

PETROGÉNESIS DE LA RODINGITA DEL CRETÁCICO INFERIOR DE LA SIERRA DE GUANAJUATO, MÉXICO

Luis Enrique Ortiz-Hernández*

RESUMEN

Se consigna por primera vez en México la presencia de rodingita asociada con rocas ultrabásico-básicas con estructura de cúmulo del Cretácico Inferior en la sierra de Guanajuato. La rodingita procede de protolitos gabroicos que se presentan como diques angostos (30 cm - 1 m), o lentes burdamente elípticos incluidos en las rocas ultrabásicas. Su composición mineralógica es prehnita, hidrogrosularia, vesuvianita, "paragranate", anfíbol cálcico, epidota, clorita, diópsido-salita, apatita, tobermorita y gyrolita.

Se interpreta que estas rocas sean el resultado de un metasomatismo cálcico, contemporáneo a la serpentinización de la masa ultrabásica, en dos eventos: el primero asociado a un metamorfismo hidrotermal oceánico, en un régimen estático, evidenciado por la preservación de texturas magmáticas; el segundo, durante su emplazamiento tectónico, bajo condiciones de presión-temperatura de facies de esquistos verde.

Palabras clave: Rodingita, rocas ultrabásico-básicas, Cretácico Temprano, metasomatismo cálcico, Guanajuato, México central.

ABSTRACT

It is reported for the first time in the country a rodingite occurrence in central Mexico. The protoliths of these rocks were gabbros that occur as dikes (0.30 - 1m wide) and elliptical lenses intruded and/or tectonically emplaced within ultramafic-mafic cumulates of Early Cretaceous age in the Sierra de Guanajuato. The paragenesis in the rodingite consists of prehnite, hydrogrossular, vesuvianite, "paragranet", calcic amphibole, epidote, chlorite, diopside-salite, apatite, tobermorite and gyrolite.

Rodingite was formed by hydrothermal calcic metasomatism contemporaneously with the serpentinization of the ultramafic host rocks. This calcic metasomatism represents a polyphase metamorphism. The oldest event was developed during submarine hydrothermal alteration, under static conditions, with preservation of magmatic textures, while the youngest metamorphic episode formed during the tectonic emplacement of the ultramafic-mafic mass. P-T conditions correspond to greenschist facies.

Key words: Rodingite, ultramafic-mafic rocks, Early Cretaceous, calcic metasomatism, Guanajuato, central Mexico.

INTRODUCCION

El término rodingita fue introducido en la literatura geológica por Marshal (in Bell *et al.*, 1911), para referirse a las rocas leucocráticas que se presentan en forma de diques en las serpentinitas de la Montaña Dun, en la cuenca del río Roding (Nueva Zelanda). Estos autores interpretaron a la rodingita como producto de un proceso de diferenciación magmática.

Posteriormente, Benson (1926) describió la rodingita como gabro con granate, producto de metasomatismo asociado a soluciones hidrotermales, y a un aporte de CaO proveniente de la serpentinización de las rocas ultrabásicas encajonantes. Vuagnat (1967), describió la rodingita asociada con rocas ultrabásicas alpinas y propuso también un origen metasomático para ella. Por otra parte, Vuagnat y Cogulu (1968), Dal Piaz (1969) y Coleman (1977) mostraron que las rocas rodingíticas están siempre asociadas a zonas intensamente tectonizadas, en íntima asociación con rocas ultrabásicas.

La rodingita es una roca que varía de gabroica a diabásica de grano fino, color claro, densas y homogéneas, ricas en

calcisilicatos hidratados (hidrogranate, xonotlita, epidota, prehnita, vuagnatita). Es común en zonas de fractura de la dorsal Mesoatlántica (Honnorez y Kirst, 1975), en secuencias ofiolíticas (Coleman, 1977), o en zonas de mélangé tectónica (Bertrand y Vuagnat, 1980).

El objetivo de este estudio es el de dar a conocer la presencia de rodingita en la sierra de Guanajuato y discutir su petrogénesis y significado tectónico.

LOCALIZACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Guanajuato está situada en el centro de México y se extiende a lo largo de 80 km, con una orientación general N45°W, formando un rasgo orográfico de forma alargada, desde las inmediaciones de Comanja de Corona, Jal., hasta las cercanías del distrito minero de Guanajuato. Dicha sierra está comprendida entre los 21° y 22° de latitud N y los 101°20' y 101°40' de longitud W (Figura 1).

Las rocas mesozoicas (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) de la sierra de Guanajuato incluyen una secuencia vulcanoplutónica metamorfoseada que fue llamada "secuencia magmática de Guanajuato" por Lapierre y colaboradores (1992). Estas rocas fueron interpretadas como una secuencia

*Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Geológica, Bv. Felipe Ángeles s/n Km 93.5, Col. Venta Prieta, 42080 Pachuca, Hgo., México.

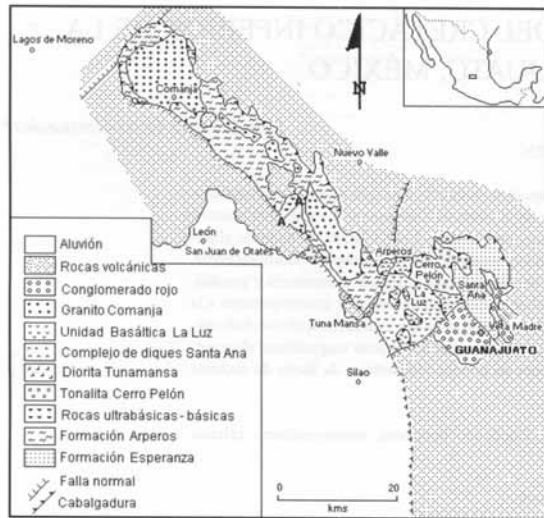


Figura 1. Mapa geológico de la sierra de Guanajuato (modificado de Martínez-Reyes, 1987). A-A' muestra la localización de la sección geológica de la figura 2.

ofiolítica típica por Servais y colaboradores (1982) y como un arco insular intraoceánico (Monod *et al.*, 1990; Lapiere *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández, 1992). La secuencia magmática de Guanajuato cabalga hacia el NNE, a un para-autóctono representado por la Formación Arperos (Monod *et al.*, 1990), constituida por lavas basálticas almohadilladas, sedimentos pelágicos calcáreo-arcillosos y radiolarita, penecontemporáneas a la secuencia magmática de Guanajuato (Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes, 1987; Corona-Chávez, 1988).

El metamorfismo que afectó a la secuencia magmática de Guanajuato es de grado bajo y pertenece a la facies de esquistos verde definida por la asociación paragenética albita + clorita + actinolita ± epidota ± esfena. Lapiere y colaboradores (1992) consignan una datación isotópica K/Ar efectuada en roca total de los basaltos de La Luz, que arroja una edad de 108.4 ± 6.2 Ma (incertidumbre analítica igual a ± 2 sigma), la cual podría corresponder a la edad del metamorfismo, o al re-

calentamiento producido por el emplazamiento de algunos plutones, ya que los mismos autores consignan otras dos dataciones por el mismo método efectuadas sobre roca total en un gabro y en una clinopiroxenita de plagioclasa que arrojan edades de 112.8 ± 6.8 y 113 ± 7 Ma, respectivamente, y Zimmermann *et al.* (1990) consignan edades isotópicas K/Ar en hornblenda proveniente de diorita y monzonita de 112 ± 9 y 101 ± 3 Ma, respectivamente.

La rodingita estudiada fue obtenida en un muestreo a lo largo del arroyo San Juan de Otates, entre la mina tungsténifera "El Maguey" y el poblado San Juan de Otates, situado aproximadamente a 10 km al ESE de la ciudad de León, Guanajuato (Figura 2). La rodingita se presenta en diques de coloración blanca, con manchas rosas por la presencia de hidrogranate. Estos diques tienen una orientación general S65°E; 55° SW y una anchura de 30 cm a 1 m (Figura 3); están encajonados en escamas tectónicas de wherlita y clinopiroxenita de olivino que fueron intrusionadas por brechas magmáticas y gabros pegmatíticos de afinidad calcalcalina. Las rocas ultrabásicas pasan transicionalmente a gabros de cúmulo, que en ocasiones exhiben una textura *flaser*, lo que sugiere que un metamorfismo dinámico ha afectado a la masa ultrabásico-básica. Otra forma de ocurrencia de la rodingita es como lentes burdamente elípticos incluidos en serpentinita (Figura 4). Los afloramientos de las rocas ultrabásico-básicas cubren un área aproximada de 12 km², y pueden estar asociadas en ciertas localidades (La Angostura, Sauz Seco), con intrusivos tardíos dioríticos y monzoníticos.

La rodingita está restringida a las zonas de mayor serpentización de la masa ultrabásica, donde los protolitos wehrlíticos y piroxeníticos han sido transformados en serpentinita.

PETROGRAFÍA Y COMPOSICIÓN QUÍMICA DE MINE-RALES

La composición química de los minerales contenidos en la rodingita y la serpentinita fue establecida mediante microsonda electrónica automatizada, con las condiciones analíticas descritas por Hénoc y Tong (1978).

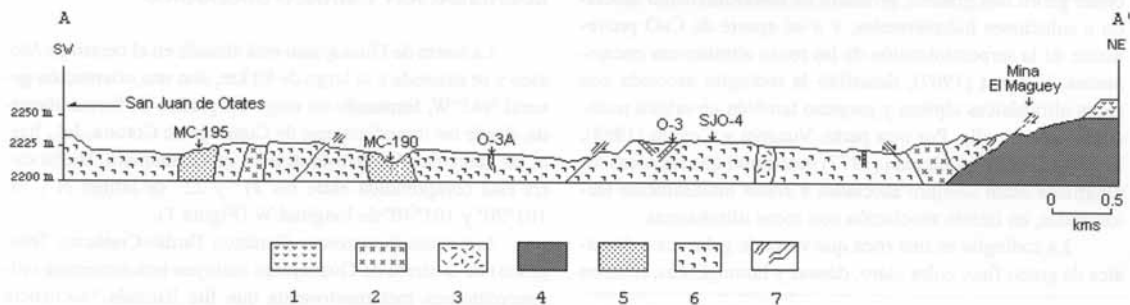


Figura 2. Sección geológica NE-SW del arroyo San Juan de Otates, que muestra el contacto tectónico entre las rocas ultrabásico-básicas de San Juan de Otates y la Formación Arperos. 1: Igimbritas del Terciario; 2: diorita y monzonita; 3: brechas magmáticas; 4: Formación Arperos; 5: gabros de cúmulo; 6: wherlita y clinopiroxenita de olivino; 7: diques de rodingita. Los números indican la clave y localización de las muestras analizadas.



Figura 3. Diques de rodingita emplazados en wehrlita y clinopiroxeno de San Juan de Otates. Se aprecia un alto grado de deformación en la roca encajonante.



Figura 4. Lentes elípticos de rodingita incluidos en las rocas ultrabásicas encajonantes.

Los análisis químicos (expresados en porcentaje en peso) del olivino, clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa, prehnita, clorita, hidrogranate, antigorita y magnetita están consignados en la Tabla 1. Sus fórmulas estructurales fueron calculadas sobre la base de una estequiometría de 4, 6, 23, 8, 24, 14, 24, 14 y 32 átomos de oxígeno, respectivamente, pero éstas no se incluyeron en la Tabla 1. Esto significa que para los minerales hidratados, tales como anfíbol, prehnita, clorita, hidrogranate y antigorita, sus fórmulas estructurales fueron calculadas como anhidras (la cantidad en H₂O puede ser obtenida por diferencia al 100%). El contenido en FeO mostrado en todos los análisis de minerales es como Fe ferroso. Los difractogramas correspondientes a la rodingita (no mostrados), fueron obtenidos en un difractor de rayos X (tubo de cobre), en la Universidad de Orléans.

La serpentinita de San Juan de Otates exhibe una textura "en malla", caracterizada por el desarrollo de vetillas de antigorita (Tabla 1) y, en menor proporción, lizardita, adoptando una disposición entrecruzada, alrededor de cristales remanentes de olivino idingsitizado, de bastita de piroxeno y/o de hornblenda tremolítica. Los óxidos, que ocurren en forma diseminada, consisten en magnetita cromífera (Tabla 1). La textura de la serpentinita es pseudomórfica, según la clasificación de Wicks y Whittaker (1977), pero se reconoce, también, texturas no pseudomórficas, en las cuales la serpentinita de antigorita ha perdido totalmente los rasgos originales del protolito, lo que indicaría la existencia de dos eventos de metamorfismo. La serpentinita de antigorita con textura no pseudomórfica está asociada a zonas de alteración talco-carbonática tardía, estas últimas representadas por la ocurrencia de

Tabla 1. Análisis químicos seleccionados de los minerales de las rocas de cúmulo ultrabásicas (*), gabro (**), y rodingita (***) de San Juan de Otates, Gto.

	OI*	OI*	Cpx*	Cpx*	Cpx**	Cpx**	Cpx***	Cpx***	Anf*	Anf*	Anf**	Anf**	Anf***
SiO ₂	40.02	39.74	52.17	52.41	52.59	53.62	53.14	53.64	46.43	45.29	51.34	43.32	52.22
TiO ₂	0.00	0.00	0.44	0.27	0.08	0.12	0.21	0.07	1.79	0.75	0.80	2.56	0.44
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	3.2	1.91	0.84	0.82	1.79	1.81	9.07	12.20	5.10	8.89	3.95
FeO	14.96	19.89	6.47	4.27	6.13	6.18	8.96	4.32	11.65	7.80	9.94	14.99	9.93
MgO	45.47	40.56	15.68	16.95	14.60	14.86	13.27	15.41	16.32	16.60	17.23	11.99	17.67
CaO	0.01	0.04	22.47	23.45	25.54	24.42	21.96	23.25	11.21	11.59	12.51	11.88	11.88
Na ₂ O	0.00	0.00	0.27	0.29	0.25	0.31	0.39	0.42	1.29	2.07	0.75	1.54	0.92
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.21	0.18	0.05	0.87	0.53
Total	100.46	100.23	100.7	99.55	100.03	100.33	99.77	98.92	97.97	96.48	97.92	96.04	97.54

	Anf***	Pl**	Pl**	Prh***	Prh***	Chl***	Chl***	Hygrs***	Hygrt***	Pgrt***	Atg*	Mag Cr*
SiO ₂	50.02	53.94	67.50	44.78	44.78	34.07	32.88	39.38	37.64	42.84	40.79	0.02
TiO ₂	0.70	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.12	0.45	0.05	0.00	1.52
Al ₂ O ₃	5.75	29.75	20.08	23.91	23.98	14.48	15.04	15.90	16.64	10.89	0.06	0.93
FeO	10.93	0.00	0.00	0.25	0.41	7.71	13.95	2.82	4.52	4.47	8.25	70.53
MgO	16.65	0.00	0.00	0.02	0.05	29.62	25.44	3.14	9.27	7.71	37.95	1.59
CaO	11.57	11.8	0.24	27.32	27.11	0.61	0.25	33.43	25.75	29.02	0.10	0.00
Na ₂ O	1.15	5.02	11.98	0.08	0.06	0.00	0.03	0.08	0.05	0.18	0.03	0.00
K ₂ O	0.39	0.04	0.09	0.01	0.03	0.04	0.18	0.03	0.08	0.00	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃												21.63
Total	97.16	100.55	99.89	96.38	96.42	86.53	87.77	94.9	94.4	95.16	87.2	96.22

OI, olivino; Cpx, clinopiroxeno; Anf, anfíbol; Pl, plagioclasa; Prh, prehnita; Chl, clorita; Hygrs, hidrogranularia; Hygrt, hidrogranate; Pgrt, paraganate; Atg, antigorita; Mag Cr, magnetita cromífera.

vetillas de talco + magnesita ± antigorita ± tremolita, o por la presencia de talco a lo largo de cuñas tectónicas.

La rodingita reconocida en el arroyo San Juan de Otates procede solamente de gabro. En lámina delgada, estas rocas muestran vestigios de plagioclasa parcialmente reemplazada por agregados de "paragranate" (fase intermedia entre prehnita e hidrogrosularia; Honnorez y Kirst, 1975), hidrogrosularia, vesubianita y epidota. Estos minerales contienen finas inclusiones de apatita. La distinción entre los tipos de hidrogranate presentes no es fácil debido a que no puede cuantificarse el radical OH en microsonda electrónica (y, por ende, tampoco los cocientes $\text{SiO}_4/(\text{OH})_4$ de esta serie de minerales). Desde el punto de vista químico, el hidrogranate de la rodingita de San Juan de Otates muestra contenidos moderadamente elevados en SiO_2 , Al_2O_3 y CaO (Tabla 1), su composición es intermedia entre los términos extremos de la serie grosularia-hibschita (plazolita) (Deer *et al.*, 1982). La vesubianita se presenta en cristales prismáticos o aciculares asociados a la prehnita y al diópsido. De acuerdo con la clasificación de la International Mineralogical Association (Leake, 1978), el clinopiroxeno primario ha sido convertido en un anfíbol verde cuya composición es magnesio-hornblenda ($7.08 < \text{Si} < 7.22$ y $0.87 < \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) < 0.88$) o, más comúnmente, hornblenda actinolítica ($7.25 < \text{Si} < 7.36$ y $0.77 < \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) < 0.87$) (Figura 5), y se reconoce también la presencia de piroxeno secundario representado por diópsido muy cálcico ($\text{Wo}_{48.2-50.3} \text{En}_{40-44.4} \text{Fs}_{7.4-9.7}$) o salita ($\text{Wo}_{46} \text{En}_{38.7} \text{Fs}_{15.3}$) (Figura 6), así como clorita magnésiana (pennina) ($6.46 < \text{Si} < 6.57$ y $0.13 < \text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{Mg}) < 0.24$). La prehnita puede en ocasiones ser el mineral más abundante en la matriz, pero también puede ser un mineral tardío que se observa en vetillas entrecruzadas junto con diópsido de grano fino, clorita y cuarzo, dándoles a estas rocas un aspecto megascópico de "corteza de pan" (Figura 7). Sin embargo, la paragénesis distintiva de estas rocas es: prehnita + hidrogranate + anfíbol cálcico ± epidota ± clorita (Figura 8). Entre los calcisilicatos hidratados, reconocidos por difracción de rayos X, aparecen, asimismo, dos minerales po-

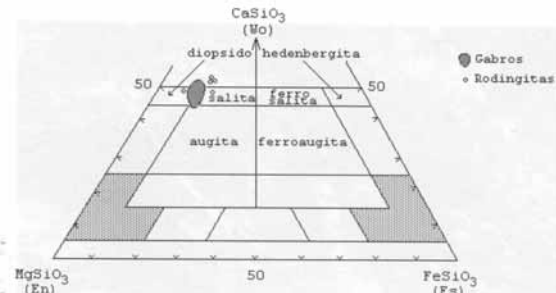


Figura 6. Composición del clinopiroxeno en gabro y rodingita.

comunes, que de acuerdo con su difractograma fueron clasificados como tobermorita ($\text{Ca}_5\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) y gyrolita ($\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Estos minerales son extremadamente raros en rocas rodingíticas, ya que ocurren en general en rodingitas de baja temperatura y con poco o nulo metamorfismo (Rice, 1983), pero aquellos minerales típicos de rocas rodingíticas, tales como xonotlita, vuagnatita y pectolita (Catakli, 1983), no se encontraron en la rodingita de San Juan de Otates. Se piensa que la tobermorita y la gyrolita se presentan en la matriz de la rodingita; sin embargo, el estudio petrográfico no permitió confirmarlo. La ocurrencia de tobermorita ha sido notificada en rocas calcisilicatadas afectadas por un metamorfismo hidrotermal, en un ambiente rico en sílice (Passaglia y Rinaldi, 1984), mientras que la gyrolita es un mineral típico de relleno de vesículas en basalto, donde está generalmente asociada con mesolita y con apofilita, una zeolita no aluminosa ($\text{H}_7\text{KCa}_4\text{Si}_8\text{O}_{24} + 4.5 \text{H}_2\text{O}$).

El gabro muestra, en grado variable, evidencias de saussuritización de la plagioclasa (clorita, epidota, albita, calcita), uralitización del clinopiroxeno (desarrollo de hornblenda actinolítica o actinolita) o rodingitización de las plagioclasas (presencia de prehnita, hidrogrosularia y clorita). La clorita del gabro es moderadamente rica en hierro ($0.42 < \text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{Mg}) < 0.46$) y su contenido en Si (catiónico) está comprendi-

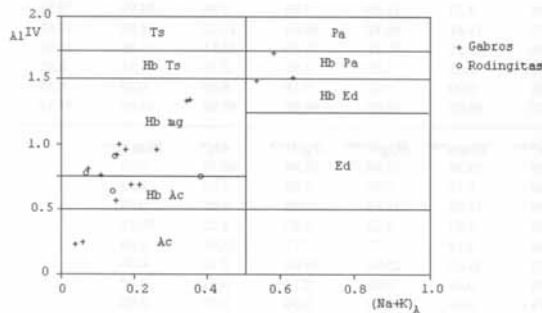


Figura 5. Diagrama $\text{Al}^{\text{IV}}-(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ que muestra la composición de los anfíboles cálcicos de gabro y rodingita. Ts: tschermackita; Hb Ts: hornblenda tschermackítica; Hb mg: magnesio-hornblenda; Hb Ac: hornblenda actinolítica; Ac: actinolita; Pa: pargasita; Hb Pa: hornblenda pargasítica; Hb Ed: hornblenda edenítica; Ed: edenita.

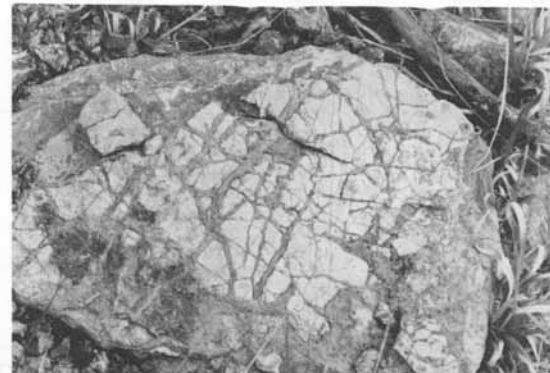


Figura 7. Rodingita que muestra una estructura de "corteza de pan". Las vetillas son de prehnita e hidrogranate.

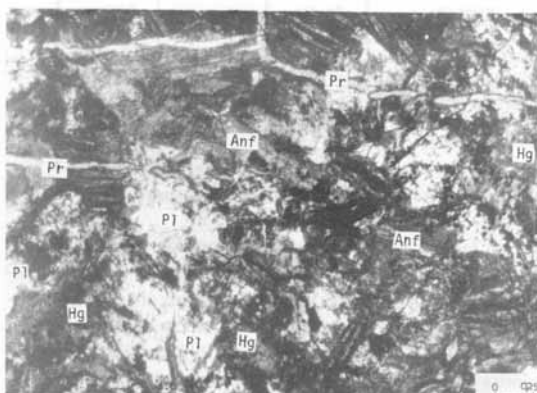


Figura 8. Fotomicrografía de rodingita que muestra anfíbol secundario (Anf) y fantasmas de plagioclasa (Pl) transformada en hidrogranate (Hg). Las vetillas son de prehnita (Pr).

do entre 6.12 y 8.60, pudiéndose clasificar como pycnoclorita y diabantita. Los cocientes $Si/(Si + Al)$ de éstas varían entre 0.61 y 0.85, y sus contenidos significativos en K, Na y Ca indican la presencia de pequeñas cantidades de illita y esmectita asociadas. La epidota de los gabros y de las clinopiroxenas de plagioclasa es aluminosa, ya que su contenido en pistachita ($\% Ps = 100 Al/[Al + Fe]$) está comprendido entre 25 y 27%.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ROCA ENTERA

El análisis químico de elementos mayores fue obtenido en el Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.) de Nancy, Francia, por fluorescencia de rayos X.

Estos análisis muestran que los protolitos de la serpentinita (wehrlita y clinopiroxena de olivino) que constituye la roca encajonante de la rodingita fueron ricos en magnesio y H_2O+ , pero pobres en SiO_2 , CaO , Fe_2O_3 y TiO_2 (muestra SJO-4, Tabla 2).

Tabla 2. Análisis químico de roca entera (% en peso) del gabro (MC-195, MC-190), serpentinita (SJO-4) y rodingita (O-3 y O-3A) de San Juan de Otates, Gto. Muestras 43-D, 2 y 606, rodingita de Grecia, Oregon y Colombia, respectivamente.

	MC-195	MC-190	SJO-4	O-3	O-3A	43-D	2	606
SiO_2	47.28	48.07	38.8	45.18	44.78	44.92	43.2	42.8
TiO_2	0.14	0.58	0.04	0.26	0.25	0.15	0.63	0.57
Al_2O_3	14.4	18.91	Trazas	13.75	14.41	16.88	8.6	14.57
Fe_2O_3	8.26	7.29	8.7	3.9	3.69	4.65	11.8	6.42
MnO	0.15	0.13	Trazas	0.11	0.1	0.1	0.22	0.11
MgO	9.3	7.39	32.6	7.8	8	10.47	5.7	11.5
CaO	14.49	11.89	3.37	24.23	24.01	18.83	27.9	20.72
Na_2O	1.78	2.09	0.00	0.1	0.12	0.75	0.21	0.01
K_2O	0.27	0.94	0.08	Trazas	Trazas	0.01	n.d.	0.01
P_2O_5	0.53	0.26	0.00	0.26	0.26	0.03	n.d.	0.12
H_2O+	2.59	2.41	14.96	4.18	4.22	2.81	1.5	3.65
Total	99.19	99.96	98.55	99.86	99.84	99.6	99.76	100.46

La rodingita, por su parte, presenta contenidos altos en calcio y en volátiles ($CaO > 24\%$ y $H_2O+ > 4\%$), pero bajos en sílice ($SiO_2 < 46\%$), sodio ($Na_2O < 0.12\%$), titanio ($TiO_2 < 0.30\%$), manganeso ($MnO < 0.11\%$) y potasio (indicios). Los valores de la alúmina son considerables ($Al_2O_3 > 14\%$) en comparación con el hierro y el magnesio ($Fe_2O_3 < 4\%$ y $MgO \leq 8\%$) (muestras O3 y O-3A, Tabla 2). Coleman (1977) menciona que la rodingita está subsaturada respecto a la sílice y enriquecida en calcio y, en menor proporción, magnesio, mientras que Catakli (1983) reconoce que los contenidos elevados en calcio y en H_2O+ , aunado con la pobreza en álcalis, son típicos de la rodingita, como es el caso de las rocas estudiadas. Por otra parte, la suma de $SiO_2 + Al_2O_3 + MgO + CaO$ de la rodingita de San Juan de Otates está comprendida entre 90 y 91%, en concordancia con las observaciones de Coleman (1967), quien menciona que la suma de estos óxidos en la rodingita varía entre 85 y 92%. Como comparación, se han incluido en la Tabla 2 los análisis representativos de rodingita gabroica procedente de diferentes ofiolitas, tales como la de Pindos, Grecia (muestra 43-D, Capedri *et al.*, 1978), de Oregon, Estados Unidos de América (muestra 2, Coleman, 1977) y de la cordillera occidental de Colombia (muestra 606, Espinosa, 1980).

PETROGÉNESIS

De acuerdo con sus características petrográficas y su paragénesis dominante: prehnita + hidrogrosularia + vesuvianita + "paragranate" + anfíbol cálcico ± epidota, aunado al hecho de la presencia de vetillas tardías de prehnita + diópsido + clorita ± cuarzo, la rodingita de San Juan de Otates corresponde al estado intermedio o final del proceso de rodingitización propuesto por Schandl *et al.* (1989), lo cual daría evidencia de, por lo menos, dos eventos de rodingitización (Figura 9):

Un primer evento sería el resultado del metasomatismo cálcico y removilización de sílice y álcalis, debido a un metamorfismo hidrotermal oceánico que afectó a la masa ultrabásica, contemporáneamente a su emplazamiento y serpentinización. La preservación de texturas magmáticas en las rocas peridotítico-piroxeníticas y gabroicas asociadas sugiere un régimen estático; la presencia de pequeñas cantidades de lizardita en las serpentinitas, sugiere temperatura baja, inferior a $340^\circ C$ (Coleman; 1977; Laurent, 1980), en concordancia con la ausencia de talco y wolastonita en la rodingita de San Juan de Otates, que indicarían temperaturas de formación no mayores que $500^\circ C$. La cristalización de hidrogrosularia requeriría, en efecto, una temperatura inferior a $500^\circ C$ ($200-500^\circ C$; Honnorez y Kirst, 1975; $< 420^\circ C$ a 2 kb P_{H_2O} ; Hsu, 1980), y una presión de fluido igual a la presión total ($P_{H_2O} \sim Pt = \pm 4$ kb) (Coleman, 1967). La ausencia de minerales de alta presión (p.e., lawsonita) sugiere más bien una $P_{H_2O} < 4$ kb. La tobermorita y la gyrolita, minerales de baja temperatura y baja presión, se formaron posiblemente durante este evento de rodingitización.

Evento	Rocas ultrabásicas	Gabro	Rodingita	Presión	Temperatura	Régimen
Serpentinización, rodingitización (precoz)	lizardita, magnetita, epidota	epidota, clorita, albita	hidrogranate, anfíbol, vesuvianita, tobermorita, gyrolita	2-4 kb	240-420°C	estático
Serpentinización, rodingitización (tardia)	antigorita, hornblenda tremolítica, hornblenda actinolítica, actinolita, talco, clorita	hornblenda actinolítica, actinolita, clorita, calcita, esfena	prehnita, diópsido, cuarzo, hidrogranate, clorita	±2 kb	<300°C	dinámico

Figura 9. Paragénesis metamórficas y variables físico-químicas involucradas en la formación de la rodingita estudiada.

Un segundo evento, dio origen a las vetillas de prehnita + diópsido + clorita ± cuarzo en la rodingita y a la retromorfosis de los anfíboles primarios a hornblenda actinolítica, hornblenda tremolítica y actinolita en las rocas ultrabásico-básicas. Este evento podría estar relacionado al emplazamiento tectónico de estas rocas, bajo condiciones de temperatura superiores pero de presión inferiores que el evento anterior. Esto se confirma por la presencia ubicua de antigorita en la serpentinita, el cual es el mineral serpentínico más estable entre los 350-550°C (Coleman, 1977), por los contenidos bajos en alúmina ($1.87\% < Al_2O_3 < 4.31\%$) y crossita ($0.057 < Na_{M4} < 0.089$) de la hornblenda actinolítica, hornblenda tremolítica y actinolita de las rocas ultrabásico-básicas encajonantes de la rodingita, que indican una presión de metamorfismo de ± 2 kb (Brown, 1976), así como por los cocientes $Si/(Si + Al)$ relativamente elevados de la clorita (0.69-0.70), que sugieren que se trata de clorita metamórfica de grado bajo. Por otra parte, la alteración talco-carbonática asociada a zonas de serpentinización tectónica (talco + magnetita ± antigorita ± tremolita), sugiere para estas zonas una temperatura aún superior, del orden de los 425-570°C, y la introducción de H₂O, CO₂ en un ambiente rico en silice. La destrucción de texturas magmáticas (texturas no pseudomórficas en las serpentinitas y *flaser* en los gabros) sugiere que estas rocas fueron deformadas en estado sólido.

Delgado-Argote (1987) analizó isotópicamente las serpentinitas de San Juan de Otates, consignando que los valores isotópicos de D/H obtenidos para estas rocas se acercan a la línea de la caolinita hidrotermal. Esto podría sugerir que los fluidos involucrados en la serpentinización de las rocas ultrabásicas fueron posiblemente de tipo hidrotermal, pero no se descarta también la interacción de las rocas ultrabásicas con agua meteórica a temperaturas de ~300°C.

Por otra parte, los datos experimentales de Liou y colaboradores (1974) han mostrado que el límite superior de estabilidad de la prehnita es de ~400°C, siendo poco dependiente de la presión. Estos autores han mostrado también que bajo condiciones de metamorfismo de facies de esquisto verde, la clorita es estable y coexiste con actinolita + epidota + albita + cuarzo a menos de 475°C de temperatura a 2 kb de presión; ella comienza a ser inestable arriba de esta temperatura, para desaparecer completamente a los 550°C a 2 kb, en concordancia con las paragénesis metamórficas de facies de esquisto verde (albita + clorita + hornblenda actinolítica + hornblenda tremolítica + actinolita + epidota + antigorita) presen-

tes en las rocas ultrabásicas-básicas de San Juan de Otates. Por otra parte, la estabilidad entre la prehnita + epidota + actinolita, bajo condiciones de metamorfismo de la facies de esquisto verde, ha sido también demostrada por Evarts y Schiffman (1983) y Liou y colaboradores (1983). La persistencia de clorita y la paragénesis albita + clorita + anfíboles + epidota + antigorita en San Juan de Otates indicarían, entonces, una temperatura de reequilibrio inferior a los 475°C y ± 2 kb de presión.

Una evidencia complementaria del metamorfismo hidrotermal cálcico que afectó a la secuencia magmática de Guanajuato, lo constituye la inusual asociación de prehnita-biotita (Phillips y Rickwood, 1975), que ocurre en el cementante diorítico y monzodiorítico de brechas magmáticas que cortan a las rocas ultrabásicas-básicas de San Juan de Otates. La prehnita se presenta como agregados lenticulares subparalelos al crucero {001} de la mica. Esta asociación ha sido interpretada por Phillips y Rickwood (1975), como el resultado de un proceso de alteración posterior a la formación de la biotita, y ocurriría a baja presión ($P < 2$ kb) y baja temperatura (300-350°C), por difusión del Ca asociado a la desestabilización de las plagioclasas (Tulloch, 1979).

SIGNIFICADO TECTÓNICO

La ocurrencia de rodingita en la sierra de Guanajuato, que constituye el segmento central del terreno tectonoestratigráfico Guerrero, constituye una evidencia en favor de la existencia de una estructura tectónica mayor en México central (el "Zacatecas-Guanajuato thrust front" propuesto por de Cserna, 1970). En efecto, la íntima asociación de la rodingita con zonas fuertemente tectonizadas involucrando corteza oceánica ha sido consignada en diferentes ambientes geológicos (Vuagnat y Cogulu, 1968; Dal Piaz, 1969; Coleman, 1977; Honnorez y Kirst, 1975; Bertrand y Vuagnat, 1980). Esta estructura tectónica sería una cabalgadura que pondría en contacto tectónico las raíces magmáticas de un arco intra-oceánico (representadas por las rocas ultrabásico-básicas de San Juan de Otates) con formaciones calcáreo-arcillosas pertenecientes a una cuenca oceánica (representada por la Formación Arperos).

La rodingita atestiguaría la existencia de un metamorfismo hidrotermal cálcico afectando los niveles plutónicos del arco, lo cual habría sido favorecido por la presencia de fallas profundas.

Si bien este es el primer informe que se hace sobre la presencia de rodingita en México, se prevé la existencia de otras ocurrencias de dichas rocas, las cuáles estarían asociadas a zonas fuertemente tectonizadas y a corteza de tipo oceánico (p.e. ofiolitas o complejos de subducción). En efecto, es curioso mencionar que el mineral xonotlita ($5\text{CaSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), aunque no se encontró en la rodingita de San Juan de Otates, fue por primera vez descrito en ejemplares provenientes de México (Rammelsberg, 1866), y si bien el autor no cita su modo de yacimiento, se conoce su íntima asociación con rodingitas consignadas en varias partes del mundo.

AGRADECIMIENTOS

El autor hace patente su agradecimiento al CONACYT por el apoyo económico brindado para realizar los estudios de caracterización químico-mineralógicos de la rodingita en Francia. Se agradece también al Dr. Jorge Aranda-Gómez, del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, y al M.C. Luis Delgado Argote, del CICESE de Ensenada, B.C., las valiosas observaciones hechas al manuscrito original.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bell, J.M., Clarke, E. de C.; y Marshall, P., 1911, The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson: New Zealand Geological Survey Bulletin, v. 12, p. 1-71.
- Benson, W.N., 1926, The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks: U.S. Natland Academy Sciences Memory, v. 1, p. 1-90.
- Bertrand, J., y Vuagnat, Marc, 1980, Inclusions in the serpentinite mélange of the Motagua fault zone, Guatemala: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève, Archives des Sciences, núms. 2-3, v. 33, p. 321-336.
- Brown, E.H., 1977, The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism: Journal of Petrology, v. 18, núm. 1, p. 53-72.
- Capedri, S.; Garuti, G.; y Rossi, A., 1978, Rodingites from Pindos—Constraints on the "rodingite problem": Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen, Stuttgart, 132, núm. 3, p. 242-263.
- Catakli, A.S., 1983, Assemblage ophiolitique et roches associées de la partie occidentale du massif de Pozanti Karsanti (Taurus Cilicien-Turquie). Mise en évidence d'un système "bassin marginal-arc insulaire": Nancy, Francia, Universidad de Nancy I, tesis doctoral en Ciencias, t. 1, 379 p. (inédita).
- Coleman, R.G., 1967, Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington: U.S. Geological Survey Bulletin, v. 1247, p. 1-49.
- , 1977, Ophiolites—ancient oceanic lithosphere?: Berlin-Heidelberg-Nueva York, Springer Verlag, 229 p.
- Corona-Chávez, Pedro, 1988, Análisis estratigráfico-estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 60 p. (inédita).
- Cserna, Zoltan de, 1970 (1971), Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico, in Seewald, K., y Sundeen, D., eds., The geological framework of the Chihuahua Tectonic Belt: Midland, West Texas Geological Society, p. 99-117.
- Dal Piaz, G.V., 1969, Filoni rodingitici zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentinite e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane: Rendiconti della Società Italiana de Mineralogia e Petrologia, v. 25, no. 2, p. 263-315.
- Dávila-Alcocer, V.M., y Martínez-Reyes, Juventino, 1987, Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Resúmenes, p. 19-20 (resumen).
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; y Zussman, Jack, 1982, Hydrogrossular—Rock Forming Minerals, Orthosilicates: Londres-Nueva York, Longman, 2ª ed., v. 1, p. 649-663.
- Delgado-Argote, L.A., 1987, Análisis de D/H en alteraciones de rocas ultramáficas de San Juan de Otates, Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la sierra de Guanajuato, Guanajuato, Resúmenes, p. 16-17 (resumen).
- Espinosa, Armando, 1980, Rodingites of the Los Azules ophiolitic sequence in the western cordillera of the Colombian Andes: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève, Archives des Sciences, v. 33, núms. 2-3, p. 337-352.
- Evarts, R.C., y Schiffman, Peter, 1983, Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California: American Journal of Science, v. 283, núm. 4, p. 289-340.
- Hénoç, J., y Tong, M., 1978, Automatisation de la microsonde: Journal de Microscopie et de Spectroscopie Electroniques, v. 3, p. 247-254.
- Honnorez, Jose, y Kirst, Paul, 1975, Petrology of rodingites from the Equatorial Mid-Atlantic fracture zone and their geotectonic significance: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 49, núm. 3, p. 233-257.
- Hsu, L.C., 1980, Hydration and phase relations of grossular-spessartine garnets at $P(\text{H}_2\text{O}) = 2 \text{ kb}$: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 71, núm. 4, p. 407-415.
- Lapierre, Henriette; Ortiz-Hernández, L.E.; Abouchami, Wafa; Monod, Olivier; Coulon, Christian; y Zimmermann, J.L., 1992, A crustal section of an intraoceanic island arc—the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico): Earth and Planetary Science Letters, v. 108, p. 61-77.
- Laurent, R., 1980, Regimes of serpentinization and rodingitization in Quebec Appalachian ophiolites: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève, Archives des Sciences, v. 33, núms. 2-3, p. 311-320.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles: Bulletin of Mineralogy, v. 101, núm. 4, p. 453-467.
- Liou, J.G.; Kuniyoshi, S.; e Ito, K., 1974, Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in basaltic system: American Journal of Science, v. 274, núm. 6, p. 613-632.
- Liou, J.G.; Kim, H.S.; y Maruyama, S., 1983, Prehnite-epidote equilibria and their petrology applications: Journal of Petrology, v. 24, núms. 3-4, p. 321-342.
- Martínez-Reyes, Juventino, 1987, Resumen de la geología y excursión a la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Gto., Programa, resúmenes y guía de la excursión, p. 50-91 (resumen y guía).
- Monod, Olivier; Lapierre, Henriette; Chiodi, Michel; Martínez-Reyes, Juventino; Calvet, Philippe; Ortiz-Hernández, L.E.; y Zimmermann, J.L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intra-oceanique au Mexique central-la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé Inférieur): Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences (Paris), ser. 2, v. 310, p. 45-51.
- Ortiz-Hernández, L.E.; Chiodi, Michel; Lapierre, Henriette; Monod, Olivier; y Calvet, Philippe, 1990 (1992), El arco intraoceanico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato—características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, núm. 2, p. 126-145.
- Passaglia, E., y Rinaldi, R., 1984, Katoite, a new member of the $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3\text{-Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$ series and a new nomenclature for the hydrogrossular group of minerals: Bulletin de Minéralogie, v. 107, núm. 5, p. 605-618.

- Phillips, A.R., y Rickwood, P.C., 1975, The biotite-prehnite association: *Lithos*, v. 8, núm. 4, p. 275–281.
- Rammelsberg, K.I., 1866, Ueber den Xonalit, ein neues wasserhaltiges Kalksilikat und den Bustamit aus Mexiko: *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, v. 18, p. 33–34.
- Rice, J.M., 1983, Metamorphism of rodingites; part I. Phase relations in a portion of the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$: *American Journal of Science*, v. 283-A, p. 121–150.
- Servais, Marc; Rojo-Yañiz, Roberto; y Colorado-Liévano, Daniel, 1982, Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato—postulación de un paleo-golfo de Baja California y de una digitación tethysiana en México central: *GEOMIMET* (México), núm. 115, p. 53–71.
- Schandl, E.S.; O'Hanley, A.S.; y Wicks, F.J., 1989, Rodingites in serpentinized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario: *The Canadian Mineralogist*, v. 27, p. 579–591.
- Tulloch, A.J., 1979, Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, núm. 2, p. 105–117.
- Vuagnat, Marc, 1967, Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites: *Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Rendiconti*, v. 23, p. 471–482.
- Vuagnat, Marc, y Cogulu, Ersen, 1968, Quelques réflexions sur le massif basique-ultrabásique du Kizil Dag, Hatay, Turquie: *Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève, Compte Rendu des Séances*, v. 2, núm. 20, p. 210–216.
- Wicks, F.J., y Whittaker, E.J.W., 1977, Serpentine textures and serpentinization: *The Canadian Mineralogist*, v. 15, pte. 4, p. 459–488.
- Zimmermann, J.L.; Stein, G.; Lapiere, Henriette; Vidal, Raúl; Campa, M.F.; y Monod, Olivier, 1990, Données géochronologiques nouvelles sur les granites laramiens du centro et de l'ouest du Mexique (Guerrero et Guanajuato): *Société Géologique de France, Réunion des Sciences de la Terre*, 13c, Grenoble, Francia, p. 127 (resumen).

Manuscrito enviado: 11 de febrero de 1994

Manuscrito aceptado: 24 de septiembre de 1998