

EVIDENCIA DE ACTIVIDAD VOLCANICA EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL CARBONIFERO INFERIOR (VISEANO SUPERIOR) DEL ALTIPLANO NORTE DE BOLIVIA (16°S), Y SU RELACION CON EL ARCO MAGMATICO DE LOS ANDES CENTRALES

ENRIQUE DIAZ MARTINEZ

ORSTOM, Casilla Postal 9214 - La Paz, Bolivia

RESUMEN

El análisis composicional de areniscas en la serie sedimentaria del Carbonífero inferior de la Península de Copacabana en el Lago Titicaca (Altiplano de Bolivia) permite reconocer la influencia de actividad volcánica en el área madre de los sedimentos a partir del Viseano. Mientras que la Formación Kasa (Tournaisiano-Viseano) presenta petrofacies arcosica y cuarzosa, la Formación Siripaca (Viseano superior-Serpukhoviano inferior), en concordancia estratigráfica con la anterior, presenta petrofacies vulcanoplutómica. Dada la ausencia de datos de paleocorrientes para la Formación Siripaca, este cambio en la composición de las areniscas se interpreta como un cambio de área madre debido a una redistribución de las redes de drenaje durante la orogenésis hercínica y el comienzo de la regresión del Carbonífero medio en los Andes Centrales. Las areniscas de la Formación Siripaca reflejan la erosión de un arco magmático parcialmente disectado, y por lo tanto constituyen la evidencia más antigua en Bolivia de la actividad volcánica y magmatismo del margen activo de Gondwana occidental durante el Paleozoico superior.

Palabras clave: análisis de procedencia, volcanismo, Carbonífero inferior, Andes Centrales, Bolivia.

ABSTRACT

Compositional analysis of Lower-Carboniferous sandstones in the Copacabana Peninsula of Lake Titikaka (Bolivian Altiplano) reveals a magmatic arc provenance for the sediments as early as in the Visean. While the Kasa Formation (Tournaisian-Visean) presents arkosic and quartzose petrofacies, it is conformably overlain by the Siripaca Formation (late Visean-early Serpukhovian), with vulcanoplutonic petrofacies. Given the lack of paleocurrent data for the Siripaca Formation, this change in sandstone composition is interpreted as a change of source area due to the rearrangement of drainage nets during eohercynian orogenesis and the beginning of mid-Carboniferous regression in the Central Andes. Sandstones in the Siripaca Formation record the erosion of a partially dissected magmatic arc, and thus represent the earliest evidence in Bolivia of Late Paleozoic active volcanism and magmatism along the active margin of western Gondwana.

Key words: provenance analysis, volcanism, Lower Carboniferous, Central Andes, Bolivia.

INTRODUCCION

El análisis composicional de areniscas ayuda a establecer en qué ambiente geodinámico se depositó la serie sedimentaria de la que proceden. Aparte del ambiente tectónico de sedimentación, existen otros muchos factores que determinan la composición de las areniscas, y que actúan de forma interrelacionada antes y después de su sedimentación (Johnsson, 1993), tales como la degradación de los componentes por el clima y el transporte, los

cambios diagenéticos, etcétera. En el caso de series sedimentarias antiguas sifadas en cinturones orogénicos con una evolución compleja, la deformación y desmembración de la cuenca sedimentaria puede llegar a enmascarar totalmente el ambiente geodinámico en que fueron originalmente depositadas. Tal es el caso de las cuencas paleozoicas del margen occidental de Gondwana, afectadas durante el Mesozoico y Cenozoico por las diferentes fases de deformación y orogenésis andina (figs. 1 y 2).



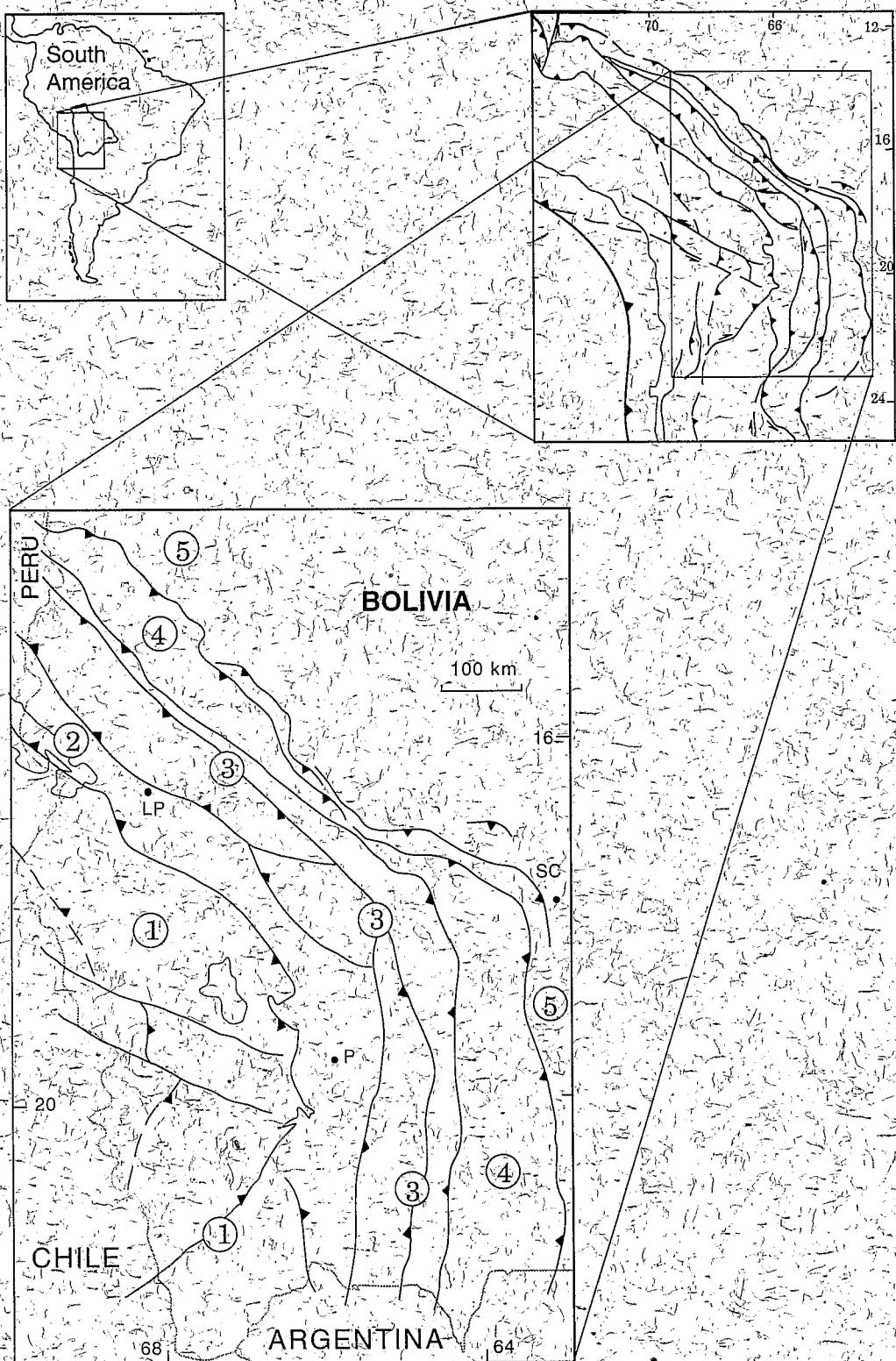


Fig. 1 – Principales provincias geológicas y dominios tectonoestratigráficos de Bolivia (modificado de Sempere *et al.*, 1988).
1, Altiplano; 2, Faja plegada y corrida de Huarina (zona de estudio); 3, Cordillera Oriental; 4, Subandino; 5, Llanuras del Beni del Chaco; LP, La Paz; SC, Santa Cruz; P, Potosí.

La evolución de los Andes Centrales durante el Paleozoico ha sido interpretada como una cuenca de antepais con sedimentación marina desde el Ordovícico superior al Carbonífero-inferior (Sempere, 1989, 1993, 1995; Isaacson & Díaz, 1995). Sin embargo, las evidencias de la actividad magmática y tectónica a lo largo del margen activo durante este período son muy escasas. El considerable acortamiento tectónico durante la deformación andina, y el recubrimiento por materiales volcánicos y sedimentarios mesozoicos y cenozoicos, limitan las posibilidades de reconstruir la evolución paleozoica. Las areniscas y conglomerados depositados durante este período constituyen el registro sedimentario de esta evolución y pueden aportar datos para su interpretación. En este trabajo se presentan algunos resultados preliminares del análisis composicional de las areniscas del Carbonífero inferior del oeste de Bolivia (figs. 1 y 3), que constituyen por el momento la primera evidencia indirecta, y la más antigua en este país, del magmatismo ligado al margen activo de Gondwana durante la llamada "orogenésis eóhercínica".

EL MAGMATISMO DEVÓNICO Y CARBONÍFERO INFERIOR EN LOS ANDES CENTRALES

Mientras que en Perú y en el norte de Chile y Argentina existen afloramientos de rocas magmáticas datadas directa o indirectamente como Devónico y/o Carbonífero inferior, en Bolivia no existe evidencia directa de este magmatismo. El batolito de Zongo-Yani, en la Cordillera Real (norte de la Cordillera Oriental) de Bolivia, fue interpretado como una intrusión sincinética de edad Devónico superior-Carbonífero inferior (Mégard *et al.*, 1971; Bard *et al.*, 1974; Martínez, 1980), pero estudios recientes establecen una edad Triásico superior, con zirconios heredados del Proterozoico medio, y un rejuvenecimiento de las edades isotópicas en el Eoceno superior (Heinrich *et al.*, 1988; Farrar *et al.*, 1990).

En Perú, el magmatismo ligado al margen activo de Gondwana se encuentra representado tanto por intrusiones plútónicas como por rocas volcánicas y vulcanoclásticas intercaladas en las series sedimentarias. El batolito de San Nicolás, en la costa sur del Perú (Fig. 2), ha sido datado como Silúrico y Devónico inferior, e interpretado como resultado de la subducción de corteza oceánica a lo largo de este margen (Mukasa & Henry, 1990). En cuanto al registro sedimentario de este magmatismo, las series de Cocachacra (SE de Mollendo) y de Torán (valle del Río Majes), situadas también al sur de Perú, han sido datadas como Devónico inferior y medio (Boucot *et al.*, 1980; Dalmayrac *et al.*, 1980) e interpretadas como el resultado de sedimentación marina somera en una cuenca de intrarco relacionada con la evolución del margen activo (Isaacson & Díaz, 1995). Estas series están constituidas por unos 100 m de areniscas con intercalaciones de tobas volcánicas en Cocachacra, y por más de 1000 m de conglomerados, areniscas y lutitas que reposan sobre el basamento metamórfico precámbrico en Torán (Dalmayrac *et al.*, 1980).

El Carbonífero inferior en Perú está representado por el Grupo Ambo (Newell *et al.*, 1953), que en el centro del país (entre Ayacucho y Ambo en la Cordillera Oriental, y en los anticlinales

de Shira y Vilcabamba en el Subandino) presenta intercalaciones de lavas y tobas vulcanoclásticas de composición andesítica, dacítica y riolítica (Mégard, 1973; Dalmayrac, 1977; Dalmayrac *et al.*, 1980). Estas rocas se sitúan hacia la parte superior de la secuencia regresiva del Carbonífero inferior, intercaladas entre depósitos continentales con carbones y restos de plantas, en concordancia con la ubicación estratigráfica de la Formación Siripaqa (unidad superior del Grupo Ambo, en el Altiplano de Bolivia; Díaz, 1991). Sin embargo, en la parte peruana del Altiplano, al NO y N del Lago Titicaca, no aparece ninguna evidencia directa de vulcanismo en todo el Grupo Ambo, que también presenta una secuencia regresiva con restos de plantas y niveles de carbón en la parte superior (Laubacher, 1978).

En el norte de Chile no hay evidencias directas de plutonismo silúrico o devónico (Breitkreuz *et al.*, 1989). Existe, sin embargo, intercalaciones de rocas volcánicas (lavas básicas y tobas silíceas) (a) dentro de la serie turbidítica marina profunda de la Formación Las Tórtolas, del Devónico y Carbonífero-inferior (Bell, 1982, 1987; Breitkreuz & Bahlsburg, 1985; Fig. 2), y (b) entre los depósitos lacustres de la Formación Chinches, del Carbonífero inferior (Bell, 1985, 1987; Fig. 2). Las intercalaciones volcánicas en la Formación Las Tórtolas han sido datadas como Carbonífero-inferior por los conodontos hallados inmediatamente por debajo (Bahlsburg, 1987). La interpretación del ambiente geodinámico de sedimentación de esta unidad, que incluye lavas almohadilladas, tobas y brechas haloclásticas, varía según los autores entre un prisma de acreción en una cuenca de anteरco ligada a subducción oblicua hacia el NE (Bell, 1987), y una cuenca marginal ensialítica originada bajo un régimen continental-tensional (Breitkreuz *et al.*, 1989). En cuanto a la Formación Chinches, con más de 2500 m de lutitas y areniscas lacustres, contiene clastos líticos volcánicos andesíticos y riolíticos en las areniscas, y algunos escasos niveles de tobas riolíticas (Bell, 1985). Esta unidad se interpreta como el resultado de sedimentación en una cuenca transtensional de tipo *pull-apart*, paralela al margen activo, y originada por fallas en dirección relacionadas con la subducción oblicua a lo largo del margen occidental de Gondwana (Bell, 1987).

EL CARBONÍFERO EN EL ALTIPLANO NORTE DE BOLIVIA

El Altiplano es una cuenca endorreica originada durante el Terciario entre el arco magmático de la Cordillera Occidental y el cinturón de plegamiento de la Cordillera Oriental. Los afloramientos carboníferos estudiados se sitúan en la Península de Copacabana, al sur del lago Titicaca (Fig. 3). Esta zona se caracteriza geológicamente por la presencia de un frente principal de deformación vergente al suroeste y con rumbo NW-SE (Falla Coniri). Esta zona de falla limita al este con la faja plegada y corrida de Huarina (Sempere *et al.*, 1988; Fig. 1), un dominio tectonoestratigráfico con una serie sedimentaria silúrica triásica. Al oeste de la Falla Coniri se encuentra el dominio tectonoestratigráfico del Altiplano, donde la serie paleozoica ha sido total o parcialmente erosionada, llegando en ocasiones a apoyar unidades cretácicas sobre el basamento precámbrico o del

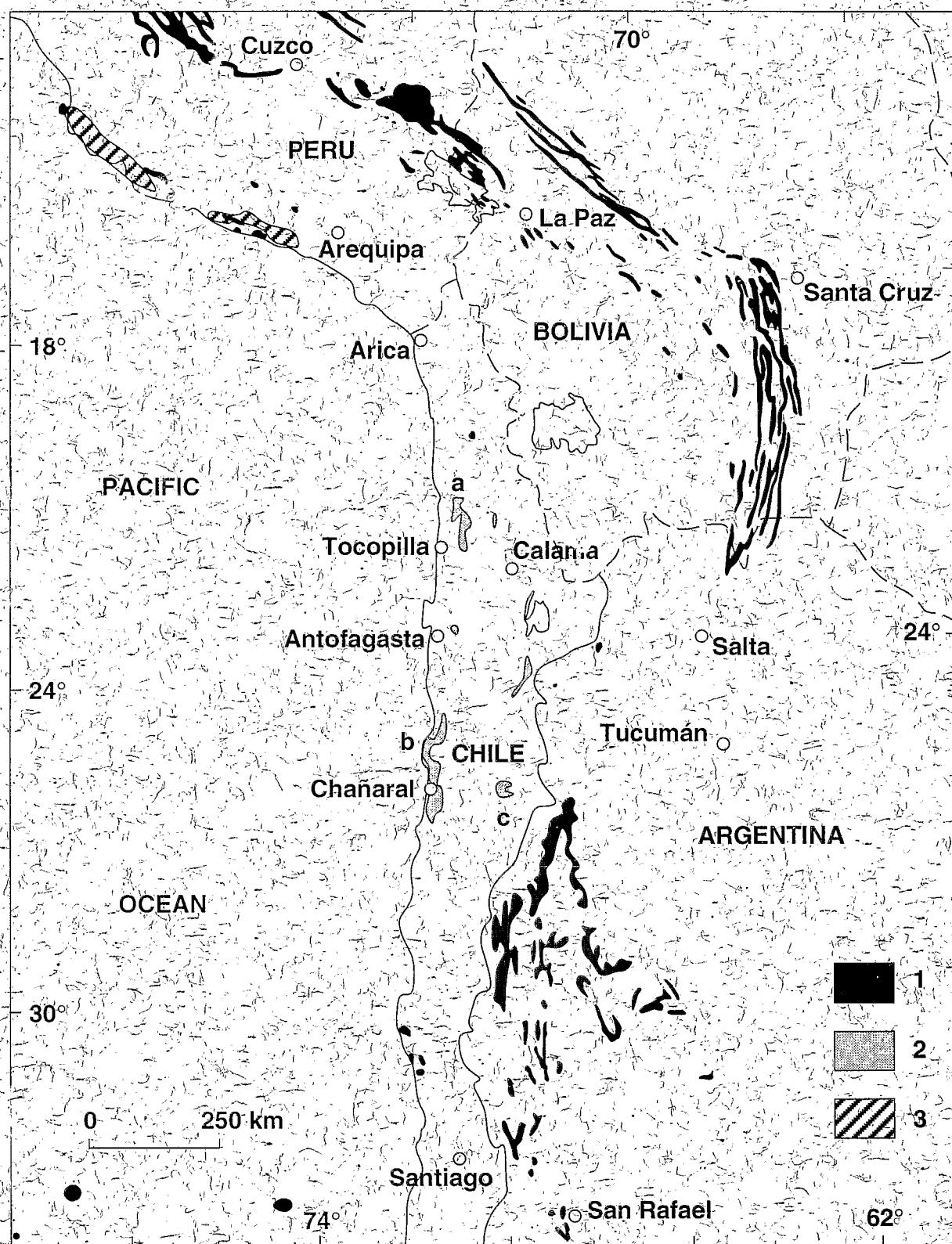


Fig. 2. Aspectos de la geología del Paleozoico medio y superior de los Andes Centrales. 1, Afloramientos permocarboníferos, según Martínez (1980); 2, Secuencias devónico-carboníferas del norte de Chile (a, Formación El Toco; b, Formación Las Tótoolas; c, Formación Chinches), modificado de Bahlburg *et al.* (1987); 3, plutones de San Nicolás (arco magmático siluro-devónico), según Mukasa & Henry (1990).

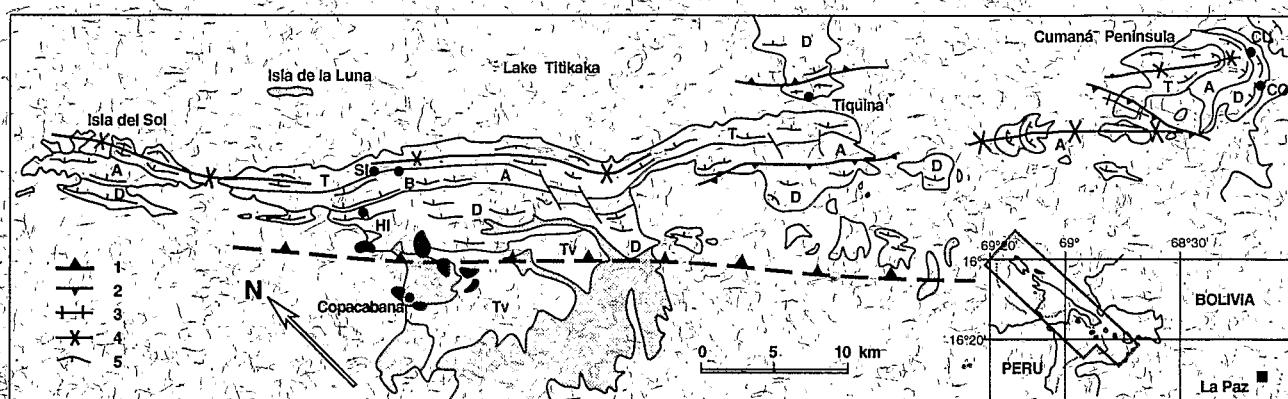


Fig. 3.—Esquema geológico de la Península de Copacabana e islas adyacentes. 1; Falla (o frente de cabalgamiento) Coniri; 2, cabalgamiento; 3, anticlinal; 4, sinclinal; 5, contorno estructural de capas; D, Devónico; A, Grupo Ambo; T, Grupo Titicaca; TV, rocas volcánicas del Terciario; negro, stocks volcánicos del Terciario; punteado, sedimentos cenozoicos; B, Belén; CO, Cohana; CU, Cuimana; H, Hinchaka; S, Siripaca.

Paleozoico inferior. En la Península de Copacabana la secuencia paleozoica está limitada a rocas del Devónico medio al Pérmico superior, alcanzando los máximos espesores en la parte central de la península (Copacabana-Belén; Fig. 3).

El Carbonífero del Altiplano de Bolivia ha sido recientemente revisado y descrito (Díaz, 1991, 1995; Díaz *et al.*, 1993), con algunas dataciones relativas que permiten establecer su evolución temporal (Vayrdová *et al.*, 1991, 1993; Iannuzzi *et al.*, 1993). La secuencia comprende una serie inferior siliciclastica regresiva (Grupo Ambo) y otra serie superior heteroclita transgresiva (parte inferior del Grupo Titicaca), separadas por una discontinuidad de carácter variable del Carbonífero medio (Fig. 4). En la Península de Copacabana, el Grupo Ambo se inicia con diamictitas glaciomarinas y depósitos de flujos gravitacionales (Formación Cuimana) de edad Fameniano superior y posiblemente también Tournaisiano inferior (Vayrdová *et al.*, 1991, 1993). Sobre estos se sitúa en concordancia una secuencia regresiva de progradación deltaica (Formación Kasa) de edad Tournaisiano-Viseano, caracterizada por un miembro inferior predominantemente lutítico y un miembro superior predominantemente arenoso. El miembro inferior corresponde a depósitos de prodelta en plataforma somera dominada por el oleaje y tormentas, con algunas intercalaciones de depósitos gravitacionales, mientras que el miembro superior corresponde al desarrollo de un sistema de llanuras deltaicas de tipo trenzado. Sobre la Formación Kasa se sitúa en concordancia la Formación Siripaca, caracterizada por la presencia de carbonos y abundantes restos de plantas que han sido datados como Viseano superior-?Serpukhoviano inferior (Iannuzzi *et al.*, 1993). Esta unidad consta de un miembro inferior con depósitos de llanura deltaica, entre los que se intercalan los restos vegetales que han servido para la datación relativa, y un miembro superior con depósitos de llanura aluvial distal (Fig. 5).

El Grupo Ambo de Bolivia alcanza su máximo espesor (unos 1200 m) en la Península de Copacabana (Fig. 3), donde se observa una paulatina biselación de la parte superior del grupo hacia el SE, como resultado de la erosión que tuvo lugar tras la regresión marina del Carbonífero medio (Serpukhoviano). En consecuencia, los mejores afloramientos de la Formación Siripaca se encuentran limitados a la parte noroeste de la península, que es donde se ha descrito la columna estratigráfica de detalle representada en la Fig. 5, y donde se encuentra la localidad tipo para esta unidad (Díaz, 1991, 1995).

ANÁLISIS COMPOSICIONAL DE LAS ARENISCAS DE LAS FORMACIONES KASA Y SIRIPACA

Se han estudiado 45 muestras de arenisca de la Formación Kasa y una muestra de la Formación Siripaca. Las muestras de la Formación Kasa se tomaron en las secciones estratigráficas de Cohana (16 muestras), Hinchaka (14 muestras), Isla del Sol (10 muestras) y Villa Molinó (5 muestras) (Fig. 3); la ubicación detallada se puede encontrar en Díaz, 1995. Las capas muestreadas corresponden a litofacies de arenisca depositadas en diferentes subambientes de sedimentación (prodelta, frente deltaico y llanura aluvial trenzada) del sistema de progradación deltaica representado por esta formación. La muestra de la Formación Siripaca (Hi-26b) se tomó de un banco de arenisca interpretado como canal distributario y situado entre depósitos finos de llanura deltaica interdistributaria hacia la parte media de la unidad (Fig. 5).

Los resultados y parámetros estadísticos obtenidos del conteo de componentes principales y modas detríticas se han resumido en la Tabla 1 y representado en la Fig. 6. La considerable desviación típica encontrada en las muestras de la Formación Kasa se explica como resultado de la influencia de los diferentes subambientes de

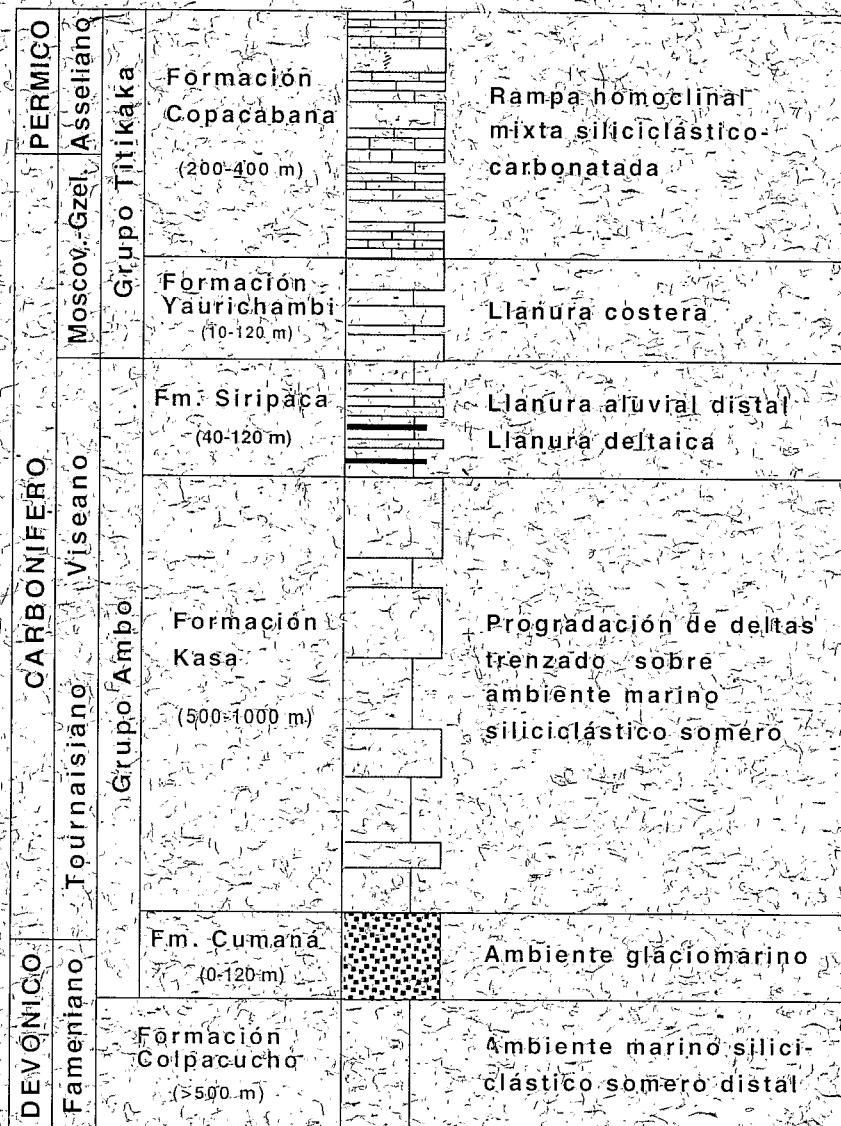


Fig. 4. Columna estratigráfica tipo para el Carbonífero del Altiplano, con indicación de las edades y ambientes de sedimentación (Díaz, 1991, 1995).

depósito de las arenas. Las muestras tomadas de litofacies del prodelta y frente deltaico muestran un enriquecimiento en elementos resistentes (cuarzo mono- y policristalino) y pérdida de elementos lábiles (feldespatos, y líticos volcánicos y sedimentarios), respecto a las muestras tomadas de litofacies de la llanura deltaica trenzada (Díaz, 1995). Sin embargo, a pesar de esta variación, la composición de las arenas de la Formación Kasa es claramente diferenciable de la muestra obtenida en la Formación Siripaca (Fig. 6).

El análisis petrográfico previo al conteo de puntos permitió reconocer algunos procesos diagenéticos que pueden haber cambiado ligeramente la distribución de modas detriticas. Entre estos se encuentra la albitalización total o parcial del feldespato

potásico y de algunas plagioclasas cárquicas en muestras de la Formación Kasa, resultando en una disminución de la proporción K/P y K/F, aunque esta variación no afecta la interpretación integrada de las muestras. Por otro lado, la presencia de indicios de feldespatos en granos con apariencia de chert (cuarzo criptocrystalino) se interpretó como resultado de la desvitrificación y recristalización de líticos volcánicos, y por tanto se incluyeron con el parámetro Lv. Dickinson (1985) menciona la dificultad que existe en distinguir con relativa seguridad las variedades sedimentarias de chert (Qp), de los fragmentos de roca volcánica intensamente silicificada (Lv). Este tipo de granos líticos volcánicos altamente modificados por devitrificación y silificación presentes en la Formación Kasa se interpretan como procedentes de la erosión de rocas volcánicas y subvolcánicas

(espilitas y queratófiros) que se encuentran entre las rocas sedimentarias del Ordovícico medio y superior de los Andes Centrales (Díaz, 1995), y que han sido interpretadas como resultado de *rifting* incipiente en una cuenca de trasarco (Sempere, 1989, 1993). De acuerdo a la clasificación de Zuffa (1985), se trataría de granos líticos paleovolcánicos, en contraposición a los granos líticos/neovolcánicos presentes en la Formación Siripaca, en los que la presencia de texturas felsíticas y microlíticas, y de cuarzo con huellas de corrosión, permite un reconocimiento más fácil de los granos como procedentes de un volcánismo más cercano en el tiempo al momento de sedimentación.

AMBIENTE TECTONICO DE SEDIMENTACION

La comparación de los resultados obtenidos en este estudio con los modelos empíricos establecidos para la identificación del ambiente tectónico de sedimentación (Dickinson, 1985, 1988) permite obtener algunas conclusiones generales de interés. La fiabilidad de la escala de muestreo es suficiente, teniendo en cuenta el ambiente de sedimentación de tipo aluvial distal y deltaico identificado para las formaciones Kasa y Siripaca, correspondiente a una escala de muestreo de tercer orden (IIIa) según el modelo de Ingersoll (1990). Las areniscas de tercer orden, tanto fluvio-deltaicas como marinas, son buenos determinantes del ambiente tectónico (Ingersoll *et al.*, 1993), y pueden ser comparadas con los modelos de petrofacies de Dickinson (1985, 1988). De todas formas, aún si se tratara de areniscas de segundo orden próximas a una zona tectónicamente activa, como podría infiñarse para la parte superior de la Formación Kasa, la homogeneidad del área madre en los ambientes tectónicos de arco magmático y cinturón de deformación de antepaís no impide su comparación con los modelos empíricos (Ingersoll *et al.*, 1993). Por otro lado, la influencia del medio de sedimentación en las modas detriticas ya ha sido mencionada en el apartado anterior, y se puede descartar como un factor importante en el resultado final obtenido, teniendo en cuenta el objetivo de este trabajo.

Las muestras de arenisca de la Formación Kasa presentan petrofacies arcosica y cuarcosa, la cual indica un área fuente de (a) basamento continental levantado, (b) plutones de arco magmático disectado o erosionado, (c) masa cratónica profundamente alterada, y/o (d) sedimentos reciclados (Dickinson, 1988). El diagrama ternario de composición de líticos QpLvLs indica una procedencia de mezcla de dos ambientes tectónicos: de cinturón de pliegamiento o de colisión, y de arco magmático (Figura 5). La influencia de este arco magmático no debe ser considerada estrictamente como tal, ya que, como se ha mencionado en el apartado anterior, la mayoría de los líticos volcánicos de la Formación Kasa son de tipo paleovolcánico, como resultado de la erosión de rocas del Paleozoico inferior. Por lo tanto, parece lógico establecer como área madre de la Formación Kasa una región en la que aflora un basamento cristalino sobre el que se situarían rocas sedimentarias del

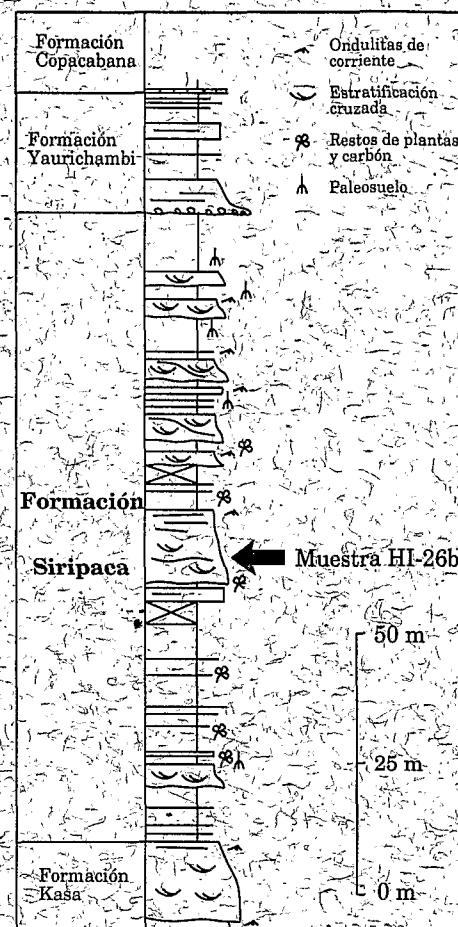


Fig. 5.- Columna estratigráfica de la Formación Siripaca en su localidad tipo (Díaz *et al.*, 1993; Díaz, 1995).

Paleozoico inferior y medio, en un ambiente tectónico de cinturón de deformación (Fig. 7). Según esta interpretación, la cuenca de sedimentación del Altiplano constituiría el margen activo de una cuenca de antepaís durante el Carbonífero inferior, como ya han propuesto Isaacson & Díaz (1995). Como confirmación directa de la composición del área madre, el conteo de clastos en un nivel de conglomerados dentro de la Formación Kasa, en la sección estratigráfica de Cohana (Fig. 3), dió como resultado un 71% de clastos de rocas sedimentarias, un 14% de clastos de granitoídes y otras rocas plutónicas, un 11% de clastos de cuarzo, un 4% de rocas ígneas extrusivas (volcánicas y subvolcánicas), y un 1% de rocas metamórficas (esquisto y gneiss) (Díaz, 1995). Esta composición concuerda con la interpretación propuesta para el área madre, con un predominio de rocas sedimentarias (y escasas rocas ígneas extrusivas) recicladas del Paleozoico inferior (y medio?), con ventanas en las que afloraría el basamento cristalino.

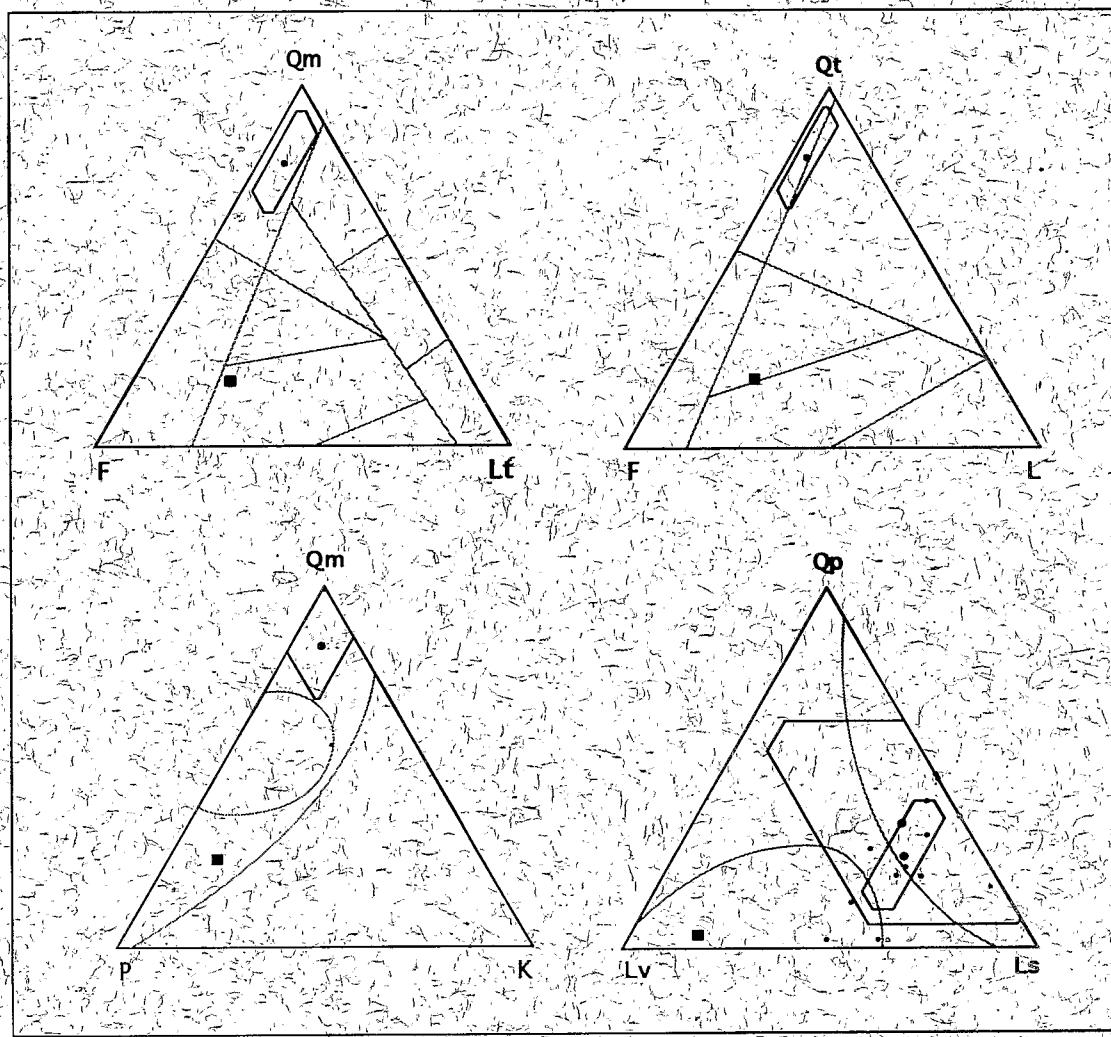


Fig. 6. Composición de las areniscas de la Formación Kasa (círculo) y de la Formación Siripaca (cuadrado) utilizando las modas detriticas y su representación en los diagramas ternarios de análisis de procedencia de Dickinson (1985, 1988). Para la Formación Kasa se ha representado el polígono de error (con la desviación típica entorno a la media) de las 45 muestras estudiadas. En el diagrama Qpl v Ls se han representado además las muestras de esta formación con Lt>8 (12 en total), así como su polígono de error. Los parámetros estadísticos se muestran en la Tabla 1.

En contraposición a los resultados obtenidos para la Formación Kasa, la muestra de arenisca de la Formación Siripaca presenta una petrófacies vulcanoplutónica, con $Qm > Qp$; $P > K$ y $Lv > Ls$ (Fig. 6), la cual indica un área fuente de arco magmático disectado (Dickinson, 1985, 1988). El marcado carácter névolcánico de los componentes de Lv indica que no se trata de la erosión de rocas volcánicas o subvolcánicas antiguas como en el caso de la Formación Kasa, sino que más bien se trata de rocas ígneas relacionadas con un arco magmático coetáneo con la sedimentación de la unidad (Fig. 7). Este cambio en la composición de las areniscas de una formación a otra se puede interpretar como resultado de una redistribución de las redes de drenaje. No se cuenta con datos de paleocorrientes de los cuerpos canalizados de arenisca de la Formación Siripaca, aunque la geometría de estos canales y el tipo de estructuras sedimentarias,

incluyendo superficies de acreción lateral, indican que se trata de un sistema de alta sinuosidad (Díaz, 1991, 1995), y por tanto con bajo potencial de utilidad de las paleocorrientes para determinar la situación relativa del área madre. Sin embargo, la presencia de deformación tectónica y vulcanismo en Perú (Laubacher, 1978; Dalmaurac *et al.*, 1980), y la regresión global que tuvo lugar durante el Serpukhoviano (Namuriano A; Saunders & Ramsbottom, 1986), hacen suponer que la orogénesis eohercínica por un lado y los cambios del nivel de base por otro puedan haber originado la redistribución de la red de drenaje en el arco magmático y cinturón de deformación del margen activo. Se propone aquí que esta área madre estaba situada hacia el oeste y sur, en el dominio del Altiplano (Fig. 1), donde está comprobada la práctica ausencia de series paleozoicas sobre el basamento cristalino del Paleozoico inferior? y bajo los

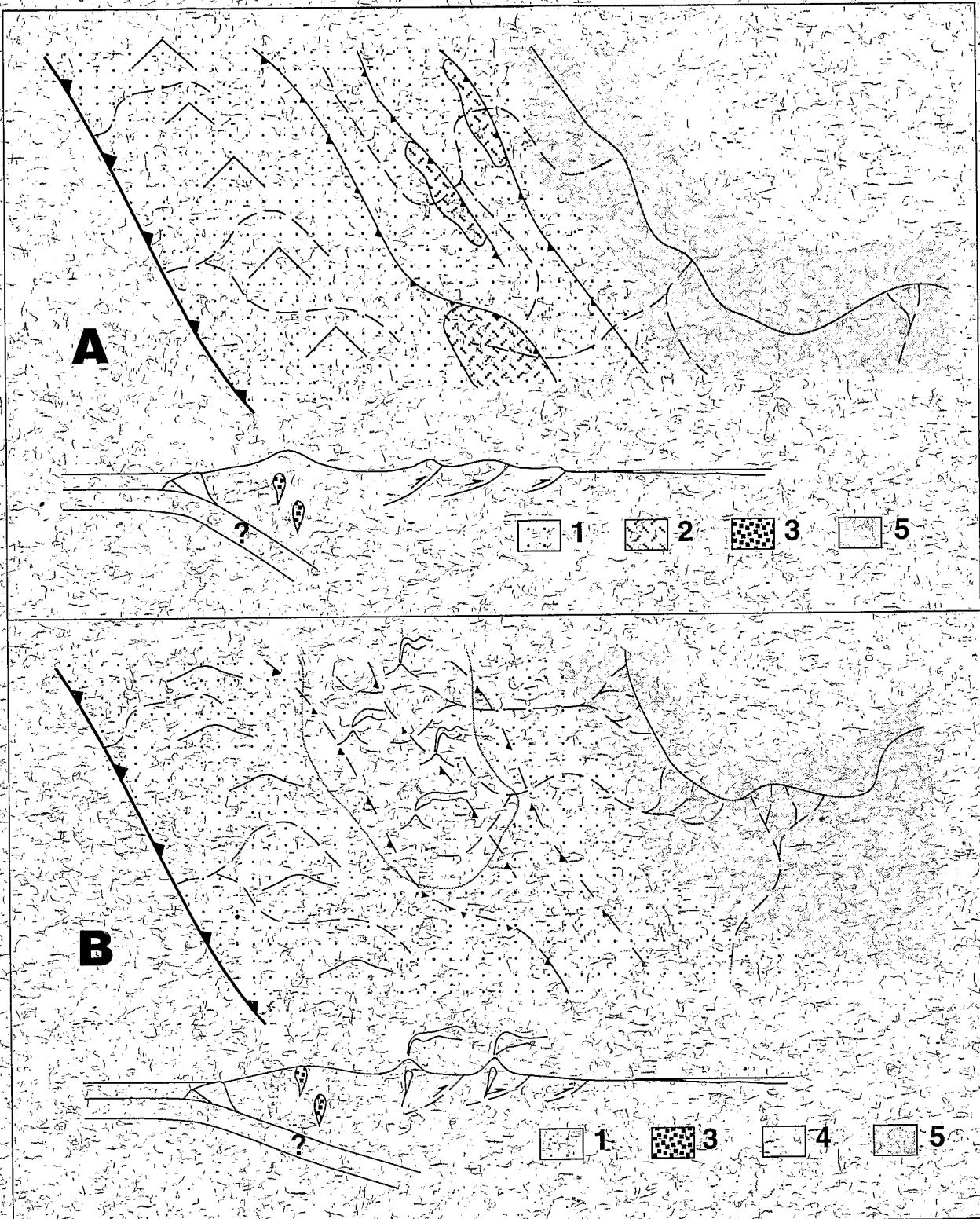


Fig. 7.- Modelos geodinámicos de interpretación del ambiente tectónico de sedimentación de las areniscas de la Formación Kasa (A), y de la Formación Siripaca (B), del Carbonífero inferior del Altiplano. 1, Exposición subaerea de un arco magmático y cinturón de plegamiento de rocas ordovícicas a devónicas; 2, Afloramientos del basamento proterozoico (y Cámbrico?) en bloques cabalgantes del frente de antepaís; 3, Plutones de San Nicolás (Silúrico y Devónico; Mukasa & Henry, 1990); 4, Zona con volcanismo activo; 5, Zona de sedimentación de la unidad con las areniscas estudiadas. La interpretación de subducción oceánica como origen del volcanismo en la figura B es altamente elucubrativa.

depósitos cretácicos. Esta laguna estratigráfica es probablemente resultado de la erosión y reactivación relativamente continua de los relieves del arco magmático y-cinturón de plegamiento paleozoico desde el Silúrico hasta el Jurásico. Tal como se muestra en la Fig. 7, es probable que el cambio de una a otra unidad esté condicionado por una disminución de la deformación tectónica y de los relieves en el frente de deformación (indicado por la disminución de la pendiente y aumento de la sinuosidad de los sistemas aluviales), y por tanto que el magmatismo sea de tipo tardicinético respecto a la actividad orogénica del Silúrico y Devónico.

RELACION CON EL ARCO MAGMÁTICO DE LOS ANDES CENTRALES

Las rocas volcánicas presentes en la parte superior del Grupo Ambo en la zona central de Perú (Mégard, 1973; Dalmayrac, 1977; Dalmayrac *et al.*, 1980) pueden ser consideradas como relacionadas y coetáneas con la evidencia de vulcanismo activo identificada en la Formación Siripaca del Altiplano de Bolivia. La ausencia de evidencia directa de vulcanismo (lavas y tobas volcánicas) en el Grupo Ambo en la parte peruana del Altiplano, al NO y N del lago Titicaca (Laubacher, 1978), pero que presenta una secuencia regresiva con restos de plantas y niveles de carbon en la parte superior similar a la de la Península de Copacabana, hace suponer que también puedan tener las mismas características composicionales y de ambiente tectónico. Todavía no se ha establecido de forma clara el ambiente geodinámico de formación de las intercalaciones volcánicas del Carbonífero inferior (Grupo Ambo) en Perú. La interpretación que aquí se propone es que estas intercalaciones registran la actividad del arco magmático del margen activo de Gondwana, de igual forma que las series devónicas de Cóccachacra y Torán, aunque no en pequeñas cuencas de intrarco como éstas, sino que más bien se trate de la parte proximal de la cuenca de antepaís, en una posición similar a la descrita para el Grupo Ambo del Altiplano de Bolivia (Fig. 7). Este vulcanismo podría estar relacionado con subducción de corteza oceánica hacia el este, bajo el margen occidental de Gondwana, aunque en tal caso haría falta explicar el desplazamiento progresivo hacia el noreste de los centros de actividad magnética de los Andes Centrales del norte, desde el Silúrico y Devónico inferior (plutones de San Nicolás, Mukasa & Henry, 1990) hasta el Pérmico y Triásico (Grupo Mitú, Newell *et al.*, 1953).

En cuanto a las evidencias de vulcanismo devónico y carbonífero inferior en el norte de Chile, estas han sido también relacionadas en todos los casos con magmatismo a lo largo de un margen activo de subducción (Bell, 1985, 1987; Breitkreuz *et al.*, 1989), aunque bajo diferente régimen de esfuerzos tectónicos según los autores. En conjunto, el magmatismo de los Andes Centrales durante el Devónico y Carbonífero inferior puede ser interpretado como resultado de subducción bajo el margen activo de Gondwana occidental, como ya han adelantado Carlier *et al.* (1982) para Perú y otros autores para el norte de Chile y Argentina (Breitkreuz *et al.*, 1989; Bahlsburg & Breitkreuz, 1991, etc.). Sin embargo, todavía hace falta más información

geoquímica y geocronológica del vulcanismo del Paleozoico superior de Perú y Bolivia para poder confirmar los modelos propuestos. Recientemente, Damm *et al.* (1994) han descartado el modelo de subducción continua como alternativa para la evolución del magmatismo en el norte de Chile y Argentina, basándose en el estudio detallado de las manifestaciones magmáticas de los tres ciclos orogénicos pre-Mesozoicos (Proterozoico superior-Paleozoico) presentes en los Andes Centrales del sur. Es evidente la necesidad de profundizar en el conocimiento del paleomagnetismo, características geoquímicas y edades isotópicas de las rocas volcánicas del Paleozoico superior de Perú (a falta de afloramientos en Bolivia), para poder establecer un modelo de evolución geodinámica del margen occidental de Gondwana con un mínimo de fiabilidad.

CONCLUSIONES

El análisis composicional de las areniscas en la serie sedimentaria del Carbonífero inferior de la Península de Copacabana en el Lago Titicaca (Altiplano de Bolivia) permite reconocer la influencia de actividad volcánica en el área madre de los sedimentos a partir del Viseano superior. Mientras que la Formación Kasa (Tournaisiano-Viseano) presenta petrofacies arcosica y cuarzosa, la Formación Siripaca (Viseano superior-Serpukhoviano inferior), en concordancia estratigráfica con la anterior, presenta petrofacies vulcanoplutónica. Dada la ausencia de datos de paleocorrientes para la Formación Siripaca, este cambio en la composición de las areniscas se interpreta como un cambio en el área madre debido a una redistribución de las redes de drenaje durante la orogenésis hercínica y al comienzo de la regresión del Carbonífero medio en los Andes Centrales. Las areniscas de la Formación Siripaca reflejan la erosión de un arco magmático parcialmente disectado, y por lo tanto constituyen la evidencia más antigua en Bolivia de la actividad volcánica y magmatismo del margen activo de Gondwana occidental durante el Paleozoico superior. La evolución general de este magmatismo en el norte de los Andes Centrales presenta un progresivo desplazamiento hacia el noreste de los centros de actividad, desde el Silúrico hasta el Triásico. La interpretación del magmatismo del Carbonífero inferior de los Andes Centrales del norte, como resultado o no de subducción a lo largo de este margen, dependerá de los futuros estudios isotópicos geoquímicos y geocronológicos que se realicen en los materiales volcánicos de esta edad presentes en Perú.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias a una beca de formación de personal investigador del Ministerio de Educación y Ciencia de España. El trabajo de campo se realizó gracias al apoyo logístico del Servicio Geológico de Bolivia y de Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Bolivia, bajo convenios de cooperación con ambas instituciones. Agradezco a los geólogos y responsables de ambas instituciones la colaboración prestada, con la esperanza de que este trabajo sirva para contribuir al conocimiento de la geología de Bolivia.

REFERENCIAS

- BAHLBURG, H.**, 1987. Sedimentology, petrology and geotectonic significance of the Paleozoic flysch in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 9 : 527-559.
- BAHLBURG, H. & C.BREITKREUZ**, 1991. The Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (NW Argentina, northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 4 : 171-188.
- BAHLBURG, H., C.BREITKREUZ & W.ZEIL**, 1987. Paleozoic basin development in northern Chile (21° - 27° S). *Geologische Rundschau*, 76 (2) : 633-646.
- BARD, J.P., R.BOTELLO, C.MARTINEZ & T.SUBIETA**, 1974. Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place d'un granite éohercynien à deux micas dans la Cordillère Real de Bolivie (Massif de Zongo-Yani). *Cahiers de l'ORSTOM*, série Géologie, 6 (1) : 3-18.
- BELL, C.M.**, 1982. The lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Ranges of Chile between $25^{\circ}30'$ and 27° S. *Revista Geológica de Chile*, 17 : 21-29.
- BELL, C.M.**, 1985. The Chinches Formation: an early Carboniferous lacustrine succession in the Andes of northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24 : 29-48.
- BELL, C.M.**, 1987. The Late Paleozoic evolution of the Gondwanaland continental margin in northern Chile. *AGU Geophysical Monographs*, 40 : 261-270.
- BOUCOT, A.J., P.E.ISAACSON & G.LAUBACHER**, 1980. An Early Devonian, Eastern Americas Realm faunule from the coast of southern Peru. *Journal of Paleontology*, 54 (2) : 359-365.
- BREITKREUZ, C. & H.BAHLBURG**, 1985. Palaeozoic flysch series in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Geologische Rundschau*, 74 : 565-572.
- BREITKREUZ, C., H.BAHLBURG, B.DELAKOWITZ & S.PICHOWIAK**, 1989. Paleozoic volcanic events in the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (2) : 171-189.
- CARLIER, J.G., G.GRANDIN, G.LAUBACHER, R.MAROCCHI, & F.MÉGARD**, 1982. Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth Science Reviews*, 18 : 253-283.
- DALMAYRAC, B.**, 1977. Géologie de la Cordillère orientale de la région de Huanuco. Sa place dans une transversale des Andes du Pérou central (9° S- $10^{\circ}30'$). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 93 : 161 p.
- DALMAYRAC, B., G.LAUBACHER & R.MAROCCHI**, 1980. Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 122, 501 p.
- DAMM, K.-W., R.S.HARMON & S.KELLEY**, 1994. Some isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Central Andean basement (19° - 24° S). (en: Reutter K.-J., E. Scheuber & P.J. Wigger (eds.), *Tectonics of the southern Central Andes: structure and evolution of an active continental margin*). Springer-Verlag, 263-276.
- DIAZ, E.**, 1991. Litoestratigrafía del Carbonífero del Altiplano de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12 (2) : 295-302.
- DIAZ, E.**, 1995. Devónico superior y Carbonífero del Altiplano de Bolivia: estratigrafía, sedimentología y evolución paleogeográfica. *ORSTOM Bolivia*, Informe 46, 164 p.
- DIAZ, E., B.A.PALMER & J.C.LEMA**, 1993. The Carboniferous sequence of the northern Altiplano of Bolivia: from glacial marine to carbonate deposition. *XII International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy and Geology*, Buenos Aires. *Comptes Rendus*, 2 : 203-222.
- DICKINSON, W.R.**, 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. (en: G.G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*). NATO ASI series C, 148 : 333-361.
- DICKINSON, W.R.**, 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. (en: Kleinspehn K.L. & C. Paola (eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*). Springer-Verlag : 3-25.
- FARRAR, E., A.H.CLARK & S.M.HEINRICH**, 1990. The age of the Zongo pluton and the tectono-thermal evolution of the Zongo-San Gabán Zone in the Cordillera Real, Bolivia. *First International Symposium on Andean Geodynamics*, Grenoble : 171-174.
- HEINRICH, S.M., E.FARRAR, A.H.CLARK, D.A.ARCHIBALD & R.R.PARRISH**, 1988. Age, uplift and thermal evolution of the Zongo pluton, Cordillera Oriental, Bolivia. *EOS (abstracts)*, 69 (16) : 487.
- IANNUZZI, R., O.RÖSLER, & R.SUAREZ**, 1993. A flora carbonífera da Formação Siripaca em Belén, Península de Copacabana, e a importância das formas trifoliadas. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 13/14 : 181-194.
- INGERSOLL, R.V.**, 1990. Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, 18 : 733-736.
- INGERSOLL, R.V., A.G.KRETCHMER & P.K.VALLES**, 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40 : 937-953.
- ISAACSON, P.E. & E.DIAZ**, 1995. Middle and Late Paleozoic foreland basin development and significant latitudinal shift in the Central Andes. (en: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*). AAPG Memoir, 62 : 231-249.
- JOHNSSON, M.J.**, 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. (en: M.J. Johnsson & A. Basu (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*). GSA Special Paper, 284 : 1-19.
- LAUBACHER, G.**, 1978. Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au nord et nordouest du lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 95 : 217 p.
- MARTINEZ, C.**, 1980. Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 94 : 195 p.
- MEGARD, F.**, 1973. Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. *Thèse Docteur*, Montpellier.
- MEGARD, F., B.DALMAYRAC, G.LAUBACHER, R.MAROCCHI, C.MARTINEZ, J.PAREDES & P.TOMASI**, 1971. La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats. *Cahiers de l'ORSTOM*, série Géologie, 3 (1) : 5-44.

- MUKASA, S.B. & D.J. HENRY, 1990. The San Nicolas batholith of coastal Peru: early Paleozoic continental arc or continental rift magmatism? *Journal of the Geological Society of London*, 147 : 27-39.
- NEWELL, N.D., J. CHRONIC & T. ROBERTS, 1953. Upper Paleozoic of Peru. *Geological Society of America Memoir*, 58, 276 p.
- SAUNDERS, W.B. & W.H.C. RAMSBOTTOM, 1986. The mid-Carboniferous eustatic event. *Geology*, 14: 208-212.
- SEMPERE, T., 1989. Paleozoic evolution of the Central Andes (10-26°S). 28th International Geological Congress, Washington D.C., Abstracts, 3 : 73.
- SEMPERE, T., 1993. Paleozoic to Jurassic evolution of Bolivia. *Second International Symposium on Andean Geodynamics*: 547-550, Oxford.
- SEMPERE, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. (en: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*). AAPG Memoir, 62 : 207-230.
- SEMPERE, T., G. HERAIL & J. OLLER, 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del orocílano boliviano. *V Congreso Geológico Chileno*, 1 : 127-142.
- VAVRDOVA, M., P.E. ISAACSON, E. DIAZ & J. BEK, 1991. Palinología del límite Devónico-Carbonífero entorno al lago Titicaca, Bolivia: resultados preliminares. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12 (2) : 303-313.
- VAVRDOVA, M., P.E. ISAACSON, E. DIAZ & J. BEK, 1993. Devonian-Carboniferous boundary at Lake Titicaca, Bolivia: preliminary palynological results. *XII International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy and Geology*, Buenos Aires. Comptes Rendus, 1 : 187-199.
- ZUFFA, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. (en: G.G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*). NATO ASI-series C, 148 : 165-189.

