

Mugica-Mondragón, Raúl, y Albarrán-Jacobo, Jorge, 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 p. (inédito).

Patchett, P.J., y Ruiz, Joaquín, 1987, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 96, p. 523-528.

Pier, J.G.; Luhr, J.F.; Podosek, F.A.; Brannon, J.C.; y Aranda-Gómez, J.J., 1989, Spinel lherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico; II. Sr and Nd isotopic systematics: Journal of Geophysical Research, v. 94 B6, p. 7941-7951.

Powell, J.A. y Gromet, P.L., 1980, Preliminary geochemical studies of selected crustal xenoliths, Xalapasco de la Joya maar, San Luis Potosí, Mexico: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 61, p. 388.

Raisz, Erwin, 1959, Landforms of Mexico (2ª. ed.): Cambridge, Mass., edición privada, mapa con texto, escala 1:3'000,000.

Ruiz, Joaquín; Essene, E.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1982, Pyroxenites from La Joya Honda maar, San Luis Potosí, central Mexico: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 63, p. 463.

Ruiz, Joaquín; Ortega-Gutiérrez, Fernando; y Essene, E.J., 1983, Geochemical and petrographic characteristics of inclusions in Cenozoic alkalic basalts from central Mexico: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 64, p. 343.

Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1986, Isotopic and petrologic characteristics of crustal xenoliths from central Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 178.

— 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 274-281.

Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Arculus, R. J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths-evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 99, p. 36-43.

Williams, Howell, y Mc Birney, A.R., 1979, Volcanology: San Francisco, Freeman and Cooper, 397 p.

Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks (4ª ed.): Nueva York, Springer-Verlag, 334 p.

Zárate-Muñoz, J.C., 1977, Cartografía geológica hoja Villa Arista, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 52, mapa de escala 1:50,000 con texto explicativo, 47 p.

Aranda-Gómez, J. J., 1993, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, in Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 3, p. 37-61, 8 figuras, 16 tablas.

Parte 3

GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA EN XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Por

José Jorge Aranda-Gómez

CONTENIDO

RESUMEN	Página
ABSTRACT	39
INTRODUCCIÓN	39
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	40
PETROGRAFÍA DE LOS XENOLITOS	41
PETROLOGÍA DE LOS XENOLITOS	42
Gneis cuarzofeldespático con silimanita y granate	43
Websterita y granulita de dos piroxenos con granate y/o espinela	46
<i>Geotermometría por medio de granate y clinopiroxeno</i>	50
<i>Temperaturas estimadas con el solvus de los piroxenos: junta di-en</i>	50
<i>Temperaturas estimadas con el solvus de los piroxenos: cuadrilátero di-en-hd-fs</i>	53
Lerzolita de espinela	54
<i>Geotermometría con olivino y espinela</i>	54
<i>El contenido de Al₂O₃ en los piroxenos como un indicador de las condiciones de equilibrio</i>	55
CONCLUSIONES	56
AGRADECIMIENTOS	57
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58

ILUSTRACIONES

Figura 1.- Localización, vías de comunicación y ambiente geológico de los grupos Ventura y Santo Domingo	41
— 2.- A—Diagrama de fases que muestra los campos de estabilidad del gabro, del gabro de espinela y de la piroxenita de granate—o granulita de granate—en el sistema CMAS. B—Diagrama de fases para rocas de composición ultrabásica en el sistema CMAS	44
— 3.- A—Composición de los piroxenos analizados en el cuadrilátero de los mismos. B—Parejas de piroxenos equilibradas experimentalmente. Sistema CMFS	49
— 4.- Localización en diagrama P-T de la reacción 3An = Grs + 2Sil + Qtz	52
— 5.- Comparación entre las temperaturas (°C) obtenidas con los diversos geotermómetros basados en el intercambio de Fe-Mg entre el granate y el clinopiroxeno	53
— 6.- Comparación gráfica entre las isotermas obtenidas experimentalmente por Engi, y las calculadas con base en datos empíricos	55
— 7.- Estimaciones de la temperatura y la presión, utilizando la solubilidad de Al ₂ O ₃ en los piroxenos	57
— 8.- Resumen de los resultados obtenidos	58
Tabla 1.- Clasificación de los xenolitos	42
— 2.- Características petrográficas de los xenolitos analizados	43
— 3.- Análisis representativo de la plagioclasa	45
— 4.- Composición de los feldespatos en el xenolito LP-15	45
— 5.- Análisis representativos del granate	46
— 6.- Análisis representativos del clinopiroxeno	47

Tabla 7.- Análisis representativos del ortopiroxeno.	48
— 8.- Análisis representativo del olivino.	48
— 9.- Análisis representativos de la espinela.	49
— 10.- Geotermómetros y geobarómetros utilizados en este estudio.	50
— 11.- Ecuaciones de la constante de equilibrio para la reacción $3An = Grs + 2Sil + Qtz$	50
— 12.- Modelos de actividad utilizados para calcular la localización en un diagrama P-T de la línea de la reacción $3An = Grs + 2Sil + Qtz$ para la composición de LP-15.	51
— 13.- Resultados obtenidos con los geotermómetros de granate-piroxeno.	52
— 14.- Temperaturas obtenidas con los geotermómetros basados en el <i>solvus</i> de los piroxenos.	54
— 15.- Presiones y temperaturas obtenidas con base en el contenido de alúmina en los piroxenos.	57
— 16.- Temperaturas [°C] calculadas con los geotermómetros de olivino-espinela	58

GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA EN XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

José Jorge Aranda-Gómez*

RESUMEN

En la parte central del Estado de San Luis Potosí hay numerosos volcanes, constituidos por rocas alcalinas y básicas, de edad cuaternaria; algunos de ellos transportaron a la superficie xenolitos del manto y de la base de la corteza. Entre las localidades con inclusiones, destacan, por la abundancia y variedad de sus xenolitos, seis estructuras freatomagmáticas o *maars* (cráteres de explosión). Los cráteres están rodeados por depósitos piroclásticos, compuestos por una brecha tobácea heterolítica formada por basanita, caliza y xenolitos. En los cráteres en que hubo actividad magmática anterior a las erupciones que originaron los *maars*, se puede observar, yaciendo bajo las brechas heterolíticas, rocas basaníticas carentes de xenolitos. Los *maars* están presentes formando dos grupos distintos, designados con los nombres de Grupo Ventura (La Joya Honda, La Joyuela y laguna de Los Palau) y Grupo Santo Domingo (La Joya Prieta, La Joya de los Contreras y xalapasco de Santo Domingo); entre ambos existen diferencias marcadas en cuanto a ambiente geológico y a conjuntos de xenolitos; cada uno de ellos está relacionado con una característica tectónica de distinta importancia regional. Los volcanes del Grupo Ventura están asociados con un *graben* de gran extensión, conocido como el *graben* de Villa de Reyes. El Grupo Santo Domingo, localizado a 75 km de Ventura, parece estar asociado con una falla normal (?), de rumbo E-W, que desplaza a todas las estructuras principales del área.

Los conjuntos de xenolitos presentan variaciones amplias respecto a su composición, desde ultramáfica hasta félsica, su paragénesis mineral y textura. El tipo más abundante de xenolito, en cinco de los *maars*, es el de lertzolita de espinela; en cambio, en el restante, los megacristales de kaersutita son la inclusión más común. Los xenolitos encontrados en ambos grupos de volcanes son de granulita de dos piroxenos, websterita de granate y/o espinela, granulita de dos piroxenos con granate y/o espinela y gneis cuarzofeldespático con silimanita y granate. En el Grupo Santo Domingo se encuentra, casi exclusivamente, lo siguiente: hornablendita, megacristales de kaersutita y rocas ígneas cumulofíricas de presión alta. En el Grupo Ventura, sólo se halla xenolitos de gabro de espinela.

Fueron seleccionados xenolitos sin alteración visible y paragénesis con variancia—grados de libertad—reducida para efectuar estudios geoquímicos y petrológicos. La composición de las fases mineralógicas de estas muestras fue analizada con una microsonda de electrones. Las paragénesis estudiadas fueron las siguientes: (1) Ol + Opx + Cpx + Spl; (2) Opx + Cpx + Grt + Pl; (3) Opx + Cpx + Spl + Grt; (4) Opx + Cpx + Spl + Pl; (5) Grt + Pl + Spl + Opx + Cpx; y (6) Grt + Sil + Qtz + Pl + Sa. La información química y de equilibrio de fases se utilizó para establecer los límites de las variaciones de la temperatura y de la presión a las que fueron formados los xenolitos. La temperatura de equilibrio fue estimada por medio de la dependencia térmica de lo siguiente: (1) el contenido de albita en el feldespató; (2) la distribución (*partitioning*) de Fe-Mg entre el olivino y la espinela y entre el granate y el clinopiroxeno; (3) el *solvus* de los piroxenos; y (4) el contenido de aluminio en el piroxeno. La presión fue estimada de acuerdo con (1) la posición en el diagrama presión-temperatura de la reacción silimanita-cianita; (2) el límite de estabilidad de la anortita a presión y temperatura altas; (3) la reacción química que separa al campo de estabilidad del gabro de espinela de la granulita de granate y clinopiroxeno; y (4) la transición de lertzolita de espinela a lertzolita de granate.

Las evidencias reunidas indican que todos los xenolitos estuvieron en equilibrio a una temperatura de 950-1,000°C y a una presión que osciló entre 10 y 16 kb. Se cree que los xenolitos provengan de una zona restringida, que comprenda la interfase manto-corteza.

Esta información fue utilizada para estimar el espesor de la corteza en la parte central de México, así como su gradiente geotérmico, el cual, al parecer, es similar al de la provincia de Sierras y Cuencas de los Estados Unidos de América.

Palabras clave: Geotermometría, geobarometría, xenolitos, manto, rocas alcalinas, San Luis Potosí, México.

ABSTRACT

There are numerous volcanic centers of Quaternary age in the central part of the State of San Luis Potosí, Mexico. The volcanoes are constituted by basic alkalic lavas which sometimes carried to the surface xenoliths from the mantle and the base of the crust. Some of the most important xenolith localities in the state are six phreatomagmatic craters. The maars are surrounded by xenolith-bearing ejecta blankets composed of heterolithic (basanite-limestone-xenoliths) tuff-breccia. In those craters where volcanic activity antedated the maar-forming eruptions, the volcanic products are of monolithologic character (basanitic) and do not contain xenoliths. The maars occur as two distinct

*Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto.

clusters known as the Santo Domingo (La Joya Prieta, La Joya de los Contreras and Xalapasco de Santo Domingo) and Ventura (La Joya Honda, La Joyuela and Laguna de los Palau) Groups. There are marked differences between the two groups of volcanoes in terms of geologic setting and xenolith suites. Each group is related to a different tectonic feature. The Ventura Group is associated with a large graben known as the Villa de Reyes Graben. The Santo Domingo Group, located 75 km from Ventura, is associated with an E-W trending fault that offsets all the major structures in the area. The suites vary widely in composition (ultramafic to felsic), mineral assemblages and textures. The most abundant type of xenolith in all but one of the volcanoes is spinel lherzolite. Xenoliths that are found in both groups consist of two pyroxene granulite, garnet and/or spinel-bearing websterite, garnet and/or spinel-bearing two-pyroxene granulite, and sillimanite-garnet quartzfeldspathic gneiss. Hornblende, kaersutite megacrysts and high-pressure igneous cumulates are found only in Santo Domingo. Spinel gabbro appears to be restricted to Ventura.

Unaltered xenoliths with low variance mineral assemblages were selected for geochemical and petrologic studies. Mineral compositions were determined by microprobe analysis. The assemblage studies include: (1) Ol + Opx + Cpx + Spl; (2) Opx + Cpx + Grt + Pl; (3) Opx + Cpx + Spl + Grt; (4) Opx + Cpx + Spl + Pl; (5) Grt + Pl + Spl + Opx + Cpx; and (6) Grt + Sil + Qtz + Pl + Sa. Compositional and phase-equilibrium data were used to place limits on the range of P-T conditions for the formation of the xenoliths. Temperatures of equilibrium were estimated using the thermal dependence of (1) Ab content in feldspars; (2) Fe-Mg partitioning between olivine-spinel, and garnet-clinopyroxene; (3) the pyroxene miscibility gap; and (4) aluminum content in the pyroxenes. Pressure estimates were bracketed by (1) the kyanite-sillimanite phase boundary; (2) the breakdown of An at high pressure and temperature; (3) the phase boundary between spinel gabbro and garnet-clinopyroxene granulite; and (4) the transition from spinel to garnet lherzolite.

The evidence indicates that all the xenoliths equilibrated at 950-1,000 °C and pressures between 10 and 16 kb. It is believed that the xenoliths originated in a restricted zone close to the crust-mantle interface.

The data were used to estimate the crustal thickness and geothermal gradient in Central Mexico, which appear to be similar to those in the Basin and Range Province (USA).

Key words: geothermometry, geobarometry, xenoliths, mantle, alkalic rocks, San Luis Potosí, Mexico.

INTRODUCCIÓN

En las rocas volcánicas alcalinas y básicas, de posible edad pleistocénica, del Estado de San Luis Potosí, existen xenolitos metamórficos de grado alto, cuya composición varía de ultramáfica a félsica (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977; Aranda-Gómez, 1982; Aranda-Gómez, Luhr y Pier, 1993 [este número]; Aranda-Gómez, Luhr y Nieto-Samaniego, 1993 [este número]). Las inclusiones son particularmente abundantes en los depósitos piroclásticos que rodean a seis cráteres freatomagmáticos, ubicados al norte de la ciudad de San Luis Potosí, los cuales están presentes en dos grupos bien definidos, separados por 75 km de distancia; cada uno de ellos está asociado a características tectónicas distintas. Éstos son el Grupo Ventura, constituido por La Joya Honda, La Joyuela y la laguna de Los Palau, y el Grupo Santo Domingo, formado por La Joya Prieta, La Joya de los Contreras y el xalapasco de Santo Domingo.

Los conjuntos de xenolitos recolectados en cada uno de los cráteres de explosión son muy variados, tanto en composición como en textura y paragénesis; en razón de ello, se cree que un estudio crítico, de las paragénesis y del equilibrio de las fases correspondiente, podría ser utilizado para establecer los límites de las condiciones físicas bajo las cuales se formaron los xenolitos; asimismo, esta información permitiría obtener una estimación aproximada del gradiente geotérmico del altiplano, durante la erupción. El área ofrece posibilidades interesantes, ya que los estudios sobre xenolitos provenientes de México, además de ser relativamente escasos (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987), sólo se refieren a los xenolitos de algunas localidades (Gaskin *et al.*, 1973; Greene, 1975; Greene y Butler, 1979; Powell y Gromet, 1980; Ruiz *et al.*, 1982, 1983, 1986; Gómez-Morán y Elthon, 1986; Ruiz, Patchett y Arculus, 1988; Ruiz, Patchett y Ortega-Gutiérrez, 1988; Roberts *et al.*, 1987; Pier *et al.*, 1989; Aranda-Gómez, Luhr y Nieto-Samaniego, 1993 [este número]), siendo ésta la primera publicación relacionada con la petrología de xenolitos procedentes de localidades nuevas. El hecho de que los volcanes portadores de xenolitos se presenten en dos grupos

distintos, separados por una distancia considerable, permite el reconocimiento de variaciones laterales, en composición y estructura, en la parte inferior de la corteza y/o superior del manto, bajo la región.

Los xenolitos ultramáficos comúnmente están asociados a xenolitos de composición diferente a la ultramáfica (Forbes y Kuno, 1967); sin embargo, la mayoría de los estudios se ha concentrado en los primeros, ignorando a las otras inclusiones, aun cuando éstas pudieran ser ejemplares provenientes de la base de la corteza, o de la interfase manto-corteza; y pudieran proporcionar información importante acerca de esta región de la litosfera.

No obstante que las investigaciones acerca de los xenolitos son muy comunes, casi no existen trabajos que los estudien de una manera global; generalmente, los conjuntos de xenolitos son divididos en dos o más grupos y estudiados por distintos investigadores (*e.g.*, xenolitos de La Joya Honda). Se considera que una visión amplia de los conjuntos de ellos podría proporcionar información que, de otra manera, tendría que ser omitida.

Este estudio se centra en la petrología de los xenolitos. Las paragénesis minerales son comparadas con los resultados, ya publicados, de estudios experimentales y/o teóricos de equilibrio de fases, en sistemas simplificados de composiciones similares. Esta información se utiliza para establecer grupos de xenolitos con facies metamórficas y/o de composición distintas. La composición química de los minerales, determinada con análisis de microsonda, se emplea para establecer (a) si se conservó el equilibrio químico entre las fases primarias coexistentes, a pesar de las alteraciones posibles, debidas a la incorporación en el magma y al transporte a la superficie; y (b) para estimar las condiciones de equilibrio, por medio de geotermómetros y geobarómetros seleccionados críticamente.

Las descripciones detalladas de la geología de los *maars*, así como de la petrología de las lavas que transportaron a los xenolitos hacia la superficie, están incluidas en otros artículos (Aranda-Gómez y Luhr, 1986; Aranda-Gómez, Luhr y Pier, 1993

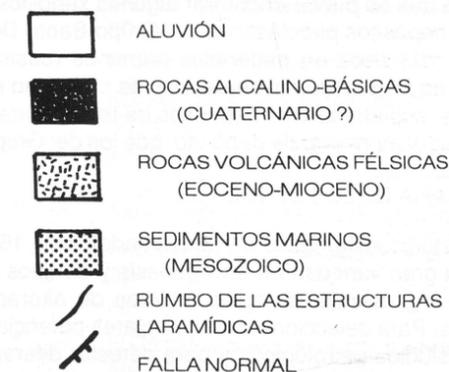
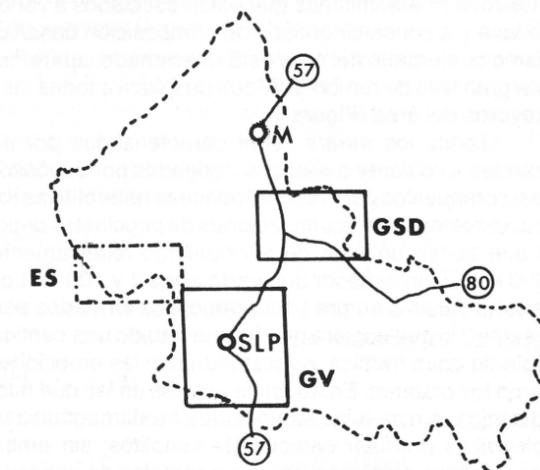
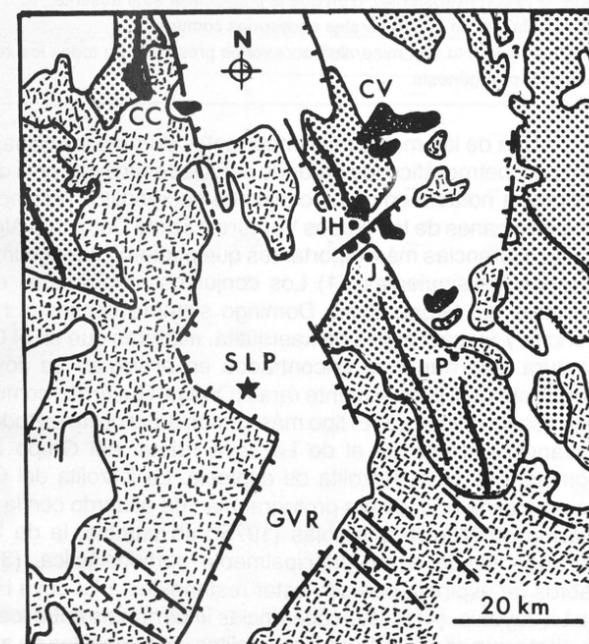
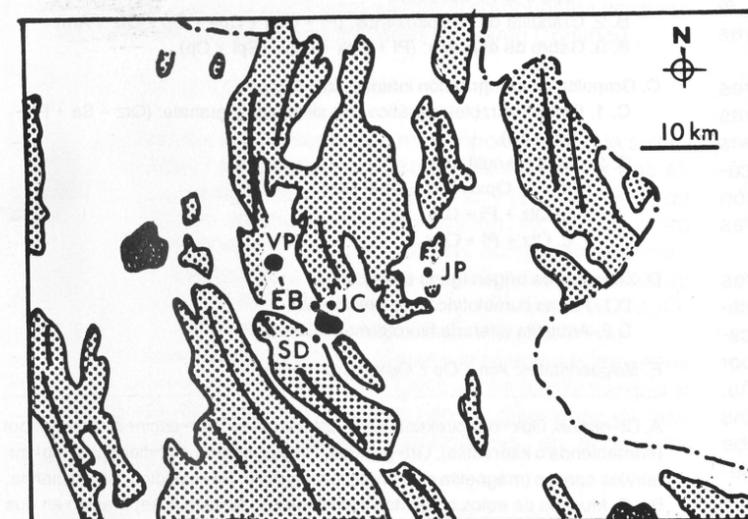
[este número]; Luhr *et al.*, 1989; Pier *et al.*, 1989). La evolución tectónica del extremo meridional de la Mesa Central se discute en el estudio de Aranda-Gómez y colaboradores (1989), mientras que el descubrimiento de otras localidades con xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí se consigna en el artículo de Aranda-Gómez, Luhr y Nieto-Samaniego (1993 [este número]).

Los símbolos de los minerales empleados en este artículo, apegados al uso internacional, son los siguientes: Ab—albita; Ac—acmita; An—anortita; Bt—biotita; Cats—molécula de Tschermak cálcica; Ch—cromita; Cpx—clinopiroxeno; Di—diópsido; En—enstatita; Fs—ferrosilita; Gr—grafito; Grs—grosular; Grt—granate; Hc—hercinita; Hd—hedenbergita; Jd—jadeíta; Mf—magnesioferrita; Mt—magnetita; Ol—olivino; Opx—ortopiro-

xeno; Pc—picrocromita; Pi—picotita; Pl—plagioclasa; Qtz—cuarzo; Rt—rutilo; Sa—sanidino; Sil—sillimanita; Spl—espinela; ts—molécula de Tschermak. Cuando se trate de componentes y no de minerales, estos símbolos serán escritos con letra inicial minúscula.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los *maars* se presentan en dos grupos bien definidos, a los cuales Labarthe-Hernández (1978) denominó Ventura y Santo Domingo, respectivamente. El Grupo Ventura se encuentra 30 km al nororiente de la ciudad de San Luis Potosí, y el Grupo Santo Domingo está aproximadamente 100 km al NE de la misma ciudad (Figura 1). Recientemente, el Grupo Ventura fue redefinido



(Modificado de Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987)

Figura 1.- Localización, vías de comunicación y ambiente geológico de los grupos Ventura (GV) y Santo Domingo (GSD); M—Matehuala. En Ventura, las estructuras freatomagmáticas con xenolitos son las siguientes: laguna de Los Palau (LP), La Joyuela (J) y La Joya Honda (JH); CC—cerro La Campana, CV—Cerro Verde, GVR—graben Villa de Ramos, SLP—San Luis Potosí. Los *maars* de Santo Domingo son los que se menciona a continuación: Santo Domingo (SD), El Banco (EB), La Joya de los Contreras (JC) y La Joya Prieta (JP). En este diagrama también se muestra el volcán de La Pólvera (VP) y la localización aproximada del campo volcánico de Espíritu Santo (ES).

como Ventura-Espíritu Santo (Luhr *et al.*, 1989), incluyendo a un gran número de conos cineríticos y derrames de lava basanítica, los cuales, en ocasiones, contienen xenolitos. Estos conos cineríticos están al occidente del Grupo Ventura (*sensu stricto*), en una franja amplia comprendida entre los 22°30' y 23°00'N y los 101°00' y 102°00'W, señalados con las siglas ES (Figura 1). La composición química—elementos mayores—de las lavas de la región de Espíritu Santo y sus conjuntos de xenolitos es similar a la de Ventura (Aranda-Gómez, Luhr y Nieto-Samaniego, 1993 [este número]).

El Grupo Ventura (*sensu stricto*) está compuesto por tres estructuras freatomagmáticas: la laguna de Los Palau, La Joya Honda y La Joyuela (Figura 1). Existen flujos pequeños de basanita y varios conos cineríticos asociados estrechamente a los *maars*. Aparentemente, las manifestaciones volcánicas están relacionadas con la intersección de dos estructuras regionales, el anticlinorio de la Sierra de Álvarez y el *graben* de Villa de Reyes (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977).

El Grupo Santo Domingo está formado por cuatro cráteres de explosión: Santo Domingo, El Banco, La Joya de los Contreras y La Joya Prieta, mismos que están asociados a varios derrames de lava y a conos cineríticos de composición basáltica. El vulcanismo cuaternario del área está relacionado, aparentemente, con una gran falla de rumbo E-W que desplaza a todas las estructuras mayores del área (Figura 1).

Todos los *maars* están caracterizados por sus cráteres grandes, circulares o elípticos, rodeados por depósitos piroclásticos, compuestos por brechas tobáceas heterolíticas (basanita-caliza-xenolitos). Las acumulaciones de piroclastos depositadas por el aire tienen un área de afloramiento relativamente pequeña, ~2.9 km², y un espesor que varía entre 1 y 100 m. Los depósitos de tefra yacen siempre sobre depósitos formados por una "nube rasante", lo que sugiere que habría habido una cantidad considerable de agua freática, relacionada con las erupciones que originaron los cráteres. En aquellos lugares en los que hubo actividad volcánica, previa a las explosiones freatomagmáticas, las rocas volcánicas *premaar* carecen de xenolitos; sin embargo, estos basanitoides contienen una gran cantidad de xenocristales, derivados de rocas metamórficas, cuya composición varía de ultramáfica a félsica. Los volcanes que continuaron su actividad después de las erupciones freatomagmáticas formaron, con frecuencia, depósitos de escoria o derrames de lava, ambos pequeños, en los que se puede encontrar algunos xenolitos.

Los depósitos piroclásticos del Grupo Santo Domingo parecen ser más ricos en materiales primarios (basaníticos). La presencia de fragmentos blanqueados de caliza, en estas tobas brechoides, sugiere que los depósitos de tefra habrían sido más calientes en el momento de depósito, que los del Grupo Ventura.

PETROGRAFÍA DE LOS XENOLITOS

El estudio sistemático de aproximadamente 150 xenolitos reveló una gran variedad de paragénesis y de tipos de textura, así como la presencia de tipos distintos de alteración en las inclusiones. Para seleccionar los ejemplares potencialmente útiles para estudios petrológicos y para detectar diferencias entre los conjuntos de xenolitos, las rocas fueron primeramente divididas en grupos con distintas paragénesis. Algunos de estos grupos mostraron uniformidades mineralógica y modal notables—como en el caso de la lerzolita de espinela—y presentaron una variación considerable en la textura; otros grupos, con características petrográficas similares y con el mismo origen inferido, exhibieron grandes cambios en las proporciones modales y en el contenido de minerales, que pueden considerarse críticos para la interpretación de su origen (Tabla 1).

Tabla 1.- Clasificación de los xenolitos.

A. Xenolitos ultramáficos:	
A. 1. Lerzolita de espinela (Ol + Opx + Cpx + Spl ± Am ± Phl)	
A. 2. Websterita de granate y/o espinela: (Opx + Cpx ± Grt ± Spl ± Pl ± Am)	
A. 3. Otros xenolitos ultramáficos:	
a. Piroxenita de espinela: (Opx + Cpx + Spl ± Am ± Phl)	
b. Websterita de plagioclasa: (Opx + Cpx + Pl + Op ± Am)	
c. Piroxenita de olivino y/o anfíbol: (Ol + Cpx ± Opx ± Am)	
d. Hornblendita	
B. Xenolitos máficos:	
B. 1. Granulita de dos piroxenos con granate y/o espinela: (Pl + Opx + Cpx ± Grt ± Spl ± Am)	
B. 2. Granulita de dos piroxenos: (Pl + Opx + Cpx + Op ± Qtz ± Am)	
B. 3. Gabro de espinela: (Pl + Opx + Cpx + Spl ± Op)	
C. Granulita de composición intermedia a félsica:	
C. 1. Gneis cuarzo-feldespático con silimanita y granate: (Qtz + Sa + Pl + Grt + Sil)	
C. 2. Otras granulitas:	
a. Pl + Opx + Grt + Op + Qtz	
b. Qtz + Pl + Grt	
c. Qtz + Pl + Opx	
D. Xenolitos de origen ígneo evidente:	
D.1. Rocas cumuloeféricas de presión alta	
D.2. Andesita alterada hidrotermalmente	
E. Megacristales: Am ± Op ± Opx ± Cpx ± Phl	

A. Ol=olivino, Opx=ortopiroxeno, Cpx=clinopiroxeno, Spl=espinela, Am=anfíbol (hornblendita o kaersutita), Grt=granate, Pl=plagioclasa, Phl=flogopita, Op=minerales opacos (magnetita o ilmenita), Qtz=cuarzo, Sa=sanidino, Sil=silimanita. B y C. Muchos de estos conjuntos son idénticos. Se hizo la separación en dos grupos, para distinguir entre rocas ricas en feldespato (granulita) de aquellas que no lo son (websterita), o en que la plagioclasa está ausente. D. Apatita y rutilo son minerales accesorios comunes. E. Rutilo y grafito son minerales accesorios presentes en todos los xenolitos con esta paragénesis.

Una de las metas más importantes durante los trabajos de campo y petrográfico fue tratar de establecer la existencia de una diferencia notable entre los conjuntos de xenolitos recolectados en los volcanes de los grupos Ventura y Santo Domingo. Algunas de las diferencias más importantes que pudieron ser documentadas son las siguientes: (1) Los conjuntos recolectados en los volcanes del Grupo Santo Domingo siempre contienen hornblendita y megacristales de kaersutita, mientras que en el Grupo Ventura sólo han sido encontrados en el volcán La Joyuela, siendo ahí excepcionalmente raras (Ortega-Gutiérrez, comunicación escrita, 1984). (2) El tipo más común de xenolito en todos los volcanes, excepto en el de La Joya Prieta, del Grupo Santo Domingo, es el de lerzolita de espinela. La lerzolita del Grupo Ventura tiene una textura protogranular, de acuerdo con la clasificación de Mercier y Nicolas (1975); en cambio, la de Santo Domingo tiende a ser principalmente porfidoclastica. (3) Los gabros de espinela parecen estar restringidos a La Joya Honda y a La Joyuela. (4) Existen diferencias importantes entre los tipos de alteración observada en los xenolitos. Los xenolitos de ambos grupos de volcanes muestran fusión parcial debida a la incorporación en el magma transportador y a la descompresión; sin embargo, la fusión parcial en las muestras provenientes del Grupo Santo Domingo está enmascarada por la presencia de manchas de limonita, quizá debidas al intemperismo. La plagioclasa, en la

granulita de composición gabroica del Grupo Santo Domingo, frecuentemente se encuentra alterada a escapolita + calcita; la escapolitización también fue identificada (Ruiz *et al.*, 1982) en muestras provenientes de La Joya Honda, aunque no es tan común ni intensa como en los xenolitos de Santo Domingo. (5) Los dos únicos xenolitos con textura cumúlita incontrovertible fueron recolectados en el Grupo Santo Domingo. Se cree que la presencia de laminillas (*lamellae*) de espinela, por exsolución del ortopiroxeno, indique su origen de presión alta. (6) La Joya Honda y La Joyuela son los únicos volcanes que contienen xenolitos o fragmentos de rocas ígneas cristalizadas a presión baja. Se considera que las andesitas alteradas hidrotermalmente que, comúnmente, se encuentra en La Joya Honda, así como las tobas riolíticas color de rosa de La Joyuela, provengan de restos de rocas volcánicas del Terciario, que en alguna época cubrieron el área. (7) Sólo fueron encontrados xenolitos compuestos (lerzolita de espinela-piroxenita) en los volcanes de Santo Domingo.

PETROLOGÍA DE LOS XENOLITOS

Los factores que se consideró más importantes en la selección de muestras para estudios petrológicos fueron los dos siguientes: (1) la paragénesis mineral primaria; y (2) la ausencia de alteración—fusión, intemperismo, uralitización, etc. Se encontró varios xenolitos (Tabla 2) con paragénesis comparables a conjuntos uni- o divariantes en sistemas simplificados, tales como: CaO-Al₂O₃-SiO₂ (CAS), CaO-MgO-SiO₂ (CMS), CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS) o bien CaO-MgO-FeO-SiO₂ (CMFS).

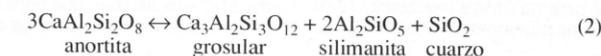
Para comprender el posible origen y la relación entre varias de las paragénesis seleccionadas (Tabla 2), se puede comparar (Figura 2) los conjuntos de minerales con los diagramas de fase para composiciones basálticas y ultramáficas, en el sistema CMAS (Herzberg, 1978a).

La muestra JH-18 puede ser considerada como equivalente al gabro de espinela de Herzberg. Las rocas con el conjunto Opx + Cpx + Grt ± Pl ± Spl—con un máximo de cuatro fases—son comparables a la piroxenita con granate de Herzberg—ejemplares LP-3 y LP-10—y el conjunto de cinco minerales Opx + Cpx + Grt + Pl + Spl puede ser considerado como univariante en el sistema simplificado CMAS y equivalente al equilibrio (1), que separa a los campos de estabilidad del gabro de espinela y de la piroxenita de granate—muestras LP-25 y LP-24.



El granate en los xenolitos, con el conjunto univariante, se presenta siempre como anillos de reacción, alrededor de la espinela (Figura 2); este tipo de textura sugiere que el granate sea producto de una reacción progresiva (*prograde reaction*). Si el conjunto mineralógico hubiera sido causado por una reacción regresiva, la relación textural habría sido granate, descomponiéndose a Pl + Cpx + Opx + Spl.

Los xenolitos ultramáficos con olivino son, sin excepción, lerzolititas de espinela (Figura 2b). Los ejemplares JH-4 y JP-17 fueron escogidos porque no mostraron evidencias de alteración. Aunque SD-4 y SD-15 aparecieron ligeramente oxidados, debido al intemperismo, fueron seleccionados por ser los dos únicos xenolitos compuestos de la colección (Tabla 2). El ejemplar LP-15 fue analizado por contener el conjunto Pl + Qtz + Sil + Grt, comparable a la reacción univariante en el sistema CAS:



Por último, el ejemplar JH-17 es una granulita con dos piroxenos. Aun cuando el conjunto de minerales sea, cuando

Tabla 2.- Características petrográficas de los xenolitos analizados.

Muestra	Minerales primarios										Observaciones
	Ol	Opx	Cpx	Spl	Grt	Pl	Am	Qtz	Sil	Sa	
JH-4	xxx	xx	x	x	—	—	—	—	—	—	Fundido únicamente en el contacto con el basalto
JP-17	xxx	xx	x	x	—	—	—	—	—	—	Anfíbol presente, rellenando vetillas que cortan la foliación
SD-4(I)	xxx	xx	x	x	—	—	—	—	—	—	Xenolito compuesto de lerzolita-piroxenita, véase SD4(II)
SD-4(II)	—	—	xxx	x	—	—	xx	—	—	—	Piroxenita de espinela y anfíbol
SD-15(I)	xxx	x	x	x	—	—	—	—	—	—	Xenolito compuesto de lerzolita-websterita, véase SD15(II)
SD-15(II)	—	xx	xxx	x	—	—	—	—	—	—	Websterita de espinela
LP-3	—	xx	xx	—	xx	tr	x	—	—	—	Áreas fundidas forman ~25% de la roca
LP-10	—	xxx	x	x	x	—	xx	—	—	—	El Grt forma anillos de reacción alrededor de la Spl
LP-25	—	x	xx	tr	x	x	xx	—	—	—	Am ~40%; Pl ~5%
LP-24	—	xx	xx	x	tr	xx	x	—	—	—	El Grt forma anillos de reacción alrededor de la Spl
JH-17	—	xx	xx	—	—	xxx	—	tr	—	—	Minerales accesorios: rutilo y apatita
JH-18	—	xx	xx	tr	—	xx	tr	—	—	—	Fundido parcialmente. La Spl está incluida siempre en la Pl
LP-15	—	—	—	—	xx	x	—	xx	x	xx	Abundante Pl por exsolución del Sa. También hay Pl primaria

Composición modal estimada: x = 1-10%; xx = 10-50%; xxx > 50%; tr < 1%; — = ausente
SD4 (I) y SD15 (I): lerzolita de espinela; SD4 (II): clinopiroxenita; y SD15 (II): websterita de espinela.

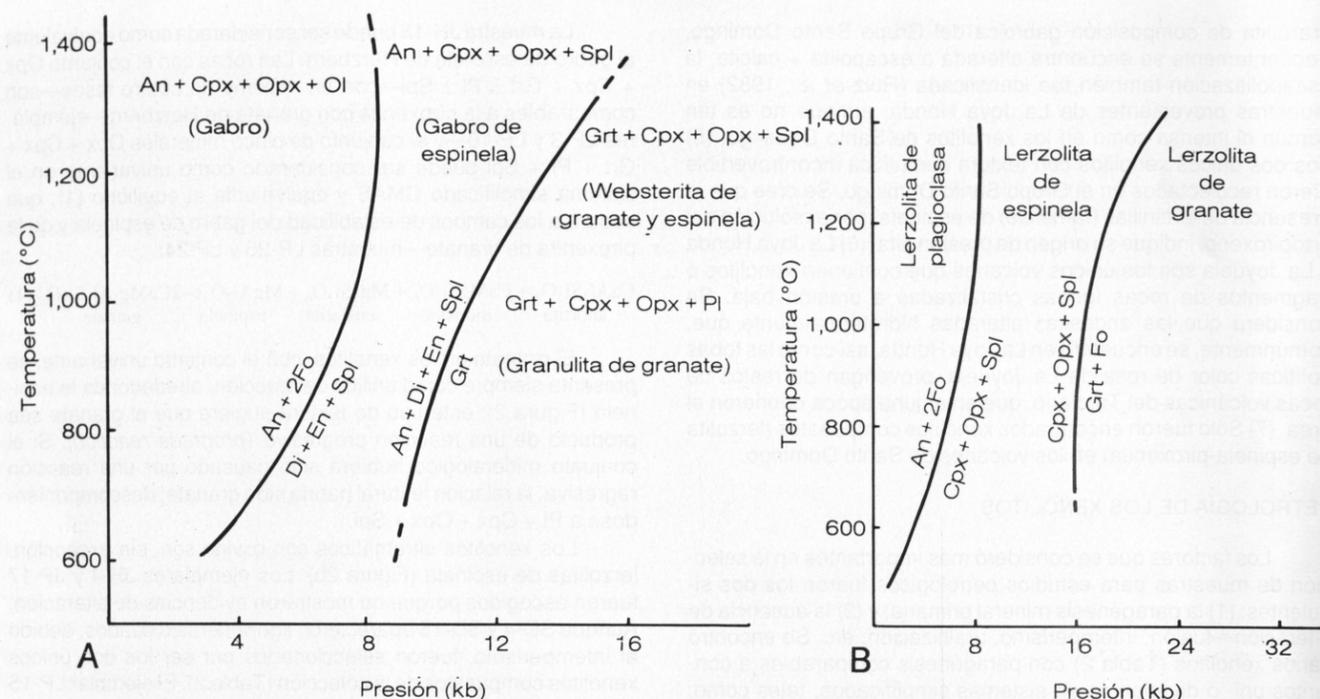


Figura 2.- A—Diagrama de fases que muestra los campos de estabilidad del gabro, del gabro de espinela y de la piroxenita de granate—o granulita de granate—en el sistema CMAS (Herzberg, 1978). La paragénesis estable, que separa al gabro de espinela de la piroxenita de granate, es equivalente al conjunto de minerales de las muestras LP-24 y LP-25. B—Diagrama de fases para rocas de composición ultrabásica en el sistema CMAS (Herzberg, 1978).

menos, trivariante, la muestra fue estudiada debido a que este tipo de xenolito se encuentra en todos los volcanes; además, existe la posibilidad de establecer la variación de la temperatura de equilibrio, utilizando los geotermómetros basados en el *salvus* de los piroxenos.

La composición de las fases mineralógicas fue determinada con una microsonda de electrones—potencial de aceleración = 15 keV, corriente en la muestra = 17-20 nA, y diámetro del rayo de electrones = 3 μm, en la mayoría de los análisis. Todos los análisis fueron corregidos usando el método de Bence y Albee (1968), con los factores alfa propuestos por Albee y Ray (1970).

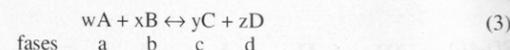
La composición química y la información de equilibrio de fases fue empleada para establecer los límites de la posible variación presión-temperatura (P-T) de equilibrio de los xenolitos.

Las condiciones P-T de equilibrio de las inclusiones sólo pueden ser estimadas si se (a) alcanza el equilibrio químico entre las diversas fases mineralógicas; y (b) si se conserva la evidencia de este equilibrio, a pesar de la incorporación de los xenolitos en el magma. El hecho de que todos los minerales analizados, excepto el sanidino (Tablas 3-9), tengan una composición muy uniforme, de grano a grano, en la misma roca, y de que los granos no tengan zonación interna, demuestra que se logró el equilibrio químico entre los minerales. No es seguro que el cambio en composición de grano a grano en el sanidino (Tabla 4) sea debido al desequilibrio; se cree que esta variación refleje la dificultad de obtener la composición química, por medio de análisis de microsonda, de fases con características abundantes de exsolución.

El orto- y el clinopiroxeno coexisten en todos los ejemplares, menos en LP-15. En la Figura 3A se muestra una gráfica de composición del contenido de los componentes ideales wolastonita, enstatita y ferrosilita. Las "líneas de unión" entre el orto- y el clinopiroxeno imitan las tendencias definidas por el piroxeno artificial—CMFS—equilibrado experimentalmente. Se considera que el hecho de que las líneas de unión no se crucen y de que

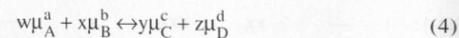
estén presentes variaciones graduales en su orientación con el cambio de composición global—*bulk composition*—y el parecido con los resultados experimentales, sean buenas evidencias de equilibrio entre los piroxenos en los xenolitos estudiados.

Se puede establecer límites a la P-T de equilibrio de los xenolitos, por medio de los diversos geotermómetros y geobarómetros mostrados en la Tabla 10. Los principios básicos utilizados son los de Wood y Fraser (1978); para cualquiera de los conjuntos de minerales que se muestra en la Tabla 10, es posible escribir un equilibrio químico del tipo que se presenta a continuación:



donde w, x, y, z son el número de moles de los compuestos A, B, C, D.

Por definición, en equilibrio:



donde μ_i^j es el potencial químico del componente "i" en la fase "j".

El potencial químico μ_i^j a una presión, temperatura y composición dadas, puede referirse a un valor estándar del potencial químico μ_i^0 por medio de la ecuación siguiente:

$$\mu_i^j = \mu_i^0 + RT \ln \alpha_i^j \quad (5)$$

donde α_i^j es la actividad química del componente "i" en la fase "j", R es la constante de los gases y T es la temperatura (°K).

Definiendo el cambio de energía libre de Gibbs (ΔG) en la reacción 3 como sigue:

$$\Delta G = y\mu_C^c + z\mu_D^d - w\mu_A^a - x\mu_B^b \quad (6)$$

Tabla 3.- Análisis representativo de la plagioclasa.

	JH-18		LP-24		LP-25	
	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo
SiO ₂	46.10	45.90	55.50	54.80	55.00	55.20
Al ₂ O ₃	34.40	34.50	29.00	29.00	28.40	28.30
FeO	0.25	0.29	0.22	0.20	0.46	0.22
CaO	18.40	18.30	10.80	11.10	10.40	10.80
Na ₂ O	1.00	1.10	5.40	5.40	5.30	5.50
K ₂ O	0.12	0.13	0.14	0.15	0.41	0.43
Total	100.27	100.22	101.06	100.65	99.97	100.45
Número de cationes con base en 32 oxígenos						
Si	8.484	8.457	9.866	9.830	9.932	9.972
Al	7.461	7.481	6.136	6.144	6.043	6.015
Fe	0.039	0.044	0.034	0.030	0.068	0.033
Ca	3.615	3.610	2.079	2.142	2.019	2.078
Na	0.349	0.395	1.872	1.871	1.872	1.898
K	0.028	0.029	0.032	0.032	0.098	0.096
Miembros ideales						
ab	8.7	9.7	52.6	53.3	46.1	46.2
an	90.6	89.6	46.6	45.9	51.5	51.5
or	0.7	0.7	0.8	0.8	2.4	2.3

combinando las ecuaciones (4), (5) y (6), y considerando la condición básica de equilibrio se obtiene:

$$\Delta G_{\text{reacción}} = 0 \quad (7)$$

es posible expresar la condición de equilibrio para la reacción (3) como se indica a continuación:

$$\Delta G^0 = -RT \ln \left[\frac{(\alpha_C^c)^y \cdot (\alpha_D^d)^z}{(\alpha_A^a)^w \cdot (\alpha_B^b)^x} \right] \quad (8)$$

Los términos de actividad pueden relacionarse con la composición de las fases utilizando la ecuación siguiente:

$$\alpha_i^j = x_i^j \gamma_i^j \quad (9)$$

Tabla 4.- Composición de los feldespatos en el xenolito LP-15.

	PI 1	PI 2	PI 3	PI (prom.)	Sa 1	Sa 2	Sa 3	Sa (prom.)
SiO ₂	58.50	58.90	58.40	58.60	63.80	63.50	63.70	63.70
Al ₂ O ₃	25.70	26.00	25.80	25.80	19.30	19.60	19.80	19.60
FeO	0.27	0.25	0.30	0.27	0.31	0.31	0.31	0.31
CaO	7.90	8.30	8.30	8.20	0.95	1.30	1.40	1.20
Na ₂ O	6.10	5.80	5.60	5.80	2.70	2.90	2.90	2.80
K ₂ O	1.70	1.70	2.00	1.80	12.10	11.20	11.20	11.50
Total	100.17	100.95	100.40	100.47	99.16	98.81	99.31	99.11
Número de cationes con base en 32 oxígenos								
Si	10.515	10.500	10.485	10.500	11.779	11.733	11.714	11.742
Al	5.438	5.457	5.464	5.453	4.206	4.263	4.286	4.252
Fe	0.040	0.037	0.046	0.041	0.048	0.048	0.048	0.048
Ca	1.528	1.583	1.588	1.566	0.954	1.036	0.270	1.004
Na	2.114	2.003	1.942	2.020	0.189	0.255	1.023	0.238
K	0.377	0.383	0.459	0.406	2.839	2.639	2.627	2.702
Miembros ideales								
ab	52.1	50.0	48.1	51.1	23.7	26.0	25.8	25.2
an	38.6	40.4	40.5	39.8	5.9	6.4	8.0	7.2
or	9.3	9.6	11.4	10.1	70.4	66.6	66.2	67.6

donde x_i^j es la fracción molar del componente "i" en la fase "j" y γ_i^j es el coeficiente de actividad, el cual es un término que expresa la condición no ideal de las soluciones sólidas.

Combinando (8) y (9) se obtiene lo siguiente:

$$\Delta G^0 = -RT \ln \left[\frac{(x_C^c)^y \cdot (x_D^d)^z \cdot (\gamma_C^c)^y \cdot (\gamma_D^d)^z}{(x_A^a)^w \cdot (x_B^b)^x \cdot (\gamma_A^a)^w \cdot (\gamma_B^b)^x} \right] \quad (10)$$

$$\Delta G^0 = -RT \ln \left[(K_D) \cdot (K_Y) \right] \quad (11)$$

Finalmente, el incremento en la energía libre de Gibbs, en estado estándar, puede obtenerse de la relación siguiente:

$$\Delta G^0 = \Delta H^0 - T\Delta S^0 + \Delta V^0 (P-1) \quad (12)$$

donde ΔH^0 , ΔS^0 y ΔV^0 son los incrementos en entalpía, entropía y volumen, en estado estándar, para la reacción (3).

Existen varios modelos para estimar la presión y la temperatura de equilibrio de cada uno de los conjuntos mineralógicos mostrados en la Tabla 10. Las diferencias principales entre los modelos propuestos para una paragénesis dada residen en la forma en que los diversos autores han tratado los valores estándar de la ecuación (12) o en las desviaciones posibles de la idealidad—dadas por el término K_Y en la ecuación 11—de las soluciones sólidas que intervienen en el equilibrio en cuestión.

Se cree que en vista de la complejidad química de los minerales presentes en los xenolitos (Tablas 3-9), ninguno de los modelos empleados sea capaz de proporcionar con precisión la presión, o bien la temperatura de equilibrio; sin embargo, se considera que algunos de los modelos pueden proporcionar una aproximación mejor a la posible variación de la presión y/o la temperatura de equilibrio de las rocas. Por tanto, en las secciones siguientes, los modelos son aplicados de manera crítica, teniendo presente sus limitaciones y dando estimaciones conservadoras de las incertidumbres más evidentes relacionadas con ellas.

Tabla 5.- Análisis representativos del granate.

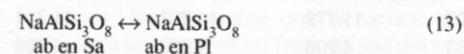
	LP-25	LP-24	LP-3	LP-10	LP-15
SiO ₂	39.3	39.8	40.0	39.3	38.9
Al ₂ O ₃	22.0	22.6	22.3	22.2	22.0
Cr ₂ O ₃	0.11	0.09	0.19	0.12	0.08
Fe ₂ O ₃ ^a	1.6	1.4	1.6	1.6	0.10
FeO ^a	19.4	16.4	17.8	19.1	26.2
MnO	0.48	0.57	0.58	0.58	0.44
MgO	11.0	13.5	12.5	11.3	10.0
CaO	6.4	5.9	6.1	6.3	2.0
Total	100.29	100.26	101.07	100.5	100.6
Número de cationes con base en 24 oxígenos					
Si	5.921	5.897	5.926	5.897	5.936
Al ^{IV}	0.079	0.103	0.074	0.103	0.064
Al ^{VI}	3.823	3.852	3.816	3.825	3.893
Cr	0.013	0.011	0.022	0.014	0.010
Fe ³⁺	0.182	0.162	0.179	0.185	0.112
Fe ²⁺	2.443	2.031	2.210	2.399	3.340
Mn	0.062	0.072	0.073	0.074	0.057
Mg	2.468	2.984	2.765	2.528	2.286
Ca	1.038	0.928	0.962	1.014	0.327
Miembros ideales					
adr	4.9	4.3	5.0	4.9	3.0
alm	38.6	32.3	35.0	37.9	53.9
sps	1.0	1.1	1.1	1.1	0.9
prp	39.1	47.5	43.7	39.9	36.9
grs	16.4	14.7	15.2	16.1	5.2

^aEl contenido de Fe₂O₃ y FeO fue calculado con base en Fe total y en la fórmula ideal del granate.

GNEIS CUARZOFELDESPÁTICO CON SILIMANITA Y GRANATE

Estos xenolitos están ubicados en los dos grupos de volcanes, y constituidos por la paragénesis Grt + Pl + Sa + Sil + Qtz + Rt + Gr ± Bt. La muestra LP-15 fue seleccionada porque, al parecer, es el único xenolito con esta litología que no fue fundido extensamente durante la incorporación en el magma, o bien durante el transporte a la superficie. El inconveniente principal para su uso en geotermometría-geobarometría es que todos los cristales de sanidino presentan numerosas inclusiones redondeadas de plagioclasa por exsolución. Los análisis con microsonda fueron efectuados con el rayo desenfocado—diámetro aproximado de 25 μm—tratando de cubrir toda la superficie de los granos. Los análisis químicos del sanidino varían entre or₆₆ ab₂₆ an₈ y or₇₀ ab₂₄ an₆ (Tabla 4). La plagioclasa y el granate carecen de zonación y su composición es, de grano en grano, muy uniforme (Tablas 4 y 5).

El hecho de que LP-15 contenga plagioclasa primaria coexistiendo con el sanidino, permite estimar la temperatura, utilizando el contenido de albita en los feldespatos. La distribución de albita en los feldespatos que coexisten, puede ser expresada mediante la ecuación siguiente:



Las calibraciones recientes de este termómetro, que fue propuesto por primera vez por Barth (1951), son los modelos de Stormer (1975), de Powell y Powell (1977) y de Brown y Parsons (1981).

Stormer (*op. cit.*) utilizó la información sobre el comportamiento en las soluciones sólidas de feldespato, obtenidas por Orville (1972), Thompson y Waldbaum (1969) y por Waldbaum y Thompson (1969). El inconveniente mayor en el modelo de Stormer (*op. cit.*) es que utilizó información experimental derivada de

feldespato binario, para calcular la temperatura de feldespato natural—ternario. El geotermómetro utiliza un modelo para soluciones binarias subregulares, considerando que las cantidades pequeñas del componente anortita en el sanidino y del componente ortoclasa en la plagioclasa estén dentro del intervalo en que se cumple la Ley de Henry.

Powell y Powell (*op. cit.*) hicieron una corrección pequeña al geotermómetro de Stormer (*op. cit.*), puesto que el modelo nuevo prevé los efectos de cantidades pequeñas del componente anortita en el sanidino. Estos autores simulaban las relaciones de actividad-composición, con un modelo de solución ternaria subregular.

Las calibraciones de Stormer (1975) y de Powell y Powell (1977) son ligeramente dependientes de la presión a través del término ΔV^0 (P-1); por tanto, la temperatura para la muestra LP-15 fue calculada con ambos geotermómetros, utilizando una variación de presión de 5 a 12 kb, que cubre el posible intervalo de presiones de equilibrio para esta paragénesis (Newton y Haselton, 1981; Tabla 2). La ecuación de Stormer (*op. cit.*) da temperaturas entre 840 y 945°C para la composición promedio del ejemplar LP-15 y temperaturas entre 800-900 y 870-970°C para los pares coexistentes de feldespatos 1 y 2 (Tabla 4). La temperatura obtenida con la ecuación de Powell y Powell (*op. cit.*) varía entre 770 y 870°C para la composición promedio de sanidino-plagioclasa. La incertidumbre en la estimación de la temperatura, debida a la presión, es del intervalo de ±50°C. Se considera que el termómetro de Stormer es más confiable, ya que se ha observado (Bohlen y Essene, 1977; Bohlen *et al.*, 1980) que proporciona resultados notablemente concordantes—±30°C—con la temperatura calculada con el geotermómetro basado en los óxidos de hierro-titanio de Buddington y Lindsley (1964) y con la temperatura limitada por los campos de estabilidad de varias paragénesis con silicatos-carbonatos o silicatos-sulfatos, estudiadas en las Montañas Adirondack por Bohlen y colaboradores (1980).

Además, cuando se compara las isothermas obtenidas por medio de las ecuaciones de Stormer (1975) y de Powell y Powell (1977), con el trabajo experimental de Seck (1971), se observa una coincidencia mayor entre el modelo de Stormer y el sistema ternario, lo cual apoya la suposición de Stormer (*op. cit.*), quien sugirió que X_{An} en el sanidino y X_{Or} en la plagioclasa estén en la región en que se obedece la Ley de Henry.

Quizá la incertidumbre más grande, en la estimación de la temperatura de equilibrio de la muestra LP-15, reside en que la composición de sus feldespatos está relativamente lejos de las juntas binarias; por tanto, X_{An} en el sanidino y X_{Or} en la plagioclasa pudieran encontrarse fuera de la región en que la Ley de Henry es obedecida aproximadamente, por lo que la temperatura precisa de equilibrio de la muestra LP-15, sin contar la incertidumbre debida a la presión y a la precisión analítica, podría estar fuera del intervalo de ±30°C que Stormer (1975) asignó a su ecuación.

Brown y Parsons (1981) proporcionan una evaluación crítica detallada de los geotermómetros, con base en la coexistencia de dos feldespatos, demostrando que ninguno de los modelos anteriores fue capaz de representar satisfactoriamente las relaciones entre los feldespatos ternarios; en consecuencia, propusieron un geotermómetro gráfico, construido con base en los resultados de los trabajos experimentales de Seck (1971) y de Smith y Parson (1974). La temperatura obtenida por medio de esta gráfica, para la composición promedio de la muestra LP-15, dentro del intervalo de presión de interés, es de 926 ± 54°C. Brown y Parsons (1981) destacaron que su geotermómetro era sólo una aproximación, ya que los trabajos experimentales confiables en el sistema ternario del feldespato eran muy escasos.

Tabla 6.- Análisis representativos del clinopiroxeno.

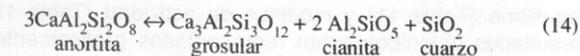
	JH-18	LP-24	LP-3	LP-10	LP-25	JH-17	JF-17	SD-4 (I)	SD-4 (II)	JH-4	SD-15 (I)	SD-15 (II)
SiO ₂	49.6	48.6	49.1	49.8	50.8	50.3	52.5	51.9	48.4	51.5	51.4	51.9
TiO ₂	1.0	1.7	1.2	1.0	0.95	0.78	0.44	0.50	1.5	0.48	0.65	0.70
Al ₂ O ₃	7.3	8.3	7.2	6.2	5.5	4.1	5.6	5.8	8.4	6.5	6.4	7.3
Cr ₂ O ₃	0.25	0.06	0.18	0.07	0.05	0.18	0.63	1.0	0.03	0.93	0.41	0.17
FeO ^a	4.7	6.6	7.0	7.6	7.8	11.6	2.9	4.4	6.4	2.6	2.6	2.7
MnO	0.09	0.15	0.14	0.15	0.12	0.34	0.11	0.14	0.18	0.11	0.11	0.11
MgO	14.3	12.8	12.8	13.3	13.3	12.4	15.6	15.7	13.3	14.8	15.4	14.9
CaO	22.7	22.0	20.8	22.2	21.7	19.4	20.8	20.0	19.7	20.6	21.5	20.8
Na ₂ O	0.58	1.1	1.0	0.85	0.81	0.54	1.3	1.3	1.1	1.7	1.2	1.3
Total	100.52	101.3	99.42	101.17	101.03	99.64	99.88	100.74	99.01	99.22	99.67	99.88
Número de cationes con base en 6 oxígenos												
Si	1.815	1.780	1.826	1.833	1.866	1.899	1.903	1.887	1.800	1.878	1.870	1.875
Al ^{IV}	0.185	0.220	0.174	0.167	0.134	0.101	0.097	0.113	0.200	0.122	0.130	0.125
Al ^{VI}	0.127	0.139	0.146	0.101	0.106	0.082	0.141	0.135	0.168	0.159	0.143	0.183
Ti	0.028	0.047	0.034	0.028	0.026	0.022	0.012	0.014	0.042	0.013	0.017	0.019
Cr	0.007	0.002	0.005	0.002	0.002	0.006	0.018	0.030	0.001	0.027	0.012	0.005
Mg	0.777	0.698	0.708	0.727	0.728	0.695	0.843	0.823	0.737	0.806	0.834	0.802
Fe ^{3+b}	0.036	0.063	0.027	0.069	0.032	0.008	0.005	0.008	0.025	0.033	0.029	0.000
Fe ^{2+c}	0.108	0.137	0.191	0.164	0.206	0.357	0.082	0.125	0.174	0.047	0.050	0.083
Mn	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.011	0.008	0.004	0.006	0.003	0.003	0.003
Ca	0.890	0.864	0.829	0.876	0.855	0.782	0.809	0.778	0.784	0.806	0.839	0.807
Na	0.041	0.078	0.072	0.061	0.058	0.039	0.091	0.088	0.078	0.123	0.088	0.094
Miembros ideales												
ac	4.5	7.1	3.5	6.6	3.7	1.6	2.4	4.1	1.0	6.3	4.3	0.5
jd	0.0	1.4	4.4	1.1	2.6	2.8	7.2	5.4	7.5	6.6	5.0	9.6
Ca Ti ts	3.0	5.1	3.8	3.0	2.8	2.5	1.3	1.5	4.6	1.4	1.8	2.0
Ca Fe ts	0.2	0.0	0.0	1.1	0.0	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca ts	13.8	13.7	11.7	10.9	8.9	6.5	7.7	9.1	11.8	10.1	10.1	9.7
wo	33.0	30.8	32.2	34.4	36.3	36.7	34.4	32.0	29.0	31.7	33.3	32.7
en	42.0	38.0	39.1	39.4	39.9	39.5	44.6	44.2	40.6	42.5	44.1	43.1
fs	3.0	3.9	5.4	4.6	5.7	10.4	2.4	3.7	5.4	1.3	1.4	2.3

^aEquivalente al Fe total.

^{b,c}Calculado de acuerdo con el método de Ryburn y colaboradores, 1976.

SD4 (I) y SD15 (I) lerzolita de espinela; SD4 (II) clinopiroxena y SD15 (II) websterita de espinela.

La presión de equilibrio de la muestra LP-15 puede ser estimada utilizando el límite de estabilidad de la anortita a presión y temperatura altas. La reacción siguiente:



fue determinada experimentalmente por varios investigadores (Hays, 1966; Hariya y Kennedy, 1968; Schmid *et al.*, 1978; Goldsmith, 1980). Los resultados que presentan consistencia interna pueden ser combinados con el diagrama de fases para los tres polimorfos de Al₂SiO₅ de Holdaway (1971). De esta manera, se puede obtener los datos para la reacción (2).

Todo el trabajo experimental de la reacción (14) fue efectuado a presiones y temperaturas muy elevadas (P = 20-32 kb y T = 950-1,400°C). Para poder hacer una extrapolación razonable a una presión y una temperatura más bajas y añadir un control mayor a la localización de la reacción (2), se puede utilizar los resultados experimentales de Newton (1966), para dos reacciones de deshidratación—en las que la zoisita está presente—que, al combinarse, dan la reacción (2). Schmid y Wood (1976) utilizaron este método y obtuvieron un control adecuado a 650°C y 14.4 a 14.9 kb.

Ghent (1976) y Schmid y Wood (1976) obtuvieron dos ecuaciones de constante de equilibrio muy similares para la reacción (2) (Tabla 11); sin embargo, Schmid y Wood (*op. cit.*) probaron los datos experimentales por consistencia interna y

externa, añadiendo las restricciones impuestas por las reacciones de deshidratación; en cambio, Ghent (*op. cit.*) no lo hizo así, por lo que se considera que la ecuación de Schmid y Wood (1976) es mejor que la de Ghent (1976).

Schmid y colaboradores (1978) determinaron la localización del equilibrio (14) en diagrama presión-temperatura, utilizando el método de "solución", en lugar del método "modal"; sus resultados fueron combinados con los de Holdaway (1971), para obtener la ecuación de constante de equilibrio (Tabla 11). Como puede observarse, esta ecuación es bastante distinta de las otras; los datos experimentales obtenidos por Schmid y colaboradores (*op. cit.*) coinciden con los de Newton (1966) y con los de Hariya y Kennedy (1968), pero no con los de Hays (1966), ni con los de Goldsmith (1980).

El trabajo experimental más reciente acerca de la reacción (14), es el llevado a cabo por Goldsmith (1980). Newton y Haselton (1981) lo consideraron como el más confiable, porque Goldsmith (*op. cit.*) utilizó un aparato experimental que mejoró la precisión de los resultados. Los datos obtenidos por Goldsmith (1980) fueron probados por consistencia interna, en el transcurso de esta investigación, empleando el método de programación lineal, propuesto por Gordon (1977). Los valores obtenidos para ΔS^0_{298} y ΔH^0_{298} fueron similares a los obtenidos al utilizar los datos termoquímicos tabulados por Robie y colaboradores (1978).

Tabla 7.- Análisis representativos del ortopiroxeno.

	JH-18	LP-24	LP-3	LP-10	LP-25	JH-17	JP-17	SD-4 (I)	JH-4	SD-15 (I)	SD-15 (II)
SiO ₂	53.0	52.5	52.3	52.6	52.4	51.5	55.3	53.2	55.2	54.9	54.6
TiO ₂	0.27	0.28	0.27	0.23	0.22	0.29	0.11	0.25	0.09	0.12	0.09
Al ₂ O ₃	5.5	4.7	3.8	3.6	3.4	2.5	4.1	4.6	4.0	4.5	4.8
Cr ₂ O ₃	0.19	0.04	0.10	0.03	0.03	0.11	0.31	0.40	0.31	0.16	0.06
FeO ^a	12.2	15.4	17.6	18.7	19.4	24.8	6.5	10.0	6.0	6.5	6.5
MnO	0.14	0.22	0.25	0.26	0.22	0.50	0.16	0.23	0.14	0.16	0.15
MgO	28.2	26.6	24.5	24.5	24.2	19.8	32.3	29.7	32.9	32.6	32.4
CaO	0.78	0.79	0.88	0.91	0.92	1.4	0.7	1.01	0.61	0.69	0.66
Na ₂ O	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.07	0.10	0.07	0.06	0.07
Total	100.30	100.57	99.74	100.94	100.81	100.54	99.55	99.49	99.32	99.69	99.33
Número de cationes con base en 6 oxígenos											
Si	1.875	1.883	1.910	1.908	1.909	1.922	1.918	1.866	1.915	1.891	1.898
Al ^{IV}	0.125	0.117	0.090	0.092	0.091	0.078	0.082	0.114	0.085	0.109	0.102
Al ^{VI}	0.103	0.082	0.075	0.063	0.055	0.034	0.086	0.076	0.079	0.077	0.094
Ti	0.007	0.007	0.007	0.006	0.006	0.008	0.003	0.007	0.002	0.003	0.002
Cr	0.005	0.001	0.003	0.001	0.001	0.003	0.009	0.012	0.009	0.004	0.002
Mg	1.490	1.420	1.335	1.324	1.316	1.113	1.672	1.569	2.701	1.683	1.687
Fe ^{3+b}	0.004	0.023	0.001	0.019	0.0	0.028	0.0	0.019	0.0	0.026	0.007
Fe ^{2+c}	0.357	0.438	0.537	0.549	0.589	0.752	0.189	0.277	0.175	0.161	0.183
Mn	0.004	0.007	0.008	0.008	0.007	0.016	0.005	0.007	0.004	0.005	0.005
Ca	0.030	0.030	0.035	0.036	0.036	0.056	0.026	0.038	0.023	0.026	0.024
Na	0.001	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.005	0.007	0.005	0.004	0.005
Miembros ideales											
ac	0.1	0.3	0.3	0.3	0.1	0.3	0.5	0.7	0.5	0.4	0.5
jd	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg Fe ts	0.8	2.1	0.1	1.7	0.0	2.8	0.4	2.4	0.4	2.6	0.4
Mg Ti ts	0.7	0.7	0.7	0.6	6.7	0.8	0.3	0.7	0.2	3.3	0.2
Mg ts	10.3	8.2	7.5	6.3	0.6	3.4	7.9	7.6	7.8	4.7	9.4
wo	1.5	1.5	1.7	1.8	1.8	2.8	1.3	1.9	1.1	1.3	1.2
en	68.6	65.9	62.7	62.2	62.9	52.5	78.8	73.5	80.7	78.4	79.7
ts	18.1	22.4	27.3	28.0	30.2	38.6	9.6	14.3	8.9	8.3	9.0

^a Equivalente al Fe total.
^{b,c} Calculado de acuerdo con el método de Ryburn y colaboradores, 1976.
SD4 (I) y SD15 (I) lerzolita de espinela; SD15 (II) websterita de espinela.

Para emplear las ecuaciones de constante de equilibrio listadas en la Tabla 11, y estimar la presión de equilibrio de la muestra LP-15, fue necesario lo siguiente: (a) tener una estimación independiente de la temperatura, proporcionada, en este caso, por el geotermómetro de dos feldspatos, y (b) contar con modelos de actividad para el componente grosular (α_{Grs}^{Grt}) en el granate y anortita en la plagioclasa (α_{An}^{Pl}), ya que ambas soluciones sólidas, de acuerdo con Ghent (1976), son notablemente

Tabla 8.- Análisis representativo del olivino.

	JH-4	SD-15	JP-17	SD-4
SiO ₂	40.8	40.7	40.7	40.4
FeO*	9.2	10.2	10.4	13.9
MnO	0.13	0.14	0.15	0.18
MgO	49.1	48.4	48.0	45.9
CaO	-	0.02	0.06	0.07
NiO	0.45	0.38	0.43	0.44
Total	99.68	99.84	99.74	100.84
Número de cationes con base en 4 oxígenos				
Si	0.998	0.999	0.998	0.998
Fe	0.189	0.208	0.214	0.278
Mn	0.003	0.003	0.003	0.003
Mg	1.790	1.770	1.762	1.694
Ca	-	-	0.001	0.002
Ni	0.009	0.008	0.009	0.009
Mg / (Mg + Fe)	0.904	0.895	0.892	0.859

*Equivalente al Fe total

no ideales. La Tabla 12 muestra los modelos de actividad utilizados para calcular, con la composición de la muestra LP-15, la localización de la reacción (2) en diagrama presión-temperatura. La forma como se procedió fue la siguiente: generar la reacción con combinaciones distintas de ecuaciones de constante de equilibrio (Tabla 11) y modelos de actividad (Tabla 12). Los resultados obtenidos están representados gráficamente en la Figura 4, donde se puede observar que a una temperatura dada la presión obtenida con los datos de Schmid y colaboradores (1978) es aproximadamente de 1.5 kb mayor que la obtenida con la ecuación de Schmid y Wood (1976).

Si se acepta como correcto el diagrama de fases de los polimorfos de Al₂SiO₅ de Holdaway (1971), la Figura 4A muestra que la expresión de constante de equilibrio de Schmid y colaboradores (1978) es insuficiente para detectar silimanita en la muestra LP-15 a la temperatura de interés (~900°C ± 50). La Figura 4B presenta las líneas de reacción calculadas con la ecuación de Schmid y Wood (1976), comprobándose que, al menos con dos modelos de actividad (Ganguly y Kennedy, 1974; Hensen *et al.*, 1975), esta expresión de constante de equilibrio puede predecir el polimorfo correcto para la muestra LP-15. La única combinación de ecuación de constante de equilibrio y modelo de actividad que puede detectar silimanita en la composición de la muestra LP-15, dentro de un margen amplio de temperatura, es el modelo de Newton y Haselton (1981), el cual también es, desde el punto de vista de la termodinámica, el más correcto.

Del estudio de la Figura 4 se desprende que el barómetro de Newton y Haselton (1981), la combinación de ecuación de

Tabla 9.- Análisis representativos de la espinela.

	JH-4	SD-15 (I)	SD-15 (II)	JP-17	SD-4 (I)	SD-4 (II)	LP-10	LP-25	LP-24r ¹	LP-24c ²	JH-18
TiO ₂	0.11	0.08	0.05	0.07	0.33	0.47	0.43	0.26	0.18	0.20	0.18
Al ₂ O ₃	56.3	61.8	65.5	56.6	49.4	61.6	58.6	60.0	60.2	60.6	59.0
Cr ₂ O ₃	11.0	5.8	2.3	11.5	16.0	0.32	24.8	21.5	19.7	20.6	14.6
FeO*	9.2	8.8	9.0	9.9	12.4	18.8	1.9	3.3	2.8	1.3	2.3
Fe ₂ O ₃	2.2	1.2	0.92	0.79	4.0	2.1	0.22	0.18	0.16	0.20	0.14
MnO	0.18	0.13	0.13	0.19	0.24	0.20	12.8	12.5	15.7	15.2	16.8
MgO	21.2	22.0	22.4	20.8	17.6	16.7	0.16	0.02	0.00	0.00	0.18
CaO	0.09	0.07	0.06	0.09	0.12	0.14	1.3	1.2	1.3	1.5	6.5
NiO	0.49	0.44	0.48	0.45	0.40	0.18	0.44	0.42	0.02	0.02	0.47
ZnO	0.21	0.13	0.10	0.18	0.32	0.25	0.47	0.51	0.71	0.73	0.79
Total	100.95	100.45	101.02	100.78	100.81	100.76	101.09	99.92	100.8	100.37	100.99
Número de cationes por 32 oxígenos											
Ti	0.017	0.012	0.007	0.011	0.053	0.035	0.069	0.042	0.028	0.032	0.028
Al	13.671	14.714	15.329	13.789	12.518	15.122	14.854	15.172	14.917	15.086	14.501
Cr	1.792	0.926	0.361	1.880	2.720	0.073	0.221	0.204	0.216	0.251	1.072
Fe ²⁺	1.584	1.496	1.491	1.726	2.222	3.274	4.458	3.855	3.464	3.644	2.542
Fe ³⁺	0.345	0.178	0.137	0.124	0.654	0.332	0.306	0.540	0.450	0.206	0.370
Mn	0.031	0.022	0.022	0.033	0.044	0.035	0.040	0.033	0.028	0.036	0.025
Mg	6.509	6.623	6.628	6.407	5.639	5.184	4.102	3.997	4.919	4.784	5.221
Ca	0.020	0.015	0.013	0.020	0.027	0.031	0.037	0.004	0.000	0.000	0.040
Ni	0.076	0.071	0.076	0.074	0.069	0.030	0.076	0.072	0.003	0.003	0.079
Zn	0.032	0.019	0.015	0.027	0.050	0.038	0.075	0.081	0.115	0.120	0.122

* FeO y Fe₂O₃ calculados con base en el valor de Fe total y en la fórmula ideal de las espinelas.
¹ Composición del borde externo.
² Composición del núcleo.
SD4 (I) y SD15 (I) lerzolita de espinela; SD4 (II) clinopiroxena y SD15 (II) websterita de espinela.

constante de equilibrio de Schmid y Wood (1976) con los modelos de actividad de Ganguly y Kennedy (1974) y de Hensen y colaboradores (1975), son los únicos geobarómetros que proporcionan estimaciones "geológicamente razonables" para la muestra LP-15. La Figura 4 también muestra que el modelo de actividad de Newton y colaboradores (1977), que esencialmente trata a la compleja solución sólida del granate como un sistema pseudobi-

nario, no puede proporcionar resultados razonables con alguna de las ecuaciones de constante de equilibrio que han sido consideradas (Tabla 11).

El análisis anterior señala que la presión de equilibrio de la muestra LP-15, a la temperatura de interés (~900°C), puede estar localizada entre 10 y 12 kb, y que la incertidumbre en este barómetro es, cuando menos, del orden de ±1 kb o aún mayor.

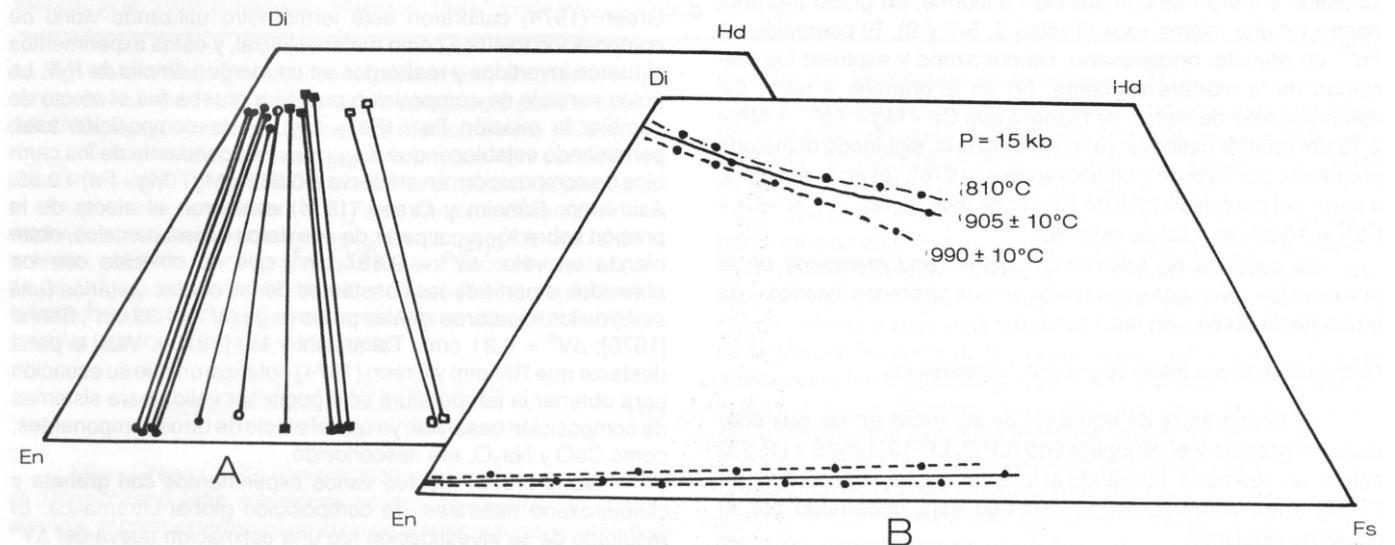


Figura 3.- A—Composición de los piroxenos analizados en el cuadrilátero de los mismos. Las parejas de piroxenos provienen, de izquierda a derecha, de las muestras siguientes: JH-4, SD-15 (lerzolita de espinela), JP-17, SD-15 (websterita de espinela), SD-4, JH-18, LP-24, LP-3, LP-10, LP-25 y JH-17; ● rocas ultrabásicas (peridotita); ○ gabbo de espinela; ■ piroxenita de granate; □ granulita de dos piroxenos. B—Parejas de piroxenos equilibradas experimentalmente. Sistema CMFS (Lindsley, 1980).

Tabla 10.- Geotermómetros y geobarómetros utilizados en este estudio.

Intercambio intercrystalino de Fe-Mg

Ol + Spl (lerzolita de espinela)
Cpx + Grt (granulita y websterita de granate)

Solvus diópsido-enstatita

Opx + Cpx (todas las muestras excepto LP-15)

Geotermómetro de dos feldespatos

Pl + Sa (LP-15)

Descomposición de An a P y T altas

Qtz + Grt + Sil + Pl (LP-15)

MgAl₂SiO₆ en ortopiroxeno

Opx + Ol + Spl (lerzolita de espinela)
Opx + Grt (granulita y websterita de granate)

CaAl₂SiO₆ en clinopiroxeno

Cpx + Ol + Spl (lerzolita de espinela)
Cpx + Opx + Grt (granulita y websterita de granate)
Cpx + Opx + Pl + Spl (gabro de espinela, JH-18)

*Se muestra el conjunto de fases mineralógicas necesarias para su aplicación.

Esta incertidumbre parte no sólo de los datos experimentales para la reacción (14), sino también del modelo para la actividad del grosular en el granate.

WEBSTERITA Y GRANULITA DE DOS PIROXENOS CON GRANATE Y/O ESPINELA

Se efectuó el análisis con microsonda en los minerales siguientes: granate, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y espinela. Sin excepción, todas las fases analizadas carecieron de zonación y fueron de composición uniforme, de grano a grano, dentro de una misma roca (Tablas 3, 5-7 y 9). El contenido de Fe³⁺ en granate, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela fue calculado de la manera siguiente: (a) en el granate, a partir del contenido total de hierro, de manera que Ca + Mg + Fe²⁺ + Mn = 6/16 del total de cationes; (b) en el piroxeno, siguiendo el método propuesto por Ryburn y colaboradores (1976); (c) en la espinela, a partir del contenido total de hierro; de este modo, Ti + Al + Cr + Fe³⁺ = 16/24 del total de cationes.

La cantidad de miembros ideales (*end members*) en el piroxeno fue calculada en el orden en que aparecen listados—de arriba hacia abajo—en las Tablas 6 y 7.

Geotermometría por medio de granate y clinopiroxeno

La temperatura de equilibrio de las rocas en las que coexisten el granate y el clinopiroxeno (LP-3, LP-10, LP-25 y LP-24) puede ser estimada, utilizando el intercambio —*partitioning*— de Fe-Mg entre estas fases, mismo que está gobernado por el equilibrio siguiente:

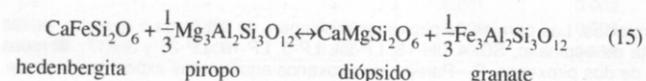


Tabla 11.- Ecuaciones de la constante de equilibrio para la reacción 3An = Grs + 2Sil + Qtz.

$$\text{A. } \ln K = \frac{5875}{T} - 16.512 + \frac{0.6544(P-1)}{T}$$

$$\text{B. } \ln K = \frac{5123 + 780}{T} - 16.02 + \frac{0.6565(P-1)}{T}$$

$$\text{C. } \ln K = \frac{3048}{T} - 15.05 + \frac{0.6565(P-1)}{T}$$

$$\text{D. } \ln K = \frac{4621}{T} - 15.49 + \frac{\Delta V^\circ(P-1)}{RT}$$

Unidades: calorías, bares y °K

Referencias:

- A. Ghent, 1976.
B. Schmid y Wood, 1976.
C. Schmid *et al.*, 1978.
D. Newton y Haselton, 1981.

El cambio del coeficiente de partición $K_{D(15)}$, con la temperatura, se ha utilizado extensamente en rocas máficas. Hensen (1973), Akella y Boyd (1974), Råheim y Green (1974), Wood (1976) y Ellis y Green (1979) llevaron a cabo trabajos experimentales, con el objeto de medir la variación de $K_{D(15)}$, en función de temperatura-presión-composición (P-T-X). La dependencia T-X para $K_{D(15)}$ también fue calculada por medio de técnicas de regresión lineal múltiple, utilizando las P-T inferidas para pares naturales de granate y clinopiroxeno (Dahl, 1980).

En los primeros ensayos experimentales (Hensen, 1973; Akella y Boyd, 1974), fueron utilizados granate y clinopiroxeno naturales. Estas investigaciones mostraron claramente la utilidad potencial de $K_{D(15)}$ como geotermómetro; sin embargo, en ninguno de estos trabajos se hizo experimentos reversibles. Råheim y Green (1974) calibraron este termómetro utilizando vidrio de composición toleítica como material inicial, y estos experimentos sí fueron invertidos y realizados en un margen amplio de P-T. La única variable de composición puesta a prueba fue el efecto de cambiar la relación Fe / (Fe + Mg), en la composición total, permitiendo establecer que $K_{D(15)}$ era independiente de los cambios de composición, en el intervalo $0.062 < \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}) < 0.85$. Asimismo, Råheim y Green (1974) evaluaron el efecto de la presión sobre $K_{D(15)}$, a partir de sus datos experimentales, obteniendo un valor $\Delta V^\circ = 2.357 \text{ cm}^3$, que no coincide con los obtenidos a partir de las constantes de las celdas unitarias (*unit cells*) de los miembros ideales puros (e.g., $\Delta V^\circ = 1.33 \text{ cm}^3$, Banno [1970]; $\Delta V^\circ = 0.91 \text{ cm}^3$, Takahashi y Liu [1970]). Vale la pena destacar que Råheim y Green (1974) enfatizaron que su ecuación para obtener la temperatura sólo podía ser válida para sistemas de composición basáltica, ya que el efecto de otros componentes, como CaO y Na₂O, era desconocido.

Wood (1976) efectuó varios experimentos con granate y clinopiroxeno naturales, de composición global ultramáfica. El resultado de su investigación fue una estimación nueva del ΔV° de la reacción (15), la cual fue del orden de 1 cm^3 .

Ellis y Green (1979) también realizaron trabajos experimentales sobre la reacción (15), utilizando como material inicial vidrio basáltico sintético—sistema CMFAS—con un contenido variable

Tabla 12.- Modelos de actividad utilizados para calcular la localización en un diagrama P-T de la línea de la reacción 3An = Grs + 2Sil + Qtz para la composición de LP-15.

$$\text{A. } \gamma_{\text{An}}^{\text{Pl}} = 1.276$$

$$\text{B. } \alpha_{\text{An}}^{\text{Pl}} = \frac{X_{\text{An}}(1+X_{\text{An}})^2}{4} \exp \left[\frac{(1-X_{\text{An}})^2}{RT} (2050 + 9392 X_{\text{An}}) \right]$$

$$\text{C. } \delta_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = \exp \left\{ \frac{1}{RT} \left[(X_{\text{Fe}}^2 + X_{\text{Mn}}^2) + 3.83 X_{\text{Mg}}^2 + 1.83 X_{\text{Mg}}(X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mn}}) + 2.00 (X_{\text{Fe}} \cdot X_{\text{Mn}}) \right] \right\}$$

$$\text{D. } \gamma_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = \exp \left\{ \frac{1}{RT} \left[0.95 (X_{\text{Fe}}^2 + X_{\text{Mn}}^2) + W_{\text{Ca-Mg}} X_{\text{Mg}}^2 + (W_{\text{Ca-Mg}} + 0.95) X_{\text{Mg}}(X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mn}}) + 1.9 X_{\text{Fe}} \cdot X_{\text{Mn}} \right] \right\}$$

$$\text{E. } \gamma_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = \exp \left\{ \frac{1}{RT} \left[(1 - X_{\text{Ca}})^2 (2.0 + 3.64 X_{\text{Ca}}) \right] \right\}$$

$$\text{F. } \gamma_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = \exp \left\{ \frac{1}{RT} \left[W_{\text{Ca-Mg}} (X_{\text{Mg}}^2 + X_{\text{Mg}} \cdot X_{\text{Fe}}) \right] \right\}$$

Referencias: A. Orville, 1972; B. Newton *et al.*, 1980; C. Ganguly y Kennedy, 1974; D. Hensen *et al.*, 1975, donde $W_{\text{Ca-Mg}} = 7460 - 4.3 T$ (°K); E. Newton *et al.*, 1977; F. Newton y Haselton, 1981, donde $W_{\text{Ca-Mg}} = 3300 - 1.5 T$ (°K).

de Mg / (Mg + Fe). Durante los experimentos, añadieron a las cargas cantidades variables de vidrio compuesto por CaAl₂SiO₆ o NaAlSi₂O₆, con el fin de probar los efectos de Na y Ca sobre $K_{D(15)}$. Estos investigadores encontraron que "en condiciones constantes de P-T, variaciones de hasta 30% mol de jadeita en el clinopiroxeno no afectan el K_D "; en cambio, observaron una dependencia considerable de $K_{D(15)}$ en el contenido de Ca en el granate; por tanto, concluyeron que el valor anómalamente grande de $\Delta V^\circ_{(15)}$, obtenido por Råheim y Green (1974), se debía a la substitución no ideal de Ca en el granate. La ecuación final para calcular la temperatura es la siguiente:

$$T [^\circ\text{C}] = \frac{3104 X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} + 3030 + 10.86 P (\text{kb})}{\ln K_{D(15)} + 1.9034} \quad (16)$$

Ellis y Green (1979) demostraron que tanto el granate como el clinopiroxeno eran soluciones sólidas no ideales; en consecuencia, el comportamiento no ideal de ambas soluciones sólidas, expresado únicamente en función de $X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}$, fue descrito como "una manera conveniente de representar el efecto neto de la influencia de las diferentes soluciones sólidas sobre K_D ". Estos autores también intentaron, aunque sin éxito, a partir de sus resultados,

calcular los parámetros de interacción (*Margules parameters*), para las soluciones sólidas involucradas; sin embargo, concluyeron que tanto la mezcla wolastonita-enstatita, como el diópsido-molécula de Tschermak en el clinopiroxeno, y la mezcla Ca-Mg en el granate, tenían efectos pronunciados en $K_{D(15)}$.

Una forma más teórica de calcular la dependencia de $K_{D(15)}$ como función de P-T-X fue adoptada por Ganguly (1978, 1979) y Dahl (1980). Ganguly (1978, 1979) formuló una ecuación empleando todos los datos termoquímicos disponibles, experimentales e inferidos para obtener ΔS° y ΔH° para la reacción (15); para calcular el efecto de la presión utilizó $\Delta V^\circ = 0.91 \text{ cm}^3$. Esta información fue empleada para obtener una línea en una gráfica ln K vs. 1/T que, después, fue comparada con una línea basada en los resultados experimentales de Wood (1976). Esta última línea se calculó con una expresión que incluía algunos de los parámetros de interacción no ideales para el granate y el clinopiroxeno, encontrándose que, utilizando la temperatura media de los datos experimentales de Wood (*op. cit.*), la pendiente de la línea, derivada de los datos termoquímicos, mostraba una excelente coincidencia notable con la deducida de los datos experimentales. Finalmente, Ganguly (1978, 1979), dando importancia al único dato de Wood (*op. cit.*) que sí había invertido, extrapoló

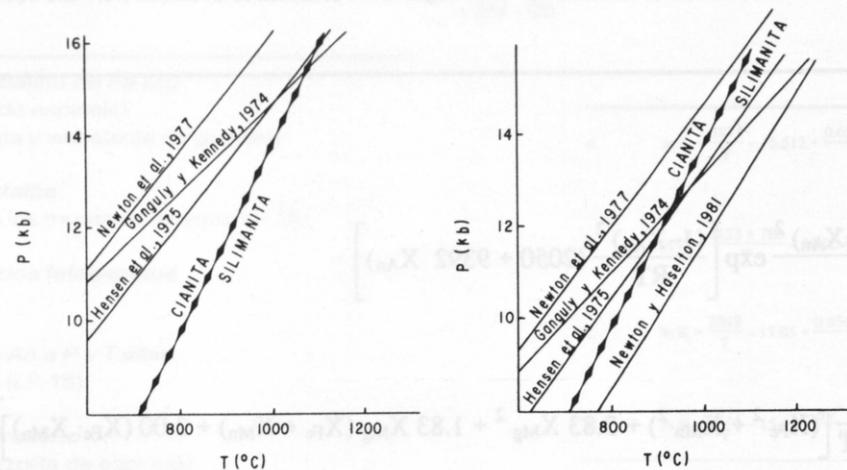


Figura 4.- Localización en diagrama P-T de la reacción $3An = Grs + 2Sil + Qtz$. La reacción fue calculada con la composición promedio de la muestra LP-15 y con diversas combinaciones de la ecuación de constante de equilibrio-modelos de actividad. A—Se utilizó la ecuación de constante de equilibrio de Schmid y colaboradores (1978), con los modelos de actividad señalados en cada línea. B—Se muestra la línea obtenida con el modelo de Newton y Haselton (1981) y las obtenidas con la ecuación de Schmid y Wood (1976) y los modelos de actividad señalados. Ambas gráficas incluyen la reacción cianita-silimanita de Holdaway (1971).

y ajustó la línea derivada de los datos experimentales, con la obtenida de la información termoquímica.

Ganguly (*op. cit.*) expresó la dependencia de composición de $K_{D(15)}$ por medio de una mezcla simétrica simple, en una solución sólida cuaternaria (granate). Para esto, utilizó los valores inferidos, obtenidos por Ganguly y Kennedy (1974), de los parámetros de interacción de las juntas binarias en el sistema cuaternario. El clinopiroxeno fue considerado como una solución sólida de seis miembros ideales; su comportamiento fue evaluado utilizando un modelo de mezcla simple. La conclusión del análisis de Ganguly (1978, 1979) es que el coeficiente de actividad (γ) del clinopiroxeno es afectado principalmente por la mezcla en el subsistema di-hd-jd; por tanto, al ignorarse las propiedades de mezcla de la jadeíta con otros miembros ideales del clinopiroxeno, el geotermómetro de Ganguly (*op. cit.*) sólo debe ser utilizado en el clinopiroxeno con un contenido bajo de Na.

La dependencia de composición de $K_{D(15)}$, en las rocas de las partes alta de la facies de anfibolita y baja de la de granulita, fue evaluada de un modo distinto por Dahl (1980), quien utilizó la composición de 13 pares de granate y clinopiroxeno coexistentes, los cuales provenían de dos áreas distintas de un mismo terreno metamórfico. Se supuso que los ejemplares provenientes de cada área se equilibrasen dentro de un margen reducido de P-T. La información química fue manejada con técnicas de regresión lineal múltiple, para obtener los parámetros de interacción en el granate, considerándose, además, que las propiedades de mezcla del clinopiroxeno estuvieran dominadas por el subsistema di-hd-jd (Ganguly, 1979). A partir de esto, Dahl (*op. cit.*) comentó que, en su estudio, los clinopiroxenos tenían un comportamiento casi ideal, ya que su contenido de Na era muy bajo; este argumento omitió claramente el parámetro de interacción di-hd, incluido en el modelo de Ganguly (*op. cit.*) de soluciones sólidas de clinopiroxeno. Dahl (1980) afirmó que su geotermómetro era el más apropiado para rocas de la parte alta de la facies de anfibolita y baja en granulita, puesto que proporcionaba las mejores temperaturas inferidas de las rocas de las dos áreas de donde provenían sus muestras. Su argumento es dudoso, puesto que utilizó el mismo conjunto de rocas para derivar y probar el modelo; por tanto, se desconocerá el valor real de su calibración, hasta no ser probado en un conjunto independiente.

La temperatura de equilibrio de los xenolitos con granate y clinopiroxeno fue calculada utilizando los termómetros descritos antes. Los resultados están resumidos en la Tabla 13. La temperatura fue estimada del modo siguiente: (a) Se supuso que todos los xenolitos se equilibraron a una presión de ± 15.5 kb y que todo el hierro presente en el clinopiroxeno estuviese en estado ferroso. (b) También fueron calculadas las temperaturas dentro del mismo margen de presión, pero utilizando valores nuevos de $K_{D(15)}$, incluyendo el contenido estimado de Fe^{3+} en el clinopiroxeno. Es evidente que la incertidumbre asociada a la presión (20-50°C por 5 kb) es fácilmente superada por aquella derivada del desconocimiento, casi completo, de la proporción $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ en el clinopiroxeno.

Tabla 13.- Resultados obtenidos con los geotermómetros de granate-piroxeno.

	LP-25	LP-24	LP-10	LP-3
$K_{D(15)}$	3.04 (3.49)	2.38 (3.49)	2.96 (4.22)	2.60 (2.98)
Råheim y Green, 1974	920 \pm 40 (875)	1013 \pm 40 (875)	930 \pm 40 (803)	980 \pm 40 (930)
Ganguly, 1979	1036 \pm 20 (984)	1114 \pm 20 (977)	1044 \pm 20 (985)	1085 \pm 20 (1020)
Ellis y Green, 1979	965 \pm 20 (909)	1050 \pm 20 (891)	970 \pm 20 (838)	1015 \pm 20 (958)
Dahl, 1980	1157 \pm 50 (999)	1400 \pm 50 (887)	1179 \pm 50 (821)	1036 \pm 50 (1109)

* Todas las temperaturas en °C a 15 kb. Las incertidumbres listadas corresponden a ± 5 kb. Los números entre paréntesis fueron calculados tomando en cuenta el contenido de Fe^{3+} en el clinopiroxeno.

La temperatura calculada, con la mayoría de las calibraciones de este termómetro, muestra relaciones que resultan ser sistemáticas entre sí. En la Figura 5 se puede observar que todas las gráficas, excepto una, tienden a ser lineales y a tener una pendiente cercana a 1. Es claro que en los xenolitos, el geotermómetro de Dahl (1980) da temperaturas demasiado elevadas. Tanto la incertidumbre de los términos de la ecuación de Dahl (*op. cit.*), que es de tal magnitud que la temperatura no pueda establecerse con una precisión mayor que $\pm 450^\circ C$; como el hecho de que el modelo del mismo autor (Dahl, *op. cit.*) no haya sido

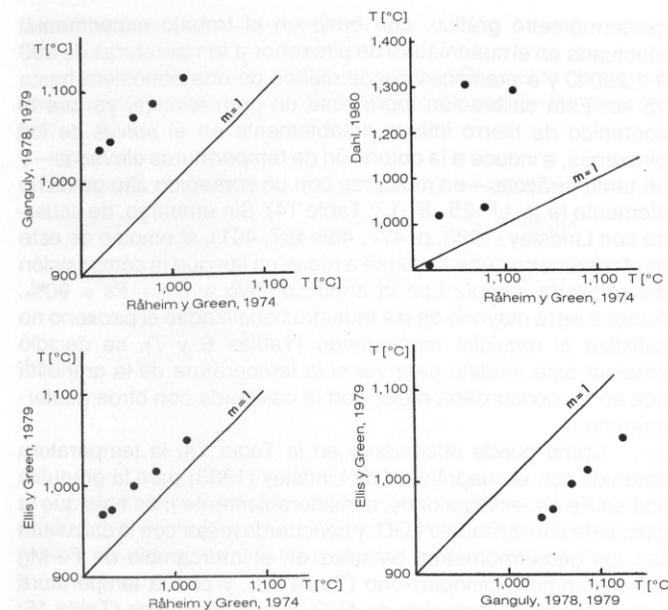


Figura 5.- Comparación entre las temperaturas ($^{\circ}C$) obtenidas con los diversos geotermómetros basados en el intercambio de Fe-Mg entre el granate y el clinopiroxeno.

probado con un conjunto independiente de rocas, son razones suficientes para ignorar estos resultados. La temperatura obtenida con los modelos de Råheim y Green (1974), Ellis y Green (1979) y Ganguly (1979) parece estar dentro de límites razonables; por lo cual el problema se reduce a decidir cuál de estos modelos proporciona una temperatura más real de equilibrio de los xenolitos. Como puede observarse en las descripciones de los termómetros hechas anteriormente, ninguno de ellos es, en sentido estricto, correcto. Resulta evidente que la calibración de Råheim y Green (1974) debe restringirse exclusivamente a rocas de composición basáltica, puesto que no se puede prever los cambios inducidos por las variaciones en los contenidos de Ca y Na en el sistema.

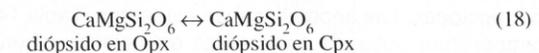
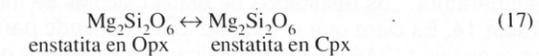
Los termómetros de Ganguly (1978) y Ellis y Green (*op. cit.*) incluyen modificaciones debidas al comportamiento no ideal del granate y del clinopiroxeno, dentro de las constantes ΔS° y ΔH° . Asimismo, hubo necesidad de expresar el carácter no ideal de las soluciones sólidas, en términos de sólo una de las variables de composición del granate. Ambos estudios proporcionaron información contradictoria acerca del papel que desempeñó el Na en la solución sólida del clinopiroxeno. Afortunadamente, todos los clinopiroxenos de los xenolitos estudiados tienen un contenido relativamente bajo en Na (Tabla 6).

Ganguly (*op. cit.*) utilizó algunos datos termoquímicos inferidos, lo cual añadió una gran incertidumbre a los términos ΔH° y ΔS° ; también empleó los resultados experimentales que no fueron inequívocamente revertidos —véase la discusión de los problemas de equilibrio relacionados con el uso de las mezclas experimentales en Råheim y Green (1974, p. 182)—permitiendo suponer que los resultados obtenidos con la calibración de Ellis y Green (1979) pudieran ser una aproximación mejor a la temperatura de equilibrio. Debe tenerse en cuenta que, si todo el hierro se encontrara en estado ferroso, la temperatura obtenida sería un límite superior y el aumento en Fe^{3+} podría producir un descenso brusco en la misma, como se observa en la muestra LP-10 (Tabla 13).

Temperaturas estimadas con el solvus de los piroxenos: junta di-en

Puede obtenerse un cálculo independiente de la temperatura de equilibrio, en este grupo de rocas, con este método. También se puede obtener la temperatura de las parejas de orto- y clinopiroxeno que están presentes en la lerzolitita y en la granulita de dos piroxenos.

La dependencia térmica de los equilibrios (17), o bien (18), ha sido utilizada extensamente para estimar la T en rocas que contengan orto- y clinopiroxeno:



Las primeras aplicaciones del equilibrio (17) en geotermometría (Davis y Boyd, 1966; Wood y Banno, 1973) estuvieron basadas en el trabajo experimental sin reversiones del "hueco de miscibilidad" (*miscibility gap*), obtenido por Davis y Boyd (*op. cit.*). Las relaciones sub-sólidas en el sistema fueron estudiadas nuevamente por varios investigadores (Nehru y Wyllie, 1974; Warner y Luth, 1974; Howells y O'Hara, 1975; Mori y Green, 1975; Lindsley y Dixon, 1976); sin embargo, sólo dos de estos trabajos indicaron haber intentado efectuar reversiones experimentales (Mori y Green, 1975; Lindsley y Dixon, 1976). Los geotermómetros basados en datos sin reversión proporcionan resultados dudosos (*e.g.*, Wood y Banno, 1973), ya que los valores ΔS° y ΔH° dependen absolutamente de la posición exacta del solvus; por este motivo, en este estudio sólo serán tomados en cuenta los termómetros basados en los datos experimentales de Lindsley y Dixon (1976), o bien, de Mori y Green (1976).

El problema mayor, relacionado con el uso del solvus de los piroxenos, reside en el carácter no ideal de ambas soluciones sólidas. Grover (1980), Lindsley (1980) y Lindsley y colaboradores (1981) presentaron revisiones críticas de los modelos que, hasta entonces, habían sido propuestos, sugiriendo un modelo termodinámico que, de aquí en adelante, será llamado modelo LGD, basado en los equilibrios (17) y (18). Este modelo es capaz de predecir los diagramas de fases—sistema CMS—de la junta diópsido-enstatita, en un margen amplio de temperatura y composición.

El modelo LGD es, sin lugar a duda, superior a las calibraciones anteriores; sin embargo, el uso de las ecuaciones LGD, para calcular la temperatura de equilibrio en piroxenos naturales, presenta serios problemas. Se ha hecho varias investigaciones para determinar la influencia de Al_2O_3 y FeO en el hueco de miscibilidad entre enstatita y diópsido, las cuales han demostrado que, a presión y temperatura constantes, y si se añade FeO al sistema CMS, el hueco de miscibilidad se contrae (Lindsley *et al.*, 1974; Mori y Green, 1978; Lindsley, 1980), produciendo una sobrestimación de la temperatura de equilibrio, que puede ser de varios cientos de grados celsius en ejemplares ricos en hierro.

El efecto de Al_2O_3 fue investigado por Mori y Green (1976) y Herzberg (1978a). Al añadirse aluminio al sistema CMS, el hueco de miscibilidad tiende a ampliarse, causando que las temperaturas sean subestimadas hasta por $150^\circ C$ (Herzberg, *op. cit.*), si no se añade una corrección por aluminio a los geotermómetros.

Otro problema derivado del empleo del modelo LGD se relaciona con el método utilizado para calcular las fracciones molares de enstatita y diópsido en el piroxeno. El método utilizado en esta investigación fue el propuesto por Wood y Banno (1973). Las fracciones molares obtenidas son pequeñas, especialmente

para el clinopiroxeno, ya que el contenido de otros componentes es relativamente alto. Por lo anterior, los valores fueron normalizados de tal manera que:

$$X_{di}^{Cpx} + X_{en}^{Cpx} = 1 \quad (19)$$

$$X_{di}^{Opx} + X_{en}^{Opx} = 1 \quad (20)$$

Los valores normalizados fueron empleados en las ecuaciones A y B, propuestas en el modelo LGD para estimar la temperatura. Los resultados de estos cálculos se muestra en la Tabla 14. Es claro que el modelo LGD, derivado para piroxenos en el sistema CMS, no pueda aplicarse a piroxenos naturales sin correcciones. Las anomalías más evidentes (Tabla 14) son: (a) la temperatura obtenida con ambas ecuaciones difiere hasta por 160°C para una misma roca, y (b) la temperatura obtenida para algunas de las granulitas máficas con granate—LP-3 y LP-25—y para la granulita con dos piroxenos—JH-17—parece ser demasiado alta.

Tabla 14.- Temperaturas obtenidas con los geotermómetros basados en el solvus de los piroxenos.

	TA	TB	TA-TB	TC	TO	TC-TO
JH-4	970	956	14	1240	900	340
JP-17	1071	995	76	1220	1000	220
SD-4 (I)	1191	1128	63	1300	1100	200
SD-15 (I)	998	991	07	1170	1000	170
SD-15 (II)	1053	972	81	1240	900	340
LP-24	959	1071	112	1050	1000	50
LP-25	1204	1148	56	1020	1000	20
JH-17	1561	1398	163	1020	1150	130
LP-3	1172	1142	30	1080	1000	80
LP-10	1051	1151	100	980	950	30
JH-18	1044	1055	11	1090	1050	40

Todas las temperaturas [°C] fueron calculadas con las ecuaciones LGD; TA y TB corresponden a los algoritmos A y B de LGD. P = 15 kb. La incertidumbre debida a la presión es de aproximadamente 15°C por kb. Las temperaturas fueron estimadas con el geotermómetro gráfico (10 kb) propuesto por Lindsley (1983). La composición de los pares coexistentes de clinopiroxeno y ortopiroxeno brindan dos temperaturas distintas (TC y TO, respectivamente). Las columnas |TA-TB| y |TC-TO| muestran el valor absoluto de la diferencia entre dichas temperaturas. (I)—lerzolita de espinela; (II)—websterita de espinela.

Aunque el modelo LGD reproduzca con éxito el diagrama de fases en el sistema CMS, por carecer de correcciones por el contenido de Fe y Al, no es un geotermómetro confiable para piroxenos complejos. Otros termómetros, basados en el solvus, que incluyen correcciones empíricas por el contenido de Fe (e.g., Wells, 1977), están basados en el sistema CMAS (Herzberg, 1978a; Mori, 1978), y tampoco son adecuados para calcular las temperaturas en sistemas complejos.

Puede esperarse una cancelación importante de los efectos del Fe y el Al en ejemplares con contenidos bajo de Fe y relativamente alto de Al. Por tanto, las temperaturas obtenidas con las ecuaciones LGD, para algunas de las lerzolititas de espinela, pudieran no estar muy alejadas de las temperaturas de equilibrio.

Temperaturas estimadas con el solvus de los piroxenos: cuadrilátero di-en-hd-fs

El solvus ortopiroxeno-clinopiroxeno en el sistema ternario $Ca_2Si_2O_6$ - $Mg_2Si_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$ puede emplearse para obtener una estimación independiente de la temperatura de equilibrio de rocas con dos o tres piroxenos, o la temperatura mínima en muestras con un solo piroxeno. Lindsley (1983) propuso un

geotermómetro gráfico, con base en el trabajo experimental efectuado en el cuadrilátero de piroxenos a temperaturas de 800 a 1,200°C y a presiones desde menos de una atmósfera hasta 15 kb. Esta calibración representa un gran avance, ya que el contenido de hierro influye notablemente en el solvus de los piroxenos, e induce a la obtención de temperaturas elevadas—y un tanto erráticas—en muestras con un contenido alto de dicho elemento (e.g., LP-25, JH-17; Tabla 14). Sin embargo, de acuerdo con Lindsley (1983, p. 477, 486-487, 491), el empleo de este geotermómetro debe limitarse a rocas en las que la composición del piroxeno cumpla con la condición $Wo + En + Fs > 90\%$. Aunque en la mayoría de las muestras analizadas el piroxeno no satisfizo el requisito mencionado (Tablas 6 y 7), se decidió emplear este modelo para ver si la temperatura de la granulita rica en Fe concordaba mejor con la calculada con otros geotermómetros.

Como puede observarse en la Tabla 14, la temperatura obtenida con el cuadrilátero de Lindsley (1983) para la granulita rica en Fe es, en ocasiones, considerablemente más baja que la calculada con el modelo LGD, y concuerda mejor con la calculada con los geotermómetros basados en el intercambio de Fe-Mg entre granate y clinopiroxeno (Tabla 13), y con la temperatura estimada con el contenido de Al_2O_3 en los piroxenos (Tabla 15; modelo de Perkins y Newton [1981]). Sin embargo, la temperatura obtenida con el cuadrilátero, para las lerzolititas de espinela, es considerablemente más alta que la obtenida con el modelo LGD y con los geotermómetros basados en el intercambio de Fe-Mg entre olivino y espinela (Tabla 16). Asimismo, el valor absoluto de la diferencia entre las temperaturas estimadas con base en la composición del ortopiroxeno y del clinopiroxeno (Tabla 14, TO, TC), es considerablemente grande. Se cree que estos problemas se deban, principalmente, a que el esquema propuesto por Lindsley y Anderson (1983) para calcular la actividad de wollastonita, enstatita y ferrosilita en piroxenos complejos, falle al corregir por el contenido relativamente alto de Al_2O_3 y Na_2O . Por tanto, se considera que, para la lerzolita, la temperatura calculada con el modelo LGD sea mejor.

LERZOLITA DE ESPINELA

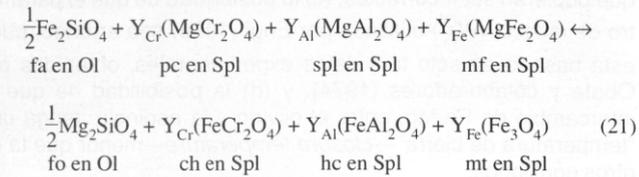
La lerzolita de espinela tiene la paragénesis $OI + Opx + Cpx + Spl \pm \text{anfíbol} \pm \text{flogopita}$. Su temperatura de equilibrio puede ser calculada por medio del solvus de los piroxenos, la dependencia térmica del intercambio de Fe-Mg entre el olivino y la espinela, y el contenido de aluminio en el orto- y el clinopiroxeno (Tabla 10). Hasta ahora, no existe un barómetro confiable para esta paragénesis. En el estudio presente, se considera que la presión mínima de equilibrio de la lerzolita de espinela se encuentre limitada por las presiones estimadas para los conjuntos félsicos de la base de la corteza (e.g., LP-15). El límite superior es proporcionado por la reacción química que conduce al cambio lerzolita de espinela-lerzolita de granate (Figura 2B).

El olivino y la espinela analizados con la microsonda carecen de zonación y son muy uniformes, de grano a grano, en una misma roca. La relación $Mg / (Mg + Fe)$ en el olivino cambia de 0.859 a 0.904. Los únicos elementos indicio que están presentes en cantidades apreciables en el olivino (Tabla 8) son Ni y Mn. El contenido de hierro ferroso y férrico en las espinelas fue calculado de manera que $Ti + Al + Cr + Fe^{3+} = 16/24$ del total de los cationes, tal como lo requiere la fórmula ideal de las espinelas.

La diferencia en composición más notable entre las espinelas se presenta en los xenolitos compuestos. Las espinelas de las lerzolititas son más ricas en Cr_2O_3 que las de las piroxenitas (Tabla 9).

Geotermometría con olivino y espinela

La temperatura de equilibrio en la lerzolita puede obtenerse con la dependencia térmica del intercambio de Fe-Mg descrito por:



donde:

$$Y_{Cr} = Cr / (Cr + Al + Fe^{3+})^{Spl} \quad (22)$$

$$Y_{Al} = Al / (Cr + Al + Fe^{3+})^{Spl} \quad (23)$$

$$Y_{Fe} = Fe^{3+} / (Cr + Al + Fe^{3+})^{Spl} \quad (24)$$

La primera versión de este termómetro, propuesto por Irvine (1965), fue desarrollada por Jackson (1969), quien supuso que ambas soluciones sólidas eran ideales y que, por tanto, $K_{(21)} = 1$ y

$$\Delta G_{(21)}^0 = -RT \ln K_{D(21)} = -RT \ln \left[\left(\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}} \right)^{Ol} \left(\frac{X_{Fe}}{X_{Mg}} \right)^{Spl} \right] \quad (25)$$

El valor de $\Delta G_{(21)}^0$ fue calculado por Jackson (op. cit.), utilizando valores elegidos entre las energías de formación de los elementos (ΔG_f^0) para los compuestos ideales de las soluciones sólidas. Las temperaturas obtenidas con la ecuación de Jackson (op. cit.) son aparentemente "estimaciones razonables" de las temperaturas de cristalización, a partir del magma—liquidus temperatures—de las rocas plutónicas del complejo de Stillwater. Sin embargo, Evans y Wright (1972) demostraron que esta calibración proporcionaba temperaturas mayores que 2,000°C, cuando se aplicaba a rocas volcánicas. Se cree que el origen de este error reside en la gran incertidumbre en los valores ΔG_f^0 , puesto que existe una gama amplia de éstos en la literatura.

Roeder y colaboradores (1979) utilizaron el mismo método de Jackson (1969), con la única diferencia de que adoptaron un valor distinto de ΔG_f^0 de la cromita. La temperatura calculada con su calibración era aparentemente razonable para conjuntos volcánicos; sin embargo, para rocas provenientes de cuerpos gabroicos bandeados, dio una temperatura considerada muy baja. Roeder y colaboradores (op. cit.) interpretaron esta temperatura como el producto de reequilibrio debajo del solidus; tratando de probar esta hipótesis mediante experimentos en los que utilizaron muestras de roca natural sin triturar. El valor del geotermómetro de Roeder y colaboradores (op. cit.) fue puesto en tela de juicio por Engi y Evans (1980), quienes argumentaron, por un lado, que la selección de un nuevo valor de ΔG_f^0 para la cromita había sido arbitraria, y, por el otro, que los resultados de los experimentos tenían un valor dudoso, puesto que no habían sido invertidos.

Evans y Frost (1975) utilizaron la temperatura de equilibrio inferida (~700°C) para pares metamórficos de olivino-espinela. La composición de la espinela en dichas muestras se encuentra en—o muy cerca—de la junta binaria espinela (sensu stricto, $MgAl_2O_4$)-cromita. También se utilizó la temperatura de cristalización (~1,200°C) de parejas provenientes de fragmentos de pómez de Kilauea Iki. Con esta información, fueron calculadas las isothermas a 1,200 y 700°C en un diagrama $\ln K_{D(21)}$ vs. $Cr / (Cr + Al)$.

Las isothermas entre 1,200 y 700°C fueron espaciadas proporcionalmente a $1/T$ —suponiendo que $\Delta H_{(21)}^0$ sea inde-

pendiente de la temperatura. Al elaborar este termómetro, Evans y Frost (op. cit.) encontraron evidencias de comportamiento no ideal en cualquiera—¿o en ambas?—de las soluciones sólidas.

El valor del modelo de Evans y Frost (1975) depende de las temperaturas inferidas para los pares de olivino-espinela, utilizados para calcular las isothermas. Si se compara con calibraciones anteriores, parece proporcionar mejores resultados, ya que las temperaturas calculadas con él, para muestras provenientes de gabros bandeados, están entre las obtenidas para rocas metamórficas y volcánicas.

Fabriès (1979) utilizó un método muy similar al de Evans y Frost (op. cit.) para calibrar el mismo termómetro. La única diferencia con sus predecesores es que empleó un conjunto distinto de pares de olivino-espinela. Una comparación entre las isothermas obtenidas en ambos estudios (Figura 6) muestra que, para un valor dado de K_D , cuando el contenido de $Cr / (Cr + Al)$ es bajo, el termómetro de Fabriès (op. cit.) tiende a proporcionar temperaturas más altas que el de Evans y Frost (op. cit.). Ambos termómetros proporcionarán temperaturas idénticas cuando el valor de $Cr / (Cr + Al) \approx 0.45$.

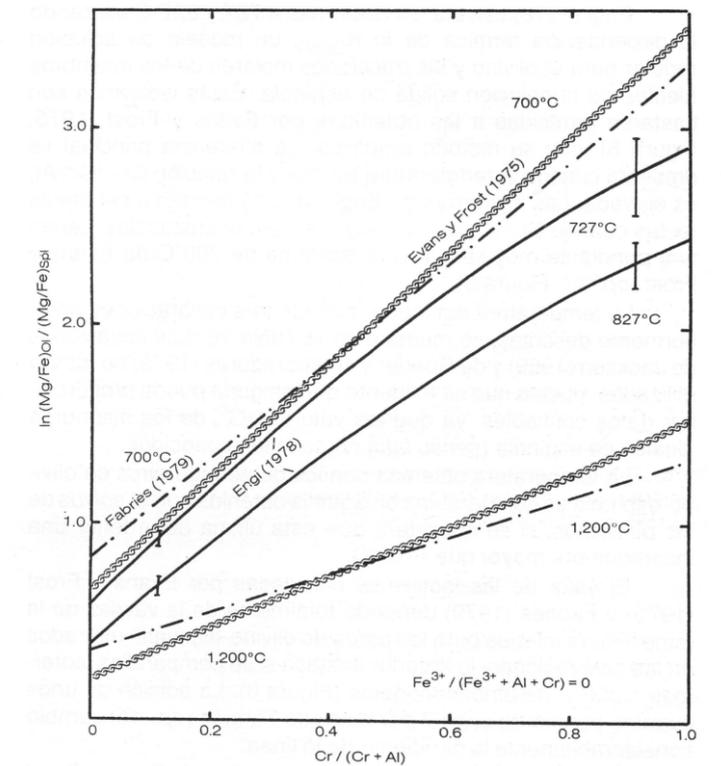
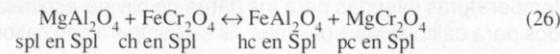


Figura 6.- Comparación gráfica entre las isothermas obtenidas experimentalmente por Engi (1978), y las calculadas con base en datos empíricos (Evans y Frost, 1975; Fabriès, 1979). Modificado de Engi (op. cit.).

Engi (1978) y Fujii (1977) llevaron a cabo trabajos experimentales para calibrar la dependencia térmica de $\ln K_{D(21)}$. Estas investigaciones rindieron resultados conflictivos; sin embargo, la información de Engi (op. cit.) es más confiable, ya que este autor invirtió claramente sus experimentos. En cambio, Fujii (1977) no lo hizo y sus resultados tampoco concuerdan con las calibraciones empíricas descritas arriba.

El modelo termodinámico utilizado por Engi (1978) para calcular las isothermas de su termómetro es distinto del utilizado previamente, pues consideró a la solución sólida de olivino como

no ideal. También las fracciones molares de hc, spl, ch y pc fueron calculadas de una manera diferente; se consideró que la distribución de especies en la solución ternaria recíproca estaba gobernada por

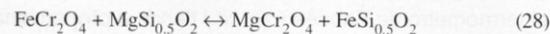


De esta manera, el equilibrio interno en la solución sólida de espinela fue tomado en cuenta al momento de calcular las fracciones molares.

En su trabajo experimental, Engi (*op. cit.*) investigó los equilibrios:



y



que pueden ser utilizados para obtener:



Engi (1978) calculó las isothermas a 727 y 827°C utilizando la dependencia térmica de $\ln K_{D(29)}$, un modelo de solución regular para el olivino y las fracciones molares de los miembros ideales de la solución sólida de espinela. Estas isothermas son bastante parecidas a las obtenidas por Evans y Frost (1975; Figura 6), con su método empírico. La diferencia principal se presenta cuando la temperatura es alta y la relación $\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$ es elevada. Las isothermas de Engi (*op. cit.*) tienden a ser líneas rectas cuando $\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) < 0.4$; en estas circunstancias, tienen una pendiente muy similar a la isoterma de 700°C de Evans y Frost (*op. cit.*; Figura 6).

La temperatura estimada, con las tres calibraciones anteriormente descritas, se muestra en la Tabla 16. Las ecuaciones de Jackson (1969) y de Roeder y colaboradores (1979) no fueron utilizadas, puesto que es evidente que ninguna puede proporcionar datos confiables, ya que los valores ΔG_f° de los miembros ideales de espinela (*sensu lato*) no son bien conocidos.

La temperatura obtenida con los geotermómetros de olivino-espinela es comparable con aquélla obtenida con el *solvus* de los piroxenos, si se considera que esta última debe tener una incertidumbre mayor que $\pm 100^\circ\text{C}$.

El valor de las isothermas calculadas por Evans y Frost (1975) y Fabriès (1979) depende totalmente de la validez de la temperatura inferida para los pares de olivino-espinela, utilizados en las calibraciones; lo anterior destaca si se compara las isothermas 1,200°C de ambos modelos (Figura 6). La adición de unos cuantos puntos de control por parte de Fabriès (*op. cit.*) cambió considerablemente la pendiente de la línea.

Cuando la temperatura es baja, el modelo de Evans y Frost (*op. cit.*) es considerado como mejor que el de Fabriès (*op. cit.*), puesto que existe una coincidencia notable entre el primero y los resultados experimentales—723°C—de Engi (1978). Cuando la temperatura es elevada, los datos experimentales de Siggurdsson y Mathez (*in Engi, op. cit.*) sugieren que las pendientes de las isothermas de temperatura alta pudieran ser mayores que las propuestas por Evans y Frost (1975).

Los resultados obtenidos con el termómetro de Engi (1978) son considerados los más confiables que pueden obtenerse con el termómetro de olivino-espinela. Sin embargo, se debe tener presente que su precisión, seguramente, es menor que aquélla sugerida por las "barras de error"—*error bars*—que Engi (*op. cit.*) dio a sus isothermas (Figura 6). Este aumento de la incertidumbre parte de los siguientes puntos: (a) el desconocimiento de la

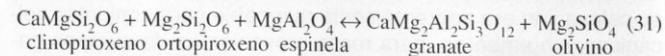
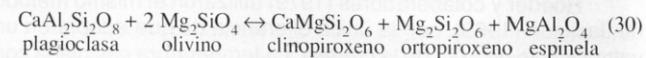
relación $\text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ en la espinela; (b) la precisión de la corrección de Irvine (1965) por el contenido de Fe^{3+} en la espinela, puesto que este procedimiento, en el mejor de los casos, es una aproximación, ya que no toma en cuenta problemas de no idealidad y de equilibrio interno, y está basado en valores de ΔG_f° que pudieran ser incorrectos; (c) la posibilidad de que el parámetro de mezcla (W_G^{Ol}) utilizado por Engi (1978) sea erróneo, pues está basado en sólo tres datos experimentales, obtenidos por Obata y colaboradores (1974); y (d) la posibilidad de que el intercambio de Fe-Mg, entre el olivino y la espinela, tenga una "temperatura de cierre"—*closure temperature*—menor que la de otros equilibrios.

El contenido de Al_2O_3 en los piroxenos como un indicador de las condiciones de equilibrio

Se considera que, en rocas de composición básica y ultra-básica, el contenido de Al_2O_3 en orto- y clinopiroxeno sea un indicador sensible de las condiciones de equilibrio (*e.g.*, Obata, 1976; Evans, 1977; Herzberg, 1978a; Gasparik y Lindsley, 1981). El número mínimo de fases mineralógicas requerido para estimar la P, o bien la T, es variable, puesto que hay diversos equilibrios divariantes que controlan el contenido de $\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$ y $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ en los piroxenos (Tabla 10).

La Tabla 10 muestra que, por este método, es posible obtener estimaciones independientes, ya sea de P o T, para rocas con distintas paragénesis. Una lista de los equilibrios químicos pertinentes fue proporcionada por Evans (1977).

Los equilibrios químicos divariantes, que controlan el contenido de Al_2O_3 en los piroxenos, han sido utilizados por varios investigadores (Wood y Banno, 1973; Mac Gregor, 1974; Danckwerth y Newton, 1978; Herzberg, 1978a, 1978b; Gasparik y Lindsley, 1981; Perkins y Newton, 1981, etc.), junto con datos experimentales y modelos de mezcla para las soluciones sólidas de interés, en los diversos campos definidos en diagrama P-T (Figura 2) por las reacciones (1), (30) y (31). Una extensa revisión crítica de los modelos propuestos fue proporcionada por Gasparik y Lindsley (1981).



Algunas calibraciones recientes de estos geotermómetros fueron utilizadas en esta investigación, evitando los modelos basados en datos experimentales no invertidos (*e.g.*, el geotermómetro de Mac Gregor [1974] para lertzolita de espinela).

Los resultados obtenidos con los modelos propuestos por Wood (1974), Obata (1976), Herzberg (1978a, 1978b) y Perkins y Newton (1981) están resumidos en la Tabla 15 y en la Figura 7.

El contenido de Al_2O_3 en paragénesis con granate fue utilizado de dos formas distintas; los modelos de Wood (*op. cit.*) y de Herzberg (*op. cit.*) fueron empleados para calcular las presiones de equilibrio. Se encontró que ambos modelos sólo eran ligeramente dependientes de la presión, puesto que variaciones relativamente pequeñas ($\pm 100^\circ\text{C}$) en las temperaturas producían incertidumbres muy grandes (± 4.5 kb para el modelo de Wood [1974] y ± 6 kb para el de Herzberg [1978a, 1978b]); por tanto, se decidió utilizar el modelo de Perkins y Newton (*op. cit.*) para estimar la temperatura, en lugar de la presión. Los resultados obtenidos concuerdan ampliamente con otras estimaciones independientes de la temperatura de equilibrio (*e.g.*, con los resultados obtenidos con el termómetro de Ellis y Green [1979];

Tabla 15.- Presiones y temperaturas obtenidas con base en el contenido de alúmina en los piroxenos.

	(a) Paragénesis con granate			
	LP-25	LP-24	LP-10	LP-3
Wood, 1974 ¹ (Opx)	16 kb @ 965°C	15.7 kb @ 1050°C	14.6 kb @ 970°C	14.8 kb @ 1000°C
Herzberg, 1978 ² (Cpx)	11 kb @ 965°C	12 kb @ 1050°C	15.6 kb @ 970°C	12.5 kb @ 1000°C
Perkins-Newton, 1980 ³ (Opx - Cpx)	942°C @ 15 kb	941°C @ 15 kb	923°C @ 15 kb	955°C @ 15 kb
	(b) Lertzolita de espinela			
	JH-4	JP-17	SD-4	SD-15
Obata, 1976 ⁴ (Opx)	1030°C	1075°C	1175°C	975°C
Herzberg, 1978a ⁴ (Cpx)	1000°C	1000°C	1000°C	1000°C
	(c) Gabro de espinela (JH-18)			
Herzberg, 1978 ⁵ (Cpx)	T = 1000 ± 50°C; P = 10 ± 2 kb			
Obata, 1976 ⁵ (Opx)	T = 1240 ± 100°C; P = 11 ± 2 kb			

¹ Incertidumbre debida a la temperatura: ± 4.5 kb por cada 100°C.

² ± 6 kb por cada 100°C.

³ En vista de la magnitud de la incertidumbre en la estimación de la presión, se decidió utilizar este modelo como un geotermómetro. Un intervalo de presiones de 5 kb produce una incertidumbre de $\pm 80^\circ\text{C}$.

⁴ Se supone que el contenido de Al_2O_3 es independiente de la presión.

⁵ No existen estimaciones independientes de P o T; sin embargo, el contenido de Al_2O_3 parece establecer un buen control a la estimación de P-T.

Tabla 13). La incertidumbre—derivada únicamente de la presión—para el modelo de Perkins y Newton (1981), es más bien pequeña ($\pm 80^\circ\text{C} / 5$ kb).

Los resultados obtenidos con las "isopleths" (*isopleths*) de Al_2O_3 obtenidas por Herzberg (1978a, 1978b) en el campo de las lertzolitas de espinela, indican que estas rocas pudieron equilibrarse a una temperatura que oscila entre 900 y 1,175°C. Estos resultados concuerdan con los obtenidos en el *solvus* del piroxeno (Tabla 14), pero son distintos de los obtenidos con el intercambio de Fe-Mg entre el olivino y la espinela (Tabla 16). Otros autores (*e.g.*, Henry y Medaris, 1980) que han utilizado diversos geotermómetros para estimar la temperatura en lertzolita de espinela, han observado que es común que el geotermómetro de olivino-espinela proporcione temperaturas menores. Esto se ha atribuido a que el intercambio de Fe-Mg continúa, mientras que las rocas se enfrían (Engi y Evans, 1980; Fabriès, 1979; Henry y Medaris, 1980).

El contenido de Al_2O_3 en los piroxenos de JH-18 proporciona una estimación aproximada de la presión y la temperatura. Esto se debe a que el campo de gabro de espinela es relativamente reducido para la composición del piroxeno de JH-18 (Cats $\approx 10\%$) y la pendiente pequeña que presentan las isopleths. El contenido de $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_6$ en el clinopiroxeno (Figura 7) sugiere que JH-18 se equilibrara a una presión en el intervalo de 8-12 kb y a una temperatura entre 950 y 1,050°C. La cantidad de aluminio en el ortopiroxeno sugiere una presión entre 9 y 13 kb y una temperatura entre 1,140 y 1,340°C (Tabla 15); sin embargo, debe recordarse que el modelo de Herzberg (1978a, 1978b) está basado en datos experimentales en el sistema simplificado CMAS y en modelos de solución sólida, relativamente simples. En esta investigación, se ha mostrado que el comportamiento de los piroxenos depende, básicamente, del contenido de Fe en el

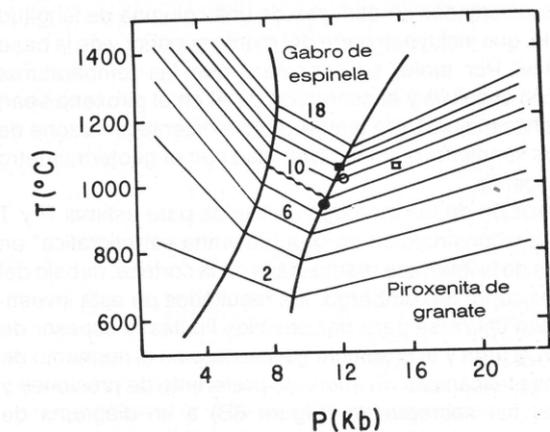
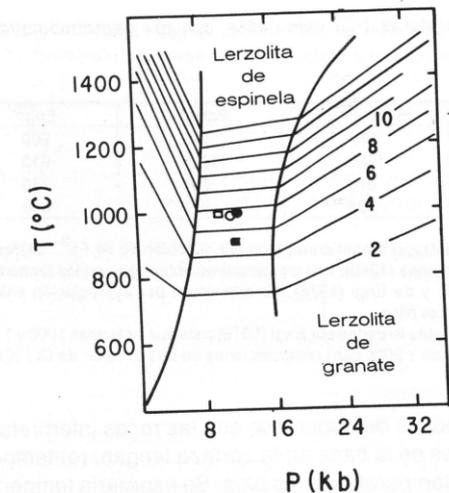


Figura 7.- Estimaciones de la temperatura y la presión, utilizando la solubilidad de Al_2O_3 en los piroxenos. Las isopleths en ambas gráficas representan $X_{\text{Cats}}^{\text{Cpx}}$ (Herzberg, 1978). A—Lertzolita de espinela. B—Gabro de espinela, piroxenita de granate y granulita de dos piroxenos y granate.

sistema. Por tanto, estos resultados deben ser tratados como aproximaciones burdas.

Los resultados consignados por Green y Butler (1979), sobre la presión de equilibrio de la lertzolita de espinela de La Joya Honda, son discutibles, pues estos autores utilizaron el geobarómetro de Mac Gregor (1974). Ya se demostró que la pendiente de las isopleths de Al, en el campo de la lertzolita de espinela, es completamente distinta a la pendiente obtenida por Mac Gregor (*op. cit.*).

CONCLUSIONES

La Figura 8A muestra que los xenolitos parecen haberse incorporado en el magma, en una zona donde la temperatura oscilaba entre 900 y 1,100°C y la presión entre 10 y 16 kb. El intervalo de temperaturas mostrado en la Figura 8A es considerablemente mayor, debido a los datos obtenidos con el geotermómetro de Engi (1978); sin embargo, se sugirió, con base en datos experimentales, que el intercambio de Fe-Mg entre el olivino y la espinela, tenga una "temperatura de cierre" menor que la de otros geotermómetros. También puede presentarse el argumento de que posiblemente la lertzolita de espinela represente el manto

Tabla 16.- Temperaturas [°C] calculadas con los geotermómetros de olivino-espinela¹.

	Evans-Frost	Fabriès	Engi ²
JH-4	980	923	900
SD-4	1000	1025	910
SD-15	870	964	780
JP-17	880	917	800

¹Todos los valores de $K_{D(21)}$ fueron corregidos por el contenido de Fe^{3+} utilizando el método propuesto por Irvine (1965). Las temperaturas obtenidas con los termómetros de Evans-Frost (1975) y de Engi (1978), se obtuvieron por interpolación entre las isotermas propuestas por ellos.

²Las barras de error (Figura 6) dadas por Engi (1978) para sus isotermas 1000 y 1100°K dan una incertidumbre de $\pm 20^\circ K$ para composiciones en que el valor de $Cr / (Cr + Al)$ es bajo.

superior. Por tanto, es de esperarse que las rocas interpretadas como provenientes de la base de la corteza tengan: (a) temperatura similar, o (b) temperatura más baja. Se esperaría temperaturas parecidas en ambos tipos de xenolitos, si éstos procediesen de la interfase manto-corteza. Podría esperarse temperaturas más bajas en las muestras corticales—e.g., LP-15—si el conjunto de xenolitos estudiados se derivase de una columna de longitud considerable, que incluyese parte del manto superior y de la base de la corteza. Por tanto, se considera que las temperaturas obtenidas con el *solvus* y el contenido de Al en el piroxeno sean aproximaciones mejores a la temperatura existente en la zona de origen de los xenolitos, que las obtenidas con el geotermómetro de olivino-espinela.

La precisión de los métodos utilizados para estimar P y T no permite la reconstrucción de una "columna estratigráfica" en las cercanías de la interfase manto-base de la corteza, debajo del Altiplano Mexicano. Sin embargo, los resultados de esta investigación pueden utilizarse para dar posibles límites al espesor de la corteza en el área y al gradiente geotérmico en el momento de las erupciones volcánicas. El intervalo preferente de presiones y temperaturas fue sobrepuesto (Figura 8B) a un diagrama de profundidad-presión, que muestra los gradientes geotérmicos calculados por Blackwell (1971), para varias regiones de los Estados Unidos de América. En la Figura 8B puede observarse que el gradiente geotérmico para el Altiplano Mexicano es similar al de la provincia de Sierras y Cuencas. Si los xenolitos realmente son muestras de la base de la corteza y de la parte superior del manto, el Moho debajo del área deberá estar situado—suponiendo un peso específico promedio para la corteza de $3 g/cm^3$ —entre 33 y 46 km de profundidad.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo está basado en la tesis que el autor presentó en la Universidad de Oregon, para obtener el grado de Doctor en Filosofía. El Dr. Jack M. Rice, director de la tesis, fue un guía firme y seguro en la investigación. El Dr. Gordon Goles, el Dr. Allan Kays y el Dr. O.H. Griffith fueron miembros del comité de tesis, e hicieron correcciones útiles que enriquecieron este artículo.

Las instituciones siguientes brindaron apoyo financiero: National Science Foundation (subvención EAR-79228877, al Dr. Jack M. Rice), Consejo de Recursos Minerales, Geological Society of America y Sigma Xi. La Universidad Autónoma de San Luis Potosí proporcionó un vehículo de campo durante el verano de 1979. Por último, y no por ello menos importante, el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología sostuvo los estudios de posgrado del autor.

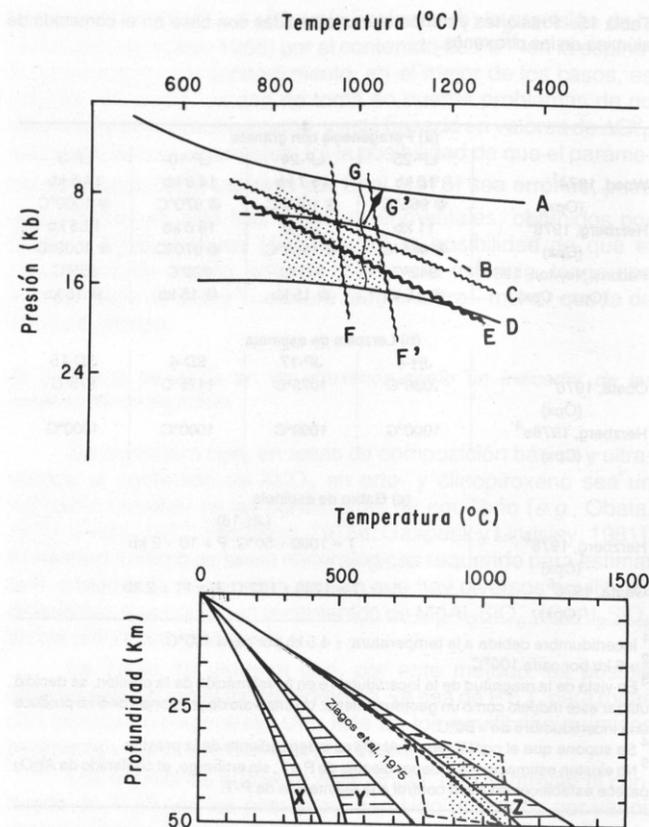


Figura 8.- Resumen de los resultados obtenidos. A—Mediante el área punteada, se muestra el posible intervalo de P-T de equilibrio del conjunto de xenolitos. Este intervalo fue definido con base en los equilibrios químicos siguientes: (a) $An + Fo = Di + En + Spl$ (CMAS); (b) $An + En + Di + Spl = Grt$ (CMAS); (c) $3An = Gros + 2Sil + Qtz$ (LP-15); (d) $Cpx + Opx + Spl = Grt + Fo$ (CMAS); (e) $Sil = Cianita$ (Holdaway, 1971); (f) $Hd + Pi = Di + Al$ (LP-25); (g) $Hd + Pi = Di + Al$ (LP-24); (h) Cats en la lherzolita de espinela; (i) Cats en JH-18. El límite inferior de la temperatura fue ampliado, para incluir los resultados obtenidos con el geotermómetro de Engi (1978). B—El área punteada muestra el intervalo de temperatura y presión preferido (véase Conclusiones), sobrepuesto a los gradientes geotérmicos calculados por Blackwell (1971) para la Sierra Nevada (X), oriente de los Estados Unidos de América (Y) y la provincia de Sierras y Cuencas (Z). También se muestra el gradiente geotérmico de la región, calculado por Ziagos y colaboradores (1985), con base en el flujo térmico superficial.

Helen Lang, Steven Goldberg, John Chambers y Calvin Barnes proporcionaron estudios inéditos, referentes a la evaluación de varios geotermómetros.

Una primera versión de este artículo fue escrita cuando el autor trabajaba en la Universidad Autónoma de Baja California Sur. La versión final fue redactada en la Estación Regional del Centro del Instituto de Geología de la UNAM.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Akella, J., y Boyd, F.R., 1974, Petrogenetic grid for garnet peridotites: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 73, p. 269-273.
 Albee, A.L., y Ray, L., 1970, Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulphates: Anal. Chemistry, v. 42, p. 405-421.
 Aranda-Gómez, J.J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central Mexico: Eugene, University of Oregon, disertación doctoral, 236 p. (inédita).
 Aranda-Gómez, J.J., y Labarthe-Hernández, Guillermo, 1977, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S.L.P.: Universidad Autónoma

- de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 53, p. 33-58.
 Aranda-Gómez, J.J., y Luhr, J.F., 1986, Spinel lherzolite-bearing basic volcanic centers of late-Quaternary age from San Luis Potosí, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 528 (resumen).
 Aranda-Gómez, J.J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1987, Mantle xenoliths in Mexico, in Nixon, P.H., ed., Mantle xenoliths: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 75-84.
 Aranda-Gómez, J.J.; Aranda-Gómez, J.M.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 33-45.
 Aranda-Gómez, J.J.; Luhr, J.F.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1993 [este número], Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, pte. 2, p. 23-36.
 Aranda-Gómez, J.J.; Luhr, J.F.; y Pier, J.G., 1993 [este número], Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, pte. 1, p. 1-22.
 Banno, Schoehei, 1970, Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin: Phys. Earth Planet Int., v. 3, p. 405-421.
 Barth, T.F.W., 1951, The feldspars geologic thermometers: Neues Jahrbuch für Mineralogie, v. 82, p. 143-154.
 Bence, A.E., y Albee, A.L., 1968, Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides: Journal of Geology, v. 76, p. 382-403.
 Blackwell, D.D., 1971, The thermal structure of the continental crust: Geophys. Monograph, v. 14, p. 169-183.
 Bohlen, S.R., y Essene, E.J., 1977, Feldspar and oxide thermometry of granulites in the Adirondack Highlands: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 62, p. 153-169.
 Bohlen, S.R.; Essene, E.J.; y Hoffman, K.S., 1980, Update on feldspar and oxide thermometry in the Adirondack Mountains, New York: Geological Society of America Bulletin, v. 91, p. 110-113.
 Brown, W.L., y Parsons, I., 1981, Towards a more practical two feldspar geothermometer: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 76, p. 369-377.
 Buddington, A.F., y Lindsley, D.H., 1964, Iron-titanium oxides and their synthetic equivalents: Journal of Petrology, v. 5, p. 310-357.
 Dahl, P.S., 1980, The thermal-compositional dependence of Fe-Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene; applications to geothermometry: American Mineralogist, v. 65, p. 854-866.
 Danckwirth, P.A., y Newton, R.C., 1978, Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite reaction in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ in the range $900^\circ C-1100^\circ C$ and Al_2O_3 isopleths of enstatite in the spinel field: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 66, p. 189-201.
 Davis, B.T.C., y Boyd, F.R., 1966, The join $Mg_2Si_2O_6-CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars and its application to pyroxene from kimberlites: Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 483-487.
 Ellis, D.J., y Green, D.H., 1979, An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 71, p. 13-22.
 Engi, M., 1978, Mg-Fe exchange among Al-Cr spinel, olivine, orthopyroxene, and cordierite: Zurich, E. T. H., disertación doctoral núm. 6256, 95 p. (inédita).
 Engi, M., y Evans, B.W., 1980, A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer—discussion: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 73, p. 201-203.
 Evans, B.W., 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 5, p. 397-447.
 Evans, B.W., y Frost, B.R., 1975, Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 39, p. 959-972.
 Evans, B.W., y Wright, T.L., 1972, Composition of liquidus chromite from the 1959 (Kilauea Iki) and 1965 (Makeopuhii) eruptions of the Kilauea volcano: American Mineralogist, v. 57, p. 217-230.

- Fabriès, J., 1979, Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 69, p. 329-336.
 Forbes, R.B., y Kuno, H., 1967, Peridotite inclusions and basaltic host rocks, in Wyllie, P.J., ed., Ultramafic and related rocks: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 328-336.
 Fujii, Toshitsugu, 1977, Solubility of Al_2O_3 in enstatite coexisting with forsterite and spinel: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 75, p. 566-571.
 Ganguly, J., 1978, Garnet solid solution and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 59, p. 395.
 ———, 1979, Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 43, p. 1021-1029.
 Ganguly, J., y Kennedy, G.C., 1974, The energetics of natural garnet solid solution; pt. 1, Mixing of the aluminosilicate end members: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 48, p. 137-148.
 Gaskin, B.J.; Butler, J.C.; y Gaskin, W.A., 1973, Geology of the Xalapasco de La Joya crater: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 5, p. 631-632 (resumen).
 Gasparik, T., y Lindsley, D.H., 1980, Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions, in Prewitt, C.T., ed., Pyroxenes: Reviews in Mineralogy, v. 7, p. 309-339.
 Ghent, E.D., 1976, Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz—a potential geobarometer-geothermometer: American Mineralogist, v. 61, p. 710-714.
 Goldsmith, J.R., 1980, Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures: American Mineralogist, v. 65, p. 874-885.
 Gómez-Morán, C., y Elthon, Don, 1986, Composition and equilibration conditions of lower crust under Xalapasco de La Joya (State of San Luis Potosí, Mexico): Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 618 (resumen).
 Gordon, T.M., 1977, Derivation of internally consistent thermochemical data from phase equilibrium experiments using linear programming, in Greenwood, H.J., Short course in application of thermodynamics to petrology and ore deposits: Toronto, Mineralogical Association of Canada, p. 185-198.
 Greene, G.M., 1975, The geochemistry of spinel lherzolites from Xalapasco de La Joya in San Luis Potosí, Mexico: Houston, University of Houston, tesis de maestría, 43 p. (inédita).
 Greene, G.M., y Butler, J.C., 1979, Spinel lherzolites from Xalapasco de La Joya, San Luis Potosí, SLP, Mexico: Mineralogical Magazine, v. 43, p. 483-486.
 Grover, J.E., 1980, Thermodynamics of pyroxenes, in Prewitt, C.T., ed., Pyroxenes: Reviews in Mineralogy, v. 7, p. 341-417.
 Hariya, Y., y Kennedy, G.C., 1968, Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature: American Journal of Science, v. 266, p. 193-203.
 Hays, J.F., 1966, Lime-alumina-silica: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 65, p. 234-239.
 Henry, D.J., y Medaris, Jr., L.G., 1980, Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon: American Journal of Science, v. 280-A, p. 211-231.
 Hensen, B.J., 1973, Pyroxene and garnets as geothermometers and geobarometers: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 72, p. 527-534.
 Hensen, B.J.; Schmid, R.; y Wood, B.J., 1975, Activity composition relations for pyrope-grossular garnet: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 51, p. 161-166.
 Herzberg, C.T., 1978a, Pyroxene geothermometry and geobarometry and thermodynamic evaluation of some sub-solidus phase relations involving pyroxenes in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, p. 945-957.
 ———, 1978b, The bearing of phase equilibria in simple and complex systems on the origin and evolution of some well-documented garnet websterites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 66, p. 375-382.
 Holdaway, M.J., 1971, Stability of andalusite and the aluminosilicate phase diagram: American Journal of Science, v. 271, p. 97-131.

- Howells, S., y O'Hara, M.J., 1975, Paleogeotherms and the diopside-enstatite solvus: *Nature*, v. 254, p. 406-408.
- Irvine, T.N., 1965, Chromian spinel as a petrogenetic indicator; pt. 1, Theory: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 2, p. 648-672.
- Jackson, E.D., 1969, Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex: *Economic Geology Monograph* 4, p. 41-71.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, 1978, Algunos xalapascos en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 58, 17 p.
- Lindsley, D.H., 1980, Phase equilibria of pyroxenes at pressures of 1 atmosphere, in Prewitt, C.T., ed., *Pyroxenes: Reviews in Mineralogy*, v. 7, p. 289-307.
- 1983, Pyroxene thermometry: *American Mineralogist*, v. 68, p. 477-493.
- Lindsley, D.H., y Andersen, D.J., 1983, A two-pyroxene thermometer: *Journal of Geophysical Research, Proceedings of the 13th Lunar and Planetary Science Conference*, pte. 2, v. 88, Supplement, p. A887-A906.
- Lindsley, D.H., y Dixon, S.A., 1976, Diopside-enstatite equilibria at 850 to 1400°C, 5 to 35 kb: *American Journal of Science*, v. 276, p. 1285-1301.
- Lindsley, D.H.; Grover, J.E.; y Davidson, P.M., 1981, The thermodynamics of the $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ join—a review and a new model, in Saxena, S.K., ed., *Advances in physical geochemistry*: Nueva York, Springer-Verlag, v. 1, p. 149-175.
- Lindsley, D.H.; King, Jr., H.E.; y Turnock, A.C., 1974, Composition of synthetic augite and hypersthene coexisting at 810°C—application to pyroxenes from lunar highland rocks: *Geophysical Research Letters*, v. 1, p. 134-136.
- Luhr, J.F.; Aranda-Gómez, J.J.; y Pier, J.G., 1989, Spinel-Iherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico: pt. 1, Geology, mineralogy and petrology: *Journal of Geophysical Research*, v. 94B6, p. 7916-7940.
- Mac Gregor, I.D., 1974, The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions: *American Mineralogist*, v. 59, p. 110-119.
- Mercier, J.C.C., y Nicolas, A., 1975, Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts: *Journal of Petrology*, v. 16, p. 454-487.
- Mori, Takeshi, 1978, Experimental study of pyroxene equilibria in the system $CaO-MgO-FeO-SiO_2$: *Journal of Petrology*, v. 19, p. 45-65.
- Mori, Takeshi, y Green, D.H., 1975, Pyroxenes in the system $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at high pressure: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 277-286.
- 1976, Subsolidus equilibria between pyroxenes in the $CaO-MgO-SiO_2$ system at high pressures and temperatures: *American Mineralogist*, v. 61, p. 616-625.
- 1978, Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet Iherzolites: *Journal of Geology*, v. 86, p. 83-97.
- Nehru, C.E., y Wyllie, P.J., 1974, Electron microprobe measurement of pyroxenes coexisting with H_2O under saturated liquid in the join $CaMgSi_2O_6$ - $MgSi_2O_6$ - H_2O at 30 kilobars, with applications to geothermometry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 48, p. 221-228.
- Newton, R.C., 1966, Some calc-silicate equilibrium relations: *American Journal of Science*, v. 264, p. 204-222.
- Newton, R.C., y Haselton, H.T., 1981, Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer, in Newton, R.C.; Navrotsky, A.; y Wood, B.J., eds., *Thermodynamics and melts*: Nueva York, Springer-Verlag, p. 131-147.
- Newton, R.C.; Charlu, T.V.; y Kleppa, O.J., 1977, Thermochemistry of high pressure garnets and clinopyroxenes in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 369-377.
- 1980, Thermochemistry of the high structural state plagioclases: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, p. 933-941.
- Obata, Masaaki, 1976, The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxene in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite: *American Mineralogist*, v. 61, p. 804-816.
- Obata, Masaaki; Banno, Schoehei; y Mori, Takeshi, 1974, The iron-magnesium partitioning between naturally occurring coexisting olivine and Ca-rich clinopyroxene—an application of the simple mixture model to olivine solid solution: *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, v. 97, p. 101-107.
- Orville, P.M., 1972, Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution—results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz: *American Journal of Science*, v. 272, p. 234-272.
- Perkins, Dexter, III, y Newton, R.C., 1980, The compositions of coexisting pyroxenes and garnet in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ at 900°C-1100°C and high pressures: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 75, p. 291-300.
- Pier, J.G.; Podosek, F.A.; Luhr, J.F.; Brannon, J.C.; y Aranda-Gómez, J.J., 1989, Spinel-Iherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico; pt. 2, Sr and Nd isotopic systematics: *Journal of Geophysical Research*, v. 94B6, p. 7941-7951.
- Powell, J.A., y Gromet, P.L., 1980, Preliminary geochemical studies of selected crustal xenoliths, Xalapasco de La Joya Maar, San Luis Potosí, Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 61, p. 388.
- Powell, Marjorie, y Powell, Roger, 1977, Plagioclase-alkali feldspar geothermometry revisited: *Mineralogical Magazine*, v. 41, p. 253-256.
- Råheim, A., y Green, D.H., 1974, Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 48, p. 179-203.
- Roberts, S.J.; Ruiz, Joaquín; Arculus, R.J.; y Patchett, P.J., 1987, Major and trace element zonation of the Mexican lower crust: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 68, p. 1548 (resumen).
- Robie, R.A.; Hemingway, B.S.; y Fisher, J.R., 1978, Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K and 1 bar (105 Pascals) pressure and at higher temperatures: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1452, 456 p.
- Roeder, P.I.; Campbell, I.H.; y Jamieson, H.E., 1979, A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 68, p. 325-334.
- Ryburn, R.J.; Råheim, A.; y Green, D.H., 1976, Determination of the P, T paths of natural eclogites during metamorphism record of subduction—a correction to a paper by Råheim and Green (1975): *Lithos*, v. 9, p. 161-164.
- Ruiz, Joaquín; Essene, E.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1982, Pyroxenites from La Joya Honda Maar, San Luis Potosí, central Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 63, p. 463 (resumen).
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1986, Isotopic and petrologic characteristics of crustal xenoliths from central Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 18, p. 178 (resumen).
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Arculus, R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 36-43.
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274-281.
- Ruiz, Joaquín; Ortega-Gutiérrez, Fernando; y Essene, E.J., 1983, Geochemical and petrographic characteristics of inclusions in Cenozoic alkalic basalts from central Mexico: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 64, p. 343 (resumen).
- Schmid, R.; Cressey, G.; y Wood, B.J., 1978, Experimental determination of univariant equilibria using divariant solid solution assemblages: *American Mineralogist*, v. 63, p. 511-515.
- Schmid, R., y Wood, B.J., 1976, Phase relationships in granulite metapelites from the Ivrea-Verbano Zone (northern Italy): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 54, p. 255-279.
- Seck, H.A., 1971, Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspate und Plagioclase im System $NaAl-Si_3O_8-KAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_6-H_2O$: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 31, p. 67-86.
- Smith, P., y Parsons, I., 1974, The alkali feldspar solvus at 1 kilobar water-vapour pressure: *Mineralogical Magazine*, v. 39, p. 747-767.

- Stormer, J.C., 1975, A practical two-feldspar geothermometer: *American Mineralogist*, v. 60, p. 667-674.
- Takahashi, Taro, y Liu, L.G., 1970, Compression of ferromagnesian garnets and the effect of solid solutions on the bulk modulus: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 5757-5766.
- Thompson, J.B., y Waldbaum, D.R., 1969, Mixing properties of sanidine crystalline solutions; pt. 3, Calculations based on two-phase data: *American Mineralogist*, v. 54, p. 811-838.
- Waldbaum, D.R., y Thompson, J.B., 1969, Mixing properties of sanidine crystalline solutions; pt. 4, Phase diagrams from equations of state: *American Mineralogist*, v. 54, p. 1274-1298.
- Warner, R.D., y Luth, W.C., 1974, The diopside-orthoenstatite two-phase region in the system $CaMgSi_2O_6$ - $Mg_2Si_2O_6$: *American Mineralogist*, v. 59, p. 98-109.
- Wells, P.R.A., 1977, Pyroxene thermometry in simple and complex systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 62, p. 129-139.
- Wood, B.J., 1974, The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 46, p. 1-15.
- Wood, B.J., 1976, The partitioning of iron and magnesium between coexisting garnet and clinopyroxene: *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, v. 75, p. 571-574.
- Wood, B.J., y Banno, S., 1973, Garnet-orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 42, p. 109-124.
- Wood, B.J., y Fraser, D.G., 1978, *Elementary thermodynamics for geologists*: Oxford University Press, 303 p.
- Ziagos, J.P.; Blackwell, D.D.; y Mooser, Federico, 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 90, p. 5410-5420.

El procesamiento editorial se realizó en la Unidad Académica de Apoyo Editorial del Instituto de Geología de la UNAM por Magdalena Alcayde, Arturo Gómez-Caballero, Enrique Gutiérrez-Navarrete, Ruth Moreno-Chávez y Jerjes Pantoja-Yris.

La composición tipográfica, así como el arreglo y la selección de color del frontispicio, mediante computadora, se llevó a cabo por Juan Manuel López.

Se agradece la valiosa colaboración del Dr. Zoltan de Cserna en todo el proceso editorial.

El Boletín 106 del Instituto de Geología: XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO, fue editado en la Unidad Académica de Apoyo Editorial del Instituto de Geología, UNAM, y se terminó de imprimir en los talleres de Impresiones Integradas del Sur, S.A. de C.V., en el mes de octubre de 1993. La edición consta de 1,200 ejemplares.