

# Geología de las ultramafitas pre-andinas de Tapo y Acobamba, Tarma, Cordillera Oriental del Perú

*Geology of the Tapo and Acobamba pre-andean ultramafites, Tarma, Cordillera Oriental, Perú*

Ricardo Castroviejo <sup>(1)</sup>, José Feliciano Rodrigues <sup>(2,3)</sup>, Jorge Acosta <sup>(4)</sup>, Eurico Pereira <sup>(3)</sup>, Darwin Romero <sup>(4)</sup>, Jorge Quispe <sup>(4)</sup>, José Antonio Espí <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Universidad Politécnica de Madrid, ETSI Minas, c/ Alenza 4, 28003-Madrid; ricardo.castroviejo@upm.es; joseantonio.espi@upm.es

<sup>(2)</sup> FEUP – Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Rua Dr. Roberto Frias, s/n 4200-465 Porto, Portugal; felic@fe.up.pt

<sup>(3)</sup> LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Rua da Amieira, Apartado 1089, 4466-956 S. Mamede Infesta, Portugal; eurico.pereira@ineti.pt

<sup>(4)</sup> INGEMMET, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú; jaa\_pe@yahoo.es

## ABSTRACT

Ultramafic rocks occur scattered along a 300 km long NNW-SSE trending belt, parallel to the central Peruvian Andes in the Cordillera Oriental, from Tarma (Junín Dept.) to Huancapallac and Tingo María (Huánuco Dept.). The Tarma occurrences (Tapo and Acobamba) are dealt with here, as the first step of a broader research. The Tapo massif comprises strongly tectonised serpentinites with scarce peridotitic relics, amphibolites and podiform chromitites. It was overthrust on early Carboniferous metasedimentary rocks of the Andean basement (Ambo Group), and it shows evidences of a pre-Andean deformational history, not observed in the Ambo Group; the basal thrust plane is folded by the Andean tectonics. The two smaller Acobamba occurrences are also allochthonous and show similar tectonic features. Major and trace element composition of amphibolites point to a tholeiitic basalt (to picrobasalt) protolith, compatible with an ocean-ridge or ocean-island environment. Small podiform chromitite lenses and chromite disseminations also occur; they are strongly deformed, metamorphosed and overprinted by hydrothermal alteration related to deformation, and were the subject of small scale mining. The ores comprise mainly chromite, ferritchromite, spinel, magnetite, ilmenite and scarce sulphides, as well as the secondary minerals stichtite and nimite. Results of this work exclude current interpretations of the Tarma ultramafites as autochthonous igneous intrusives, and point to a new interpretation for their emplacement.

**Key words:** Tapo ultramafic massif, amphibolite, Cordillera Oriental Andes, chromite, podiform

Geogaceta, 46 (2009), 7-10  
ISSN: 0213683X

## Introducción

La existencia de ultramafitas en la Cordillera Oriental se conoce desde 1929 (Grandin *et al.*, 1977). Tradicionalmente se han interpretado como resultado de la intrusión de un magma ultrabásico profundo, que se emplaza en sills, diques o cuerpos intrusivos en una secuencia metasedimentaria de bajo grado (Grupo Huácar), a la que se atribuye edad precámbrica como a las supuestas intrusiones (e.g. Dalmayrac, 1970; Grandin y Zegarra, 1977; Grandin *et al.*, 1977). Dicha interpretación supone una intrusión pre-tectónica de sills ultramáficos y, posteriormente, el emplazamiento de cuerpos gabroicos; o bien una intrusión diapírica en materiales del Paleozoico Superior (Megard *et al.*, 1996). Este trabajo propone una interpretación alternativa de las ultramafitas como cuerpos alóctonos, cabalgantes sobre las citadas secuencias metasedimentarias (Acobamba) y sobre los depósitos carboníferos del Grupo Ambo (Tapo), en un evento pre-andino todavía no

datado. Posteriormente sufrieron la reactivación tectónica andina en un nivel estructural superior. Por otra parte, el quimismo de las metabasitas asociadas a las ultramafitas corresponde a materiales de corteza oceánica y no a intrusiones continentales. Finalmente, la caracterización de las cromititas las asemeja a las de tipo podiforme y no a las típicas de complejos estratificados intrusivos.

## Marco Geológico

En la Cordillera Oriental aflora extensamente el sustrato metamórfico pre-andino. El marco geológico del área estudiada se caracteriza esquemáticamente (Dalmayrac, 1970, Dalmayrac *et al.*, 1988) por:

-Una secuencia metasedimentaria detrítica con intercalaciones metavolcánicas, que aflora en el núcleo de extensas estructuras antiforales de dirección andina con deformación polifásica y una historia tectonometamórfica diferenciada. El

conjunto se designa como Complejo de Maraño, si bien las unidades aflorantes en el área de estudio (supuestamente el encajante de las ultramafitas) han recibido el nombre de Grupo de Huácar; se atribuye a ambos una edad neoproterozoica.

- Una secuencia marina paleozoica inferior, discordante sobre la anterior y afectada por metamorfismo de bajo grado y deformación polifásica, que corresponde al ciclo varisco.
- Los sedimentos de facies marinas y continentales, de edad tardi-paleozoica a triásica inferior, correspondientes a la sedimentación tardi- y post-tectónica varisca, comprendiendo el Grupo Ambo (Carbonífero Inferior).
- Las secuencias sedimentarias del ciclo andino, en discordancia erosiva sobre las unidades precedentes; comienzan, en el área de estudio, con una secuencia carbonatada del Triásico Superior al Jurásico Inferior (Grupo de Pucará).

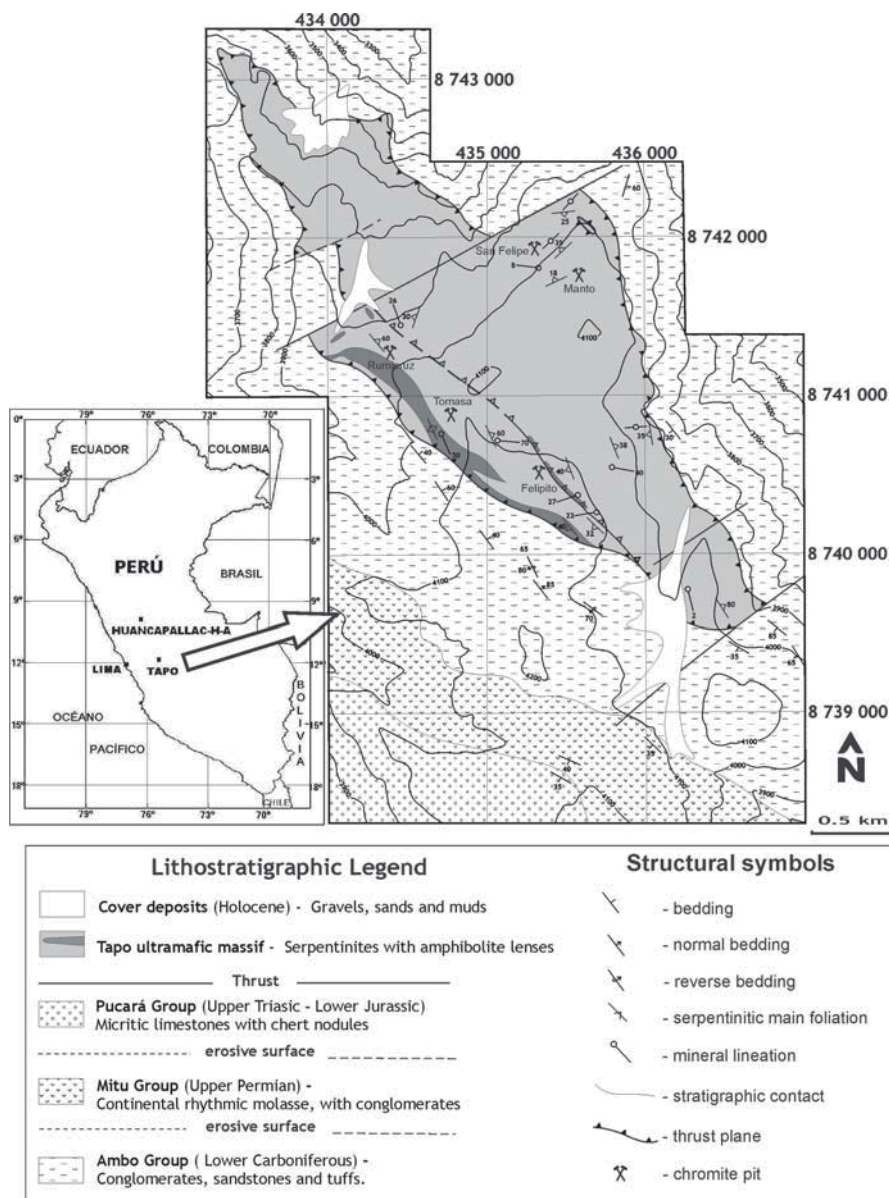


Fig. 1.- Geología del macizo ultramáfico de Tapo.

Fig. 1.- Geology of the Tapo ultramafic massif.

**Estructura y Tectónica**

El Macizo de Tapo (MT) es el más importante cuerpo ultramáfico-máfico y recibe su nombre de la cercana localidad de Tapo, al E de Tarma. Aflora entre 3750 y 4200 m de altitud y presenta una forma elongada (~5 km por ~2 km: Fig. 1). Comprende peridotitas fuertemente serpentinizadas y, muy subordinadamente, metagabros o anfibolitas y cromititas, así como modificaciones metasomáticas locales de estas litologías. Está dividido longitudinalmente por un cabalgamiento con deformación intensa y milonitización. Sus contactos externos se limitan a la secuencia siliciclástica del Grupo Ambo y son siempre de naturaleza mecánica. Se trata también de cabalgamientos que su-

perponen el MT sobre los materiales del Grupo Ambo y que aparecen marcados por fuerte cataclisis, con silicificación ocasional tanto de los materiales ultramáficos como de los materiales sedimentarios subyacentes.

La deformación interna del MT contrasta fuertemente con la del encajante sedimentario subyacente, así como con la deformación cataclástica asociada al contacto basal. En las serpentinitas la foliación principal (Sn) tiene una dirección general NO-SE y buzamientos variables al NE o al SO, debidos a plegamiento posterior. Las lineaciones minerales tienen dirección NE-SO a NNE-SSO. Este plegamiento no muestra foliación metamórfica asociada y es de edad andina; afecta también los sedimentos del

Grupo Ambo, generando la estructura sinforme que aloja las ultramafitas. Su plano axial es vertical con dirección andina (NO-SE) y el eje es sub-horizontal. La deformación penetrativa dúctil que afecta todo el cuerpo serpentinitico, así como los cuerpos lenticulares de anfibolitas, no es compatible con la deformación cataclástica asociada al contacto basal del cuerpo ultramáfico. Ello implica la instalación en un nivel estructural superior, post-Paleozoico Superior, del MT sobre el substrato sedimentario, con deformación andina no penetrativa generada sobre el frente de esquistosidad.

El reconocimiento de la tectónica andina como responsable del emplazamiento de las ultramafitas sobre el Grupo Ambo obliga a revisar también los contactos del Complejo ultramáfico de Acobamba (CA) con la secuencia paraderivada de bajo grado metamórfico (filitas) del Grupo Huácar. El CA comprende dos cuerpos totalmente serpentinizados que afloran a unos 7 km al NE de la población de Acobamba. Ambos cuerpos, elongados en dirección N-S y de reducidas dimensiones (máx. 1 km por 0'1 km), eran interpretados como diques intrusivos.

Como en Tapo, en ambos cuerpos del CA la deformación interna es polifásica. La foliación principal (Sn) es penetrativa y de génesis no-coaxial, evidenciada por diversos indicadores cinemáticos típicos (porfiroclastos asimétricos, estructuras C/S). La existencia de planos S cizallados indica un episodio anterior, generador de una foliación, también penetrativa, que se designa como Sn-1. Sn tiene dirección general NNO-SSE y buzamiento variable ENE u OSO.

Las fábricas miloníticas en las litologías serpentiniticas están asociadas a los contactos con las filitas subyacentes, las cuales exhiben también una deformación cizallante intensa, que tiende a desaparecer al aumentar la distancia al contacto. También en los metagabros de Tapo se observan gradientes espaciales de la fábrica, ya que pasan paulatinamente de metagabros foliados a metagabros milonitizados.

La deformación asociada representa la etapa de exhumación de las ultramafitas y su instalación sobre la secuencia metasedimentaria precámbrica (Gr. Huácar), como lo indica la presencia en las filitas de una deformación D2, asociada espacialmente a los contactos con las ultramafitas y correlacionable con la etapa que, en éstas, genera Sn. Esta deformación D2 muestra pliegues milimétricos isoclinales e intrafoliares en una foliación milonítica. Posteriormente a D2 se produce un plegamiento general del conjunto,

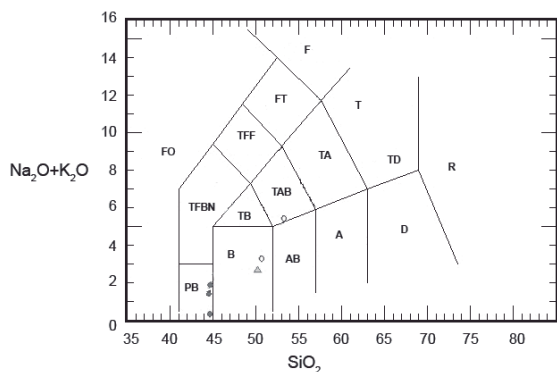


Fig. 2.- Proyecciones de metabasitas: Diagrama TAS, LeMaitre et al, 1989. Campos: A\_Andesita, AB\_Andesita basáltica, B\_Basalto, D\_Dacita, F\_Fonolita, Fo\_Foidita, FT\_Fonolita tefrítica, PB\_Picrobasalto, R\_Riolita, T\_Traquita, TA\_Traquiandesita, TAB\_Traquiandesita basáltica, TB\_Traquibasalto, TD-Traquidacita, TFBN\_Tefrita basanítica, TFF\_Tefrita fonolítica.

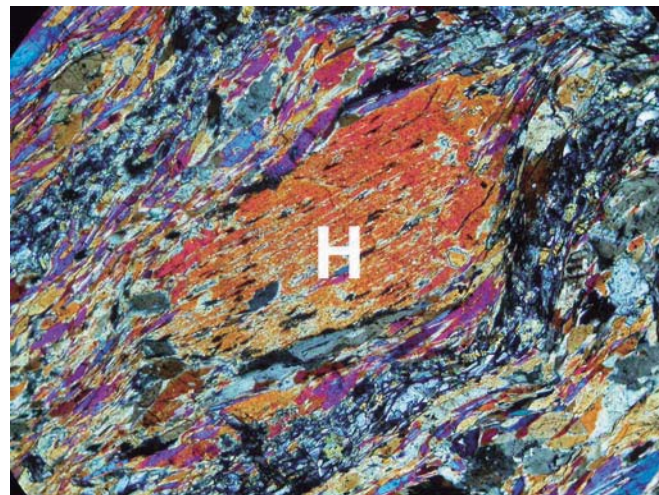


Fig. 4.- Porfidoclasto de hornblenda (H) en blastomilonita anfibólica. Longitud de la imagen 1,5 mm, NX, muestra 090606.2.

Fig. 2.- Metabasite projections, TAS diagram, LeMaitre et al, 1989. Fields : A\_Andesite, AB\_Andesita basáltica, B\_Basalto, D\_Dacita, F\_Fonolita, Fo\_Foidita, FT\_Fonolita tefrítica, PB\_Picrobasalto, R\_Riolita, T\_Traquita, TA\_Traquiandesita, TAB\_Traquiandesita basáltica, TB\_Traquibasalto, TD-Traquidacita, TFBN\_Tefrita basanítica, TFF\_Tefrita fonolítica.

Fig. 4.- Hornblende fish (H) in amphibolitic blastomylonite. Length of photomicrograph 1,5 mm, XN, sample 090606.

el cual genera una sucesión de sinclinales y anticlinales sin vergencia y sin producción de estructuras penetrativas (D3). Y, finalmente, una etapa D4 con pliegues asociados a cizallamientos andinos.

**Petrología y Mineralogía**

El MT se distingue del CA por su mayor variedad litológica y por ser el único en el que se ha registrado actividad extractiva (cromita); en ambos casos y como corresponde a su emplazamiento puramente tectónico, falta todo efecto de metamorfismo térmico sobre las filitas o sedimentos subyacentes.

Los dos cuerpos del CA son, litológicamente, monótonos: se componen casi exclusivamente de serpentinita, ocasionalmente silicificada de forma masiva en las zonas de contacto (tectónico) y transformada en un jaseroide negro

(birbirita). Lo que sigue se refiere al MT, el que ofrece datos más conclusivos.

Las ultramafitas de Tapo están, casi siempre, totalmente serpentinizadas e intensamente deformadas: las litologías más frecuentes son serpentinitas y milonitas serpentínicas. Aunque se encuentran relictos peridotíticos, éstos son escasos y habitualmente están alterados hasta tal punto que hacen inviable la caracterización geoquímica de sus protolitos. En lámina delgada, raramente se observan relictos o fantasmas de olivino o piroxeno, que sugieren protolitos duníticos y harzburgíticos o piroxeníticos.

Las metabasitas, metagabros bandeados y anfibolitas ricas en hornblenda, también están habitualmente alteradas, pero una cartografía cuidadosa ha permitido localizar algunas muestras útiles. Los análisis químicos realizados sobre las muestras más frescas (Tablas I, II,

III) muestran que se trata de protolitos basálticos a picrobasálticos (Fig. 2); el diagrama spider de TR (Palme & O’Neil, 2004) corrobora este dato y las proyecciones en los diagramas de Irvine & Baragar (1971) y Jensen (1976) indican una filiación toleítica. La alteración hace inviables la mayor parte de las interpretaciones basadas en elementos traza, habitualmente lixiviados hasta valores próximos al límite analítico. No obstante, puede inferirse un ambiente oceánico (dorsal o isla: Fig. 3; resultados similares se obtienen con las proyecciones de Pearce *et al.*, 1977).

Desde el punto de vista petrográfico, la combinación de deformación y alteración intensas a extremas resulta en tipos variados (esquistos cloríticos, clorítico-serpentínicos, anfibólicos, milonitas, blastomilonitas, cataclasitas, brechas birbiríticas, listvaenitas, granofels de granate y epidota, etc. Fig. 4) y en com-

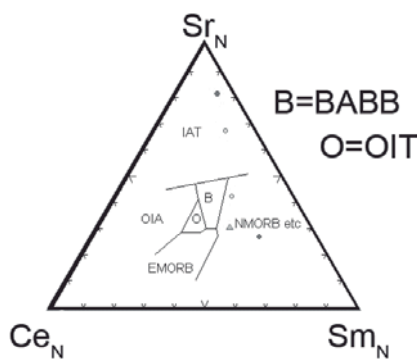


Fig. 3.- Proyecciones de metabasitas: Diagrama Sm<sub>N</sub>-Sr<sub>N</sub>-Ce<sub>N</sub>, Ikeda (1990).

Fig. 3.- Metabasite projections, Sm<sub>N</sub>-Sr<sub>N</sub>-Ce<sub>N</sub> diagram, Ikeda (1990).

TABLA I	090606-02	090606-03	260607-01	090607-02	090607-3	130607-12
%	anfibilota	metagabro	metabasalto	anfibilota	anfibilota	metagabro
SiO <sub>2</sub>	40,01	49,43	47,25	42,53	42,94	50,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,11	11,55	15,87	13,05	10,85	15,18
Fe Total (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	21,86	14,13	9,2	19,11	23,1	8,79
MnO	0,18	0,15	0,15	0,19	0,26	0,16
CaO	8,11	10,84	11,13	11,49	9,42	7,84
MgO	7,98	6,8	7,95	7,26	6,54	8,67
Na <sub>2</sub> O	0,22	3,06	2,47	1,09	1,69	4,84
K <sub>2</sub> O	0,06	0,12	0,04	0,23	0,08	0,17
TiO <sub>2</sub>	3,26	2,57	0,93	2,35	3,4	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,03	0,13	0,08	<0,03	<0,03	<0,03
P.Rubro	8,03	1,03	4,88	2,56	1,57	2,96
TOTAL	99,85	99,71	99,95	99,89	99,88	99,75

Tabla I.- Análisis de elementos mayores en metabasitas del macizo de Tapo. FRX, IGM (Instituto Geológico Mineiro), Porto.

Table I.- Major element analysis from the Tapo metabasites. XRF, IGM (Instituto Geológico Mineiro), Porto.

posiciones mineralógicas inesperadas (por ejemplo, de tipo skarn: granate, zoisita, epidota, wollastonita, clorita, albita, titanita, tremolita, etc.).

Las ultramafitas presentan dos tipos de concentraciones de cromita: masivas y disseminadas. Las primeras son lentejones podiformes de cromita, prácticamente agotados en superficie y de dimensiones reducidas (longitudes visibles < 100 m y potencias máximas de orden dm-m). Las segundas, serpentinitas cromíticas. En ambos casos, la mineralogía es similar y relativamente sencilla (cromita, magnetita / espinelas y trazas de sulfuros, principalmente pirita, como inclusiones diminutas), si bien el metamorfismo y los procesos metasomáticos aludidos introducen cambios apreciables, como el reemplazamiento de cromita por ilmenita o la movilización del Cr para precipitar en una fase carbonatada (*stichtita*, la cual llega a ser componente mayoritario de la roca ocasionalmente). En consonancia con la composición de las cromitas, ricas en Al, y con el ambiente inferido, posiblemente de dorsal oceánica, no se han hallado minerales del grupo del platino (MGP). Las menas muestran frecuentes texturas cataclásticas, a veces recrystalizadas (particularmente la magnetita), y un notable zonado metamórfico (núcleos de cromita y coronas de magnetita / espinela), que indica facies anfibolitas con relictos de facies esquistos verdes (Fanlo *et al.*, 2009).

**Conclusiones**

A pesar de las difíciles condiciones de afloramiento y de los efectos de una deformación y de una alteración hidrotermal prácticamente ubicuas, los rasgos todavía observables de las ultramafitas de Tarma permiten establecer unos hechos fundamentales para comprender su emplazamiento y excluyen algunas hipótesis previas.

La existencia de una fuerte deformación cizallante, con milonitas y filonitas asociadas al contacto basal de las ultramafitas con las secuencias metapelíticas y siliciclásticas del basamento de la Cordillera Oriental (ya sea el Grupo Huácar, ya el Grupo Ambo), así como la ausencia total de efectos de metamorfismo térmico en estas últimas, prueba el carácter alóctono de los cuerpos ultramáficos y descarta la hipótesis de una intrusión magmática ultrabásica en dichas secuencias. Los patrones de interferencia sobre las milonitas de dichos contactos indican un emplazamiento pre-andino, posteriormente afectado por el ciclo andino. Los rasgos de deformación interna halla-

TABLA II	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Ta	Sn	W	Th	Hf	U	La	Ce	Nd	Sm	Yb	Ni	Cu	Zn	Pb	V	Cr	Co	Ga
090606-02	4	35	18	14	<3	36	<5	<6	<6	<5	<7	<4	<5	<5	<6	<6	<6	150	237	105	<6	1580	11	86	18
090606-03	<3	232	36	44	<3	66	<5	<6	<6	<5	<7	<4	<5	<5	<6	6	<6	157	9	41	<6	1065	111	56	17
260607-01	<3	97	24	52	<3	15	<5	<6	<6	<5	<7	<4	<5	<5	<6	11	<6	130	68	65	<6	215	422	44	13
090607-02	8	395	17	15	<3	128	<5	<6	<6	<5	<7	<4	<5	<5	<6	<6	<6	100	22	112	<6	820	19	67	21
090607-03	<3	65	15	10	<3	62	<5	<6	<6	<5	<7	<4	<5	7	<6	<6	<6	80	126	129	<6	1348	<5	92	21
130607-12	5	173	15	12	<3	142	<5	<6	<6	<5	<7	<4	<5	<5	<6	<6	<6	86	5	48	<6	202	31	41	15

**Tabla II.- Análisis de elementos menores en metabasitas del macizo de Tapo. FRX, IGM (Instituto Geológico Mineiro), Porto.**

*Table II.- Trace element analysis from the Tapo metabasites. XRF, IGM (Instituto Geológico Mineiro), Porto.*

TABLA III	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Nb	Hf	Ta	Th	U
<i>Lim Quant</i>	3	2	0,3	0,9	0,2	0,04	0,2	0,04	0,2	0,04	0,1	0,02	0,1	0,02	0,7	2,3	0,1	0,2	1,3
090606-02	<3	2	0,3	2,1	1,2	0,74	1,8	0,39	2,8	0,65	1,9	0,27	1,8	0,28	<0,7	<2,3	<0,1	<0,2	<1,3
090606-03	3	9	1,7	9,4	3,5	1,81	5	1	7,1	1,45	4,2	0,62	4,1	0,61	1,2	<2,3	0,1	<0,2	<1,3
260607-01	<3	7	1,2	6,3	2,3	0,87	3,2	0,60	4,2	0,91	2,7	0,38	2,5	0,39	2,1	<2,3	0,1	0,2	<1,3
090607-02	<3	2	1,6	2,1	1,1	1,20	1,8	0,37	2,7	0,63	1,7	0,27	1,7	0,29	<0,7	<2,3	<0,1	<0,2	<1,3
090607-03	<3	<2	<0,3	1,6	0,9	0,61	1,8	0,36	2,7	0,63	1,8	0,28	1,8	0,29	<0,7	<2,3	<0,1	<0,2	<1,3
130607-12	<3	2	0,3	2,2	1	0,56	1,6	0,32	2,5	0,55	1,6	0,24	1,7	0,27	<0,7	<2,3	<0,1	<0,2	<1,3

**Tabla III.- Análisis de TR, Nb, Hf, Ta, Th y U (ppm) en metabasitas del macizo de Tapo. ICP-MS (muestras secas, 105 °C), IGM (Instituto Geológico Mineiro), Porto.**

*Table III.- Analysis of REE, Nb, Hf, Ta, Th y U (ppm) from the Tapo metabasites. ICP-MS (dried samples, 105 °C), IGM (Instituto Geológico Mineiro), Porto.*

dos en las ultramafitas y no compartidos por las rocas subyacentes, a su vez, indican en aquéllas una historia de deformación previa a su emplazamiento y no compartida por éstas. No obstante, la edad de las ultramafitas aún no puede precisarse, toda vez que sus contactos son siempre tectónicos y las dataciones absolutas están todavía en curso.

Las menas de cromita son del tipo podiforme y no se corresponden al tipo intrusivo. Además, el quimismo de las metabasitas sugiere su generación en un ambiente de dorsal oceánica o de isla oceánica, que implica un emplazamiento alóctono en su actual ubicación.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido financiado por la Universidad Politécnica de Madrid (Proyectos AL06PID0010, AL07PID027 & AL08PID25) y apoyado por INGEMMET / Perú y por LNEG\_Porto. Se agradece el apoyo del Dr. Félix Bellido, IGME, Madrid, para la interpretación y discusión de los datos geoquímicos, así como del Dr. H. Chirif, Director de Recursos Minerales, INGEMMET, del Dr. R. Carrascal, UNI, Lima, y de la Cía. REPSA, Peru.

**Referencias**

Castroviejo, R., Moreno, T., Prichard, H. y Fallick, A.E. (2004). En: Pereira, E., Castroviejo, R. y Ortiz, F. (Eds, 2004) *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica, Proyecto XIII.1\_CYTED*, Madrid, p. 231-266.

Dalmayrac, B. (1970) *C. R. Ac. Sc. Paris*, 270: 1088-1091.  
 Dalmayrac, B., Laubacher, G y Marocco, R. (1988) *INGEMMET*, Bol. 12, 313 pp.  
 Fanlo, I., Gervilla, F., Castroviejo, R., Rodrigues, J.F., Acosta, J., Pereira, E. y Uribe, R. (2009). *10<sup>th</sup> Biennial SGA Meeting*, Townsville, Australia (subm.).  
 Grandin, G., Aumaitre, R., Huaman, A. y Vilca, C. (1977). A.C. ORSTOM-INGEOMIN, Informe Final, INGEMMET, Lima.  
 Grandin, G. y Zegarra Navarro, J. (1979). *Bol. Soc. Geol. Peru*, 63: 99 – 115.  
 Ikeda, Y. (1990). *N. Jb. Miner. Mh. Jg.* No 4, 145-158.  
 Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. (1971). *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.  
 Jensen, L.S. (1976). *Ontario Division of Mines. Misc. Publ.* 66, 22 p. Canada.  
 Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, P., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. (1989). Blackwell, Oxford.  
 Megard, F., Caldas, J., Paredes, V.J. y Cruz, N. (1996) Bol. N° 69 serie A, INGEMMET, Lima, 227 p.  
 Palme, H. y O'Neill, H.C. (2004). En: Carlson RW, Ed. *The Mantle and Core. Vol 2, Treatise on Geochemistry* (Holland HD, Turekian KK, Eds.). Elsevier-Pergamon, Oxford.  
 Pearce, T.H., Gorman, B.E. y Birkett, T.C. (1977). *Earth and Planetary Science Letters*, 36:121-132.  
 Proenza, J. (2004), En: Pereira, E., Castroviejo, R. y Ortiz, F. (Eds, 2004) *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica, Proyecto XIII.1\_CYTED*, Madrid, 359-372.