

TERMOBAROMETRIA OPX-CPX APLICADA AL CONOCIMIENTO DE LAS CONDICIONES DE FORMACION DE LAS ROCAS ULTRAMAFICAS DE VIVERO (LUGO, NOROESTE DE ESPAÑA)

G. Galán (*)

RESUMEN

Diversos métodos termométricos y barométricos, basados en el equilibrio ortopiroxeno-clinopiroxeno, se utilizan en la determinación de la temperatura y presión de formación de rocas ultramáficas ricas en anfíbol, asociadas a granitos calcoalcalinos del macizo de Vivero (Lugo, noroeste de España). Se trata de rocas ultramáficas, algunas de ellas de tipo cortlandítico, con una proporción variable de olivinos, piroxenos, anfíboles y flogopita como fases principales, que se emplazan simultáneamente con los granitos asociados, aprovechando una zona de cizalla en relación con el manto de Mondoñedo. Se comparan los resultados obtenidos y la validez de los diversos métodos empleados, a la vez que se discute su significado petrológico y regional.

PALABRAS CLAVE: Geotermómetro, geobarómetro, ortopiroxeno, clinopiroxeno, cortlanditas, granitos.

ABSTRACT

Several two-pyroxene thermometers and barometers have been used to determine the genetic conditions of ultramafic rocks associated to calc-alkalic granites that outcrop in the Vivero Massif (Lugo, NW of Spain). These ultramafic rocks, some of which are similar to cortlandites, have an amphibole being the most abundant phase, together with olivine, pyroxenes and phlogopite. They have been differentiated in peridotites, pyroxenites and hornblendites. Some dioritic mafic rocks are also present. Their emplacement, simultaneous with that of the granites, was made following a shear zone related to the Mondoñedo nappe and resulted in penetrative deformation of the whole complex.

Temperatures obtained with different methods are quite uniform with an average value of 938°C, and a pressure of about 3 Kbars. The results of the different thermometers are compared, as well as their petrological and regional significance.

KEY WORDS: Pyroxenes, thermometers, barometers, cortlandites, granites.

Introducción

Es sobradamente conocido que la presencia de paragénesis que incluyen ambos piroxenos, orto y clinopiroxeno en equilibrio, constituyen un buen geotermómetro potencial y en ciertas condiciones geobarómetro, dado que la composición de ambas fases es muy sensible a las variaciones de P-T. Esto, unido al hecho de que ambos piroxenos se encuentran ampliamente repartidos en la naturaleza, en una gran variedad de rocas con orígenes diversos, ha sido la causa fundamental de la gran proliferación de trabajos experimentales, realizados durante los últimos

años en diversos sistemas, destinados a conocer las relaciones de fases, el tipo de solución sólida que forman entre ellos, su dependencia con respecto a la temperatura y presión y como consecuencia, la calibración de geotermómetros y geobarómetros a partir de los mismos.

De forma general, los diversos geotermobarómetros basados en el equilibrio opx-cpx pueden dividirse en dos grupos: los que permiten determinar las variables T y/o P a partir de expresiones analíticas y aquellos otros que lo hacen a partir de gráficos,

En el presente trabajo se emplean varios de estos métodos para determinar las condiciones de forma-

(*) Dirección actual: Laboratoire de Petrologie, Université de Paris VI, 4, place Jussieu, Tour 25-26, 3ème étage, 75005 Paris.

ción de rocas ultramáficas, de tipo cortlandtita, asociadas con granitos calcoalcalinos. Esto nos permitirá, por una parte, establecer su significado petrológico y regional y por otra, comparar la exactitud de los diferentes métodos a partir de los resultados obtenidos.

Situación geológica y petrológica

Las rocas ultramáficas consideradas aparecen en relación con granitos calcoalcalinos, pertenecientes al grupo de granodioritas precoces hercínicas, en la zona de Vivero (Lugo, noroeste de España). Su situación, afloramientos, así como su descripción petrológica general, aparecen en Galán (1981 a y b, 1982).

Petrografía

Para el presente trabajo se consideran un total de seis muestras, en las cuales se analizaron opxs y cpxs con una microsonda CAMEBAX automatizada, en el Laboratorio de Petrología de la Universidad de París VI. Las condiciones de trabajo fueron las siguientes: corriente de imagen: 20 nano A, energía de activación: 15 Kv, tiempo de integración: 20 s, standars utilizados: SiO₂, Al₂O₃, CaO (Anortita); TiO₂, MnO (MnTiO₃); FeO (Fe₂O₃), MgO (Olivino); Na₂O (Albita); K₂O (Ortosa).

Todas las muestras aquí consideradas son piroxenitas, con una proporción variable de olivinos y anfíboles. Los análisis modales de las mismas se representan en la tabla 1.

TABLA 1
Análisis modales de las rocas analizadas

	6559	6574	6571	6562	6560	6551
OI	19.4	8.8	0.6	0.4	—	—
Cpx	39.3	50.5	49.3	86	46.5	64.2
Opx	6.4	13.4	9.6	2.8	5.25	9.2
Anf	31.3	26.8	39	7.2	40.05	24.2
Flog	2.3	0.4	0.8	2.5	5.55	1.4
Accs	0.9	—	0.7	1.5	1.45	1.4
Alter.	0.4	0.1	—	—	0.6	0.3
Total	100	99.9	100	100	99.4	100.7

6559: piroxenita hornblendo-olivínica; 6574: piroxenita hornblendo-olivínica; 6571: piroxenita hornblendo-olivínica; 6562: clinopiroxenita; 6560: piroxenita hornbléndica; 6555: piroxenita hornbléndica.

En líneas generales, se trata de rocas ultramáficas con anfíbol como fase más frecuente, además de olivino, piroxenos y micas como minerales fundamentales. Según la proporción predominante de una u otra de estas fases y, siguiendo también en parte un criterio textural, se han dividido en tres tipos: peridotitas, piroxenitas y hornblenditas (Galán, 1984). Relacionadas también con ellas aparecen rocas máficas de tipo diorita, con anfíbol y biotita como principales minerales máficos.

Con los granitos calcoalcalinos asociados presentan una relación de penecontemporaneidad. Unos y otras aparecen general o localmente deformados, con estructuras asimilables a una zona de cizalla en relación con el manto de Mondoñedo (Martínez Catalán, 1981; Galán, 1984), cuyo funcionamiento es en parte, contemporáneo con la intrusión de las mismas, aunque continua posteriormente, puesto que facies graníticas más tardías aparecen también deformadas por ella (Galán, 1984).

El cpx es el más abundante de los dos piroxenos, con una proporción entre los dos bastante constante. Teniendo en cuenta la presencia generalizada de los dos pxs, la otra denominación posible para este tipo de rocas sería la de websteritas.

Su aspecto es bastante variado. Macroscópicamente, son rocas muy oscuras, con tonos verdosos a pardos y un tamaño de grano fino a muy grueso. Las muestras 6.559, 6.562, 6.550 y 6.551 son de grano fino, mientras la 6.571 y 6.574 son de grano grueso. El tamaño de grano aumenta con la proporción de anfíboles.

Unas y otras son cumulos, con cpx y opxs, a veces también olivinos, como principales fases cumulus y anfíboles y flogopitas como minerales intercumulus. Hay además, cromita, magnetita, ilmenita, sulfuros y apatito como minerales accesorios y serpentina, carbonatos, clorita, talco y magnetita como minerales secundarios.

Según la terminología de Wager *et al.* (1960), em-

pleada solamente en sentido descriptivo y no genético, las texturas que presentan son meso a orto o heteradacumulados. La diferencia entre orto y heteradacumulado radica solamente en el carácter zonado

riable, de microscópico a escala de afloramiento, tapizadas por anfíboles y con carbonatos en el centro.

Las características generales de las diversas fases presentes son las siguientes:

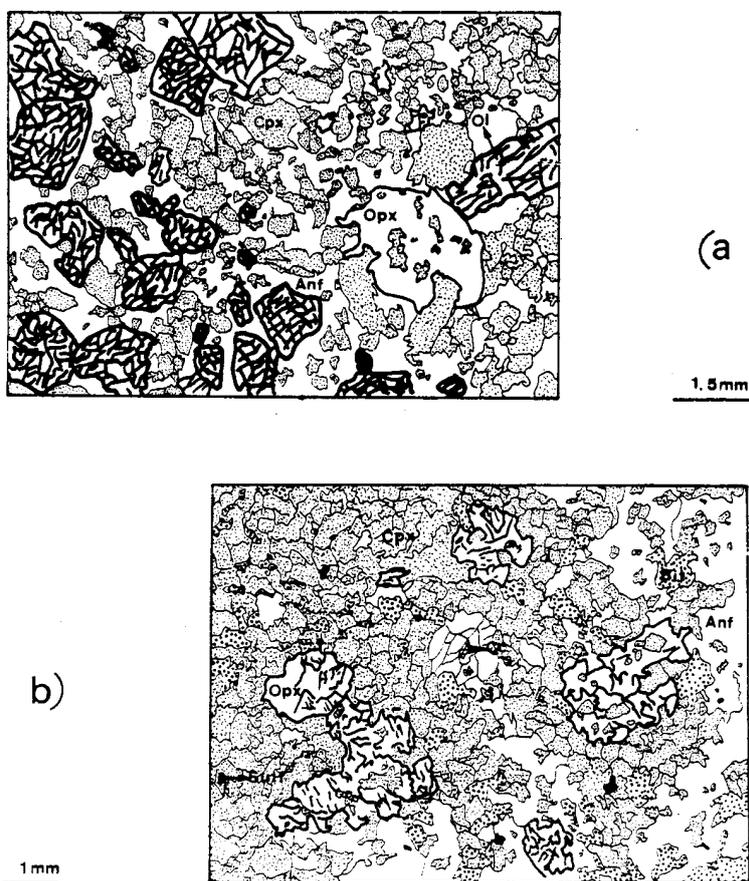


Fig. 1.—Texturas típicas de las rocas ultramáficas consideradas. *a)* Muestras 6571 y 6574. Textura poikilitica de tipo orto a heteradacumulado. *b)* Muestras 6559, 6551, 6560 y 6562. Textura de tipo mesoadacumulado. El clinopiroxeno (Cpx) y la biotita (Bit) se representan, respectivamente, con punteado fino y grueso más espaciado. El anfíbol (Anf) y ortopiroxeno (Opx) en blanco, con trazo fino y grueso respectivamente. En el centro de la figura 1b aparece una cavidad miarolítica con anfíboles y carbonatos (Cc).

o no de los minerales intercumulus. En este sentido, las muestras 6571 y 6574 presentan una textura típicamente poikilitica, donde los anfíboles como mineral intercumulus englobante, no están, en general, zonados (fig. 1a). En el resto de las muestras, el carácter poikilitico está menos desarrollado (figura 1b) y en general, la zonación de los anfíboles es más evidente; por otra parte, el empaquetamiento de los cristales cumulus por zonas se puede considerar típicamente de adacumulados. También dentro de este segundo grupo de muestras es frecuente la presencia de cavidades miarolíticas, con tamaño va-

Los *olivinos* con un tamaño de algunos milímetros, presentan formas subautomorfas a xenomorfas, estas últimas con bordes ameboides. No están zonados y su composición se corresponde con chrysolitas (FO_{74-76}). Pueden estar parcial o totalmente alterados a serpentina y magnetita. Cuando están incluidos por ortopiroxenos y anfíboles no suelen estar alterados.

Los *clinopiroxenos* son la fase cumulus más abundante. Su tamaño (200-300 μ s) es inferior al de las otras fases principales presentes. Tienen formas sub-

automorfas a xenomorfas, son incoloros, no pleocroicos y muestran frecuentes maclas polisintéticas. Se trata de diópsidos con un contenido bajo en Al_2O_3 y TiO_2 (tabla 2), bastante alto en Cr_2O_3 y con una relación mg ($100 \times \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) superior a la de los opxs. Por otra parte, no presentan evidencias de una zonación clara, aunque pueden existir variaciones muy débiles de MgO , FeO y Al_2O_3 de unas zonas a otras de los cristales, sin que estas variaciones sean regulares. Están incluidos por opxs y anfíboles y como norma general, aparecen siempre en proceso de transformación a este último mineral.

Los *ortopiroxenos* tienen un tamaño mayor que los anteriores (2-4 mm.), son incoloros, generalmente no pleocroicos y con una textura poiquilítica, teniendo como inclusiones cpxs y olivinos; a su vez, aparecen incluidos por anfíboles. Sus formas son de subautomorfas a xenomorfas con bordes irregulares (fig. 1b). Las relaciones texturales con el cpx indican una cristalización simultánea entre los dos. El opx incluye al cpx, pero a su vez, tiene los bordes corroídos por este último (ver figs. 1 a y b); por otra parte, a veces aparecen texturas simplectíticas entre las dos fases, las cuales indican una cristalización eutéctica entre las dos y por tanto, simultánea.

Este carácter resulta de gran importancia, dado que en geotermobarometría es fundamental que las fases consideradas coexistan en equilibrio. Composicionalmente se trata de ortopiroxenos de tipo bronzita, con una relación mg entre 75 y 83. Al igual que los cpxs, no presentan un contenido en TiO_2 , ni en Al_2O_3 elevado, ni tampoco evidencias claras de zonación. No aparecen transformándose en anfíboles, si bien muestran bordes corroídos en contacto con este mineral. Por alteración se forma a partir de ellos bastita y más raramente, talco y opacos. Finalmente, ninguno de los dos pxs presentan lamelas de exsolución.

Los *anfíboles* aparecen de varias formas:

- Como grandes cristales intersticiales centimétricos y poiquilíticos, a menudo mostrando una zonación marcada con núcleos pardos y bordes más incoloros que se corresponden respectivamente con composiciones de hornblendas pargasíticas, Mg-hastingsitas a hornblendas actinolíticas-tremolíticas, pasando por edenitas.
- Agregados de cristales más pequeños, incoloros y a veces, algo deformados, pseudomorfos de una fase previa. Suelen presentarse asociados con pequeños opacos de tipo ilmenita y cromita. Se trata de hornblendas actinolíticas o actinolitas-tremolitas, de acuerdo con la clasificación de Leake (1978).
- Anfíboles en cavidades mirolíticas, incoloros,

con formas subautomorfas y a veces maclados. Son hornblendas actinolíticas.

Por último, la *flogopita*, al igual que el anfíbol, forma cristales intersticiales con textura poiquilítica, englobando fundamentalmente olivinos y piroxenos. Con respecto al anfíbol, las dos fases parecen haber cristalizado, al menos en parte, de forma simultánea.

Condiciones de equilibrio

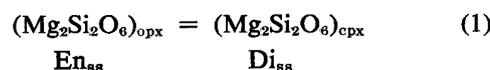
Su determinación se ha basado, fundamentalmente, como hemos mencionado anteriormente, en el empleo de geotermobarómetros a partir del equilibrio opx-cpx por las razones ya expuestas en el apartado de introducción, pero además, por otras de no menor importancia, como son:

- Los dos pxs presentan características texturales de cristalización simultánea.
- Ambas fases están como minerales cumulus y son de las primeras en cristalizar, por lo que las temperaturas obtenidas pueden aproximarse a la temperatura inicial de formación de las rocas.
- Tanto los orto como los clinopiroxenos no presentan evidencias de zonación clara y en principio, no resulta difícil elegir qué parte de los cristales están en equilibrio.

Todos estos factores son de importancia fundamental a la hora de valorar los resultados. Los valores obtenidos con los diferentes termobarómetros empleados se exponen a continuación.

Geotermómetro de Wood y Banno (1973)

Está basado en la repartición de Fe^{2+} y Mg en los dos pxs y en la existencia del solvus Di-En, es decir:



A partir de trabajos experimentales y datos previos de otros autores, y considerando las hipótesis siguientes:

- El opx y el cpx tienen un comportamiento de solución sólida ideal con dos posiciones.
- La repartición de Fe^{2+} y Mg entre las posiciones M_1 y M_2 de los pxs es aleatoria.
- La influencia despreciable de la presión sobre la reacción (1) entre 1 bar y 30 Kbars.

- La adición de Fe²⁺ al sistema considerado, aumenta la solubilidad de la enstatita en el opx.

estos dos autores llegan semiempíricamente a una expresión para el cálculo de temperaturas de la forma siguiente:

$$T^{\circ}\text{K} = \frac{-10202}{\text{Ln} \frac{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}}}{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}} - 7.65 X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} + 3.88 (X_{\text{Fe}}^{\text{opx}})^2 - 4.6}} \quad (2)$$

donde

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}, \text{cpx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M}_2} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M}_1})_{\text{opx}, \text{cpx}}$$

$$X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} = \text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$$

Los resultados obtenidos a partir de los pxs de la tabla 2 se representan en la figura 2 con la referencia (W-B). Como se puede observar, son bastante constantes, entre 908° y 997°C, con una media de 961°C; las temperaturas más bajas corresponden a las muestras 6560 y 6562, cuyos pxs tienen un contenido en Al₂O₃ ligeramente inferior.

Estos valores son comparables a los que obtienen dichos autores en pxs de series calcoalcalinas, más bajos en general, que los que aparecen con pxs de series tholeiíticas, lo cual puede relacionarse con una mayor PH₂O durante la cristalización de los primeros, que hace rebajar la temperatura inicial y final de la misma. De acuerdo con los datos experimentales disponibles (Yoder y Tilley, 1962, fig. 27, página 449), estos valores son perfectamente aceptables como temperatura de cristalización magmática de pxs a partir de un magma basáltico de tipo tholeiita olivínica, evolucionando en condiciones hidratadas, origen considerado como más probable para estas rocas ultramáficas (Galán, 1984).

Geotermómetro de Wells (1977)

Wells critica el geotermómetro anterior, calibrado con datos experimentales a 30 Kbars de presión y a

partir de pxs pobres en Fe y Al. Partiendo de nuevos datos experimentales, de pxs con una composición más variada en Fe y Al y considerando las mismas hipótesis de partida de Wood y Banno, modifica empíricamente la expresión (2) y llega a otra de la forma:

$$T^{\circ}\text{K} = \frac{7.341}{3.355 + 2.44 X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} + \text{Ln} K} \quad (3)$$

donde

$$K = a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}$$

y

X_{Fe}^{opx} tiene el mismo valor que en la expresión (2).

Los resultados obtenidos se representan también en la figura 2 con la referencia (W). Las temperaturas son bastante constantes, entre 867° y 975° C, con una media de 927° C. En términos generales, aunque son ligeramente más bajas, se pueden considerar comparables a las de Wood y Banno en el ejemplo que aquí se considera. Una y otra fórmula están muy influenciadas por ligeras variaciones en el contenido en Al de los pxs.

Las principales críticas hechas a los dos métodos anteriores se basan en la suposición demasiado simple de que los pxs se comportan como una solución sólida ideal, cuando en la realidad se sabe que no es así.

Geotermómetro de Saxena y Nehru (1975)

Se basa en la repartición de Fe, Mg y Ca entre los dos pxs, pero en este caso:

- Fe y Mg forman una solución binaria en la posición M₁.
- Ca, Fe y Mg forman una solución ternaria en la posición M₂ que no se comporta como solución ideal.

Con la introducción de nuevos parámetros llegan a una expresión bastante compleja, con la forma final siguiente: —

$$T^{\circ}\text{K} = \frac{-500 - 6531 (X_{\text{Ca}, \text{cpx}}^{\text{M}_2} [X_{\text{Ca}}^{\text{M}_2} + X_{\text{Fe}}^{\text{M}_2}]_{\text{cpx}}) + 7184 (X_{\text{Ca}, \text{opx}}^{\text{M}_2} [X_{\text{Ca}}^{\text{M}_2} + X_{\text{Fe}}^{\text{M}_2}]_{\text{opx}})}{R \text{Ln} a_{\text{cpx}} / a_{\text{opx}}} \quad (4)$$

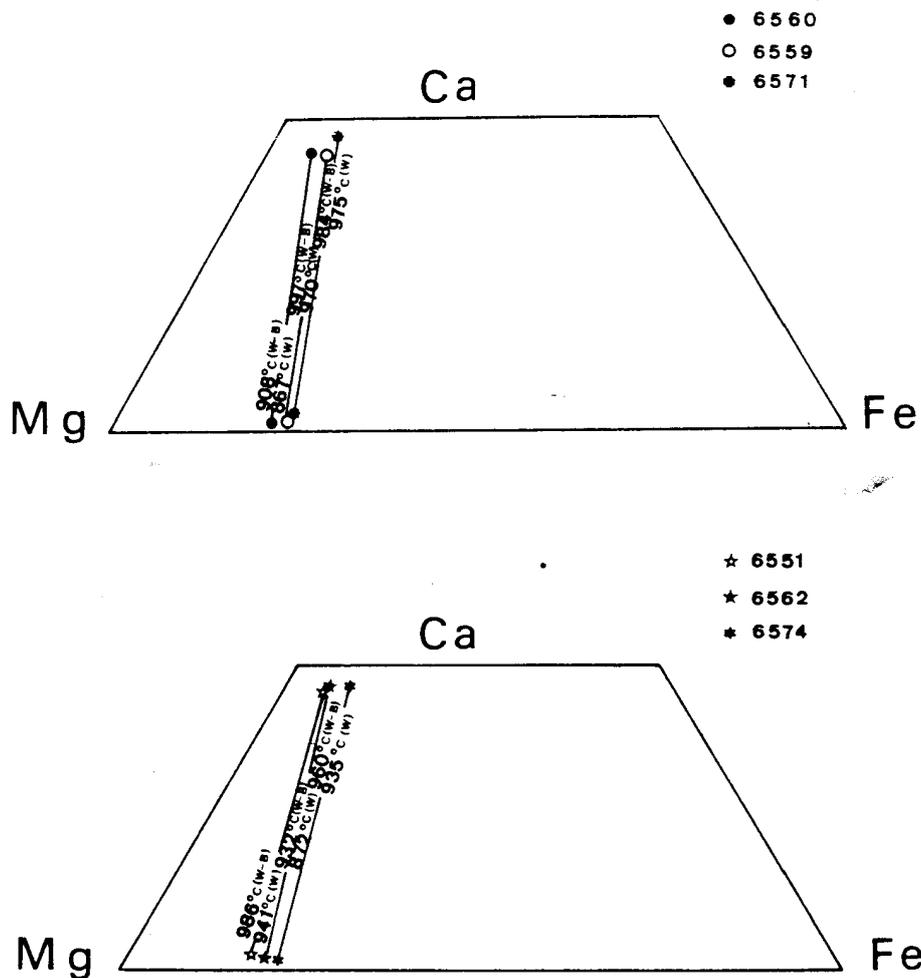


Fig. 2.—Representación gráfica de las temperaturas obtenidas con el geotermómetro de Wood y Banno (W-B) y de Wells (W). Los valores correspondientes a las muestras 6559 y 6571 son valores medios.

Los resultados obtenidos con dicha expresión pueden verse en la tabla 3. Los valores para las muestras 6559 y 6571 representan valores medios para los dos pares de pxs que aparecen en la tabla 2.

Como se puede observar, las temperaturas son bastante próximas, con una media de 980°C, y comparables a las de Wood y Banno. En este caso la influencia del Al es menor.

Geotermómetro de Kretz (1982)

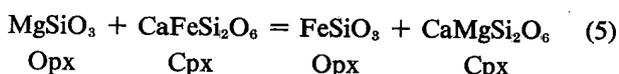
Partiendo de la idea de que la influencia de la temperatura en la composición de los pxs se manifiesta por una parte, a través de una reacción de transferencia que determina el contenido en Ca de ambas fases, representando la solubilidad entre el dióxido y la enstatita, como en los métodos ante-

TABLA 3

Temperaturas obtenidas con el geotermómetro de Saxena y Nehru (1975)

Muestra	6559	6574	6571	6562	6560	6551
T°C	1091	930	984	971	930	974

riores, y a la vez, a través de una reacción de intercambio del tipo:



Kretz llega a tres expresiones para calcular la temperatura. Dos de ellas a partir de la reacción (1) para la rama del diópsido en el solvus, en la que existe un cambio de pendiente a 1.080°C:

$$> 1080^\circ\text{C}, T^\circ\text{K} = 1000 / (0.468 + 0.246 X^{\text{opx}} - 0.123 \text{Ln} [1-2 [\text{Ca}]]) \quad (6)$$

$$< 1080^\circ\text{C}, T^\circ\text{K} = 1000 / (0.054 + 0.608 X^{\text{opx}} - 0.304 \text{Ln} [1-2 [\text{Ca}]]) \quad (7)$$

donde:

$$X = \text{Fe}^{2+} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$$

$$(\text{Ca}) = \text{Ca} / \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$$

La tercera expresión derivada de la reacción (5) se refiere a la dependencia del coeficiente de participación K_D respecto a T y es de la forma:

$$T^\circ\text{K} = 1130 / (\text{Ln}K_D + 0.505) \quad (8)$$

donde $K_D = (X^{\text{opx}} / [1-X^{\text{opx}}] \div X^{\text{cpx}} / [1-X^{\text{cpx}}])$

Los resultados obtenidos aparecen en la tabla 4.

Con la expresión (6), los valores son comparables a los de los geotermómetros anteriores, pero más dispersos y con una media inferior (908°C), por debajo del valor de aplicación de la ecuación.

La expresión (7) proporciona temperaturas considerablemente más bajas (742°C media) y muy dispersas. Lo mismo puede decirse de la expresión (8) (778°C media). Podría suponerse que estos valores no representan la temperatura inicial de cristalización y reflejan procesos de reequilibración posteriores, dado que ambas temperaturas medias son muy semejantes, sin embargo, las diferencias para una misma muestra con las dos expresiones son, en algunos casos, considerables. El mismo autor conside-

ra que los resultados obtenidos a partir de la ecuación (8) son más imprecisos, puesto que está basada en temperaturas del modelo del solvus. Aparte de esto, en nuestro caso concreto, la dispersidad de temperaturas obtenidas con la ecuación (7), respecto a los geotermómetros anteriores, construidos también sobre la misma base, nos hace dudar de la precisión del método propuesto por dicho autor.

Geotermómetro de Lindsley (1983)

Siempre a partir de la misma idea del solvus, pero utilizando nuevos datos experimentales, propios y de otros autores (Lindsley y Andersen, 1983), Lindsley propone un método gráfico para la determinación de temperaturas a partir de dos o tres pxs coexistentes, mediante la proyección de los diferentes componentes en el cuadrilátero Di-En-Hd-Fs. Los

TABLA 4

Temperaturas obtenidas con los geotermómetros de Kretz (1982) y parámetros que intervienen en el cálculo de las mismas.

	X_{opx}	Ca	Temperatura °C		K_D	Temperatura °C a partir K_D
			Baja	Alta		
6559	0.1252 0.1419	0.4563 0.4587	875 840	979 962	1.6436 1.5323	855 940
6574	0.1457	0.4797	623	840	1.4762	990
6571	0.1439 0.1479	0.4757 0.4722	669 705	869 890	1.9095 1.8784	708 722
6562	0.0878	0.4754	705	890	2.2628	582
6560	0.1093	0.4754	692	882	2.1997	601
6551	0.1106	0.4627	825	955	1.6854	827

datos experimentales utilizados se realizaron entre 800°C y 1200°C y entre 1 bar y 15 Kbars de presión. Al contrario de los métodos anteriores, que no tienen en cuenta el efecto de este último factor, este autor lo considera y construye gráficos para diferentes presiones. En la figura 3 se representa el correspondiente a 5 Kbars con la proyección de los pxs de Vivero. La elección del valor de 5 Kbars se debe al hecho de que la proporción de la molécula de Tschermak, calculada por el método de Kushiro (1962), en los pxs de las rocas ultramáficas de Vivero es siempre inferior al 5%, lo cual, de acuerdo con el método geobarométrico propuesto por Kuno (1962) y Aoki y Kushiro (1968) para pxs dentro del campo de estabilidad de la plagioclasa, indica una P inferior o igual a 5 Kbars.

Geotermómetro de Gasparik (1984)

El contenido en Al de los pxs, sensible a las condiciones de presión, ha sido últimamente considerado por este autor a partir de estudios experimentales en el sistema CMAS.

Empleando, además, datos experimentales de sistemas más simples (CMS y MAS) y los datos de Perkins y Newton (1980) para el campo de estabilidad de las lherzolitas con granate, construye el gráfico de la figura 4 para determinar la temperatura y la presión a partir de opxs y cpxs coexistentes en diversos dominios de estabilidad: (1) gabro con olivino (Fo + An), (2) gabro con espinela (An + Sp), (3) lherzolitas con espinela (Fo + Sp), (4) lherzolitas con granate (Gr). En la zona central se superponen

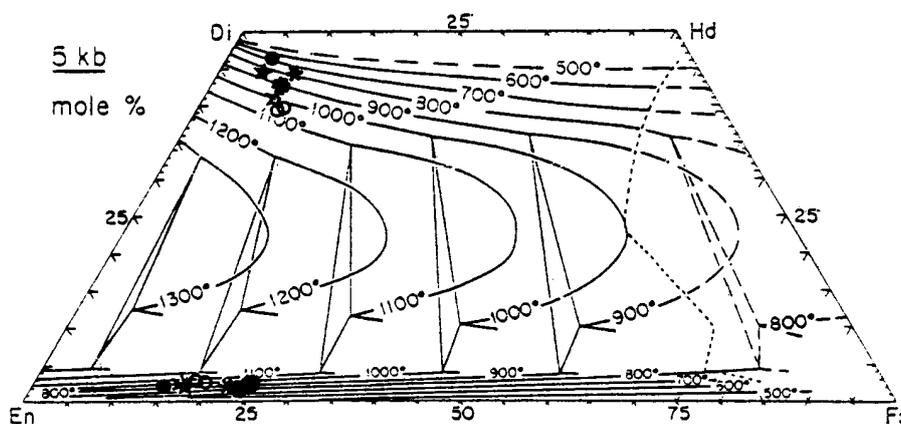


Fig. 3.—Diagrama de Lindsley (1983) para el cálculo de temperaturas a 5 Kbars de presión. Los símbolos son los mismos de la figura 2.

La proyección de los pxs en el cuadrilátero se realiza a partir de los componentes calculados según el método de Lindsley y Andersen (1983). Estos componentes para los pxs empleados aparecen representados en la tabla 5 junto con las temperaturas.

El método presenta la ventaja de proporcionar un valor de temperatura a partir de cada px, lo que supone la posibilidad de autocombprobación. El principal inconveniente radica en que no se conoce el efecto de otros componentes no incluidos en el sistema, principalmente del Al, por lo que en principio, sólo son fiables los resultados a partir de piroxenos con $Wo + En + Fs \geq 90$.

En nuestro caso, los pxs cumplen perfectamente estas condiciones. Las temperaturas que se obtienen son bastante próximas y comparables a las obtenidas con los tres primeros métodos. Las diferencias más notables entre las temperaturas a partir del opx y del cpx se encuentran también en las muestras 6560 y 6562, debido a que el efecto del Al no ha sido eliminado.

los dominios (2) y (3). La temperatura y la presión se determinan a partir del punto de intersección de las isopleteras X_{En} , X_{CaTs} y X_{MgTs} ; las dos primeras representan el contenido en enstatita y Al de los cpxs y la tercera el contenido en Al de los opxs.

Este método no ha sido comprobado por el autor en rocas naturales y se desconoce el efecto de otros componentes no incluidos en el sistema. Solamente eliminando el efecto de los mismos se conseguiría que las tres isopleteras se corten en el mismo punto.

En el caso que nos ocupa, partiendo de la base que las rocas ultramáficas se encuentran dentro del campo de estabilidad de los gabros con olivino, dado que sólo la cromita está presente como espinela y la no aparición de plagioclasa puede relacionarse con unas condiciones de PH_2O elevadas que facilitarían mayoritariamente la presencia de anfíbol, los resultados que se obtienen a partir de las isopleteras calculadas aparecen en la tabla 6 (ver también fig. 4).

Como se puede observar, cada par de isopleteras se cortan en puntos muy próximos, dando valores de

TABLA 5

Componentes de los pxs calculados de acuerdo con el método de Lindsley y Andersen (1983) y temperaturas a partir del geotermómetro de Lindsley (1983).

	6559				6574	
	Opx 1	Cpx 1	Opx 2	Cpx 2	Opx	Cpx
Wo	2.76	39.33	2.49	39.57	2.49	44.72
En	78.76	53.07	77.81	51.97	73.74	47.22
Fs	18.47	7.59	19.70	8.46	23.76	8.00
T°C	1000	1080	1070	1070	900	800

	6571		6562		6560		6551	
	Opx 1	Cpx 1	Opx 2	Cpx 2	Opx	Cpx	Opx	Cpx
Wo	2.49	42.69	1.86	42.59	2.27	44.81	2.27	46.18
En	73.74	49.28	74.00	48.92	80.59	50.35	77.22	47.94
Fs	23.76	8.00	24.13	8.49	17.14	4.80	20.50	5.88
T°C	900	900	800	900	950	860	950	700
							1000	1000

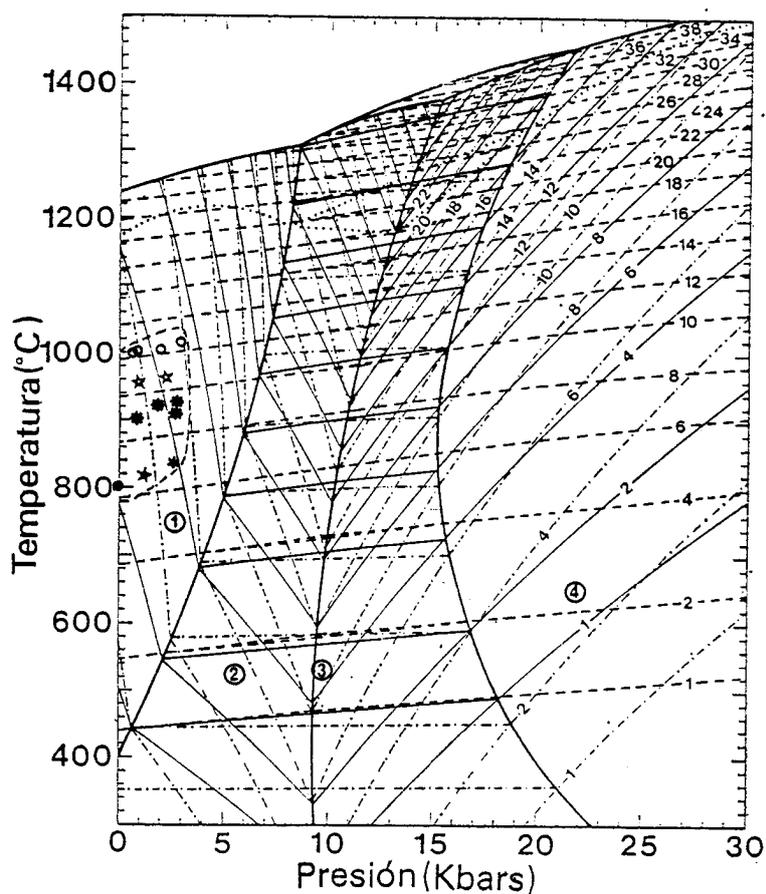


Fig. 4.—Geotermobarómetro gráfico propuesto por Gasparik (1984), con los puntos de intersección de las isopletas de los pxs de Vivero. Las líneas de trazo continuo representan X_{CaTs} , las líneas de trazo discontinuo X_{En} y las líneas de trazos y puntos X_{MgTs} .

temperatura similares y comparables a la mayoría de los otros métodos empleados. Con la presión ocurre lo mismo, aunque los resultados son algo más dispersos. Las líneas en la tabla 6 representan los casos donde las isopleetas se cortan fuera del diagrama; esto ocurre con las muestras 6562 y 6560 debido al bajo contenido en Al de los pxs, lo que en cierta medida, puede ser debido a errores analíticos.

ceso de enfriamiento relativamente rápido (Maaløe y Hansen, 1982). Con el geotermómetro olivino-clinopiroxeno de Powell y Powell (1974) se obtuvieron en algunas muestras valores próximos a los 1300°C que pueden acercarse más a la temperatura inicial. Un descenso relativamente brusco de ésta podría relacionarse con la incorporación de H₂O al magma original. Los pxs que se forman en condiciones de

TABLA 6

Valores de las isopleetas y temperaturas y presiones obtenidas con el método de Gasparik (1984)

	6559		6574	6571		6562	6560	6551
	Opx 1-Cpx 1	Opx 2-Cpx 2		Opx 1-Cpx 1	Opx 2-Cpx 2			
X _{CaTs}	5.37	4.33	3.74	4.39	3.23	1.07	1.27	2.81
X _{En}	12.55	12.06	6.94	9.33	9	6.39	6.58	10.75
X _{MgTs}	3.9	3.86	4.82	4.28	5.24	2.60	3.51	4.16
(X _{CaTs} - X _{En}) ^{T°C}	1010	990	830	925	905	—	—	960
(X _{CaTs} - X _{En}) ^{T°C}	1010	990	830	925	905	800	815	960
(X _{CaTs} - X _{En}) ^{P Kbars}	3.1	1.6	2.9	3	1	—	—	1
(X _{CaTs} - X _{En}) ^{P Kbars}	1.8	1	2.9	1.8	3	—	1.5	1.6

Discusión

Según se desprende de la mayoría de resultados anteriormente expuestos, la temperatura de cristalización de los pxs considerados oscilaría entre valores ligeramente superiores a los 1000° y 800°C, con un valor medio de 930°C. Dado que las características texturales no reflejan la existencia de fenómenos de exsolución o recristalización, parece lógico pensar que estos valores corresponden a un mismo acontecimiento registrado durante un cierto intervalo de temperatura, aunque el valor de 800°C es un poco bajo como temperatura de cristalización magmática y puede estar en relación con fenómenos de reequilibración posteriores (Mercier y Bertrand, 1984). Los valores más altos corresponden siempre a la muestra 6559 que presenta mayor proporción de olivino en la composición modal. Dicho valor puede ser considerado como temperatura mínima inicial de cristalización para las rocas ultramáficas de Vivero, puesto que el olivino aparece antes en la secuencia de cristalización, generalmente además, con formas esqueléticas o ameboides, las cuales reflejan un pro-

PH₂O elevada muestran un contenido más alto en CaO (Green y Ringwood, 1968), lo cual reduce la molécula de enstatita en el cpx y explica las temperaturas más bajas que aparecen con pxs de series calcoalcalinas con respecto a los de series tholeiíticas.

En cuanto a la presión, directamente en relación con el contenido en Al, bastante bajo en los pxs considerados, resulta más difícil de determinar. De acuerdo con el método propuesto por Kuno (1962) y Aoki y Kushiro (1968), no debió superar el valor de 5 Kbars, según se desprende de la proporción de la molécula de Tschermak, siempre inferior al 5% (4% valor máximo). En el geotermobarómetro propuesto por Gasparik más preciso, el valor no supera incluso los 3 Kbars, lo que supone unos 13 kilómetros de profundidad de emplazamiento. Si este dato es cierto, la zona de cizalla que facilita el emplazamiento y al mismo tiempo deforma estas rocas, se situaría tres kilómetros por encima de lo estimado por Martínez Catalán (1981) como profundidad del manto de Mondoñedo en zonas próximas (límite oriental de la ventana del Gístral), y apoyaría la

idea de que se trata en realidad de la propia superficie basal del manto y no de otra zona de cizalla situada por debajo.

En cuanto a la precisión de los diferentes métodos empleados, los resultados, salvo con el geotermómetro de Kretz (1982), son muy similares, lo cual resulta lógico si se tiene en cuenta que el mayor problema en la calibración lo representa el Al que en este caso no tiene una proporción muy alta. Por otra parte, de acuerdo con las ideas de Wood y Fraser (1977), la consideración de los pxs como fases con un comportamiento de solución sólida ideal, no parece suponer errores de gran importancia en el cálculo de temperaturas. Por último, el geotermobarómetro de Gasparik, que no ha sido comprobado en rocas naturales, da en nuestro caso valores muy aceptables para la temperatura, con la ventaja de indicar, además, la presión.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento al profesor J. Lameyre del Laboratorio de Petrología de la Universidad de París VI, por la facilitación de los medios necesarios para la realización del presente trabajo y por su constante apoyo y estímulo durante mi estancia en su laboratorio.

Bibliografía

- AOKI, K. y KUSHIRO, I.
1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreisel Weiher, Eifel. *Contr. Mineral. Petrol.*, 18, 326-337.
- GALÁN, G.
1981a. Aportaciones previas sobre la presencia y petrografía de rocas ultramáficas asociadas a granitoides calcoalcalinos precoces en la zona de Vivero (Lugo). *Cuad. Lab. Geológico de Lage*, 2, 35-44.
1981b. Aspectos petrológicos y geoquímicos de las rocas ultramáficas asociadas a la granodiorita precoz de Vivero (Lugo). *Cuad. de Geología Ibérica*, 7, 275-293.
1984. *Las rocas graníticas del macizo de Vivero en el sector norte (Lugo, NO. de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 351 págs.
- GASPARIK, T.
1984. Two-pyroxenes thermobarometry with new experimental data in the system $\text{CaO-MgO}=\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Contr. Mineral. Petrol.*, 87, 87-97.
- GREEN, T. H. y RINWOOD, A. E.
1968. The genesis of the calc-alkalic rock suite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, 103-190.
- KRETZ, R.
1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46, 411-421.
- KUNO, H.
1962. Frequency distribution of rock types in oceanic orogenic and kratogenic volcanic associations. *Crust of the Pacific Basin Geophysical Monograph*, 6.
- KUSHIRO, I.
1960. Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. of Sci.*, 258, 548-554.
- LEAKE, B. E.
1978. Nomenclature of Amphiboles. *Can. Mineral.*, 16, 501-520.
- LINDSLEY, D. H.
1983. Pyroxene Thermometry. *Amer. Mineral.*, 68, 477-493.
- LINDSLEY, D. H. y ANDERSEN, D. J.
1983. A two-pyroxene thermometer. Proceedings of the Thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2, *J. of Geoph. Res.*, 88, supplement, A887-A906.
- MAALØE, S. y HANSEN, B.
1982. Olivine Phenocryst of Hawaiian Olivine Tholeiite an Oceanite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 81, 203-211.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.
1981. *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 219 páginas.
- MERCIER, J. C. C. y BERTRAND, P.
1984. Thermobarométrie pyroxénique. Quelques méthodes sur des réactions de transfert. In: *Thermométrie et barométrie géologique* (M. LAGACHE, edit.). Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, Paris, 237-280.
- PERKINS, D. y NEWTON, R. C.
1980. The composition of coexisting pyroxenes and garnet in the systems $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ at 900°C - 1000°C and high pressures. *Contr. Mineral. Petrol.*, 75, 291-300.
- POWELL, M. y POWELL, R.
1974. An Olivine-Clinopyroxene Geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, 48, 249-263.
- SAXENA, S. K. y NEHRU, C. E.
1975. Enstatite - diopside solvus and geothermometry. *Contr. Mineral. Petrol.*, 49, 259-267.
- WAGER, L. R.; BROWN, G. M. y WADSWORTH, G.
1960. Types of Igneous Cumulates. *J. Petrol.*, 1, 73-85.
- WELLS, R. A.
1977. Pyroxene Thermometre in Simple and Complex Systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- WOOD, B. J. y BANNO, S.
1973. Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42, 109-124.
- WOOD, B. J. y FRASER, D. G.
1977. *Elementary Thermodynamics for Geologist*. Oxford University Press, 303 págs.
- YODER, H. S. Jr. y TILLEY, C. E.
1962. Origin of Basalts Magmas: An experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *J. Petrol.*, 3, 342-532.

Recibido el 1 de octubre de 1985.
Aceptado el 28 de noviembre de 1985.