

LOS DOMINIOS GEOTECTÓNICOS DEL TERRITORIO PERUANO

Víctor Carlotto, Harmuth Acosta, Mirian Mamani, Luis Cerpa, Rildo Rodríguez, Fredy Jaimes, Pedro Navarro, Eber Cueva, César Chacaltana

INGEMMET, Av. Canadá, 1470 San Borja Lima. Email: vcarlotto@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

La corteza del territorio peruano exhibe diferentes bloques estructurales yuxtapuestos, los cuales se traducen en los diferentes dominios geotectónicos. Cada uno de estos dominios está caracterizado por su propia evolución sedimentaria, tectónica y magmática. Los límites están señalados por sistemas de fallas complejos NO-SE, E-O y NE-SO; regional o localmente pueden estar marcados por unidades magmáticas de diferentes edades y composiciones. La evolución geológica de cada bloque está atribuida a las características litológicas propias de cada dominio, que da como resultado una alta heterogeneidad de la litosfera continental. En este trabajo, en primer lugar se explica cómo se ha establecido estos dominios geotectónicos y luego se explica su origen, para así poder comprender la evolución de los Andes peruanos, particularmente su relación con la génesis de los yacimientos de minerales. Esta información se traduce en el delineamiento de un nuevo mapa metalogénico, establecido en base a estos nuevos dominios geotectónicos.

ESTABLECIMIENTO DE LOS DOMINIOS

El trabajo base para el establecimiento de los dominios geotectónicos es el nuevo mapa estructural del Perú, que está construyendo la DGR. Posteriormente, la geología regional ilustrado por los nuevos mapas geológicos, están definiendo adecuadamente las unidades intrusivas y volcánicas, las que nos dan información del substrato. Igualmente ha sido importante la base de datos de dataciones y de geoquímica, y las características físicas de la corteza, esto reflejado en las mediciones de las anomalías de Bouguer.

Se han delineado los siguientes dominios geotectónicos (Fig. 1).

1. Dominio Atico-Mollendo-Tacna corresponde a una parte del macizo de Arequipa que está bien expuesto a lo largo de la costa del sur del Perú y constituye el basamento de la cuenca occidental sur peruana. El límite de este dominio está expresado por el cabalgamiento Cincha-Lluta (Vicente., 1989), donde el basamento sobreyace a las series mesozoicas. El macizo de Arequipa ha tenido una evolución compleja, policíclica, magmática y metamórfica desde el Proterozoico temprano hasta el Paleozoico. Incluye un evento regional tectónico y metamórfico relacionado con la orogenia Sunsas o Grenville desarrollado en el Mesoproterozoico, debido a la colisión entre Laurentia y Amazonia (Loewy et al. 2004). Este dominio incluye tanto el Batolito de la Costa (Cretácico-Paleoceno), así como la cuenca occidental peruana rellena con secuencias volcano sedimentarias durante el Jurásico al Cretácico. Este dominio está separado del Dominio Pisco-Chala por la falla Iquipi de dirección a E-O (Mamani et al., 2008) que parece unirse al sistema NO-SE de Cincha-Lluta-Incapuquio, en este caso separándola de la Cordillera Occidental. La falla Iquipi es un accidente importante que marca un cambio en la estructura (espesor) cortical profunda, entre este dominio y el Dominio Pisco-Chala, que es evidenciado por isótopos de Pb -, Sr- y Nd- (Mamani et al., 2008).

2. Dominio Pisco-Chala tiene un basamento constituido por rocas metamórficas del bloque alóctono del Macizo de Arequipa. Las rocas neoproterozoicas y paleozoicas están intruidas por el Batolito de San Nicolás datado entre 468 y 440 (Loewy et al., 2004). Las principales unidades mesozoicas son los volcánicos del Jurásico medio y sedimentos de Cretácico (Roperch & Carlier 1992). El límite norte está dado por el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos y el sur por la falla Iquipi.

3. Cordillera Oriental: afloran rocas metasedimentarias del Paleozoico inferior, incluyendo el Complejo del Maraón (Haeberlin, 2002; Chew et al., 2008; Cardona, 2006). Corresponde a una cuenca distensiva en un contexto de trasarco, que evoluciona a régimen compresivo en un contexto de antepaís de retroarco (Jaillard

et al., 2000). Este dominio está controlado por los sistemas de fallas del frente subandino, Cordillera Real, Urcos-Sicuani-Ayaviri, San Francisco-Satipo-Pangoa y Oxapampa-San Vicente, y el sistema de fallas del río Marañón. Estos sistemas controlaron la evolución de las cuencas y el emplazamiento de cuerpos intrusivos durante todo el Paleozoico. En el Permo-Triásico actuaron como fallas normales asociado al rift Permo-Triásico, y durante la evolución andina sufren la inversión tectónica y actúan como fallas inversas, lo que ha producido el fuerte levantamiento y erosión de la actual Cordillera Oriental. El Batolito de Pataz es de edad misisipiana y naturaleza calco alcalina (Vidal et al., 1995; Haeberlin et al., 2004). En la región de Vilcabamba, las fallas NE-SO de Patacancha-Tamburco y Puyentimari delimitan y desplazan este dominio, además de controlar el límite de los batolitos Permo-Triásicos de Quillabamba y Machupicchu. Estas fallas son interpretadas de transformación desarrolladas durante el proceso de rifting permo-triásico (Carlotto et al., 2006). De acuerdo a sus firmas de elementos mayores y traza, los granitos permo-triásicos de la Cordillera Oriental (Miskovic y Schaltegger, 2009) son peraluminosos a peraluminosos medios y se les puede clasificar tectónica y magmáticamente como granitos orogénicos transicionales.

4. Altiplano Oriental: corresponde a la cuenca Putina situada en el borde sur de la Cordillera Oriental, que presentan un substrato con rocas del Paleozoico inferior. Esta cuenca ha sido rellenada durante el mesozoico y muestra una tectónica de faja corrida y plegada con vergencia suroeste desarrollada en el Cenozoico. El magmatismo permo-triásico y jurásico, así como los sistemas de fallas, indican la existencia de movimientos distensivos relacionados a sistemas de rifts en esas épocas. Aquí se ha desarrollado el arco interno cenozoico (Clark et al., 1984) donde se tiene un magmatismo potásico a ultrapotásico representado por las shoshonitas, lamproitas y minetes del Oligo-Mioceno-Plioceno (Carlier et al., 2005). Está limitada al oeste por el sistema de fallas NO-SE Urcos-Sicuani-Ayaviri y al este por el sistema de fallas de la Cordillera Real. Estos dos grandes sistemas de fallas definen un bloque litosférico infrayacido por un manto de harzburgita metasomatisado de edad paleo-proterozoico a arqueana (Carlier et al., 2005) diferente al terreno de Arequipa. Para Mamani et al. (2008), este dominio corresponde al borde este del dominio proterozoico de Arequipa, evidenciado por isótopos de Pb no radiogénicos.

5. Altiplano Occidental: se localiza entre el borde norte de la Cordillera Occidental y el Altiplano Oriental, corresponde al antiguo alto mesozoico Cusco-Puno, limitado por los sistemas de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo y Urcos-Sicuani-Ayaviri (Carlotto et al., 2005; Carlotto, 2006), los que en el Cenozoico jugaron como fallas de rumbo e inversas, controlando el relleno sedimentario de las cuencas sinorogénicas de capas rojas (Eoceno-Mioceno). A partir de los estudios de los magmas potásicos y ultrapotásicos como leucititas traquibasaltos y tefritas del Oligo-Mioceno terminal (27-6 Ma), se interpreta que bajo el Altiplano Occidental y/o borde norte de la Cordillera Occidental, la presencia de un manto lezolitico metasomatisado con edades meso-neoproterozoico (Carlier et al., 2005).

6. Cordillera Occidental: Corresponde a la antigua cuenca occidental peruana que comenzó a individualizarse en el Jurásico inferior con el inicio del arco volcánico Chocolate (190-170 Ma), y el relleno sedimentario con carbonatos, turbiditas y sílico-clásticos hasta el Cretácico inferior. Luego en el Cretácico superior la cuenca se invierte por que comienza a levantarse los dominios costeros, y predominado cada vez más de la sedimentación continental. Así, la tectónica del Cretácico superior produce el cabalgamiento Cincha-Lluta y Tapacocha-Conchao-Cocachacra que tienen vergencia al este. La deformación migra hacia el E y durante el Eoceno son los sistemas de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo en el sur, Marañón en el norte, que cabalgan sobre el Altiplano Occidental. El dominio está caracterizado por la intensa actividad volcánica relacionado a los arcos volcánicos cenozoicos denominados: Toquepala-Tantarà (75-55 Ma), Challaviento-Llama (55-42 Ma), Anta-Pativilca (42-30 Ma), Tacaza-Calamarca (30-24 Ma), Huaylillas-Palca-Sillapaca-Calipuy (24-10 Ma), Barroso inferior-Negritos (10-3 Ma), Barroso superior (3-1 Ma) y Arco Frontal (<1 Ma). Los magmas de estos arcos son calcoalcalinos y las firmas de sus elementos traza son típicas de subducción y se observan variaciones con el tiempo de los elementos traza como Sm/Yb y Sr/Y (Mamani et al., 2010 y este congreso).

7. Dominio Casma: se sitúa en la costa y en el borde O de la Cordillera Occidental del Perú central. Afloran unidades volcánicas, plutónicas y sedimentarias que son parte del sistema volcánico de arco-islas a arco continental, que es activo desde el Jurásico terminal como parte de la cuenca occidental, rellenada con secuencias volcano sedimentarias de edad cretácica. Las rocas plutónicas corresponden al Batolito de la

Costa. Lo más importante de la actividad magmática se da entre 120 y 110 Ma (de Haller et al., 2006), donde se depositan mas de 1000 m de volcánicos (Casma). Por las características mantélicas de los magmas y el volumen de emplazamiento de las unidades se estima que este dominio está constituido por una de las mayores adiciones de magma hacia la corteza. Los límites corresponden a los sistemas de fallas Conchao-Cocachacra e Ica que jugaron como normales en el Cretácico.

10. Alto Condoroma-Caylloma: corresponde a un alto estructural mesozoico desarrollado en la parte media de la cuenca occidental del sur y centro del Perú. Los depósitos mesozoicos son menos potentes que en la cuenca. Está controlado por el sistema de fallas Condoroma-Caylloma-Mollebamba, La Oroya Huancavelica y Chonta que en el mesozoico actuaron como normales. Durante el Cenozoico estos sistemas juegan como fallas inversas y generaron estructuras en flor, lo que ha favorecido la formación de grandes cámaras magmáticas, dando lugar así a la formación de calderas que emitieron grandes volúmenes de ignimbritas. A ambos lados del alto se desarrollaron las cuencas continentales sinorogénicas Tacaza (30-24 Ma) y Maure (22-5 Ma), cuyos sedimentos están intercalados con niveles espesos de ignimbritas.

8. Zona Subandina: corresponde a la faja corrida y plegada de las secuencias sedimentarias paleozoicas hasta miocenas. La principal deformación es en el Mioceno, producto del cabalgamiento de la Cordillera Oriental sobre la Llanura Amazónica, debido a un cizallamiento cortical que produce la “subducción continental” del cratón brasileño bajo la Cordillera Oriental.

9. Llanura Amazónica: La Llanura Amazónica es la expresión superficial de las cuencas de antepaís amazónicas producto de la faja corrida y plegada de la Zona Subandina

11. Dominio Amotapes-Tahuín: localizado al NO del Perú, tiene una dirección N-S a NE-SO. Limita al este con la falla Cusco-Anglo. Afloran rocas metamórficas de edad paleozoica intruidos por granitoides triásicos del Macizo de Illescas, Paita y los Cerros de Amotape. Todo este conjunto pertenece a un mismo bloque parautoctono de corteza continental del terreno Amotape-Tahuín (Bellido et al., 2009) Los granitoides del tipo S son el resultado de la fusión de metasedimentos de la corteza continental superior en relación con un evento tectónico extensional. En el Cretácico inferior este bloque colisiona a la margen continental Perú-Ecuador.

12. Dominio Sechura-Lancones: corresponde a la cuenca Lancones. Al oeste limita con el terreno Amotapes-Tahuín, por el este y sur con el complejo Olmos-Loja. Dicha cuenca contiene unidades volcano-sedimentarias que van del Albiano al Cenozoico. Hacia el sector occidental presenta mayormente rocas sedimentarias, que pasan lateralmente hacia el lado oriental a rocas volcánicas masivas con escasas intercalaciones sedimentarias (Reyes y Caldas, 1987). La cuenca Lancones se halla sobre bloques de antiguas cortezas continentales que definen una margen andina de cuenca de tras-arco en el NO del Perú. Los magmas bimodales (toleíticos y calcoalcalinos) aquí emplazados tienen composición casi mantélica y al igual que en el dominio Casma estos magmas representan en volumen una adición de material mantélico a la corteza.

13. Dominio Olmos-Loja: está situado sobre parte del dominio Pucara-Zamora que se prolonga a territorio ecuatoriano. El basamento está constituido por metasedimentos y volcánicos del Ordovícico inferior, carbonatos del Grupo Pucara (Trias-Jurásico) y volcanos sedimentarias del Jurásico medio-superior de la Formación Colán. Rocas intrusivas del batolito calco alcalino de de Zamora están datado entre 190 y 140 Ma (Litherland et al., 1994). Este dominio está separado de la Cordillera Oriental por el sistema de fallas del Maraón, en cambio, al oeste, aflora el complejo de Olmos mediante el sistema de fallas Olmos. Estos dos grandes sistemas de fallas que limitan el dominio, parecen haber jugado como normales en el Jurásico, definiendo un sistema de grábenes, en un contexto de cuenca de trasarco, entre el Macizo de Olmos al oeste y el complejo del Maraón al este, los que se comportaron como altos, pero pertenecen a un mismo substrato. Durante el Cenozoico este graben se invirtió mostrando estructuras inversas a doble vergencia. Los sistemas de fallas han ayudado a la formación de grandes cámaras magmáticas que dieron lugar a la formación de calderas volcánicas en el noroeste del Perú.

