo, feldespato y minerales ferromagnesianos. La composición varía de una diorita porfírica de anfíbola, en las partes centrales, a una diorita porfírica de biotita y cuarzo, en las partes exteriores. Alrededor de la intrusión se halla una zona de contacto de 150 m. de ancho, con los minerales característicos, como granate, wollastonita, epídota, etc.; además hay un poco de pirita y fierro oligisto, que se deberán al mismo contacto.

Posteriormente a la mineralización cuprífera se formaron filones de andesita y diorita porfírica; ésta última no se distingue del pórfido cuprífero .

Resulta un desarrollo geológico muy parecido al de Las Condes y Río Blanco. La diorita porfírica o pórfido cuprífero de Potrerillos, corresponde a la dacita antigua de Las Condes. Además, en ambos minerales hay filones intrusivos de una roca muy parecida, que es posterior a la mineralización. Lo mismo se observó también en El Teniente.

La estructura de Potrerillos es caracterizada por un ancho anticlinal de las rocas mesozoicas hasta las lavas terciarias, en cuyo flanco occidental se ha producido la intrusión de un macizo diorítico. El ala occidental tiene manteo de 30 a 70°O, mientras que el ala oriental tiene inclinación suave.

Se pueden distinguir tres sistemas de fallas. El más antiguo es anterior a la formación andesítica. Se trata en par-

te de fallas inversas. Otras fallas han causado movimientos horizontales que alcanzan en un caso hasta 110 m. La segunda época de dislocaciones es anterior a la intrusión del pórfido cuprífero; los movimientos eran menos importantes y se produjeron principalmente en las fallas anteriores. La tercera época de dislocaciones es posterior a la intrusión del pórfido y se tratará más abajo.

El mineral de Potrerillos se compone de tres depósitos separados, de los cuales solamente el central y parte del cuerpo austral están explorados en mayor extensión. El cuerpo central tiene forma de crescente, con un perfil en forma de cuña. La forma del cuerpo austral es tabular. El cuerpo Sur tiene inclinación hacia el cuerpo central y no está excluído que ambos se unan a mayor hondura.

Las fallas pertenecen a tres grupos: uno de rumbo N 30°O y con manteo 65°SO; otro con rumbo N 5°E de manteo 60° SE, y un tercen sistema de rumbo N 75°E y de posición vertical. Muchas de las fallas contienen fuera de un relleno fresco, también brechas silicificadas y fragmentos de cuarzo mineralizado, indicando que se han producido movimientos antes y después de la mineralización. El agrietamiento parece provenir de un efecto de cizalle, causado por presión desde el NE. Las fallas de los dos primeros grupos son fracturas de compresión y las del tercer sistema son fracturas de tensión.

Los cuerpos minerales son típicas formaciones de stockwerk. Generalmente el límite de la mineralización es muy marcado, produciéndose una transición entre el mineral y la roca estéril dentro de pocas pulgadas. Una excepción la constituye el yacente del cuerpo Sur, cuyo límite es muy irregular. Dentro de los stockwerks la roca está despedazada por un sinnúmero de grietas, rellenadas por cuarzo, resultando una acumulación de pequeños fragmentos angulosos, que hacen la impresión de una brecha, de fricción.

Se citan las siguientes explicaciones posibles del fuerte destrozamiento de la zona mineralizada:

1. Fractura causada por contracción durante el enfriamiento del pórfido intrusivo.
2. Destrozamiento causado por fuerzas regionales.
3. Derrumbe causado por la mineralización que se produjo por soluciones que ascendieron en anchos canales
4. Deslizamiento de la roca hacia unagran masa de magma de solución de súlfuros de cobre, proveniente de una diferenciación magmática.

W. S. March se inclina hacia esta última hipótesis. Me parece que más sencilla sería la suposición de explosiones volcánicas que siguieron ciertas grietas, en parte un poco inclinadas, como en el cuerpo sur. En favor de tales explosiones habla el estrechamiento de la zona destrozada hacia abajo.

En el plano y los perfiles se observa que la mineralización está prácticamente limitada al pórfido, que se presta más para el destrozamiento que los sedimentos.

Con la mineralización las rocas sufrieron una fuerte alteración, que en los stockworks mismos consiste en una sericitización. En el pórfido resultó una roca compuesta de cuarzo y calcita con sericita, y en los sedimentos está formada por sericita y clorita. A poca distancia de los stockworks, la sericitización pasa a unapropilitización. Los productos de la alteración constituyen aureolas alrededor de los cuerpos mineralizados y alcanzan anchos de 90 m.

Los minerales hipógenos aparecen como rellenos de grietas y menos frecuentemente como sustitución metasomática. La ortoclasa en guías y masas irregulares, reemplazando a los minerales de la roca, debe considerarse como producto final de la cristalización del pórfido.

Cuarzo, en cristales claros hasta blancos aparece en la misma forma; en parte acompaña a la ortoclasa, en parte a los súlfuros. Sus guías se presentan también atravezadas por otras de cuarzo y súlfuros o de calcita, dolomita y enargita. Calcita y dolomita de color rojo blanco, aparecen en guías con enargita, atravezando las guías de cuarzo-pirita-chalcopirita, que a su vez están atravezadas por guías de cuarzo y molibdenita.

La pirita se presenta en cristales, amenudo fuertemente triturados; se halla tanto impregnando a la roca como en guías con cuarzo.

La chalcopirita se presenta en masas amarillas, reemplazando a los minerales de la roca y en menor grado en las guías de cuarzo, amenudo está reemplazada casi enteramente por enargita.

La enargita se presenta en masas cristalinas compactas, reemplazando a la chalcopirita, además en guías con cuarzo y calcita-dolomita, o cementando grietas en las guías de cuarzo-pirita-chalcopirita. Está atravezada por las guías de cuarzo-molibdenita. La mayor parte del oro y la plata están contenidos en la enargita.

Tetraedrita, blenda y galena, son minerales raros, que

tienen la misma repartición que la enargita. Molibdenita aparece en guías con cuarzo, atravezando todos los minerales anteriores.

Los diferentes procesos que intervinieron en la formación y mineralización del yacimiento, son los siguientes:

1. Fuerte destrozamiato de la roca.
2. Introducción y formación de cuarzo, calcita, sericita, clorita, epídota, pirita y probablemente un poco de chalcopirita. El cuarzo y los productos de alteración siguieron formándose durante la mineralización siguiente.
3. Epoca de destrozamiento.
4. Introducción de cuarzo y chalcopirita con poca pirita.
5. Epoca de destrozamiento.
6. Introducción de cuarzo, pirita, enargita, escasas cantidades de tetraedrita, blenda y galena. La mineralización terminó con la formación de calcita, dolomita y enargita.
7. Epoca de destrozamiento.
8. Introducción de cuarzo y molibdenita.

En la zona de oxidación aparecen los minerales siguientes: crisocola, azurita y malaquita. Prevalecen en los afloramientos y desaparecen a poca hondura. Los carbonatos provienen de la alteración de la brochantita. Tenorita y melaconita existen con repartición parecida a la de los minerales anteriores.

La brochantita es el mineral principal de cobre; principia a poca hondura y desciende hasta la zona de los súlfuros.

Cuprita aparece un poco encima y debajo de la zona de los súlfuros. Cobre nativo se halla en la misma situación que la cuprita. Hay también limonita.

La zona de oxidación alcanza honduras de 80 m. en el cuerpo central y 110 m. en el cuerpo Sur . La ley de los minerales oxidados es de 1,65% de Cu. En ciertas partes hay una zona lixiviada en la superficie, que sólo excepcionalmente pasa de los 15 m. Otra faja lixiviada se halla entre las zonas de oxidación y de los súlfuros, que alcanza hasta 50 m. de espesor. Su presencia se explica por los cambios de la posición del agua subterránea, que actualmente se halla en el cuarpo austral a 90 m. debajo del límite superior de los súlfuros. En el cuarpo central el nivel del agua se encuentra

en parte encima y en parte debajo del mismo límite. Debe supónerse que la zona de oxidación y la parte superior de los súlfuros, se formó cuando el nivel del agua subterránea se hallaba más alto, lo que puede explicarse por precipitaciones más abundantes o también por un profundizamiento posterior de los valles.

La zona lixiviada inferior provendría de fluctuaciones del nivel del agua subterránea, cuando éste había bajado ya cerca de su posición actual.

En el enriquecimiento secundario se formaron principalmente chalcosina, covelina y bornita, siendo el primer mineral el más abundante, especialmente en las partes superiores de la zona de los súlfuros. Hacia abajo siguen la covelina y la bornita.

Debido a la sustitución por los súlfuros secundarios, la enargita falta en la parte superior de los súlfuros y la chalcopirita es escasa.

La zona de los súlfuros se divide en una parte superior fuertemente enriquecida y otra parte de enriquecimiento más moderado. La ley de los súlfuros es de 1,43 % de cobre. En el cuerpo central, la zona de enriquecimiento fuerte, termina en forma abrupta, a unos 90 m. debajo del principio de los súlfuros, y en el cuerpo Sur a unos 100 m. Según W. S. March, la zona superior se debería al enriquecimiento secundario durante el terciario inferior y medio, y la zonainferior menos rica, al enriquecimiento desde el plioceno.

En el año 1924, se calculaba la existencia de 22 millones de toneladas de minerales oxidados a 85 millones de súlfuros, con unaley media de 1,4% de Cu. Por trabajos posteriores de exploración, las reservas han subido a 130 millones de toneladas, con un contenido de 1,55% de Cu.

CHUQUICAMATA

Sobre la geología del depósito cuprífero más importante del mundo, nos informa un interesante artículo de A. V. Taylor, al cual seguiremos en la descripción siguiente.

Las minas de Chuquicamata están situadas a unos 240 Km. de Antofagasta y a 20 Km. de Calama. Su altura es de 2840 m. Los depósitos se hallan en un gran macizo granodiorítico de 20 Km. de longitud en dirección N-S y de 4 Km. de ancho. La roca se compone de ortoclasa y plagioclasa y además de cuarzo, anfíbola y biotita. Presenta varias alteraciones y varie-

dades que se tratarán más abajo.

El yacimiento acupa una zonade destrozamiento de una longitud N-S de 3 Km. y de un ancho de 800 m. El Oeste la zona está limitada por una falla: la grieta occidental de los planos; en el Este queda limitado por las vetas de la zona Panizo, que se explotó antiguamente por pequeñas minas.

La mineralización depende del alto grado de diferentes sistemas de grietas y hendiduras, que son el resultado de fuertes presiones horizontales, que obraron en diferentes épocas en dirección N-S y NO-SE. El arreglo de las grietas en forma escalonada, sus curvaturas y ramificaciones, se deben a fuertes movimientos de torsión en la zona Norte y a un fuerte cizalle, o fractura por compresión, en el término Sur del depósito. Como resultado de estas fuerzas, se originaron grietas de compresión y otras de tensión. Las primeras están representadas por la grieta occidental, la Grieta de Zaragoza, la de Cabo Fierro (con excepción de su término Norte, curvado, donde la torsión ha causado tensión), la grieta C-2, el término Sur de la Grieta Inés, la grieta E-1, la zona de grietas de Panizo, la zona nor este de grietas y la zona de grietas de Balamaceda.

El desarrollo de estas grietas ha sido el siguiente:

1. Se formó la grieta accidental y probablemte la grieta Zaragoza.

2. Continuando la presión desarrolló una extensa zona de fractura, a lo largo del término Sur de la grieta occidental resultando la zona de Cabo Fierro. Extendiéndose las mismas fuerzas hacia el Norte, formaron la grieta C-2 y la grieta Inés, en forma escalonada con la zona de Cabo Fierro. Además se originó el fuerte destrozamiento por tensión en la zona Teodora y el término Norte de la zona Inés. Efectos de rotura se desarrollaron a lo largo del borde de todas estas zonas limitrofes.

3. Se repitió la formación de grietas descrita bajo N° 2, después y posiblemente ya durante el primer período de la mineralización con cuarzo. Probablemente el agrietamiento no sufrió ninguna interrupción desde el proceso N°2, originándose además la zona Panizo y la zona cizallada del Noreste, entre las grietas C-2 y Panizo. Al mismo tiempo se formaron la grieta E-1, la zona de grietas de Balmaceda y las grietas de rumbo E-O en la parte central de la zona oriental del depósito.

Las variedades que ofrece la granodiorita en el depósito, se deben en primera línea a fuertes alteraciones posteriores a la intrusión. Debido a la mayor o menor porosidad, las

diferentes variedades se presentan en mayor o menor grado favorable para la mineralización. Las variedades son las siguientes:

1. Roca silícea.

En la vecindad de las zonas de cabo Fierro, Teodora e Inés, la textura original de la roca se ha perdido completamente, habiendo solamente una roca formada por cuarzo y sericita. El cuarzo, que existe en forma de agregados o en los intersticios, está travezado por guías de cuarzo, que a su vez están cortadas por otras guías posteriores, de modo que existen tres generaciones de cuarzo, todas del mismo aspecto vitreo e incoloro. En las zonas de Cabo Fierro y en el sur de la zona Inés, el cuarzo está fuertemente triturado.

2. La roca sericítica.

Ocupa extensas superficies que bordean a la variedad anterior. Contiene cuarzo primario y secundario. Prácticamente todos los feldespatos han sido transformados en sericita. La roca no ha sufrido una trituración tan fuerte como la anterior, sino más bien un fuerte clivage. Las fracturas están rellenadas por cuarzo, pero no en la abundancia del tipo N° 4. Características para estavvariedad, aunque no limitadas exclusicamente a ella, son las guías de bordado de cuarzo, que en la roca producen un dibujo bonito, de media pulgada de diámetro. Algunos consideran estas guías formadas por una infiltración última de la roca por sílice coloidal.

3. La roca normal.

Se caracteriza por su estructura porfírica, causada por grandes fenocristales de feldespatos que alcanzan hasta 5 cm. de longitud y por ojos de cuarzo. Solamente la sericita se ha formado y hay escasa cantidad de cuarzo secundario. Los ojos de cuarzo se componen de un agregado fino de cristales de cuarzo entrelazado, pero muchos de ellos constituyen fenocristales de 6 a 7 mm. de diámetro.

4. La roca anegada. (flooded rock.).

Es la granodiorita fuertemente impregnada de cuarzo. Se distingue de las variedades silíceas y sericíticas por no haber mucho desarrollo de sericita, conservándose una parte de la estructura original. Además, el cuarzo no ha sido triturado en mayor grado. Resulta una clase de roca tiesa que quiebra en grandes bloques, que contrasta mucho con la roca de porcelana por su aspecto compacto y claro, que hace recordar las rocas trituradas de las otras variedades, que por su aspecto hace recordar la porcelana y que se compone de pequeñísimos granitos de cuarzo,

sericita y residuos de feldespato.

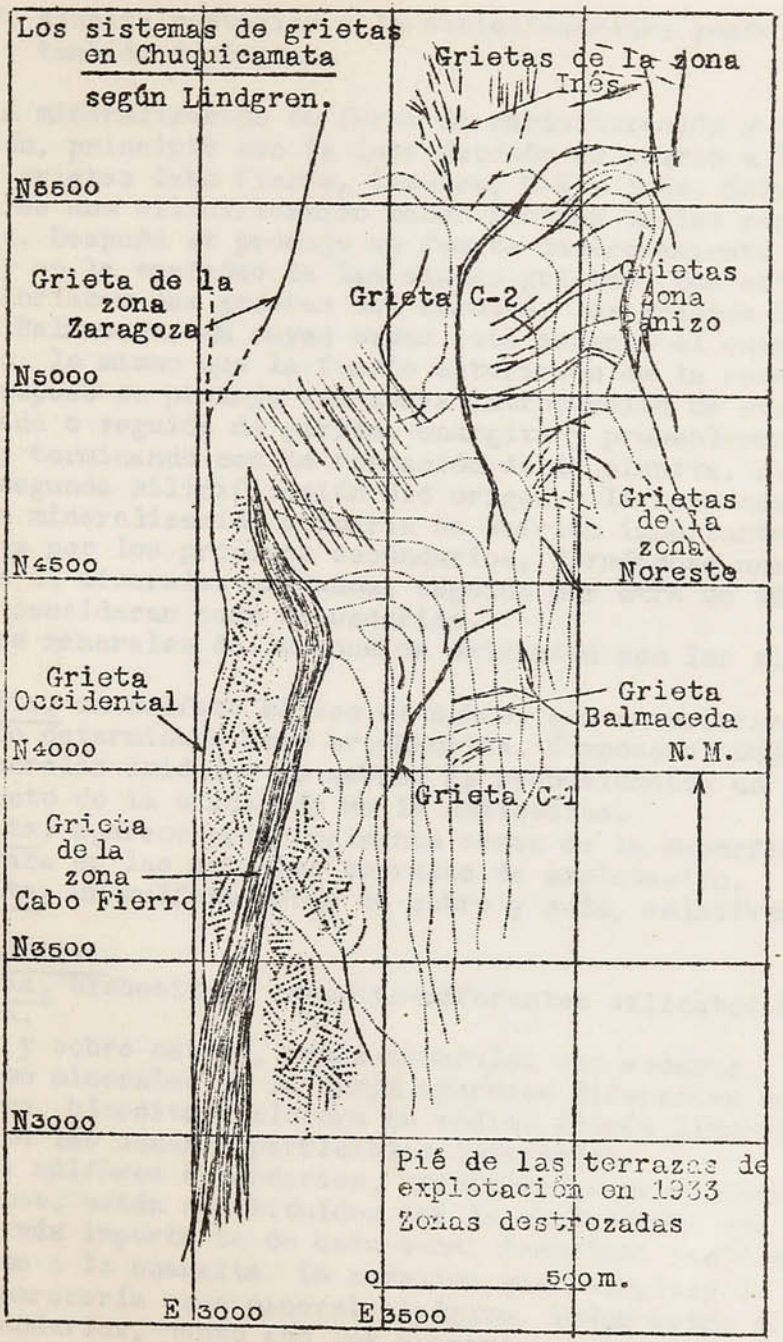
5. La roca de transición. Constituye una transición hacia la granodiorita normal. Hay poca sericita y los minerales ferromagnesianos se han transformado en clorita. Casi todas las hendiduras de la roca están rellenadas por guías y capitas de fierro oligisto que en la superficie está transformado en una limonita rojiza. El fierro oligisto parece ser anterior a la mineralización con cobre, pero no está excluído que se trate de una formación marginal de la mineralización, que se formó a una temperatura muy baja. En la roca de transición aparece sólo excepcionalmente algo de antlerita, en grietas que provienen de las rocas vecinas; pero no existe una mineralización primaria en la roca de transición.

6. La granodiorita normal no alterada. Es la última variedad que se halla fuera de los dos sistemas de grietas y vetas que limitan el depósito al Este y Oeste.

La Mineralización. Se supone que los minerales sulfurados, encontrados hasta más de 500 m. de hondura, pertenezcan todos al enriquecimiento secundario, de modo que la composición de la mineralización primaria se deduce de las observaciones que pueden hacerse en las vetas que se hallan en el borde del depósito. Me parece dudoso que las observaciones que se puedan hacer en las vetas, puedan extenderse a la impregnación de la roca; especialmente sorprende que los procesos de enriquecimiento secundario hayan descendio a mayor hondura en la roca impregnada, que en esa vetas que constituyen grietas, en las cuales las soluciones secundarias pueden descender con más facilidad, a juzgar por la mineralizzción de las vetas.

Los minerales hipógenos, esto es, provenientes de soluciones ascendentes, se habrían formado en el orden siguiente:

1. Cuarzo como mineral más antiguo
2. Sericita proveniente de la descomposición de los feldespatos. Se formó probablemente durantela introducción del cuarzo y también durante la precipitación de los súlfuros.
3. Hematita (mica de fierro).
4. Porfirita como súlfuro más antiguo.
5. Enargita y covelina, que en parte reemplazan a la pirita.
6. Tetraedrita, chalcopirita, blenda y bornita: fueron introducidos junto con la enargita, pero son escasos.


Los sistemas de grietas en Chuquicamata
según Lindgren.
Grietas de la zona Inés
N5500
Grieta de la zona Zaragoza
Grieta C-2
Grietas zona Manizo
N5000
Grietas de la zona Noreste
N4500
Grieta Occidental
Grieta Balmaceda
N.M.
N4000
Grieta C-1
Grieta de la zona Cabo Fierro
N3500
N3000
Pié de las terrazas de explotación en 1933
Zonas destrozadas
0
500 m.
E 3000
E 3500

7. Alunita posterior a la sericitización; puede ser también supérgena.

La mineralización en forma de sericitización y silicificación, principió con la introducción de cuarzo a lo largo de las grietas Cabo Fierro, Teodora, C-2 e Inés. Estaba acompañada de una silicificación menor intensa en las regiones vecinas. Después se produjo un fuerte destrozamiento a lo largo y en la vecindad de las mismas grietas. Con este proceso se abrieron las grietas del Noreste, las grietas E-1, Panizo y Balmaceda, en cuyas zonas está ausente el cuarzo más antiguo, lo mismo que la fuerte alteración de la roca.

Después se produjo una nueva introducción de cuarzo, acompañada o seguida de pirita, enargita y probablemente covelina, terminando con la formación de la alunita. El cuarzo de la segunda silicificación dió orígen a la roca anegada.

La mineralización primaria ha sufrido importantes alteraciones por los procesos secundarios, formándose una profunda zona de minerales oxidados, seguida por otra de súlfuros que se consideran como secundarios.

Los minerales de la zona de oxidación son los siguientes:

Antlerita, un sulfato básico de cobre, que anteriormente había sido determinado como brochantita. Compone el 95% de los minerales oxidados de cobre. Es probablenebte un producto directo de la oxidación de la chalcosina.

Atacamita, aparece principalmente cerca de la superficie y ya es rara en las actuales terrazas de explotación.

Krohnkita, un sulfato doble de cobre y soda, relativamente común.

Natrocalcita.

Crisocola, bisbeeita y cornuita-diferentes silicatos de cobre turquesa.

Cuprita y cobre nativo, ambos minerales son escasos.

Como minerales de la ganga aparecen diferentes sulfatos de fierro, bloedita y cloruro de sodio. Además limonita que abunda en las zonas superficiales lixiviadas.

Los súlfuros secundarios, precipitados como minerales supérgenos, están constituídos por la chalcosina, que es el mineral más importante de esta zona. Reemplaza tanto a la pirita como a la enargita. La covelina, que reemplaza la chalcosina, aparecería como mineral hipógeno. Todos estos minerales secundarios, junto con los primarios y la roca, constituyen el cuerpo del depósito.

Interesantes son las relaciones verticales de la mineralización. En el cuarzo destrozado y muy poroso de la zona silícea, el cobre ha sido lixiviado completamente hasta gran profundidad; más abajo volvió a precipitarse como chalcosina secundaria. En la zonasericítica, que sigue hacia el Este, disminuye la hondura de la lixiviación, apareciendo debajo de la cubierta lixiviada una zona de minerales oxidados de cobre. Esta zona se halla encima de los súlfuros secundarios y sube lentamente hacia el Este. Hasta constituir un ancho afloramiento en la parte oriental del depósito.

En gran extensión, especialmente en la parte Sur de la mina, se intercala una importante faja lixiviada, entre los minerales oxidados arriba y los minerales inferiores constituídos por súlfuros o minerales mezclados. En la faja lixiviada se hallan principalmente oxidos y sulfatos de fierro, con muy escasa cantidad o nada de cobre. Parece que la roca contenía originalmente pirita diseminada, pero muy poco cobre. La zona lixiviada se explica por el vaivén vertical del nivel del agua subterránea, que es especialmente fuerte en el clima desértico. En Potrerillos se observó una subida del nivel de 30 m. después de temporales de lluvia.

En la parte superior de los súlfuros existe en gran extensión una zona en que se hallan mezclados minerales oxidados y súlfuros. En vista de que aún en las partes más profundas, de más de 500 m., alcanzados por sondajes, existe siempre más de 0,05% de óxido de cobre soluble, se traza el límite inferior de los minerales mezclados a 0,20% de cobre soluble.

Los minerales sulfurados más importantes en la parte superior son chalcosina y covelina; a mayor hondura aparece la enargita en cantidades siempre crecientes. Por investigación microscópica de un testigo de un sondaje de 570 m. de hondura, M. C. Bandy, llegó al resultado siguiente:

Cuarzo, pirita y enargita - en la modificación de luzonita -, fueron depositados en el órden en que se han enumerado. La enargita reemplaza a la pirita. La chalcosina aparece en grietecitas atravezando a la enargita o constituyendo zonas delgadas alrededor de partículas de enargita. Al atacar la chalcosina con ácido diluído, aparece la estructura característica de la chalcosina secundaria.

Los súlfuros se componen de 60% de pirita y de 25% de enargita, de 12% de chalcosina y de 3% de covelina.

Sorprende la hondura extrema alcanzada por los minerales secundarios, que se explica suficientemente por la situa-

ción bastante alta del depósito El gran desnivel que existe entre la mina y el nivel del agua subterránea en el vecino valle del río Loa, permitirá al agua subterránea un descenso vertical, aún debajo del nivel que tiene el agua subterránea en la región del depósito.

Interesantes son las salientes de los minerales mezclados que se observan. Se supone que se trate de resíduos de los súlfuros, que no fueron oxidados, debido a la poca permeabilidad de la roca.

La zona Noreste de grietas se distingue sustancialmente de las demás partes del depósito. Las vetas atraviezan una roca practicamente no alterada. En la zona de súlfuros hay solamente pocos metros de roca mineralizada que acompaña las vetas, habiendo roca estéril a mayor distancia. Las vetas están lixiviadas hasta mayoes honduras que la roca vecina, y la transición hacia la zona de los súlfuros se produce en una distancia vertical relativamente corta. Hasta 75 m. las vetas lixiviadas contienen principalmente sulfatos de fierro, con otros sulfatos y óxidos. Después sigue una zona de 10 a 50 m. de antlerita, chalcantita, chalcosina y pirita, y a pocos metros aparecen los minerales primarios: enargita, covelina, blenda y chalcopirita. A mayores honduras las vetas consisten practicamente en pirita estéril. La hondura máxima alcanzada por el enriquecimiento es de 250 m.

Hasta aquí el estracto del interesante estudio del señor A. V. Taylor.

EL TENIENTE. (1).

Por varias razones, el mineral de El Teniente, pertenece a las minas más importantes de cobre; no solamente por la gran cantidad de minerales cubicados, sino tambien por constituir el único yacimiento de cobre situado en una chimenea volcánica, poniendo de manifiesto de este modo la íntima relación que existe entre el volcanismo o, mejor dicho, entre el magma ígneo y el orígen de los minerales de cobre.

La mina se halla al Este de Rancagua, a una altura de unos 3000 m. sobre el nivel del mar, comunicándose con esta

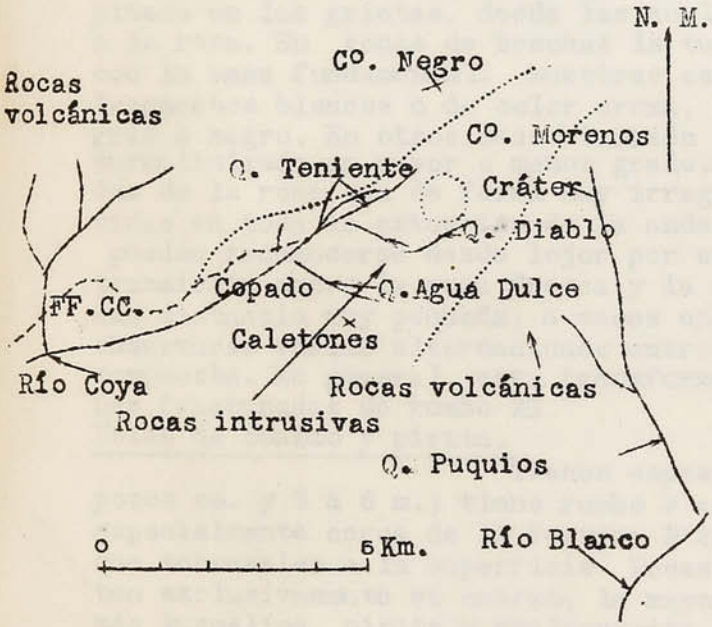
---

(1). W. Lindgren y E. S. Bastin - The Geology of the Braden Mine, Rancagua, Chile, Economy Geology. 1922. Tomo 17 pag. 75-99.

ciudad por un ferrocarril construído por la compañía Braden Copper.

Las rocas más antiguas en la región de la mina son corrientes de lavas andesíticas, acompañadas por tobas; pertenecen al terciario y posteriormente han sido cortadas por profundos valles. En estas rocas hizo intrusión una gran masa de andesita que, en puntos donde el enfriamiento ha sido más lento, alcanzó a formar una diorita cuarcífera. Esta roca forma una faja de 1,5 a 5,5 Km. de ancho, que hasta ahora ha sido reconocida en unalongitud de 8 Km. La Fig. 26 muestra la extension de esta roca.

En el límite se observan filones que entran a las andesitas más antiguas; esto se ve especialmente bien en la línea divisoria entre las quebradas del Diablo y de Puquios, y menos pronunciado en los Caletones.



Situación general y extensión de la andesita intrusiva.

Fig. 26

La andesita intrusiva es una roca de color verde obscuro, con fenocristales de andesina-labradorita de 2 y mas mm. de largo. Además se observan seudomorfosas de clorita según augita. La masa fundamental es holocristalina y de grano muy fino, formado por feldespato con cuarzo en los intersticios.

Mineralización anterior a la formación del cráter.

Durante los movimientos orogenéticos que dieron orígen a la cordillera, la andesita recién enfriada se fracturó, se blanqueó y se turmalinizó en mayor extensión; localmente se nota también una mineralización con pirita

En parte estas transformaciones son tan importantes que

solamente por observación de los cambios paulatinos, puede saberse el carácter original de la roca. Las transformaciones principian con el desarrollo de magnetita, en masas obscuras, nebulosas y con formación de peque as hojas pardas de biotita. Después se efectuó una fuerte cloritización de la roca, formándose también sericita en cantidades variables. La masa fundamental sufre una silicificación. El rutilo abunda en muchas láminas. Al fín se desarrolla la turmalina, que reemplaza tanto a los minerales secundarios como al feldespato. Macroscópicamente aparece la turmalina en pequeñas agujas o masas de estructura radial-fibrosa de color negro. Donde la sericitización de la roca ha sido muy fuerte, la rocas se ha blanqueado y el caso extremo se compone de un agregado de sericita y cuarzo.

El blanqueamiento esta acompañado generalmente, aunque no siempre, por la turmalina que con frecuencia se ha precipitado en las grietas, desde las cuales principia a sustituir a la roca. En zonas de brechas la turmalinización principia con la masa fundamental. Muestras características contienen fragmentos blancos o de color crema, en una matriz de color gris o negro. En otros casos también los fragmentos se han turmalinizado en mayor o menor grado. Las partes turmalinizadas de la roca son de forma muy irregular y se hallan repartidas en toda la extensión de la andesita intrusiva; amenudo pueden reconocerse desde lejor por sus colores claros. La transición entre la roca fresca y la alterada se verifica en una distancia muy pequeña; a veces en 100 m. de ancho pueden observarse varias alternaciones entre la roca fresca y la descompuesta. En general, esta transformación parece seguir zonas fracturadas de rumbo NE.

Vetas de cuarzo y pirita. Tienen espesores que varían entre pocos cm. y 5 a 6 m.; tiene rumbo N a NE. En la superficie, especialmente cerca de la Fortuna N°2, forman diques rugosos que sobresalen a la superficie. Pocas de estas vetas consisten exclusivamente en cuarzo; la mayor parte contiene además turmalina, pirita y chalcopirita. En ninguna parte son explotables.

Esta primera etapa de mineralización, no tiene ninguna relación con la formación de la chimena volcánica de la mina. Las vetas de cuarzo terminan bruscamente en las brechas y tobas que rellenan en cráter.

La formación de la chimenea de explosión. Es el fenómeno más importante de la historia geológica de la mina. Una fuerte explosión volcánica dió orígen a la chimenea, de unos 1000 a

2000 m. de profundidad y con un diámetro de 1000 m. El material de erupción consistía especialmente en fragmentos de las andesitas que forman las paredes de la chimenea, con cantidad más reducida de fragmentos de granito porfírico (liparita.) y dacita. La erupción parece haberse reducido a una mera explosión, sin producción de lavas. La paredes de la chimenea formadas por la andesita intrusiva, fueren fuertemente fracturadas, formándose los huecos y cavidades que más tarde fueron rellenados con minerales.

Los productos de la erupción, en parte cayeron inmediatamente al cráter formado, en parte se acumularon alrededor de la chimenea en forma de una circunvalación baja. En la depresión formada debe haber existido un lago, a juzgar por la circunstancia de que una gran parte de la toba que rellena el cráter muestra estratificación, componiéndose de material redondeado que desde la circunvalación ha sido lavado hacia el lago.

De consiguiente se ha efectuado un fenómeno que en la Geología se conoce bajo el nombre de "maar". El espesor reconocido de la toba de Braden, como llamaremos a la toba que rellena el cráter, es de unos 800 m.

La figura 27 muestra un corte ideal por este "maar", tal como se presentó inmediatamente después de la erupción.

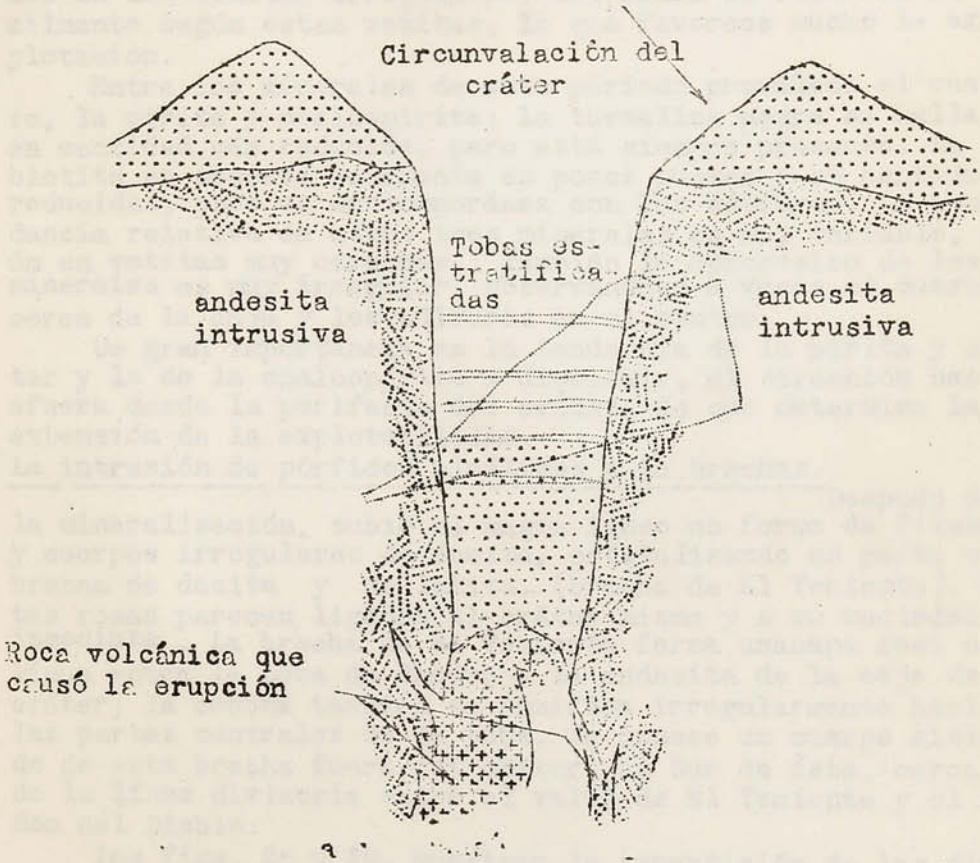
Al fin de estos fenómenos existía un gran cuerpo cilíndrico de toba de Braden, que rellenaba la chimenea volcánica y que estaba rodeado de andesita fracturada.

La segunda época o principal de la mineralización.

Las vehementes explosiones volcánicas habían destrozado la andesita que formaba las paredes del cráter; en general las grietas resultantes tienen posición irregular, pero en algunos puntos puede observarse que prevalecen las grietas paralelas a la circunferencia del cráter. El ancho de la zona destrozada varía entre 100 y 200 y aún hasta más de 600 m. Las partes más anchas se hallan al NE del cráter.

Más tarde principiaron a subir soluciones mineralizadoras, especialmente por la periferia de la antigua chimenea, que depositaron cuarzo, turmalina, biotita, pirita y chalcopirita. Estos minerales se precipitaron en las grietas irregulares de la zona fracturada, formando los grandes cuerpos de minerales, que al principio tenían unaley de 0,5 a 1,5% de Cu, aunque en partes la ley puede haber sido más alta.

La toba de Braden que rellenó la chimena, también se mineralizó, pero en ninguna parte con más de 0,5% de Cu. En



Perfil ideal por la chimenea volcánica, despues de la explosión. La línea de puntos muestra la situación del perfil siguiente, correspondiendo la línea superior a la superficie actual.

Fig. 27

todas partes se ven pequeños cristales de pirita y chalcopirita, pero la matriz un poco arcillosa de la toba impidió la circulación más libre de ella.

El mineral formado así consiste de andesita, atravezada por vetitas de minerales metalíferos, con espesores de 1 mm. hasta 1 cm., que rara vez suben hasta 2 y 3 cm. En la parte explotada hay generalmente una docena de tales vetitas por

metro de longitud. La andesita misma contiene también una pequeña impregnación de súlfuros, pero el 90% del Cu se halla en las vetitas irregulares. Las menas se quiebran fácilmente según estas vetitas, lo que favorece mucho la explotación.

Entre los minerales de este período prevalece el cuarzo, la pirita y chalcopirita; la turmalina negra se halla en cantidad más reducida, pero está siempre presente. La biotita se observa solamente en pocos puntos y en cantidades reducidas, pero es contemporánea con los súlfuros. La abundancia relativa de estos tres minerales es muy variable, aún en vetitas muy cercanas. También la concresion de los minerales es muy irregular, observándose a veces el cuarzo cerca de la caja y los súlfuros en el centro.

De gran importancia es la tendencia de la pirita y aumentar y la de la chalcopirita a disminuir, el dirección hacia afuera desde la periferia del cráter, lo que determina la extensión de la explotabilidad.

La intrusión de pórfidos alcálicos y de brechas.

Después de la mineralización, subió el magma ígneo en forma de filones y cuerpos irregulares de dacita, cristalizando en parte como brecha de dacita y de latita. (brecha de El Teniente). Estas rocas parecen ligadas al cráter mismo y a su vecindad inmediata . La brecha de El Teniente forma unacapa casi continua entre la toba de Braden y la andesita de la caja del cráter; la brecha también se ramifica irregularmente hacia las partes centrales de la toba. Se conoce un cuerpo aislado de esta brecha fuera del cráter, al Sur de éste, cerca de la línea divisoria entre el valle de El Teniente y el Cañón del Diablo.

Las Figs. 28 y 29, muestran la repartición de las diferentes clases de rocas en la región del cráter.

Los magmas intrusivos de esta segunda fase eruptiva pertenecen a dos tipos de rocas, una de la composición de una dacita y la otra de una latita. La mayor parte del magma se habría solidificado antes de alcanzar su posición actual, pero siguió en su movimiento de ascenso, debido a la presión del magma fundido, situado a mayor profundidad. La fuerte fricción interna y externa desarrollada durante este proceso de intrusión, causó la estructura brechosa de la roca (brecha de El Teniente).

En otras partes el magma parece haber tenido mayor facilidad de ascensión, siguiendo grietas y formando los filones de dacitas que se hallan al SO del cráter, o formando masas intrusivas como al N del crater. Se observan transicio-

nes paulatinas entre la dacita enteramente compacta y la brecha de El Teniente. Además, el orígen intrusivo de esta brecha puede deducirse de su forma de filones, que se observa en varios puntos.

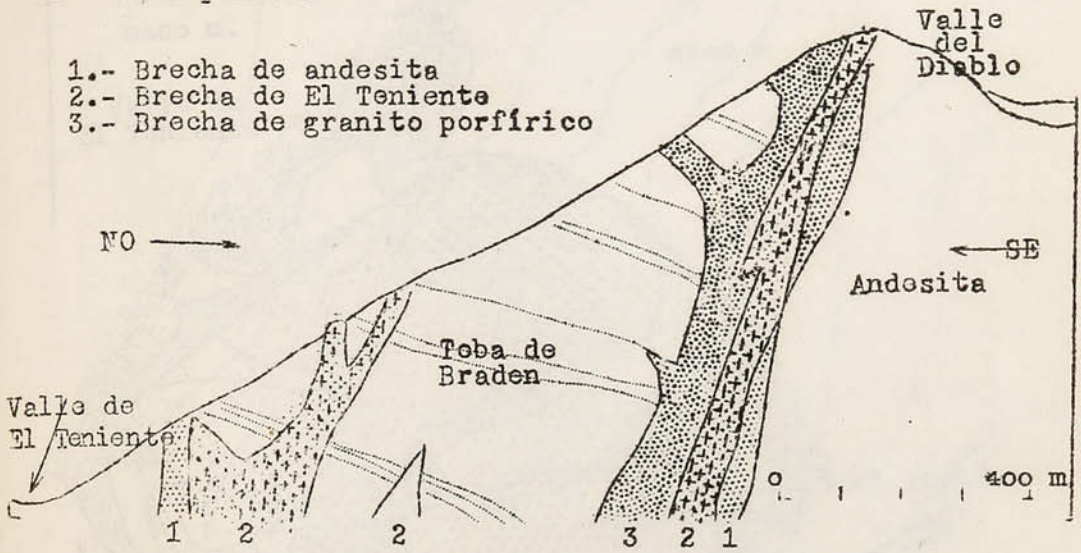


Fig. 28

El destrozamiento de los minerales de la segunda época.

En su ascención, las brechas intrusivas ejercieron fuerte presión contra la andesita que formaba la caja de la chimenea. La mayor parte de las grietas de esta roca ya estaban rellenadas por los minerales de la segunda época de mineralización; pero, debido a una nueva intrusión, grandes masas se transformaron en brechas, formando así la "brecha de andesita". Esta última se halla casi siempre en la parte exterior de la chimenea y, sólo en el Este, hay una pequeña masa separada de la andesita compacta, por una zona de brecha de El Teniente.

Generalmente el límite entre las dos clases de brechas no es muy pronunciado, pero la transición se produce generalmente en una distancia de 2 a 3 m.

En este estado, el contenido de metal de ambas brechas consistía en pirita, y chalcopirita, contenidas en fragmentos. Estos súlfuros originalmente se habían depositado a lo largo de grietas en la andesita. La ley común era considerablemente inferior a 1,5% de Cu. La textura abierta de las brechas era muy favorable para los procesos de enriquecimiento secun-

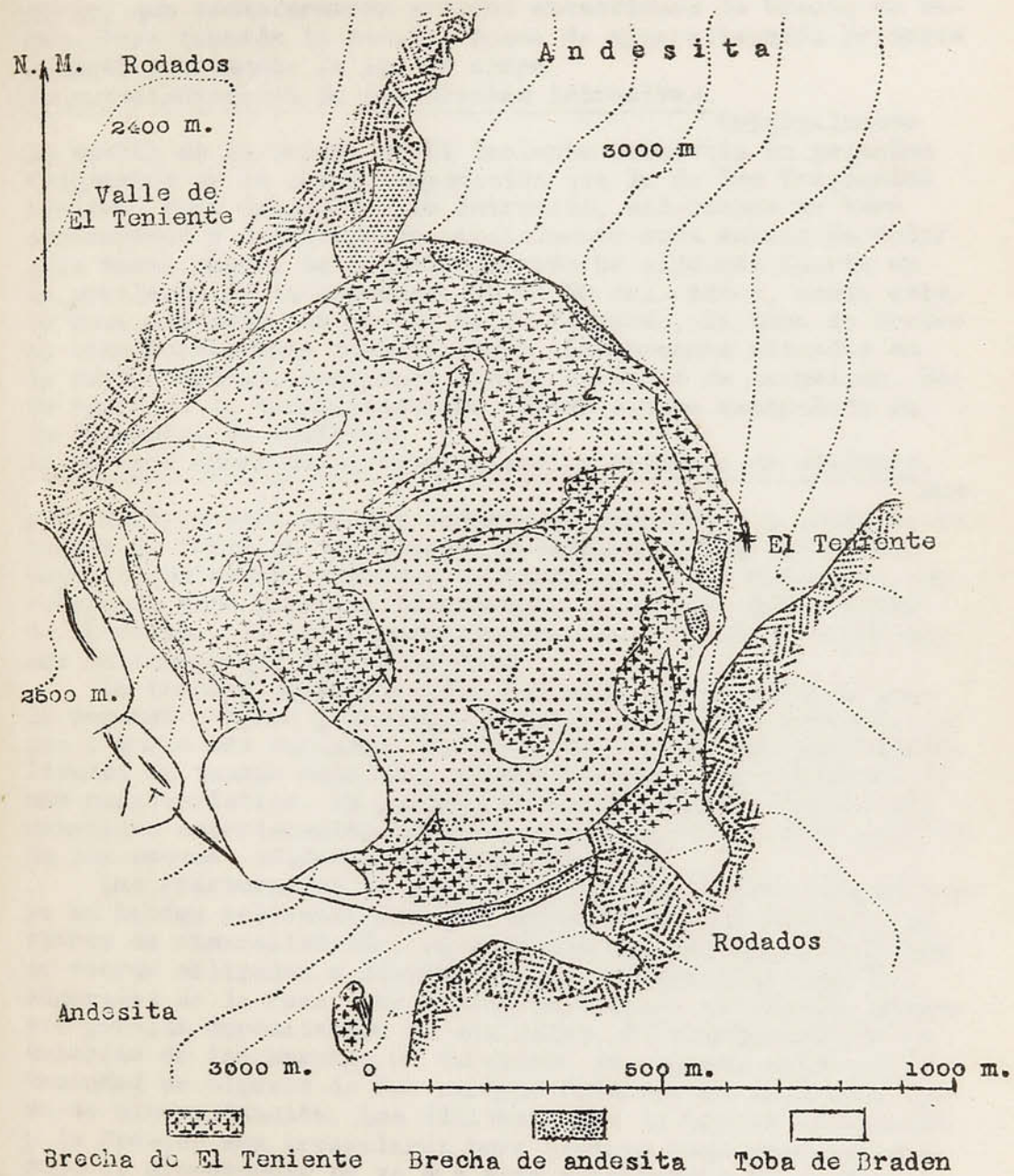

N.
M. Rodados
2400 m.
Valle de
El Teniente
Andesita
3000 m
El Teniente
2600 m.
Rodados
Andesita
3000 m.
0
500 m.
1000 m.
Brecha de El Teniente
Brecha de andesita
Toba de Braden

Fig. 29

dario, que transformaron grandes extensiones de brecha en menas. Pero también la tercera época de mineralización primaria aumentó localmente la ley de cobre.

La turmalinización de las brechas intrusivas.

Originalmente la matriz de la brecha de El Teniente consistía en pequeños fragmentos de la misma composición que la de los fragmentos grandes. Poco después de la intrusión, soluciones de boro ascendieron y sustituyeron parcialmente esta matriz de color gris hasta negro. La turmalinización ha sido más fuerte en la periferia de la chimenea. En el NO del cráter, donde existe poca extensión de brecha de El Teniente, la toba de Braden ha sido fuertemente turmalinizada. Las brechas situadas en la parte central, contienen escasa cantidad de turmalina. Esta época de la turmalinización donde estaba acompañada de la formación de súlfuros.

La tercera época de la mineralización primaria de súlfuros.

Después vuelven otra vez las soluciones cupríferas y toman su camino a lo largo de la chimenea volcánica. Estas soluciones depositaron escasa cantidad de turmalina, o al contrario, fievolvieron este mineral, blanqueando localmente las brechas de turmalina. Se trató probablemente de soluciones mucho menos calientes que las anteriores.

La tercera mineralización fué mucho menos extensa que la segunda o época principal, pero los minerales eran más ricos y mucho más variados. Se formaron algunos cuerpos mineralizados de tamaño moderado, siendo el cuerpo de "bornita" el más característico. En partes, el contenido de cobre de los minerales anteriormente formados aumentó, debido a la adición de los nuevos súlfuros de la tercera fase.

Las fracturas en la andesita y en las brechas intrusivas, ya se habían rellenado por los minerales de las épocas anteriores de mineralización, de modo que las últimas soluciones se vieron obligadas a disolver tanto la turmalina como los minerales de la roca, con el fín de obtener el espacio necesario paralla depositación de sus sales. El blanqueamiento ya descrito de las brechas de turmalina se observa mejor en la vecindad de algunos de los cuerpos formados en la última época de mineralización. Los límites entre la brecha blanqueada y la fresca, son irregulares pero siempre bien pronunciados. Bajo el microscopio se ve que este blanqueamiento se debe a la sustitución de la turmalina obscura por sericita. Los minerales formados en la última época eran los siguientes: (los

minerales relativamente escasos se han puesto entre paréntesis).

Súlfuros:	pirita
	chalcopirita
	bornita
	(galena)
Sulfoarseniuros	(molibdenita)
	tetraedrita antimonial
	(enargita)
Carbonatos:	siderita
	rodocrosita
	(calcita)
Oxidos:	cuarzo
Sulfatos	anhidritina
	(baritina)
Tungstatos	(Huebnerita)

El yeso se ha formado posteriormente a la anhidritina. Estos minerales se hallan en los diferentes cuerpos en cantidades distintas. En el cuerpo de bornita prevalecen p. ej. bornita, chalcopirita y siderita, en algunos cuerpos pequeños con brecha de Teniente blanqueada en su contorno prevalecen chalcopirita, tetraedrita (o tennantita) y anhidritina.

Se puede distinguir hasta una cuarta época de mineralización durante la cual la temperatura ha sido aún más baja. Los minerales de esta fase se hallan en cavidades en que se han cristalizado escasas cantidades de chalcopirita y bornita junto con pequeños cristales de baritinay cuarzo y lindos cristales grandes de yeso. En unacavidad grande que se descubrió en 1917, había enormes cristales de yeso de 3m. de largo y de 90 cm. de diámetro.

Otras rocas de la chimenea volcánica. Se trata de una brecha de granito porfírico y de lamprofiros. La primera roca forma aflormientos caracterizados por sus colores verdosos claros. No se conoce en las labores de la mina. Su orígen es parecido al de la brecha del Teniente, pero se ha cristalizado a profundidades más grandes. Es posterior a la turmalinización que siguió a la formación de la brecha del Teniente. No se conoce fuera de la chimenea volcánica.

La roca más moderna es un lamprofiro que forma un filón de 2 m. de ancho y se halla al SO del cráter, cerca de la línea divisoria entre el valle del Teniente y el del Diablo. Se ha descubierto también en las labores de la mina Regimien-

to.

Denudación y enriquecimiento secundario. Después de la formación de la chiminea volcánica y de la toba de Braden, la región ha sufrido un plegamiento no muy fuerte que causó la inclinación de 15 a 20° SE. inclinación que se observa tanto en la toba de Braden como en las rocas volcánicas de la serie del Cerro Negro. La edad exacta de estas dislocación no puede precisarse.

Terminadas las diferentes épocas de mineralización, existían en la periferia de la antigua chimenea volcánica, grandes cuerpos de rocas mineralizadas con una ley de más o menos 1 a 1,25% de Cu, y algunos cuerpos más pequeños, con leyes mucho más altas.

Pero, para que se formara un yacimiento explotable, debían intervenir los procesos de enriquecimiento secundario. Las soluciones descendentes de este proceso depositaron el Cu en forma de chalcosina, sustituyendo las piritas y chalcopiritas primarias. La ley primaria de 1 a 1,85% subió de este modo a 1,5 y 4%. Este súlfuro secundario se observa inmediatamente debajo de la cubierta fuertemente lixiviada del depósito. Hacia abajo, alcanza su mayor extensión debajo de la loma, en el lado oriental del cráter y su menor extensión debajo del estero de El Teniente. Interesante es que la mayor parte de la zona de chalsosina se halla encima del nivel del agua subterránea, lo que se debe probablemente a que el nivel del agua subterránea ha bajado últimamente en unos 100 a 200 y aún 250 m.; si esto se debe a un nuevo solevantamiento de la región, como supone Lindgren y Bastin, parece poco probable. Más sencilla sería la suposición de que la erosión haya profundizado los valles, lo que junto con los cambios climatológicos (desde la época glacial) ha causado un importante descenso del nivel del agua subterránea.

La chalcosina es el súlfuro secundario más importante; covelina y bornita se hallan solamente en cantidades muy reducidas. La chalcosina tiene su desarrollo más importante en en la parte superior y disminuye con la mayor profundidad. En la parte superior, la chalcopirita está sustituída casi enteramente por este súlfuro secundario; la sustitución de la pirita ha sido menos perfecta. Más abajo, la chalcosina forma solamente delgadas capas en las grietas de la chalcopirita y la pirita no ha sido atacada.

Otros minerales secundarios son: covelina, bornita, caolín y un poco de sílice amorfa. Bornita secundaria es muy rara; se halla solamente en la brecha de El Teniente; la mayor

parte de este mineral es primario.

Los cuerpos explotables de mineral terminan con el límite inferior de enriquecimiento secundario.

Los minerales de la zona de oxidación que, en El Teniente, han sufrido una fuerte lixiviación son: limonita, cuprita, (tenorita), azurita, malaquita, chalcantita, crisocola, cobre resinita, melanterita, espangolita (un sulfato básico de alumina y cobre), yeso, epsomita.

Los cuerpos mineralizados tienen una importante zona de oxidación, fuertemente lixiviada hasta profundidades de 50 a 100 m. El límite inferior es muy irregular, habiendo numerosas prolongaciones de la zona de oxidación que descienden a profundidades mucho más grandes. La prolongación más importante se halla debajo de una de las quebradas principales, excavada en la chimenea volcánica. Estas prolongaciones, que en parte alcanzan el límite inferior de la chalcosina indican que el descenso de la zona de oxidación es, hoy día, más rápido que el de la zona de los súlfuros secundarios.

En muchas labores que contienen minerales fuertemente oxidados, se observa transiciones abruptas entre materiales fuertemente lixiviados con 0,5 a 1,5% de Cu y súlfuros que contienen 2,5% y, parcialmente, más de 3,5% de Cu.

Datos mineros: En 1920, las reservas de la mina eran 176640000 toneladas de minerales a la vista, con 2,45% de Cu y además, 87570000 toneladas de minerales probables, con una ley media de 1,87.

En 1920 se trataron diariamente 6025 ton. de minerales de 2,078%; la extracción media era de 71,73% del cobre contenido en estos minerales.

-o-

Exposición del Prof. Dr. Bruggen sobre el mineral de El Teniente.

Las grandes minas de cobre de El Teniente, pernecientes a la Braden Copper Co., se encuentran al Sur de Santiago, en la cordillera de Rancagua, más o menos a 3000 m. de altura. Tienen muchas características comunes con Las Condes, especialmente por la relación del mineral con las brechas de turmalina.

Existe sobre el yacimiento una descripción de Lindgren y Bastin, que se basa especialmente en investigaciones microscópicas. Sin embargo, una corta visita en el verano de 1932 me llevó a resultados muy diferentes.

Lindgren y Bastin consideran las rocas más antiguas de la localidad como lavas andesíticas terciarias acompañadas por sus tobas y brechas. En esta roca habría penetrado un macizo intrusivo de andesita que pasa, a veces, a diorita cuarcífera. En el hecho, las lavas tienen mucha semejanza con andesitas terciarias y cuando estuve en los cerros de Peuco, un poco antes de mi visita a El Teniente, tuve al principio dudas sobre su edad. Pero deben ser lavas porfiríticas del mesozoico, porque encontré la continuación de las mismas rocas en el valle andino del Maipo, en contacto con la granodiorita de San Gabriel, donde no sólo presentaban fuerte plegamiento sino que se encontraban en combinación con porfiritas de labradorita típicas, que más hacia el Este encierran las calizas del cretáceo inferior del campamento Valdés.

Las lavas porfiríticas de El Teniente, que contienen potentes bancos de conglomerados gruesos y tobas, forman un anticlinal ancho en el cual ha penetrado la granodiorita ya mencionada. Su parte superior, que Lindgren y Bastin llaman andesita, consiste en una roca de carácter diorítico porfirítico, con plagioclasas relativamente frescas y augitas verdes cloritizadas. Notable es una separación o clivaje en bancos delgados de 1 a 3 cm. de espesor, por lo cual la roca adquiere un aspecto algo pizarroso en la superficie descompuesta. Debe tratarse de una separación primaria en las cercanías del contacto, que por el hielo en las grietas se ha hecho especialmente notable.

El gran depósito de agua sobre Sewell, se encuentran las porfiritas típicas metamórficas, descritas por Lindgren y Bastin. Las transformaciones comienzan con el desarrollo de magnetita en masas nebulosas irregulares y con la formación de pequeñas hojitas de biotita. Rutilo es frecuente en muchos cortes. Por fin se desarrolla turmalina, que sustituye tanto a los minerales secundarios como también al feldespato. Donde hay fuerte sericitización, la roca aparece blanqueada y se transforma al fín en un agregado de sericita y cuarzo. El blanqueamiento está acompañado corrientemente, de turmalinización, la que sigue especialmente los clivajes de las rocas.

"Al mismo tiempo se han formado las vetas de rumbo N a NE, que consisten, principalmente en cuarzo y pirita; pero que también llevan turmalina y chalcopirita".

Esta primera mineralización no tendría relación con la formación del yacimiento, porque las vetas de cuarzo terminarían bruscamente en él.

A continuación se formó, según Lindgren y Bastin, la chi-

menea volcánica a la cual estaría ligado el yacimiento. Por una fuerte explosión se habría formado una chimenea de 1000 m. de diámetro y de 1000 a 2000 m. de profundidad. Parece que la explosión no fué acompañada por la salida de lava. La masa de relleno consiste en trozos esquinados de las andesitas (porfíritas) vecinas, fragmentos aislados de granito porfírico y dacitas. En el cráter habría existido un lago durante algún tiempo, pues la llamada toba de Braden que rellena el cráter, presenta no sólo estratificación sino también fragmentos redondeados. Según Lindgren y Bastin los procesos posteriores habrían sido los siguientes:

1. Segunda y principal época de mineralización. Se formaron especialmente cuarzo, turmalina, briotita, pirita y chalcopirita. La brecha de Braden que rellena el cráter se mineralizó con una ley en cobre de 0,5%; en cambio, las paredes del cráter y la roca vecina, destrozada por la explosión, se mineralizó con 0,5 a 1,5%. Esta roca vecina, que forma el cuerpo mineralizado principal, lleva el nombre de brecha de andesita.
2. Intrusión de pórfidos alcalinos y brechas. Fueron inyectados en estado semi sólido como brechas intrusivas. Se trata de rocas dacíticas como en Las Condes. Las brechas han recibido el nombre de brecha de El Teniente. En algunos lugares pasan paulatinamente a la dacita compacta. En esta intrusión tuvo lugar un destrozamiento de los minerales de la segunda época.
3. Turmalinización. La turmalinización de las brechas intrusivas, que en la parte N-O ha abarcado también la toba de Braden, no ha sido acompañada de la formación de súlfuros.
4. Tercerá época de mineralización. En esta época hay súlfuros y escasa formación de turmalina; en parte la turmalina antigua debe haber sido sustituída metasomáticamente por sericita.
5. Formación de unabrecha intrusiva de granito porfírico de color verde claro.
6. Dislocación de la chimenea volcánica, que tomó posición oblicua; denudación y procesos secundarios de enriquecimiento.

Estos procesos muy complicados, en realidad habrán sido mucho más sencillos. Pero primero nos ocuparemos del problema del cráter.

Según el perfil de la Fig. 27, el cráter se habría relle-

nado inmediatamente por el material de explosión, que carece de estratificación y que se encuentra en la base. Después habría seguido el relleno con la toba estratificada, que se habría sedimentado en el fondo del lago. En contra de esta suposición hablan varios hechos.

1. El lago supuesto, de un ancho de 1 Km. y de paredes casi verticales, habría tenido una profundidad mínima de 600m, lo que es muy poco probable. Según el perfil ideal que publican ambos autores, la profundidad de este lago habría sido superior a 2000 m.

2. Las tobas estratificadas contienen rodados redondeados, los que, según los autores habrían caído desde las paredes del cráter; pero, ¿en realidad el pequeño transporte habría sido suficiente para producir el redondeamiento de ellos?. Tampoco habría existido una playa suficientemente ancha, para que las olas hubieran podido efectuar este redondeamiento. Al contrario, cada fragmento suelto, simplemente habría caído al fondo desde las paredes abruptas.

3. La estratificación atraviesa el cráter tocando los estratos de las paredes de la chimenea, en ángulo recto, en lugar de enderezarse las capas hacia la pared, como debería esperarse en caso de un relleno desde las riberas.

4. Entre las tobas estrafificadas se encuentran muchos metros de tobas no estratificadas, que tienen la misma composición que la toba considerada como material producido por la explosión que dió lugar al cráter supuesto. Después de la primera sedimentación del lago, tal material ya no podía salir del cráter mismo sin destruír los estratos ya existentes. Es muy improbable que el lago del cráter se hubiera rellenado hasta la mitad, con tobas provenientes de otros volcanes vecinos, puesto que éstos no se conoce.

5. La toba brechosa está atravesada por filones eruptivos, que son idénticos con las partes más altas de la granodiorita, es decir, con una roca más antigua que el cráter; estos filones corresponderán a las brechas de granito porfírico de Lindgren y Bastin. El límite entre estos filones y las brechas turmalinizadas de Braden, no es tan marcado como pudiera esperarse si se tratara en realidad de un filón eruptivo más nuevo, y al contrario, se nota que la turmalinización ha atacado en menor grado a la roca más resistente del filón en comparación con las tobas porfiríticas.

De todas estas observaciones se deduce que en las vecindades de los yacimientos de El Teniente, no ha existido ningún cráter, sino que la toba considerada como un supuesto re-

lleno, es la continuación de las tobas y conglomerados de la formación porfirítica, con los que concuerdan también el rumbo y manteo. Una parte de los filones son apófisis de la granodiorita que aparece en el fondo del valle. Por soluciones minerales ascendentes, estas rocas fueron blanqueadas y turmalinizadas. Este proceso dió orígen, lo mismo que en Las Condes, a la formación de la brecha de turmalina llamada guata de sapo y, lo mismo que alla, la brecha de Braden pura, manchada de negro y blanco, no tiene minerales explotables.

Con la eliminación de la chimenea volcánica, desaparece también la diferencia entre una primera y segunda época de mineralización que, según Lindgren y Bastin, habría traído exactamente los mismo minerales. De consiguiente, el cuarzo y las vetas de pirita deben ser contemporáneos con la formación del yacimiento principal que presenta sólo una zona extensa de fuerte mineralización. En la parte central de esta zona, donde la temperatura de las soluciones era la mayor, aparece una fuerte turmalinización, mientras que la formación de minerales de cobre se reduce a las partes externas más frías.

Lo mismo que en Las Condes, la mineralización está relacionada con la intrusión de dacitas y brechas de dacita; las brechas de dacita turmalinizadas corresponderán a las dacitas antiguas del cajón del Río Blanco, mientras que las no turmalinizadas serán, al menos en parte, más nuevas. Con esto desaparece también la distinción de una tercera época, que habría producido primero una turmalinización y después una formación de minerales de cobre. Es posible que en un lugar se hayan formado primero la turmalina y enseguida el mineral de cobre, pero en otro puede haber ocurrido lo contrario. Tales observaciones de detalle no autorizan para suponer etapas muy diferentes de mineralización, sino que durante el largo tiempo que ha durado el proceso, habrán subido soluciones que a veces tenían más turmalina y menos súlfuros, o a la inversa. Donde en cierta época se depositó un mineral, pueden haberse cerrado después los canales de acceso y cuando se reabrieron, era posible que predominara en la solución el otro mineral.

Según Lindgren y Bastin, los minerales primarios son los siguientes:

Pirita	Hematita
Chalcopirita	Espato de Manganeso
Bernita	(Calcita)
Galena)	Cuarzo

(Blenda)	Anhidritina
(Molibdenita)	(Baritina)
Tetraedrita an-	(Hubnerita)
timonial	(Wolframita)
(enargita).	

Los minerales entre paréntesis son más raros.

Con el enriquecimiento secundario, con el que se formó principalmente chalcosina, subió el contenido primario de cobre de 1 a 1,25%, hasta 1,5 - 4%. La mayor parte de la chalcosina secundaria se encuentra hoy sobre el nivel del agua subterránea, de lo cual Lindgren y Bastin deducen un solevantamiento posterior del terreno. Más probable es que el nivel del agua subterránea haya bajado, debido a la fuerte profundización del glacial del valle.

Las reservas de El Teniente en 1920 eran de 176 millones de toneladas a la vista, con 2,45% de Cu y 87 millones de toneladas probables, con una ley de 1,87%.

LOS DEPOSITOS METALIFEROS DE BOLIVIA.

Aun más que en Chile, la economía de Bolivia depende de la minería, ya que el 95% de la exportación consiste en minerales. Y, lo mismo que en Chile, la repartición de los depósitos metalíferos está intimamente ligada a las intrusiones magmáticas.

En la descripción siguiente, seguiremos la exposición detallada y sistemática dada por Fr. Ahlfeld y J. Muñoz Reyes: "Die Bodenschatz Boliviens", Berlín, 1939.

Morfológicamente Bolivia se compone de las regiones siguientes: que siguen desde el Oeste hacia el Este: Los Andes Occidentales, que constituyen la frontera con Chile, el Altiplano y laCordillera Real.

Los Andes Occidentales se componen de rocas mesozoicas de la formación porfirítica como base; pero en la superficie prevalecen las efusiones liparíticas miocénicas y encima de ellas se hallan los numerosos volcanes cuaternarios y modernos.

El Altiplano constituye el núcleo del país, con sus 3700 a 3800 m. de altura. Sólo en la parte Sur es una verdadera altiplanicie; en gran extensión es un paisaje de serranías con planicies intercaladas. En las serranías prevalecen rocas mesozoicas y terciarias en forma de areniscas rojas con formaciones de sal y yeso. Hacia el Este ya apare-

cen capas paleozoicas. En las partes planas hay fuerte relleno terciario y cuaternario, fuera de extensas mesetas formadas por efusiones liparíticas del mioceno, que en el río Mauri constituyen la continuación de la formación liparítica de Chile.

La Cordillera Real se halla al Este del Altiplano. Es una alta cordillera cuyas cumbres contienen grandes glaciares y presentan formas alpinas. Se compone casi exclusivamente de rocas paleozoicas, con grandes batolitos graníticos y de intrusiones pequeñas (sub-volcanes) de dacitas y liparitas. Estas últimas se extienden hacia la parte oriental de la altiplanicie. Son más antiguas que las efusiones miocénicas de liparitas.

Hacia el Este sigue una zona de transición en que disminuye la altura de las cadenas, compuestas por areniscas rojas de la formación petrolífera. Al fín se llega a las planicies del Chaco y del Amazonas.

Los depósitos de estaño.

Los depósitos de estaño constituyen una zona de 940 Km. de largo, de los cuales 720 se hallan en territorio boliviano, perteneciendo el resto al Perú y a la Argentina. Un ancho máximo de 160 Km. se alcanza en Bolivia.

Las rocas eruptivas a las cuales están ligadas las minas de estaño, son grandes batolitos de granito y pequeñas intrusiones de dacitas.

Los batolitos graníticos aparecen solamente en NE, entre Sorata y Quimsa Cruz. La intrusión de los batolitos se produjo en forma de anchos mantos intrusivos, que tienen inclinación pequeña hacia el Este. En vista de tal posición no puede sorprender que los fenómenos de contacto son mucho más intensos en el lado oriental, donde constituyen zonas de hasta 20 Km. de ancho, mientras que en el lado occidental la zona de contacto rara vez sube de 2 a 3 Km. de ancho. Los granitos son de color gris claro, de grano medio hasta grueso y su estructura es hipidiomorfa granular y a veces porfírica. Sólo en el Este, donde los macizos tienen su raíz, se observa estructura gneisica. En vista de las grandes dimensiones de los batolitos no puede sorprender una variabilidad bastante grande, desde una tonalita casi libre de feldespatos alcálicos, pasando por granodiorita a una adamelita en que prevalece el feldespato alcálico. En general, las zonas marginales son más básicas y las zonas centrales y de la raiz más ácidas. Pegmatitas son frecuentes en la falda oriental y contienen minerales metalíferos como Li, Mo, W y Sn. Las aplitas care-

cen de metales.

Al Sur del batolito de Quimsa Cruz no afloran los macizos plutónicos, pero su continuación queda evidenciada por numerosas zonas de contacto y por las minas de estaño. En Potosí reaparece en también rocas plutónicas en la cordillera Kari-Kari. Los filones posteriores ácidos, son pórfidos cuarcíferos, que son siempre anteriores a la mineralización. Los filones lamprofíricos son en parte posteriores a la mineralización, como queda comprobado por el hecho de que dislocan las vetas de estaño de Kala Uyu.

Al lado de los cuatro macizos plutónicos, que en realidad pertenecen a un sólo batolito, se conocen más de 65 intrusiones de rocas volcánicas, de las cuales 40 contienen depósitos metalíferos. En su repartición parecen preferir los vértices de los anticlinales. Tienen la forma de filones o de morros intrusivos; se trata de sub-volcanes que en parte se han formado a muy poca hondura. El espesor del pendiente desaparecido por la denudación varía entre 300 m., en Potosí, y 600 m. Las intrusiones de Llallagua y Chorolque tienen corte circular o eliptico, con un diámetro de 1000 a 1500 m.; hacia abajo se estrechan. La intrusión del Cerro de Potosí tiene forma de hongo. En general, son formas que han recibido el nombre de etmolitas. Encima del techo de las etmolitas se observan amenudo todavía restos de tobas y lavas.

La edad de los granitos y de las dacitas es del terciario inferior; ambas rocas son productos del mismo ciclo magmático, que se distinguen solamente por sus relaciones con la superficie terrestre.

Los procesos que han intervenido en la formación de los yacimientos de estaño, relacionados con las dacitas son los siguientes, según estudios hechos en Chocaya por Jaskolski.

1. Diferenciación del magma plutónico después del plegamiento principal en el terciario inferior.
2. Erupción volcánica e intrusión del magma del sub-volcán.
3. Solidificación del magma, formándose un resto de magma ácido en la parte inferior.
4. Formación de grietas de contracción en el pendiente del sub-volcán y formación de produndas grietas tectónicas.
5. Subida de los restos magmáticos por estas grietas, entrando al pendiente de la intrusión volcánica, donde producen una propilitización del vapor de agua, H_2S, CO_2 y SiO_2.
6. Etapa principal de mineralización, acompañada de una piritización y silicificación de la roca de la caja de las

vetas.

Las rocas volcánicas, dacitas, etc., presentan generalmente estructura porfírica; pero, en las intrusiones grandes como Oruro, hay transiciones a estructuras hipidiomorfas. Brechas de chimeneas volcánicas se encuentran en Llallagua y Chorolque. En la vecindad del Sub-volcán se observan brechas formadas por material magmático con pizarras, como el Llallagua y Oruro. Se supone que el magma ya muy enfriado pero saturado con vapor de agua, penetró a los planos de clivaje de las pizarras, mezclándose con ellas y constituyendo una mezcla plástica que fué inyectada en grietas de la roca eruptiva.

El estaño, principalmente en forma de casiterita, se halla en los yacimientos de temperaturas más variadas, desde las pegmatitas hasta las formaciones epitermales. Según el "traje" de la casierita, el Dr. Ahnfeld, distingue las siguientes formas y fases de formación de la casiterita:

Habito que prevalece	maclas	formación.
1. Pirámide (111 y (101) sin prisma y con prisma poco desarrolado.	Cristales simples y maclas.	pegmatítica
2. (110), (100), (111) forma prismática corta; a veces con muchas caras.	generalmente maclas; cristales simples son raros	neumatolítica hasta hipotermal.
3. (110), (111), forma prismática.	no hay maclas	mesotermal
4. (110), (111); acicular según el eje c.	no hay maclas	epitermal
5. Crisptocrislalino, con estructura de gel.		como gel formado cerca de la superficie; meso a epitermal.

Mientras la casiterita tiene así los orígenes más variados, los sulfo-estanatos, como la estanina, se limitan a las

fases hidrotermales.

1. La Mina Fabulosa.

Puede servir de ejemplo de las vetas pegmatítivas de estaño. Se halla en el extremo Sur del gran batolito de Sorata, en los nacimientos del río Challana. La región consiste en rocas metamorfas, como pizarras de andesita y sillimanita, atravezadas por filones graníticos y pegmatíticos. Estos últimos contienen casierita. El granito tiene en la vecindad de la mina Fabulosa solamente pocos cientos de metros de ancho. En la vecindad de las pegmatitas estaníferas, presenta un grano muy grueso, contiene turmalina y escasa casiterita. Las pegmatitas aparecen tanto en el granito como en las pizarras, presentando fuertes dislocaciones. Amenudo prevalecen los feldespatos en la parte exterior y el cuarzo en el centro de los filones. Los cristales de casiterita de forma piramidal, alcanzan dimensiones muy grandes, hasta 15 Kg. La casiterita está acompañada de molibdenita, trifilina, triplita, chalcopirita, blenda obscura, arsenopirita, magnetopirita y abundante estanina en agregados de grano grueso.

En general, las pegmatitas estaniferas carecen de mayor valor práctico.

2. Las minas de Chacaltaya.

Se hallan a unos 20 Km. Al NO de la Paz, en la extensa zona de contacto de un pequeño afloramiento granítico. Se conocen 85 vetas diferentes, fuera de zonas de mineralización de forma de stockwerk en cuarcitas.

Se distinguen 5 diferentes sistemas de vetas:

1. De rumbo N 70°W: la veta principal Aurora, la veta Santiago de Cala Uyu. Contienen cuarzo, casiterita, pirita, turmalina, fluorita (escasa), arsenopirita y siderita.
2. De rumbo N 30°E: contienen cuarzo, fluorita, casiterita, turmalina, chalcopirita, pirita y muscovita.
3. De rumbo N 30°- 35°W: contienen cuarzo, turmalina, casiterita, pirita, clorita y cuarzo con wolframita.
4. De rumbo N 5°E: Vetas recorte grande y Plomo, Contienen: cuarzo, turmalina (escasa), casiterita, siderita, arsenopirita, chalcopirita, pirita, fluorita, blenda, galena, jamesonita. En la veta Recorte Grande hay además wolframita y en las vetas secundarias baritina.
5. De rumbo N 60-70°E: Vetas de siderita con galena y en ciertos puntos con tetraedrita.

Las vetas de los sistemas 1 a 3 se han formado a altas temperaturas, interviniendo procesos neumatolíticos; las de

los sistemas 4 y 5 son mesotermales.

Otras minas importantes están relacionadas con el batolito de Quimsa Cruz, donde se halla la mina Caracoles, en medio de la granodiorita. La mina adquirida por Guggenheim fué explorada con grandes gastos; un andarivel de 12 Km. unió las minas con la planta más moderna. Pero, los yacimientos situados en medio del batolito se revelaron como muchos más pobres que los depósitos de la zona de contacto. Las vetas se remifican demasiado; la repatición de los minerales ricos es muy irregular y las vetas brocean a poca hondura.

Con esto dejamos a los depósitos relacionados con los grandes batolitos y estudiaremos algunas minas relacionadas con las intrusiones de dacitas.

3. Las minas de Llallagua.

Constituyen la mina más rica de estaño del mundo. Se halla cerca de Uncia, en un gran anticlinal de rocas paleozoicas. El núcleo del anticlinal está formado por la grauvaca de Cancaniri, encima de la cual sigue la arenisca de Llallagua y después pizarras. Todas estas rocas pertenecen probablemente al devoniano. En el eje del anticlinal, ligeramente oblícuo, ha penetrado una pequeña intrusión de riolita (liparita). La roca intrusiva, que amenudo se presenta como una brecha de chimenea volcánica, está fuertemente alterada, turmalinizada, propilitizada y silicificada. Parece que la roca se solidificó muy cerca de la antigua superficie, pero no se conocen restos de las tobas.

Las vetas se limitan casi exclusivamente a la roca intrusiva; sólo la veta Contacto entra a la zona de contacto. Se conocen 46 vetas principales y unas mil guías han sido explotadas. Las pequeñas guías delgadas son grietas de tracción, que se han formado en el enfriamiento del magma. Tienen posición fuertemente inclinada y no muestran relularidad de rumbo y manteo.

Las vetas principales son: San Fermín-San José, que es probablemente la veta madre (trunkvein) de la cual se separan abajo las demás vetas. Además, las otras vetas son la Forastera, Contacto y Salvadora. Hoy día, la mayor parte de las vetas tiene solamente espesores de 3 a 15 cm. En el Este hay otra clase de yacimiento, en el cual mayores masas de la roca sedimentaria han sido refundidas por el magma, transformándose en cuarcitas, que se han destrozado e impregnado de casiterita, resultando cuerpos de stockwerks.

A lo largo de las vetas, la riolita está amenudo turmalinizada. El relleno de las vetas presenta estructura de fa-

jas y en las vetas principales también estructura brechosa. La casiterita es obscura y de grano grueso; en algunas vetas se pone más fina hacia la superficie, apareciendo casiterita acicular y estaño de madera. Bismutina aparece en forma idioblástica, penetrando por los agregados de casiterita y de otros minerales. Wolframita y Huebnerita aparecían en las partes altas de las vetas. En todos los niveles es frecuente la magnetopirita, que por procesos posteriores de mineralización se ha transformado en drusas de marcasita y pirita (o en marcasita y pirita concresionaria), quedando solamente restos de la magnetopirita. Característico para Llallagua es la abundancia de fosfatos: vivianita, wawelita, bauxita, etc., que pertenecen a las últimas fases de soluciones termales y ácidas.

La zona de oxidación desciende en algunas vetas sólo pocos metros; en San Fermín se observan en algunas grietas, minerales ocidados hasta 200 m. Diferencias verticales no son muy pronunciadas. La veta Blanca tiene sus mayores riquezas en estaño cerca del afloramiento; la veta San Fermín, las tiene entre 200 y 300 m. En sentido vertical pueden distinguirse las siguientes zonas.

1. Zona I. Cerca de la superficie contiene en parte abundantes minerales de temperatura baja: estanina, tetraedrita, wurzita, frankeita, huebnerita. Hay poca turmalinización de la caja. Esta zona está hoy día agotada.
2. Zona II. Contiene la masa principal de la casiterita, junto con bismutina y wolframita.
3. Zona III. Se caracteriza por fuerte turmalinización y silicificación de las vetas, disminuyendo la cantidad de estaño.

Como cambios laterales en las vetas se observa, fuera de un empobrecimiento de estaño, la presencia de minerales de plata, especialmente donde las vetas salen de la riolita y entran a los sedimentos.

Las excepcionales riquezas de Llallagua se explican por una serie de condiciones favorables. Primero la altura de la denudación es reducida, que es de unos 400 a 600 m., de modo que los minerales que se explotan se han formado a poca hondura. Las temperaturas habrán sido de 400° al principio y de unos 100° al final.

La precipitación se habrá formado en poca extensión vertical, porque las soluciones al subir por la riolita todavía caliente, no perdieron la temperatura. Solamente cerca de la superficie se produjo un enfriamiento rápido. Además, debido a que la zona de sedimentos no se prestó para la formación de

grietas, el contenido en metal tuvo que precipitarse en una extensión muy reducida.

A temperaturas relativamente altas se precipitó la mayor parte de la casi erita, junto con bismutina, wolframita y magnetopirita. Mas cerca de la superficie, se precipitaron los minerales mesotermales, como estanina y tetraedrita. Prosiguiendo el proceso de la mineralización, las soluciones se enriquecían en H_2S, que reaccionó con la magnetopirita, resultando pirita marcasita. Las últimas soluciones poco calientes y de reacción ácida, depositaron los fosfatos, sílice y reducidas cantidades de minerales de níquel y cobalto. Todas estas formaciones, más recientes, rellenan cavidades en la parte superior del yacimiento.

El diagrama de la Fig. 30 muestra el orden de formación de los minerales.

Llallagua es la mina más rica de Bolivia. La explotación en grande escala principió en 1900, con Simón I. Patiño, que explotó las vetas de la mina Salvadora, mientras que la parte occidental fué trabajada por la Cia. Chilena "Co. Minera de Llallagua". Desde 1925 las dos compañías se han unido en la compañía norteamericana "The Patiño Mines & Enterpris s". Hoy día, Llallagua es la mina de estaño más moderna del mundo. La longitud de las galerías es de unos 200 Km. El socavón principal Siglo XX, corta las vetas a 650 m. debajo de la superficie del pique Salvadora. Por medio de piques adicionales, labrados desde el socavón, las vetas se han reconocido en una extensión vertical total de 770 m. Los minerales se concentran en la planta Catavi. La mina ocu a de 2 a 3 mil trabajadores.

La explotación anual alcanzó su máximo en 1929, con 21000 ton. de estaño fino; desde 1932 la producción anual varía alrededor de 7 a 8 mil ton. La ley de los minerales ha descendido lentamente: en 1926 era de 5,7% de Sn; desde 1927 a 1931 ha descendido a 4% y desde entonces oscila alrededor de 3,7-3,8%. Las reservas se calculaban en 1937 en 60000 ton. en forma de minerales de 3,5%.

Hasta hoy día Llallagua ha producido casi 400 mil toneladas de estaño fino.

Génesis de los depósitos metalíferos de estaño de Bolivia.

La zona estanífera de Bolivia se distingue de otras zonas de la tierra por su edad mucho más moderna, por lo cual se explican las diferencias grandes que se observan. En Sajonia, Cornwall y otras partes, las vetas tienen edad paleo

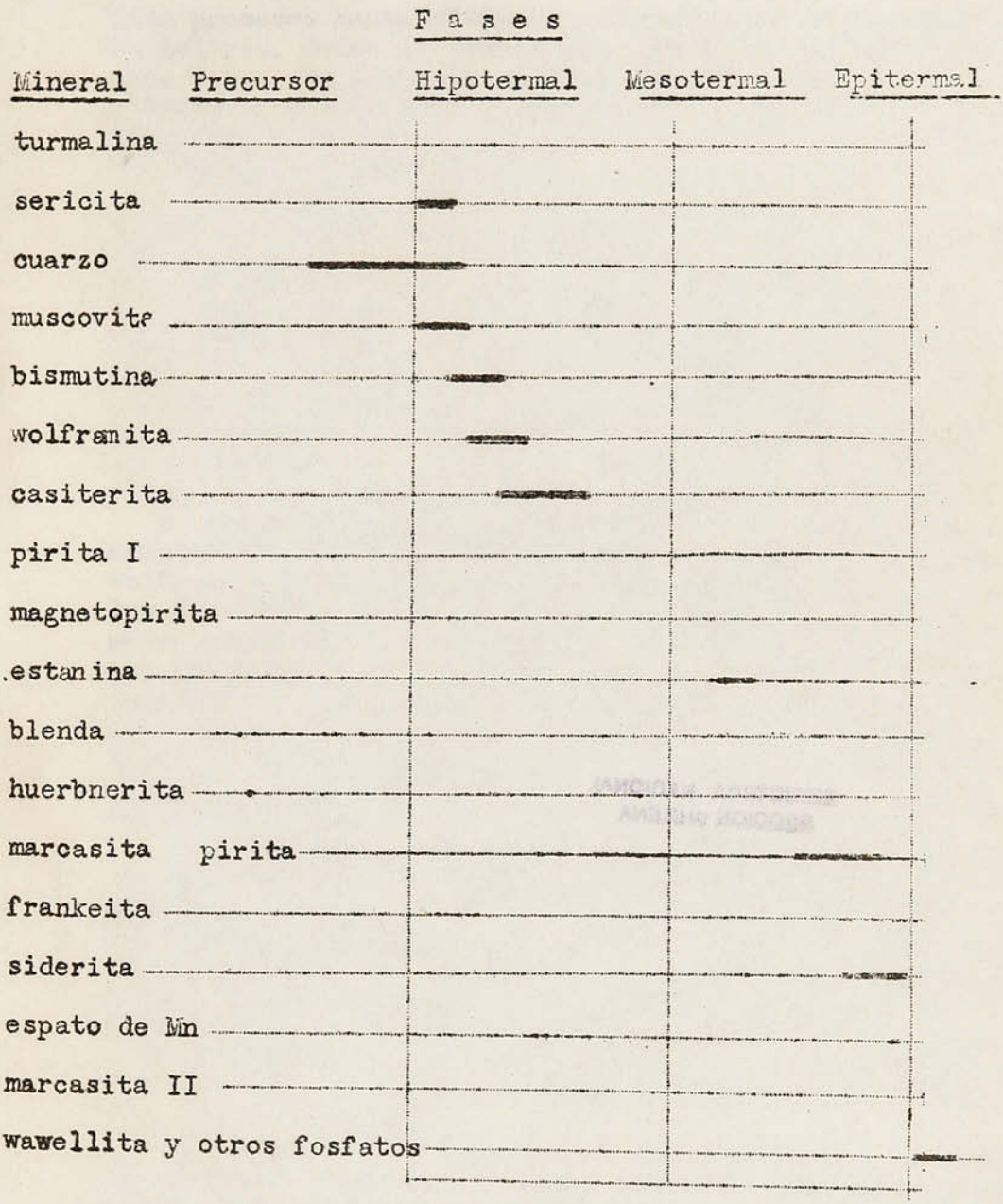


Fig. 30

zoica y corresponden a zonas muy profundas, donde han preva-

lido procesos neumatolíticos y formaciones de pegmatitas. En Bolivia, donde la denudación, desde la formación de muchas vetas, ha destruído apenas unos 300 a 600 m. de rocas, prevalecen formaciones hidrotermales en las intrusiones de liparitas y dacitas y sólo en los grandes batolitos se conocen formaciones pegmatíticas.

La formación "normal" del estaño está ligada a los batolitos; se llama normal porque corresponde a la mayoría de los depósitos conocidos en el mundo. En esta formación normal podemos distinguir las siguientes subdiviciones.

1. Pegmatitas. No son muy frecuentes y se hallan especialmente en la falda oriental de la Cordillera Real, al Norte de La Paz. Contienen casiterita, molibdenita, wolframita y shelita. La abundancia de minerales sulfurados parece indicar temperturas relativamente bajas de formación. Solamente las pegmatitas de Li, que se caracterizan por contener berilio, se han formado a mayores honduras y temperaturas.

2. Vetas de cuarzo hipotermales. Contienen los mismo minerales que las pegmatitas; especialmente frecuentes son wolframita y shelita. La frecuente separación de los minerales de wolfram de los de estaño, se explica por qué los primeros prefieren a las vetas de cuarzo hipotermales de mayores honduras y los minerales estaníferos son formaciones neumatolíticas o hidrotermales, cercanas a la superficie antigua. Por esto, las vetas de wolframita se hallan preferentemente en los flancos orientales, fuertemente denudadas y las vetas de estaño en los flancos occidentales del granito, que tienen mayor altura.

Los yacimientos neumatolíticos son escasos; sus minerales principales son: casiterita y turmalina. No es posible trazar un límite exacto hacia las vetas hopctermales. Tanto los yacimientos neumatolíticos como las vetas hipotermales, se caracterizan por la ausencia de feldespatos, menor cantidad de cuarzo y turmalina y por prevalecer, minerales sulfurados, especialmente magnetopirita, blenda rica en fierro y arsenopirita. A este grupo pertenecen vetas de wolframita con chalcopirita y pirita, vetas de bismutina de Tazna y muchas vetas de estaño.

Al disminuir la cantidad de magnetopirita y al aumentar la cantidad de galena y blenda, pasamos a las vetas mesotermales. Para ellas es característica la casiterita III (de forma prismática sin maclas).

Con la disminución de la temperatura desaparece la casiterita, aumentando la galena y blenda en las vetas de si-

derita o cuarzo.

Una parte de esta últimas ya pertenece a la facie epitermal, lo mismo que las vetas cuarcífertas de antimonita o otras vetas de ferberita ($FeWO_4$), con antimonita y las raras vetas de huebnerita ($MnWO_4$). Formaciones epitermales, cercanas a la superficie son las escasas vetas de cinabrio y rejalgar.

El oro se halla en todas estas subdiviciones, limitándose el Cu a las fases hipo y meso termales.

Como fase póstuma podemos considerar la numerosas vertientes termales, en cuyos sedimentos se observan pequeñas cantidades de pirita, cinabrio, rejalgas y psilomelana con WO_3. En general, toda la formación metalífera ligada a los grandes batolitos, terminó antes de la formación de las tobas liparíticas del mioceno. En estas se observan sólo escasas cantidades de estaño de madera.

Al lado del desarrollo "normal", relacionado con los grandes batolitos, existe el tipo boliviano de depósitos estaníferos, que se relacionan con intrusiones de rocas neovolcánicas, especialmente liparitas y dacitas. La intrusión de estas rocas, que han preferido zonas de menor resistencia en los sedimentos, causó un destrozamiento o agrietamiento de los sedimentos, a los cuales podían entrar más tarde las soluciones metalíferas. Importante es que no hay una relación directa entre la roca efusiva y los depósitos metalíferos, ya que vetas de estaño, que atraviezan en la superficie las rocas volcánicas, pueden seguir más abajo en sedimentos. En el mismo sentido debe explicarse también el hecho de que no hay paralelismo entre la composición química de la roca volcánica y la clase de mineralización. Debemod suponer que debajo de las intrusiones dacíticas etc., existe el magma granítico, del cual han subido posteriormente las soluciones metalíferas.

Las vetas del tipo boliviano se distinguen de las del tipo normal por haberse formado muy cerca de la superficie, perteneciendo exclusivamente a la clase hidrotermal. Según la profundidad del magma y según la temperatura de la roca volcánica, todavía no enfriada, los minerales se han formado a temperaturas altas, medias y bajas. La temperatura disminuyó rápidamente hacia la antigua superficie, de modo que en Potosí, por ejemplo, tenemos abajo mineralización hipotermal y en los afloramientos mineralización epitermal.

La regla se basa en una distribución según zonas verticales y laterales; pero estas zonas se hallan a distancias

muy reducidas, de modo que no hay mucha regularidad. Amenudo se observan una zona central de alta temperatura, con bismutina y wolframita; otra zona menos caliente de antomoniuros de plata y otra más exterior de minerales de plomo y zinc (Potosí. Un arreglo vertical de las zonas, consiste en un empobrecimiento hacia abajo que se produce entre 500 y 900 m. debajo del afloramiento.

Se pueden distinguir las siguientes subdivisiones del tipo boliviano:

1. Depósitos hopotermales con turmalina, casiterita, wolframita, bismutina, magnetopirita (Llallagua).
2. Depósitos meso a epitermales, con minerales de estaño y plata (Potosí).
3. Depósitos meso a epitermales de súlfuros auríferos (La Joya)
4. Vetas epitermales de enargita (Lauraní).
5. Depósitos preferentemente epitermales:
   a. Con estaño y plata (Oruro)
   b. Con wurzita y sulfoestanatos (Carguaicollo).
   c. Con plata, plomo y zinc (Pulacayo)
   d. Con galena que prevalece (Pacuani, cerca de Patamaya).
   e. Con mimetesita (Lomitos, cerca de Sicasica).

YACIMIENTOS DE ESTAÑO EN OTROS PAISES.

1. Erzgebirge, Alemania.

Los yacimientos más conocidos y estudiados en Alemania son los de Erzgebirge, que forma la frontera entre sajonia y Bohemia. Son minas muy antiguas, que alcanzaron el máximo de su producción ya en el siglo XV, con una producción de 250 ton. por año.

Los minerales más importantes de estos yacimientos son la casiterita, wolframita, bismuto nativo, minerales de arsénico, molibdenita y shelita; menos frecuentes son estanina, bismutina, hematita, siderita, chalcopirita, magnetita, stolzita ($PbWO_4$). Los minerales de la ganga son: cuarzo y mica de litio en primera línea; además son frecuentes ortoclasa, gilbertita (topacio descompuesto), topacio y su modificación de estructura radial-fibrosa, pyknita, fluorita, apatita y turmalina; más raros son berilo, herderita (PO_4Ca, Be (OH,Fl) y triplita PO4 (Fe,Mn) (fe,Mn).

Las vetas de estaño se hallan siempre en rocas graníticas o en las inmediaciones de tales rocas. Estos granitos con frecuencia contienen entre sus minerales normales mica

de litio y casiterita. Las vetas de estaño a veces tienen el carácter de pegmatitas y las vetas de cuarzo con estaño pueden ser consideradas como modificaciones ácidas de pegmatitas. Las rocas atravezadas por las vetas de estaño han sufrido una transformación metasomática muy pronunciada. Los feldespatos se han descompuesto y están sustituídos por cuarzo, mica de litio, topacio y casiterita. También se observan turmalina, fluorita, wolframita, etc. Granitos transformados de este modo se llaman greisen.

2. Cornwall.

Las minas de estaño de Cornwall ya eran conocidas a los antiguos romanos. Alcanzaron su máximo de producción en 1871, con 16759 ton.; el 1916 han producido solamente 5000 ton.

En Cornwal se hallan pizarras devonianas, a las cuales han penetrado varios macizos de granito de turmalina. Ambas clases de rocas son atravezadas por un dique de pórfido cuarcífero, que alcanza hasta 120 m. de ancho y que contiene también tuamalina. Todas estasrocas están atravezadas por vetas de cobre y de estaño. La ganga principal de las vetas es el cuarzo; además hay ortoclasa, turmalina, clorita, mica de litio y un poco de fluorita. Los minerales son: casiterita, wolframita. En las vetas que contienen cobre al lado del estaño, hay además estanina, chalcopirita, blenda, arsenopirita y bismuto nativo. También en Cornwall las vetas de estaño están acompañadas de una ancha zona de impregnación, el greisen, que con frecuencia se explota.

3. Bangka y Billiton.

Las vetas de Bangka y Billiton, se hallan en granito y en pizarras. Fuera de cuarzo y casiterita contienen todas magnetita y además turmalina. A veces se observa wolframita, pirita y siderita.

4. Los lavaderos de estaño de Malaya.

Las serranías que acompañan la costa Sureste de esta península, contienen numerosos macizos graníticos que han penetrado en pizarras y areniscas y que contienen yacimientos primarios de estaño. En casi todos los valles que provienen de esta serranía, existen yacimientos de lavaderos de estaño. En general, solamente las capas inferiores de los aluviones son explotables. Alcanzan un espesor de 1,2 a 1,5 m. y están cubiertos por

arenas y arcillas estériles de un espesor de 4,5 a 6 m. La ley media de las arenas explotables es 1% y alcanza excepcionalmente hasta 20%. En los últimos años se trabajan también lavaderos situados a 100 m. de profundidad. Fuera del estaño, se hallan en los yacimientos también minerales de turmalina, wolframita, magnetita, topacio, záfiro, shelita y oro.

Una forma rara de lavaderos se observa en algunas partes donde las arenas estaníferas están cementadas por limonita, lo que hace necesario quebrar la roca antes de lavarla.

Los yacimientos primarios de estaño se hallan como en las partes ya descritas, siempre en las partes más altas de cúpulas de granito y no se distinguen de los yacimientos de Sajonia.

5. Vetas de estaño en Sud América.

En Chile no conocemos yacimientos de estaño, pero sí en las dos repúblicas vecinas de Bolivia y Argentina, los únicos países sudamericanos que contienen este metal en forma explotable

a. Argentina. Las vetas de estaño de Argentina pertenecen al tipo de los yacimientos de Freiberg. Son dos las regiones en las que se han formado yacimientos mayores, la de Mazán y la de San Salvador, cerca de Belén.

Las serranías de Mazán (1) son contrafuertes de la sierra de Velasco, que se extiende desde La Rioja hacia el Norte. En Mazán se puede distinguir un granito antiguo de composición mineralógica regular y un granito más moderno, que está caracterizado por segregaciones ácidas y mucha turmalina. Las vetas de estaño se hallan en las dos clases de granito. Son vetas de cuarzo y mica; están acompañadas de zonas de "greisen". La distribución de los minerales es muy regular. A veces se halla la casiterita sola, a veces la wolframita. De este último mineral se ha encontrado en un sólo bolsón la cantidad de 7 ton. La ganga de cuarzo encierra los minerales de wolframita, casiterita, arsenopirita; además mica y poca turmalina. En las partes ricasm la casiterita

(1). Keidel y Schiller: Los yacimientos de casiterita y wolframita de Mazán. Revista Museo La Plata. 1913. Tomo 20.

tiene forma arriñonada y constituye masas de diámetros de 5 a 20 cm.; también se halla en forma de fajas irregulares.

Esta morma se debe a procesos posteriores de dislocación, que han envuelto a la casiterita en la mica de las salvandas.

El yacimiento de San Salvador, situado en la Provincia de Catamarca, se halla a una altura de 2500 a 2700 m. sobre el nivel del mar. Las vetas de estaño se hallan en una granitita de biotita con litio, a la cual están superpuestas areniscas y conglomerados del mesozoico. Los afloramientos tienen un largo de 8 por 300 a 500 m. de ancho. En la granitita llama la atención que los feldespatos tienen encerrados granos de topacio y de granate. El estaño se halla en vetas de pegmatitas acompañadas de la formación de greisen, el cual tiene una ley importante de estaño.

F I N

I N D I C E

Definición de Yacimiento Mineral. 1
Mena y Ganga. 2
Comparación relativa de los elementos 3
El oxígeno 4
El azufre 5
El selenio 5
El teluro 5
El fósforo 5
El boro. 5
El silicio 5
El titano, zirconio, germanio, carbono 6
Metales alcalinos: El Litio. 6
Tierras alcalinas
El calcio, el bario, el magnesio, el berilio . . 6
M e t a l e s 7
El aluminio, fierro, manganeso, níquel, cobalto. . 7
El cromo, vanadio, niobio, tántalo, molibdeno . . 7
El uranio, el radio. 7
El plomo 8
El cobre 9
Combinaciones naturales de los elementos en los yacimientos 11
Níquel y cobalto 12
Cobre y plata 12
Plomo y plata, plata y oro, zinc y plomo . . . 13
Arsénico y antimonio 13
Bismuto, molibdeno, wolfram y uranio, etc. . . . 14
La formación de los minerales.
I.- Formación de minerales en los silicatos fundidos. 15
II.- Formación de minerales por la reacción de dos gases 16
Los procesos neumatolíticos 17
Formación de minerales por la reacción de gases o vapores con los cuerpos sólidos 18
Metamórfosis neumatolítica de la roca de la caja. . . 19
Cristalización y precipitación de soluciones acuosas. . 20
a.- Por desaparición de medio de solución . . . 21
b.- Por la reacción de dos soluciones 22
c.- Por reacción entre gases y soluciones minerales. 23
d.- Por precipitación electrolítica. 24

e.- Por la acción de cuerpos sólidos sobre soluciones 24
Reducción a metales nativos 24
La reducción a metales sulfurados 24
f.- Por la reacción de soluciones con minerales. . 25
El enriquecimiento secundario de los depósitos metalíferos 26
Condiciones físicas de enriquecimiento 26
Zonas secundarias en yacimientos de sulfuros. . . . 30
I.- Zona de oxidación 31
Profundidad de la zona oxidada 32
La zona de cementación 33
La zona primaria. 34
Cálculo aproximado de la extensión probable de la veta antes de la erosión. 36
Textura de los minerales secundarios. 37
Textura de cementación 38
Relleno de fgrietas por otros minerales de la veta . . 39
El reconocimiento de los minerales secundarios . . . 40
La forma de los depósitos minerales 44
La forma exterior de las vetas 45
Longitud y profundidad de las vetas 46
El contenido de los yacimientos metalíferos 58
La concresión o agrupamiento de los minerales en los yacimientos 60
a.- Estructura compacta. 60
b.- La estructura en fajas 61
c.- La estructura brechosa 62
d.- La estructura en drusas. 63
e.- La estructura microscópica 63
Las bonanzas o alcances 64
Cambios verticales primarios de la mineralización 66
El orígen de los yacimientos metalíferos . . . 68
Cristalización del magma igneo 69
Orígen de las soluciones. 71
La sistemática de los yacimientos 73
Los yacimientos de cromita 78
1.-Los yacimientos de magnetopiritas niquelíferas. 80
La morfología de los yacimientos 83
El orígen de los yacimientos 84
LOS YACIMIENTOS METALIFEROS EN CHILE. 86
Los yacimientos de fierro en Chile 91
Descripción de los diferentes tipos de minas. . . . 94

Yacimientos de la formación de oro y cobre . . . 94
Los procesos de la formación del yacimiento . . . 99
a.- Procesos primarios 99
b.- Procesos secundarios 100
Yacimientos de oro 103
Los mantos auríferos 107
Las vetas principales 111
Los minerales 112
La génesis 113
Los lavaderos de oro. 118
El desarrollo de la minería del oro en Chile. . . 124
Estudios de los yacimientos de oro 127
Yacimientos de cobre. 128
Descripción de los diferentes yacimientos de cobre . 131
La segunda época o principal de la mineralización . 156
El destrozamiento de los minerales de la segunda época 159
La tercera época de la mineralización primaria de sulfuros 161
Denudación y enriquecimiento secundario 163
Exposición del Prof. Dr. Bruggen sobre el Mineral de "El Teniente". 164
Los depósitos metalíferos de Bolivia. 169
Los depósitos de estaño. 170
Génesis de los depósitos metalíferos de estaño de Bolivia 176
Yacimientos de estaño en otros países 180
Vetas de estaño en Sud América 182

I N D I C E 184

SECCION CONTROL
Y
CATALOGACION
BIBLIOTECA NACIONAL

G A L C O N
Echaurren 550 - Teléf. 94930 - Santiago

A G R O N O M I A

(30) AGROTECNIA. 1a. P. (Enmiendas).- 367 Págs; 102 Figs.- Prof. Ing. Agr. Victor M. Valenzuela.

(78) AGROTECNIA. 2a. P. (Abonos).- 400 Págs; 34 Figs.- Prof. Ing. Agr. Victor M. Valenzuela.

(43) ALIMENTACION DEL GANADO.- 176 Págs; Tablas de Alimentación del Ganado de O. Kellner.-Prof.Ing.Agr.Dr.G.Greve.

(47) ARBORICULTURA FRUTAL. 1a. P.(2a. Edición).- 174 Págs; 50 Figs; 14 Fotomimeografías.- Prof.Ing.Agr.L.Bastidas R.

(59) ARBORICULTURA FRUTAL. 2a.P.- 304 Págs; 72 Figs.- Prof. Ing. Agr. Miguel Dagnino.

(42) CONSTRUCCIONES RURALES.- 313 Págs; 326 Figs.- Prof. Ing. Federico Greve.

(40) ENOLOGIA Y VINIFICACION.- 102 Págs; Ing. Agr. Enrique Metzdorff.

(46) ENTOMOLOGIA AGRICOLA.- 165 Págs.- Prof. Ing. Agr. Dr. Alberto Graff.

(61) HIDRAULICA.- 501 Págs; 198 Figs; 36 Tablas.- Prof. Ing. Guillermo Agüero.

(70) MICROBIOLOGIA AGRICOLA.- 140 Págs; 24 Figs.- Prof. Ing. Agr. Alberto Graff M.

(38) PATOLOGIA VEGETAL.- 200 Págs; 10 Figs.- Prof. Ing. Agr. Alberto Graff M.

(44) TECNOLOGIAVEGETAL.- 171 Págs; 9 Figs.- Prof. Ing. Agr. Salatiel Moraleda.

(79) VITICULTURA.- 125 Págs; 34 Figs.- Prof. Ing. Agr. Victor M. Valenzuela.

(60) ZOOTECNIA ESPECIAL. 1a. P.(Equinos).- 319 Págs.- Prof. Ing. Agr. Dr. Germán Greve S.

(62) ZOOTECNIA ESPECIAL. 2a. P. (Bovinos).- 410 Págs.- Prof. Ing. Agr. Dr. Germán Greve S.

(41) ZOOTECNIA GENERAL.- Págs.-Prof.Ing.Agr.Dr.G. Greve S.

A R Q U I T E C T U R A

(22) HISTORIA DE LA ARQUITECTURA. 1a.P.- 174 Págs; 79 Figs.- Prof. Arq. Alfredo Benavides.

(39) HISTORIA DE LA ARQUITECTURA.2a. P.-181 Págs; 67 Figs.- Prof. Arq. Alfredo Benavides.

Nota: Al hacer su pedido indíquenos el número entre paréntesis, esa sola referencia basta para identificar la obra.

(63) INSTALACIONES.- 212 Págs; 270 Figs.- Prof. Ing. Federico Greve.
(54) MECANICA RACIONAL.- 256 Págs; 148 Figs.- Prof. Ing. Carlos Mori.
(12) SOMBRAS,PERSPECTIVA Y DIBUJO ISOMETRICO.- 324 Págs; 234 Figs.- Prof. Ing. Reinaldo Harnecker.
(67) TRIGONOMETRIA PLANA.- 130 Págs; 53 Figs.- Prof. Evaristo Palma.
(48) URBANISMO Y PLANEACION.- 111 Págs.- Prof. Arq. Rodulfo Oyarzún.

C O N D U C T O R E S D E O B R A S

(53) CONSTRUCCIONES CIVILES.- 91 Págs; 186 Figs.- Prof. Ing. Federico Greve.
(52) MATERIALES DE CONSTRUCCION.- 166 Págs; 210 Figs.- Prof. Ing. Federico Greve.

I N G E N I E R I A

(85) ASTRONOMIA.- 96 Págs; 39 Figs.- Prof. Ricardo Poenish.
(27) ARQUITECTURA INDUSTRIAL.- 341 Págs; 500 Figs.- Prof.Arq. Alberto Schade.
(18) CALCULO INFINITESIMAL. 1a.P.-341 Págs; 83 Figs.- Prof. Ing. Carlos Mori.
(8) CALCULO INFINTESIMAL. 2a.P.- 292 Págs; 71 Figs.- Prof. Ing. Carlos Mori.
(86) CAMINOS.- 379 Págs; 170 Figs.- Prof. Ing. Carlos Alliende Arrau.
(9) CENTRALES ELECTRICAS.- 160 Págs; 52 Figs;- Prof. Ing. Fernando Palma.
(3) CONSTRUCCION. 1a.P. (Materiales de Construcción).- 297 Págs; 212 Figs.- Prof.Ing. Eduardo Aguirre.
(17) CONSTRUCCION.2a.P. (Fierro).- 211 Págs; 145 Figs.- Prof. Ing. Eduardo Aguirre.
(5) CONSTRUCCION. 3a.P. (Movimiento de Tierra).- 124 Págs; 108 Figs.- Prof. Ing. Eduardo Aguirre.
(50) ELECTROTECNIA GENERAL. 1a.P.- 459 Págs; 300 Figs.- Prof. Ing. Reinaldo Harnecker.
(69) ELECTROTECNIA GENERAL. 2a.P.- 96 Págs; 84 Figs.- Prof. Ing. Reinaldo Harnecker.
(35) ELEMENTOS DE MAQUINAS.- 119 Págs; 103 Figs.- Prof. Ing. Carlos Hoerning.
(57) ESTATICA Y ESTATICA GRAFICA.- 142 Págs; 102 Figs.- Prof. Ing. Carlos Mori.
(37) EXPLOTACION DE MINAS. 1a.P.- Págs; Figs: .- Prof. Ing. T.R. Leighton.

(71) FERROCARRILES.- 380 Págs; 243 Figs.-Prof.Ing.M.Montalva.
(72) FISICA GENERAL.1a.P.- 360 Págs; 183 Figs.- Prof.Ing.Gustavo Lira.
(13) FISICA GENERAL.2a.P.- 434 Págs; 124 Figs.- Prof.Ing.Gustavo Lira.
(21) FISICA GENERAL.3a.P.- 469 Págs; 260 Figs.- Prof.Ing.Gustavo Lira.
(10) FISICA INDUSTRIAL.(Calefacción, Ventilación, Aire acondicionado).-152 Págs;109 Figs;3 Tablas.-Prof.Ing.W.Fett.
(19) FISICO QUIMICA.- 271 Págs; 79 Figs.-Prof.Ing. P. Krassa.
(45) FUNDACIONES Y PUENTES (2a.Ed.)170 Págs;166 Figs.- Prof. Ing. Julio Ibañez.
(4) GEOLOGIA (Complementos).- Págs; Figs.- Prof. Ing. Juan Brüggen.
(87) GEOLOGIA ECONOMICA.-190 Págs;30 Figs.-Prof.Ing. J.Bruggen.
(26) GEOMETRIA ANALITICA PLANA.-185 Págs; 103 Figs.- Prof.Ing. Carlos Mori.
(28) GEOMETRIA ANALITICA DEL ESPACIO.-165 Págs; 41 Figs.- Prof. Ing. Carlos Mori.
(51) HIDRAULICA (2a.Ed.).- Págs; Figs.- Prof. Ing. Francisco J. Dominguez.
(14) HIDROLOGIA.- 327 Págs; 168 Figs.- Prof.Ing. G. Lira.
(84) HIDRAULICA AGRICOLA.- 182 Págs; 108 Figs. Prof. Ing. Guillermo Agüero.
(16) LEGISLACION.- 210 Págs.- Prof. Abogado Eric Fenner.
(15) LINEAS DE TRANSMISION.- 219 Págs;58 Figs.- Prof. Ing. Fernando Palma.
(49) MECANICA APLICADA 1a. y 2a.P.- 377 Págs; 211 Figs.- Prof. Ing. Julio Pistelli.
(24) MECANICA RACIONAL.1a.P.- 246 Págs; 226 Figs.- Prof. Ing. Bernardino Vila.
(25) MECANICA RACIONAL. 2a.P.-85 Págs;31 Figs.- Prof.Ing. Bernardino Vila.
(81) MEDIDAS Y RELAYS.- 211 Págs; 149 Figs.- Prof. Ing. Humberto Jorquera.
(83) OBRAS MARITIMAS.- 177 Págs; 136 Figs.- Prof.Ing. Jorge Lira Orrego.
(2) PETROGRAFIA.-120 Págs; 6 Figs.- Prof.Ing.Dr. J.Bruggen.
(66) PLANIMETRIA Y ESTEREOMETRIA.- 98 Págs; 115 Figs.- Prof. Evaristo Palma V.
(11) QUIMICA ANALITICA.- 60 Págs.- Prof. Alfredo Repenning.
(76) QUIMICA GENERAL. 1er.Tomo.-(Metaloides).- 544 Págs; 83 Figs.- Prof. Ing. Rodolfo Mebus.

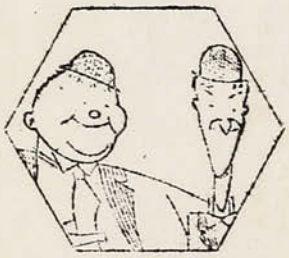
(7) QUIMICA ORGANICA.-221 Págs:-Prof.Ing. Rodolfo Mebus.
(33) RESISTENCIA DE MATERIALES (Complementos) 1a.P.- 264 Págs. 174 Figs.- Prof. Ing. Pedro Godoy.
(34) RESISTENCIA DE MATERIALES (Complementos) 2a.P.- 207 Págs. 203 Figs.- Prof.Ing. Pedro Godoy.
(36) TECNOLOGIA DEL SALITRE Y DEL YODO.-360 Págs;84 Figs.- Prof.Ing. Fredy Low.
(23) TERMODINAMICA.- 205 Págs; 97 Figs.- Prof.Ing. C. Hoerning.
(6) TOPOGRAFIA.- Págs; Figs.-Prof.Ing. A. Quintana.
(29) TRIGONOMETRIA PLANA Y ESFERICA.- 180 Págs; 78 Figs.- Prof. Evaristo Palma V.

D E R E C H O

(68) DERECHO CONSTITUCIONAL.- 219 Págs.- Prof. Abogado Gabriel Amunátegui.
(64) DERECHO INTERNACIONAL PUBLICO.- 237 Págs.- Prof. Angel Faivovich (Esc. de Derecho U. de Ch.)
(1) DERECHO ROMANO.- Págs.- Prof. Abogado Benjamin Cid. (Esc. de Derecho U. de Ch.)
(55) ECONOMIA POLITICA.- 253 Págs.- Prof. Abogado Benicio Troncoso.
(56) HISTORIA CONSTITUCIONAL DE CHILE.- 108 Págs.- Prof. Abog. José Bernardo Lira (Esc.de Derecho U.C.)
(73) INTROD. AL ESTUDIO DEL DERECHO.- 180 Págs.- Profs. Alej. Parra, Carlos Vergara y Agustin Vigorena.
(75) INTROD.AL ESTUDIO DEL DERECHO ROMANO.- 151 Págs.- Prof. Abogado Benjamin Cid.

V A R I O S

(58) ESTATICA Y ESTATICA GRAFICA.- 142 Págs; 102 Figs.- Prof. Ing.Carlos Mori (Esc. de Ing. Militares)
(65) COMPLEMENTO AL EST. DE LAS ESTRUCTURAS HIPERESTATICAS.- 103 Págs; 58 Figs.- A. Jimenez P.
(74) HISTOLOGIA GENERAL.- 264 Págs; 88 Figs.- Prof. Dr. Walter Fernández.
(82) HISTORIA UNIVERSAL (República Romana).- 135 Págs.- Prof. Juan Gomez Millas.
(77) PATOLOGIA Y CLINICA QUIRURGICA.- 361 Págs; 62 Figs.- Profs. Drs. Velasco y Cobarrubias.
(80) QUIMICA ORGANICA. 1a.P.- 405 Págs; 6 Figs.- Prof. Fco. Castañeda (Escuela de Farmacia U. de Ch.)
(88) PLANIMETRIA.- 174 Págs; 136 Figs.- Prof. Mario Azócar.
(89) YACIMIENTOS AURIFEROS.-77 Págs. 32 Figs.-W.H.Emmons.



Echaurren 550
Teléfono 94930

SANTIAGO DE CHILE