

LAS UNIDADES VOLCANICAS Y PLUTONICAS DEL CENOZOICO SUPERIOR EN LA ALTA CORDILLERA DEL NORTE CHICO (29°-31° S): GEOLOGIA, ALTERACION HIDROTHERMAL Y MINERALIZACION

VICTOR MAKSAEV J.

RAMON MOSCOSO D.

CONSTANTINO MPODOZIS M.

CARLO NASI P.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Agustinas 785, 6° piso,
Casilla 10465, Santiago.

RESUMEN

En la región fronteriza de Chile con Argentina, entre los ríos Valeriano (29° S) y La Laguna (30° 30' S), al este del núcleo paleozoico de la Alta Cordillera, existe una franja norte-sur, donde afloran formaciones volcánicas del Cenozoico superior. Estas son: 1) la Formación Doña Ana (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), asociación volcánica bimodal, de hasta 2.000 m de espesor, cuyo miembro basal (Tilito) está formado por riolitas y tobas riolíticas y el miembro superior (Escabroso), por andesitas y andesitas basálticas. En ella se han obtenido edades K-Ar comprendidas entre 27,0 y 18,9 Ma; 2) la Formación Cerro de Las Tórtolas (Mioceno Inferior a Medio; espesor máximo = 1.400 m), constituida por andesitas, tobas, aglomerados e ignimbritas andesíticas, con edades K-Ar entre 16,6 y 11,0 Ma; y 3) la Formación Vallecito (Mioceno Superior; espesor máximo = 200 m) formada por brechas, limolitas yesíferas y, en el techo, ignimbritas riolíticas (edad K-Ar, 5,9 Ma). Las tres formaciones presentan contactos discordantes entre sí. Tanto la Formación Doña Ana como las rocas más antiguas que ella están atravesadas por numerosos stocks subvolcánicos de granodiorita-monzodiorita, granito y pórfidos andesíticos del Mioceno Inferior (Unidad Infiernillo, edad K-Ar, 16,7 Ma) cuya composición química (calcoalcalina) es similar a aquélla de la Formación Doña Ana. Con posterioridad a su emplazamiento, la zona fue afectada por una etapa deformativa, que originó un sistema de horsts y grabens submeridianos, limitados por fallas inversas de alto ángulo, algunas de las cuales están cubiertas, en discordancia, por las formaciones Cerro de Las Tórtolas y Vallecito.

Más de 30 extensas zonas de alteración hidrotermal afectan a las rocas de la Formación Doña Ana y/o más antiguas, guardando éstas una estrecha relación espacial con los intrusivos de la Unidad Infiernillo. Las dataciones K-Ar, efectuados en rocas alteradas, se separan en dos grupos de edad: 1) entre los 17,2 y 15,9 Ma; 2) alrededor de los 11 Ma. El primero de estos representa, probablemente, la edad de la etapa principal de alteración. En las zonas alteradas, se han reconocido asociaciones de alteración argílica avanzada, cuarzo-sericitica, argílica intermedia y propilítica; existiendo en algunas de ellas mineralización epitermal de Au-Ag-Cu, en vetas, junto a depósitos de azufre solfatárico, que cubren las partes altas de las zonas alteradas. Las zonas de alteración se originaron, probablemente, en el Mioceno Inferior, como consecuencia de la acción de vastos sistemas geotérmicos, en los cuales, aguas meteóricas infiltradas fueron calentadas, en profundidad, por los intrusivos subvolcánicos de la Unidad Infiernillo, en proceso de enfriamiento. La ebullición de las soluciones hidrotermales ascendentes y su oxidación por mezcla con aguas subterráneas superficiales y frías, pudo haber controlado la formación de asociaciones de alteración argílica avanzada y la depositación de oro y enargita, en la parte alta de dichos sistemas geotérmicos. El grupo (2) de edades K-Ar en rocas alteradas representa, probablemente, una etapa de alteración más tardía, asociada al volcanismo que dio origen a la Formación Cerro de Las Tórtolas, durante la cual incluso se habrían reactivado los fenómenos hidrotermales, en algunas de las zonas alteradas, formadas durante la etapa principal de alteración.

ABSTRACT

In the Chilean-Argentinian border area, between the Valeriano (29° S) and La Laguna (30° 30' S) rivers and east of the Palaeozoic core of the high Chilean Andes, a north-south trending belt of Upper Cenozoic volcanics crop out. These volcanics have been defined and associated to the following formations: 1) Doña Ana Formation (Upper Oligocene-Lower Miocene; average thickness = 2,000 m): A bimodal volcanic association with rhyolites and rhyolitic tuffs at the base (Tilito Member), and andesites and basaltic andesites above (Escabroso Member).

Samples from this formation have given K-Ar ages ranging from 27.0 to 18.9 Ma; 2) Cerro de las Tórtolas Formation (Lower to Middle Miocene; maximum thickness = 1,400 m): Andesites, andesitic tuffs, agglomerates and andesitic ignimbrites, with K-Ar ages ranging between 16.6 and 11.0 Ma; and 3) Vallecito Formation (Upper Miocene, maximum thickness = 200 m): Breccias and gypsiferous siltstones overlain by rhyolitic ignimbrites (K-Ar age = 5.9 Ma, for the latter). All three formations have unconformable mutual contact relationships. The Doña Ana Formation, and older rocks, are intruded by small granodiorite, monzodiorite, granite and prophyritic andesite bodies which are collectively included into the Infiernillo Unit (Lower Miocene; K-Ar age = 16.7 Ma). This group of subvolcanic stocks has a calc-alkaline chemistry similar to that of the Doña Ana Formation. After the intrusion of the Infiernillo Unit stocks, a major deformation event, affecting the area, resulted in the development of N-S trending horst and graben systems. These blocks are bounded by high-angle reverse faults, some of which were later covered by the Cerro de Las Tórtolas or Vallecito formations.

There are more than thirty extensive zones of hydrothermal alteration exposed in the area, which developed mainly within the Doña Ana Formation and older rocks. These alteration zones are spatially related to the Infiernillo Unit stocks. K-Ar ages of altered rocks can be divided into two distinct age groups: 1) 17.2-15.9 Ma, and 2) approximately 11 Ma. The first group probably representing the age of the main regional alteration event. Within the alteration zones, advanced argillic, quartz-sericite, intermediate argillic and propylitic alteration assemblages are recognized. Epithermal Au-Ag-Cu veins, as well as solphataric sulphur deposits on top of the alteration zones have been found in some areas. Hydrothermal alteration probably represents the end stage (phase or cessation) of widespread Lower Miocene geothermal activity. Within these geothermal systems, percolating meteoric waters were heated by the shallow-level, cooling Infiernillo Unit stocks. Boiling of ascending hydrothermal fluids and oxidation by mixing with cold, near surface waters may have controlled the formation of advanced argillic alteration assemblages and the deposition of native gold and enargite in the upper parts of these geothermal systems. The second group of K-Ar ages in altered rocks probably represent a later alteration event associated, this time, with the Cerro de Las Tórtolas volcanism.

INTRODUCCION

En la Alta Cordillera Andina del Norte Chico (27°-31° Lat. S; Fig. 1) existe una franja norte-sur de zonas de alteración hidrotermal, que se extiende desde las nacientes del río Copiapó hasta el río Grande, en la Cordillera de Ovalle, constituyendo gran parte del cordón fronterizo con Argentina. En años recientes, el descubrimiento y posterior explotación del yacimiento aurífero El Indio, ubicado dentro de la citada franja, ha despertado un gran interés en cuanto al potencial económico de dichas zonas de alteración hidrotermal. Diferentes compañías privadas han efectuado trabajos de exploración, que han llevado a definir varios prospectos auríferos, actualmente, en estudio (Nevada, Sancarrón, El Tambo, Río Seco, Coipita, etc.) (Fig. 11). Sin embargo, y a pesar de la intensa actividad prospectiva en la zona, no se contaba con una visión geológica integrada de esa extensa región. Las referencias previas acerca de la geología regional son, en su mayoría, parciales. Ellas comprenden el trabajo de Thiele (1964), en la región de Cerro de Las Tórtolas-Cordillera de Doña Ana; el artículo de Reutter (1974), acerca de la nacientes del río Huasco; y las memorias de título de Mpo- dozis (1974), Rivano (1975) y Cornejo (1982),

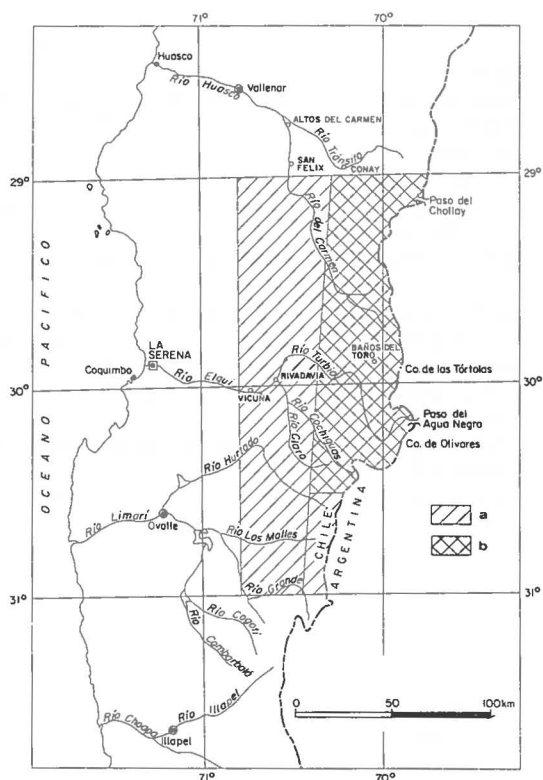


FIG. 1. Mapa de Ubicación; a) Área del mapa geológico (Fig. 2); b) Zona cubierta por la figura 4.

donde se discute la geología regional de la zona ubicada entre los ríos Hurtado y Grande. Junto a ellos, von Hillebrandt (1973) aportó antecedentes acerca de la bioestratigrafía de las secuencias jurásicas, marinas, expuestas en la hoya superior del río Huasco, mientras que Mpodozis *et al.* (1976), Parada (1982, 1983), Parada *et al.*, 1981, describieron, en forma preliminar, las diversas asociaciones plutónicas paleozoicas, aflorantes entre el río La Laguna y el río Grande. Por otra parte, Llaumett (1979), Llaumett *et al.* (1976), Araneda (1982) y Walthier *et al.* (1982) efectuaron descripciones de la mineralización y alteración en el Dis-

trito Minero El Indio y zonas cercanas. Con posterioridad, los estudios realizados por el Servicio Nacional de Geología y Minería entre los ríos Tránsito y Hurtado, en los años 1981-1983, han permitido completar el conocimiento de la geología regional, al menos entre los 29° y 31° S, y comenzar a comprender las relaciones existentes entre la evolución geológica del Terciario y los procesos de alteración hidrotermal de ese sector de los Andes. El propósito de este artículo es presentar, en forma integrada, una parte de los resultados de esos trabajos.

MARCO GEOLOGICO

El núcleo de la Alta Cordillera del Norte Chico está formado por granitoides, con edades radiométricas del Paleozoico superior-Triásico Inferior (Batolito del Elqui-Limarí, Batolito del Chollay; Mpodozis y Cornejo, en prep.; Nasi *et al.*, en prep.), que intruyen a series de esquistos pelíticos y sedimentitas epimetamórficas, de edad carbonífera y/o más antiguas, así como, en parte, a volcanitas ácidas, de probable edad paleozoica superior-triásica. Este conjunto constituye el basamento de las secuencias mesocenozoicas, que los cubren, en discordancia (Fig. 2). La cobertura aparece bien expuesta, tanto al oeste (Dominio Occidental) como al este y/o sobre el núcleo plutónico de la Cordillera (Dominio Oriental). Al oeste, en la zona de Rivadavia-Vicuña-Los Molles, la serie estratigráfica está formada por más de 3.000 m de volcanitas, principalmente andesíticas, y por sedimentitas continentales, cuya edad está comprendida entre el Triásico Superior y el Terciario inferior (Dediós, 1967, 1978; Letelier, 1977; Mpodozis, 1974; Rivano, 1975; Cornejo, 1982, Moscoso *et al.*, 1982). En esta columna se intercalan dos unidades sedimentarias, marinas: la Formación Tres Cruces, del Lías-Dogger inferior (Dediós, 1967) y la Formación Río Tascadero, del Cretácico Inferior (Rivano, 1980) (Fig. 4).

Al este del núcleo paleozoico de la cordillera y también sobre él, existen reducidos afloramientos de secuencias, en parte, equivalentes a aquéllas del Dominio Occidental (Fig. 2). Sin embargo, a diferencia de éste, en el Dominio Oriental (Río Valeriano, Río Potrerillos, Sancarrón, Río La Laguna, Paso del Agua Negra) afloran, sobre todo, forma-

ciones volcanoclásticas, continentales, del Cenozoico superior. La mayor parte de estas rocas se encuentran en una depresión tectónica relativa, limitada al oeste por una falla inversa (falla Baños del Toro, Figs. 2, 3), que eleva los terrenos paleozoicos y los pone en contacto con las secuencias volcánicas, terciarias. La mayoría de las zonas de alteración con potencial aurífero se ubican al este de la falla Baños del Toro y afectan, principalmente, a las volcanitas terciarias. Sin embargo, al sur del río La Laguna, y hasta el río Grande, se encuentran zonas de alteración al oeste de dicha falla, las que afectan a los granitoides paleozoicos (Fig. 11). En casi todos los casos, las zonas de alteración guardan una estrecha relación espacial con pequeños stocks dioríticos, miocénicos.

A continuación se analizará la geología del "Dominio Oriental", comenzando por una breve descripción del basamento paleozoico y las formaciones mesozoicas, para continuar con un análisis más detallado de la estratigrafía, química y estructura de las unidades volcánicas e intrusivas, cenozoicas. Finalmente, se describirán las zonas de alteración hidrotermal, discutiendo su naturaleza, edad y relaciones con la geología de la región.

EL BASAMENTO (PALEOZOICO-TRIASICO INFERIOR)

La unidad más antigua aflorante en el Dominio Oriental es una asociación de rocas metamórficas (Complejo Metamórfico del Cepo; Mpodozis y Cornejo, en prep.), que constituyen grandes "roof-pendants" dentro del Batolito Elqui-Limarí, espe-

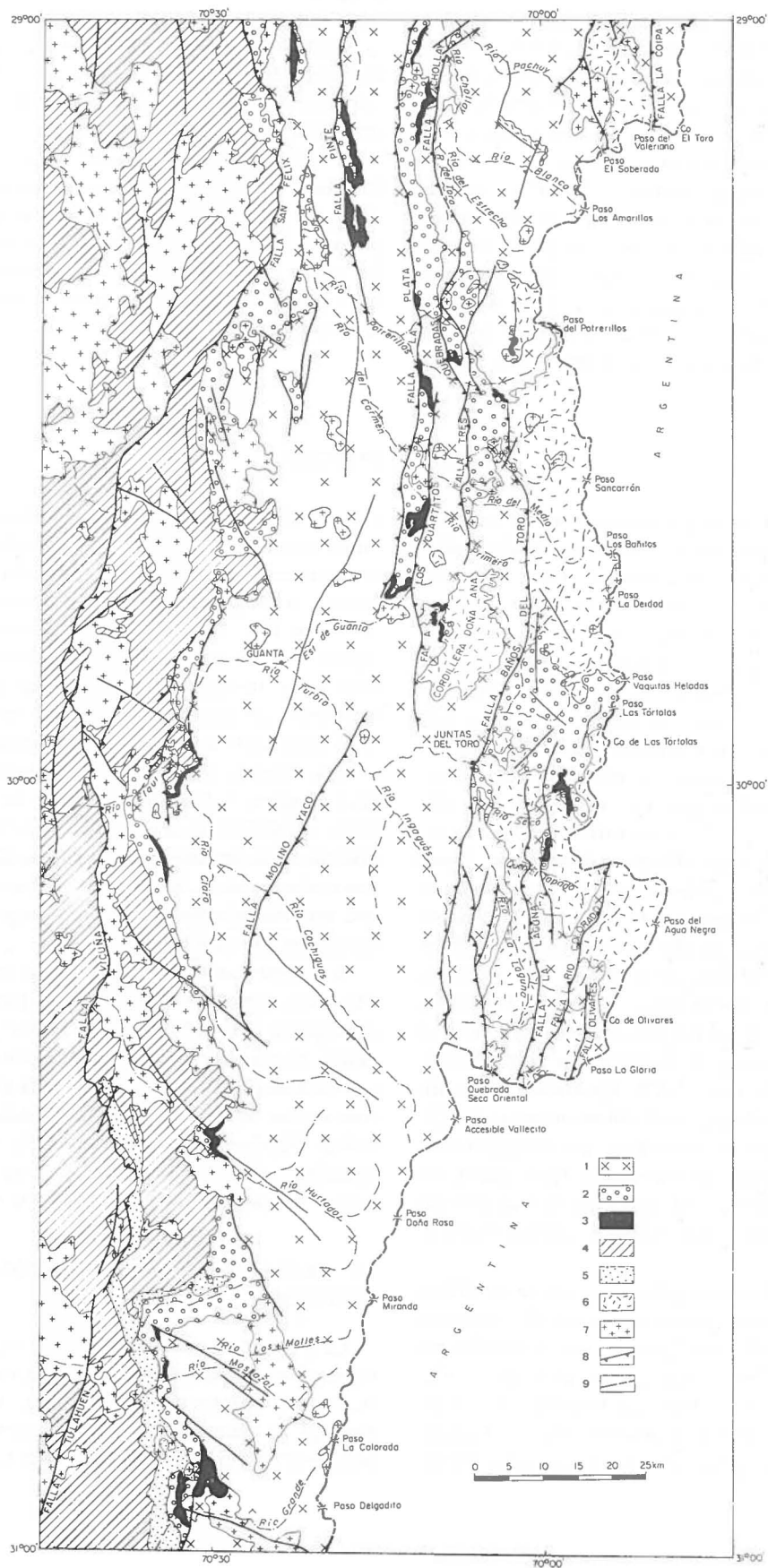


FIG. 2. Mapa geológico simplificado de la Cordillera del Norte Chico entre el río Pachuy y el río Grande. 1) Basamento Paleozoico-Triásico Inferior (granitoides, esquistos, lavas riolíticas y sedimentitas marinas terrígenas. 2) Jurásico: Lavas andesíticas y rocas volcanoclásticas. 3) Secuencias marinas del Lías-Dogger. 4) Cretácico-Terciario inferior: lavas y brechas andesíticas y riolíticas, conglomerados y areniscas rojas. 5) Secuencias marinas carbonatadas del Cretácico Inferior. 6) Formaciones volcánicas del Terciario superior. 7) Intrusivos terciarios. 8) Fallas inversas. 9) Fallas posiblemente normales.

cialmente en la zona del río Inaguás y vertiente sur de Cordillera de Doña Ana (Fig. 3).

En estas rocas, de protolito pelítico-arenoso, se reconocen asociaciones metamórficas con andalucita, sillimanita, biotita-muscovita y albita. Su edad es incierta y es probable que, al menos parte del metamorfismo que presentan, esté relacionado con el emplazamiento de los granitoides más antiguos del Batolito Elqui-Limarí: la Superunidad Elqui (Mpodozis y Cornejo, en prep.), constituida por tonalitas de biotita y hornblenda, granodioritas de dos micas y granitos leucocráticos, de grano grueso, en los cuales se han obtenido edades K-Ar del Carbonífero. Junto a ellas, en el extremo noroccidental del área estudiada (Río Valeriano; Fig. 3), aflora una secuencia pelítico-arenosa, con bajo metamorfismo, de más de 1.000 m de potencia: La Formación Las Placetas (Reutter, 1974). En ella se han encontrado restos de flora fósil (*Lepidodendron peruvianum* Frenguelli, *Sigillaria sauli* Brongt (?) y *Plagiozamites* (?) sp. (Tavera, in Jensen 1976), que indicarían una edad carbonífera superior. Un posible equivalente de la Formación Las Placetas (Formación Hurtado; Cornejo, 1982) se encuentra más al sur, en el valle superior del río Hurtado. En fuerte discordancia angular sobre ambas formaciones, así como sobre las rocas metamórficas, se dispone una potente secuencia (más de 2.000 m de espesor) constituida por lavas ácidas e intermedias, rocas piroclásticas y sedimentitas rojas: La Formación Pastos Blancos, definida originalmente por Thiele (1964), en la zona de Cordillera de Doña Ana. Esta formación comprende lavas riolíticas, porfíricas, con "ojos" de cuarzo, tobas de lapilli, con y sin estructuras fluidales, tobas soldadas (ignimbritas), brechas piroclásticas riolíticas y, en menor proporción, lavas andesíticas y dacíticas. La Formación Pastos Blancos alcanza gran desarrollo, tanto en la zona fronteriza del río La Laguna y Cerro Olivares como en la zona cercana a Cordillera de Doña Ana (Río Primero-Río Potrerillos). Se caracteriza por su aspecto macizo, excepto en algunas localidades, donde se intercalan

secuencias de sedimentitas rojas (Río Potrerillos, Río La Laguna). A lo largo de toda la extensión de sus afloramientos, está atravesada por cuerpos de granitos leucocráticos, rosados, pórfidos graníticos y pórfidos riolíticos, rojos, que tienen edades K-Ar comprendidas entre 276 y 238 Ma (Superunidad Inaguás, Mpodozis y Cornejo, en prep.; Nasi *et al.*, en prep.) (Fig. 4).

Las brechas y conglomerados de la Formación Pastos Blancos contienen clastos de litología similar a los granitoides pérmicos de la Superunidad Inaguás. Ello sugiere una probable relación genética y/o cronológica entre ambas unidades. La edad mínima de la Formación Pastos Blancos está señalada por el Triásico Medio de la Formación San Félix (conglomerados y areniscas cuarcíferas, marinas, del Triásico Medio-Superior; Zeil e Ichikawa, 1958; Reutter, 1974), que descansa sobre ella, en la zona de Alto del Carmen, fuera del área de estudio.

Es evidente que, tanto la Formación Las Placetas como la Formación Pastos Blancos y los granitoides paleozoicos, representan la prolongación, en territorio chileno, de las unidades geológicas de la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan (Mapa Geológico Argentino, 1982), entidad morfológica y geológica, que penetra en territorio chileno a la latitud 31°S (nacientes del río Grande, Cordillera de Ovalle). En ella afloran secuencias rítmicas del Carbonífero-Pérmico Inferior (Formaciones El Plata, Alto Tunuyán, Cerro Agua Negra; Polanski, 1970, Caminos, 1979), cubiertas, en discordancia angular, por las acumulaciones de lavas del Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roque, 1969; Caminos, 1979), equivalente directo de la Formación Pastos Blancos e intruidas, también, por granitoides pérmicos. Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre en Argentina, en Chile predominan las asociaciones de rocas intrusivas, lo que puede explicarse por diferencias en el nivel de erosión, ya que en la vertiente chilena están expuestos niveles más profundos del orógeno paleozoico.

FIG. 3. Mapa geológico detallado de la región aledaña a la frontera chileno-argentina, entre los ríos Pachuy y La Laguna. 1a) Complejo Metamórfico del Cepo (Paleozoico Inferior). 1b) Formación Las Placetas (Devónico-Carbonífero?). 2) Formación Pastos Blancos (Paleozoico Superior-Triásico Inferior). 3) Granitoides de la Superunidad Elqui (Carbonífero). 4) Granitoides de la Superunidad Ingaguás (Pérmico-Triásico Inferior). 5) Estratos de Río Seco (Triásico?). 6) Formación Lautaro y Estratos de El Tapado (Lías-Dogger). 7a) Formación Baños del Toro (Jurásico Superior-Cretácico?). 7b) Formación Picudo (Jurásico Superior). 8) Formación Doña Ana (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior). a) Miembro Tilito; b) Miembro Escabroso. 9) Unidad Infiernillo (intrusivos del Mioceno Medio). 10) Formación Cerro de Las Tórtolas (Mioceno Superior-Plioceno Inferior). 11) Formación Vallecito (Mioceno Superior-Plioceno Inferior). 12) Cuaternario. 13) Fallas inversas. 14) Fallas normales. 15) Dataciones K-Ar, a) Roca total; b) Biotita; c) Plagioclasa; d) Anfíbola. 16) Ubicación de los perfiles de la figura 10.

EL MESOZOICO

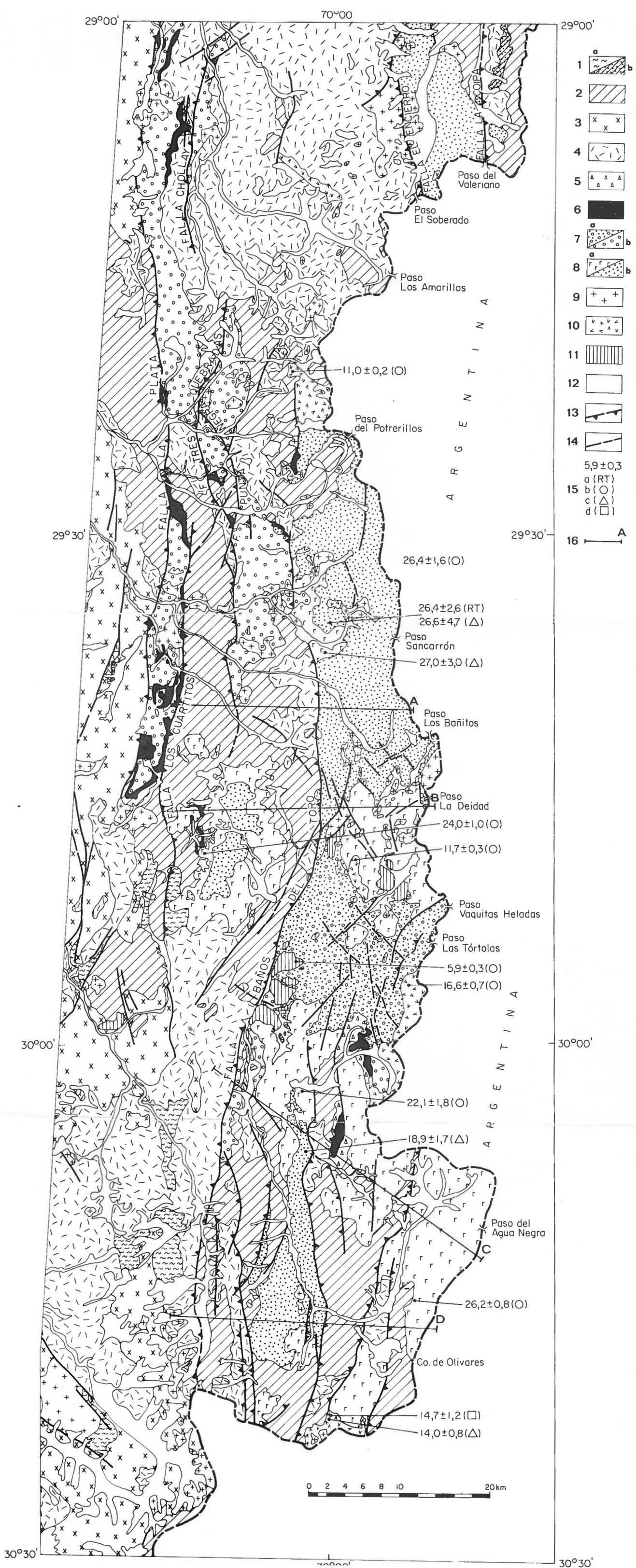
Al este de la falla Baños del Toro, en el curso superior de Quebrada Río Seco, afluente del río La Laguna (Fig. 3), se encuentra un reducido afloramiento de rocas probablemente triásicas (Estratos de Río Seco; Mpodozis y Cornejo, en prep.). Allí, en aparente discordancia, sobre riolitas de la Formación Pastos Blancos, afloran 200-300 m de lavas andesíticas, gris-verdosas, con intercalaciones de areniscas verdes y delgados niveles calcáreos. Diez kilómetros más al sur, en la quebrada El Tapado, se encuentran no más de 150 m de lavas andesíticas y basálticas, porfíricas, también discordantes sobre la Formación Pastos Blancos. Por su posición estratigráfica relativa se ha considerado que estas rocas pueden ser equivalentes de la Formación La Totorá (Reutter, 1974), es decir, representantes locales del episodio volcánico andesítico, del Triásico Superior, que alcanza gran desarrollo entre el río Tránsito (28°S) y la Cordillera de Copiapó (Segerstrom, 1968; Jensen, 1976; Mpodozis y Davison, 1979; Sepúlveda y Naranjo, 1982). Rocas jurásicas se disponen, directamente en discordancia de erosión, sobre el basamento, al oeste de la falla Baños del Toro, en Cordillera de Doña Ana, Cordillera de la Punilla y en los ríos Potrerillos, Apolinario y Chollay, (Fig. 3). Allí se encuentran las calizas, areniscas calcáreas y conglomerados cuarcíferos, infralitorales, de la Formación Lautaro* (Segerstrom, 1968), depósitos de la cuenca trasarco ensiálica, desarrollada durante el Lías-Dogger en el norte de Chile (Jensen *et al.*, 1976; Coira *et al.*, 1982). Según Von Hillebrandt

(1973), en ellas estarían representados los pisos Sinemuriano a Bajociano, con control paleontológico efectivo del Sinemuriano y Toarciano (Thiele, 1964; Von Hillebrandt, 1973; Nasi *et al.*, 1984). La Formación Lautaro se distribuye según franjas paralelas y continuas de dirección norte-sur, controladas por grandes fallas inversas inclinadas predominantemente al oeste (Figs. 2, 3, 4).

Las grandes variaciones de espesor, que presenta la Formación Lautaro (desde algunos metros hasta 200 m de potencia), se explicarían debido a que, con posterioridad a la regresión (Caloviano?), sobrevino en la zona un fuerte período erosivo que, en muchos lugares, dejó al descubierto el basamento, previamente a la deposición de la suprayacente Formación Picudo (Reutter, 1974), del Jurásico Superior (Fig. 2). En ella se reconocen (al menos entre el río Chollay y el río Primero) dos miembros: un Miembro Inferior, clástico, formado por paraconglomerados y areniscas rojas, con clastos de granitoides paleozoicos, riolitas (provenientes de la Formación Pastos Blancos), fragmentos andesíticos y clastos de calizas jurásicas; y un Miembro Superior, constituido fundamentalmente por andesitas, andesitas basálticas, brechas volcánicas y tobas dacíticas. Los casi 1.000 m de lavas y sedimentitas de la Formación Picudo, representan, con seguridad, a los productos dejados por la "invasión" de la cuenca trasarco, con productos volcanodetríticos, provenientes del arco volcánico ubicado al occidente de la región, con posterioridad a la regresión, en el Jurásico Medio.

Al este de la falla Baños del Toro, las formaciones jurásicas están poco desarrolladas, debido

* Thiele (1964) incluyó las secuencias jurásicas aflorantes en Cordillera Doña Ana y Cordillera de la Punilla dentro de una sola formación: La Formación Punilla. Sin embargo, en ella se incluyen tanto los niveles marinos, liásicos, como las secuencias continentales del Jurásico Superior. Debido a ello se ha preferido utilizar la nomenclatura de Reutter (1974) quien, en la zona de los ríos Tránsito, del Carmen y Chollay, distinguió dos unidades dentro del Jurásico, las ya mencionadas formaciones Lautaro y Picudo.



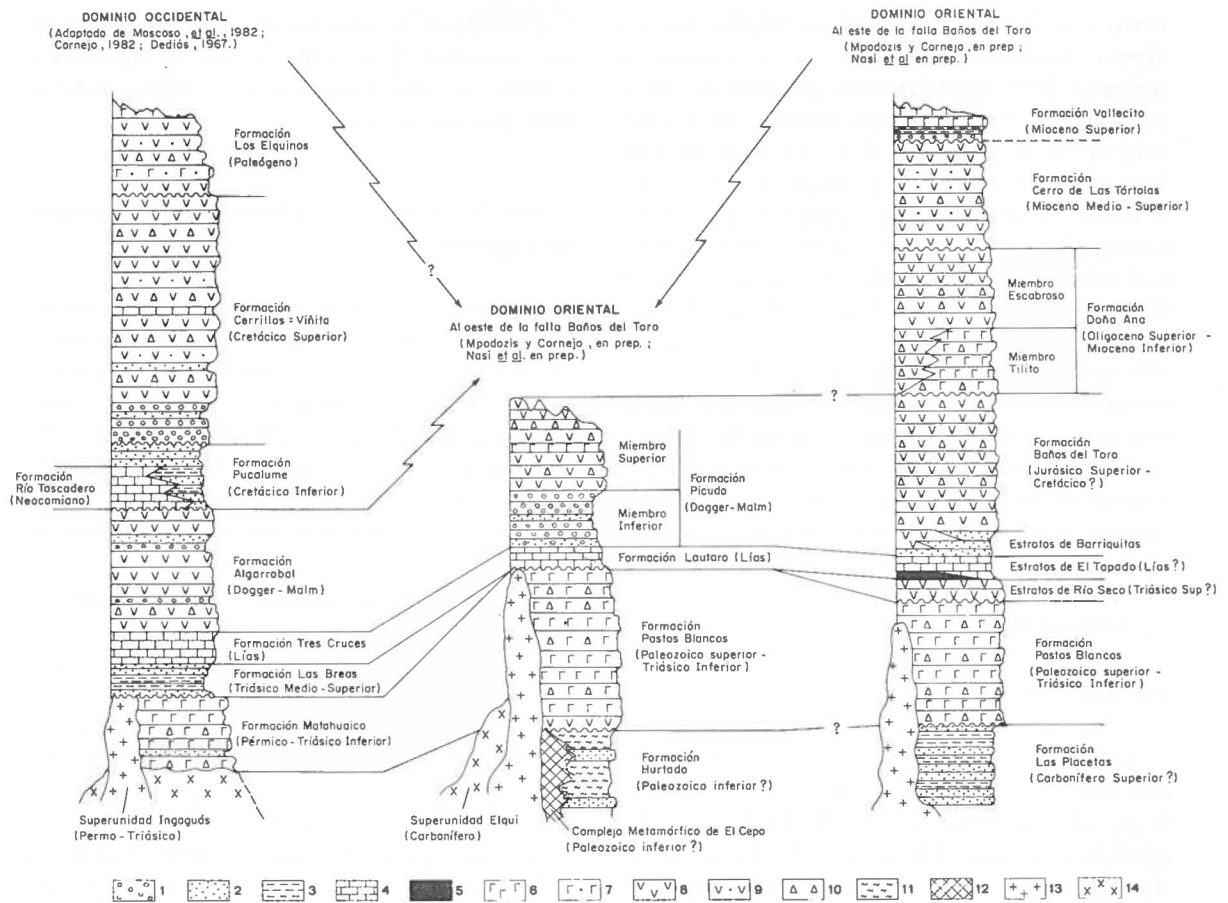


FIG. 4. Columnas estratigráficas generalizadas para la Alta Cordillera del sector Ovalle-Vallenar. 1. Conglomerados. 2. Areniscas. 3. Lutitas y limolitas. 4. Calizas. 5. Yeso. 6. Riolitas. 7. Tobas riolíticas. 8. Andesitas. 9. Tobas andesíticas. 10. Brechas. 11. Pizarras y filitas. 12. Esquistos. 13. Granitos. 14. Tonalitas y granodioritas.

a la cubierta volcánica, terciaria. A pesar de ello, en la zona de Baños del Toro, Mina Las Hediondas, Río Seco y Quebrada El Tapado (Fig. 3), se encuentran rocas que pueden ser correlacionadas, en cierta medida, con las formaciones Lautaro y Picudo. En efecto, en Quebrada El Tapado y, en concordancia, sobre las lavas triásicas, afloran más de 100 m de evaporitas (yeso), bien estratificadas, con areniscas rojas, en su porción basal, a las que suceden cerca de 200 m de calcarenitas, calcilutitas y areniscas calcáreas, amarillentas, bien estratificadas (Estratos de El Tapado; Mpodozis y Cornejo, en prep.). El nivel evaporítico es de carácter lenticular, ya que pocos kilómetros al norte de la quebrada El Tapado (Río Seco), éste desaparece por completo, encontrándose, calcarenitas, direc-

tamente, sobre las volcanitas triásicas. Pese a que el material paleontológico observado (fragmentos de braquiópodos y pelecípodos) no tiene valor cronológico, es posible sugerir que los Estratos de El Tapado, son equivalentes de la Formación Lautaro, y fueron acumulados en un ambiente marino, restringido (lagunar), en el borde oriental de la cuenca trasarco, jurásica (Fig. 4).

Al noreste de Mina Carmen de Río Seco (Figs. 3, 11) los Estratos de El Tapado están cubiertos, en discordancia, por una unidad volcánica, continental: La Formación Baños del Toro (Thiele, 1964), constituida por cerca de 2.000 m de lavas, brechas tobáceas, tobas y aglomerados andesíticos, con algunas intercalaciones de conglomerados y de tobas dacíticas muy subordinadas. Al norte del

Cerro Las Tórtolas, en Quebrada Barriquitas, los niveles inferiores, expuestos, de la Formación Baños del Toro, están formados por cerca de 300 m de areniscas tobáceas, tobas verdes y lutitas con muy buena estratificación (Estratos de Barriquitas; Nasi *et al.*, en prep.), que pasan gradualmente a las potentes coladas de lavas andesíticas de la parte superior de la formación. Thiele (1964) supuso una edad cretácica media para la Formación Baños del Toro; sin embargo los únicos antecedentes para intentar su ubicación estratigráfica relativa son que ella sería posterior a los Estratos de El Tapado, y pre-terciaria media, ya que la Formación Doña Ana la cubre en discordancia. Es probable, incluso, que ella pudiera ser, en parte, equivalente de la Formación Picudo (Jurásico Superior), aflorante al oeste de la falla Baños del Toro (Fig. 4).

EL CENOZOICO

Introducción

Las formaciones volcánicas del Cenozoico superior afloran en una franja de al menos 150 km de largo, en el extremo oriental de la región, constituyendo gran parte de la zona limítrofe con Argentina, especialmente al oeste de la falla Baños del Toro, y a partir de las nacientes del río La Laguna hasta más al norte de los ríos Chollay y Valeriano (Fig. 3). Ellas se disponen, en fuerte discordancia angular, tanto sobre el basamento paleozoico como sobre las formaciones mesozoicas; están atravesadas por numerosos stocks e intrusivos hipabisales, miocénicos, y han sido afectadas por fenómenos de alteración hidrotermal a gran escala. Tres son las formaciones que constituyen la columna estratigráfica del Terciario: la Formación Doña Ana (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), la Formación Cerro de Las Tórtolas (Mioceno Inferior-Medio) y la Formación Vallecito (Mioceno Superior). Tanto la Formación Doña Ana como la Formación Vallecito fueron definidas, originalmente, por Thiele (1964), en la zona de Cordillera de Doña Ana y Cerro de Las Tórtolas. Sin embargo, el sentido, edad y distribución de las formaciones Doña Ana y Vallecito, tal como se presentan en este trabajo, defieren, en parte, del sentido original utilizado por Thiele. La Formación Cerro de Las Tórtolas es, en cambio, una unidad que aquí se describe por primera vez. Los problemas de definición

y redefinición de estas formaciones aparecerán en los trabajos de Nasi *et al.* (en prep.) y Mpodozis y Cornejo (en prep.), por lo cual no serán analizados en el presente artículo.

Formación Doña Ana (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

La denominación de Formación Doña Ana se utilizará, en este trabajo, para designar a la secuencia volcánica, que aflora típicamente en la parte alta de Cordillera de Doña Ana, donde está constituida por dos miembros (Fig. 3): un Miembro Inferior (Miembro Tilito) de tobas ignimbríticas, riolíticas y dacíticas y, un Miembro Superior (Miembro Escabroso), formado por lavas andesíticas y basálticas (Foto 1).

El espesor de la formación, en Cordillera de Doña Ana, donde se apoya, en discordancia, sobre la Formación Pastos Blancos, varía entre 800 y 1.250 m.

Los afloramientos de la Formación Doña Ana también alcanzan gran desarrollo al este de la falla Baños del Toro, entre los nacientes del río Valeriano y el río La Laguna, donde se apoyan, en discordancia, ya sea sobre las formaciones jurásicas, o directamente sobre las lavas riolíticas de la Formación Pastos Blancos (Fig. 3).

En el extremo norte de esta franja (Cajón del Encierro, Río Potrerillos, Río Apolinario), la formación está constituida por 1.500 m de lavas andesíticas y basálticas, y brechas andesíticas, con algunas intercalaciones de lavas y tobas ácidas y areniscas rojas, sin que allí aflore el miembro riolítico basal. Más al sur, entre el prospecto Sancarrón y la mina El Indio (Fig. 3), es posible separar los dos miembros, alcanzando de todos modos gran desarrollo el Miembro Superior, andesítico (Escabroso), el que muestra un espesor cercano a los 2.000 m. En cambio, al sureste de El Indio, en la zona de Río Seco, nacientes de Quebrada El Tapado, Río Colorado, Paso Agua Negra y Cerro Olivares, sólo afloran las lavas y tobas ácidas del Miembro Tilito, con delgadas intercalaciones de andesitas y basaltos. Sólo más al oeste, en el valle del río La Laguna, desde su confluencia con la quebrada El Tapado hasta más al sur del embalse La Laguna, reaparecen los niveles de aglomerados y lavas andesíticas del Miembro Escabroso cubriendo, concordantemente, al Miembro Tilito. Aún más al sur, en la nacientes



Foto 1. Flanco occidental de Cordillera de Doña Ana (vista desde el oeste). En primer plano, lavas y rocas piroclásticas ácidas de la Formación Pastos Blancos. Sobre ellas se disponen, en discordancia angular, las lavas ácidas del Miembro Tilito (tonos claros) y, las andesitas y andesitas basálticas del Miembro Escabroso, de la Formación Doña Ana, dispuestas en forma subhorizontal.

del río La Laguna (Río La Gloria), el Miembro Escabroso se apoya de nuevo, directamente, sobre la Formación Pastos Blancos, debido al acunamiento del Miembro Tilito (Fig. 3).

La irregular distribución de los dos miembros, el marcado contraste litológico entre ambos, junto con el hecho que el Miembro Escabroso se apoye, en parte, directamente sobre el basamento, sugieren que la Formación Doña Ana es el resultado de un volcanismo bimodal, cuyos productos, en parte, se superponen y en parte se interdigitan. Este volcanismo estuvo, probablemente, asociado a centros de emisión diferentes, separados tanto espacial como temporalmente. Uno de los probables centros de emisión de la Formación Doña Ana, se puede observar en Cerro Escabroso, en el extremo sur de Cordillera de Doña Ana, donde aparecen los restos de un cuello volcánico andesítico, profundamente erodado, asociado con enjambres de diques, que cortan al Miembro Superior de la formación. A pesar de lo anterior, es notable que en la Formación Doña Ana existe una casi perfecta concordancia estructural entre las lavas y piroclastos ácidos del Miembro Tilito y las lavas andesíticas del Miembro Escabroso. Los afloramientos de la Formación Doña Ana continúan al norte del río Valeriano, hasta por lo menos las nacientes del río Manflas, en la Cordillera de Copiapó. En cambio, al sur del río La Laguna, penetran, en su totalidad, en territorio argentino.

El Miembro Tilito. Está formado por tobas ignimbríticas, riolíticas y dacíticas (tobas soldadas de cristales, vítreas y/o brechosas), apareciendo, en menor proporción, lavas riolíticas fluidales y vesiculares. Las rocas de este miembro presentan colores claros, con una amplia gama de tonalidades pardas, rojizas, grises y, subordinadamente, azuladas, violáceas y verdosas.

Las tobas de cristales riolíticos están constituidas por un 35-60% de fragmentos de cristales (hasta 3 mm) de plagioclasa, ortoclasa, cuarzo (frecuentemente con embahiamientos), escasa biotita y minerales opacos, dispersos en una matriz vítrea, fina (40-65%), con rasgos de fluidez, desvitrificada a un agregado microcristalino, fino, de cuarzo y minerales de arcilla. En estas rocas, es común la presencia de fragmentos vítreos ("shards") alargados, a veces doblados y reemplazados por un agregado acicular de calcedonia. Las tobas de cristales dacíticas, incluyen de un 30-40% de fragmentos cristalinos de plagioclasa, cuarzo y biotita, dispersos en una matriz de ceniza vítrea, fina, soldada, con textura fluidal, frecuentemente desvitrificada y transformada, ya sea a un agregado microcristalino, fino de cuarzo o bien agregados radiales de calcedonia. En algunas muestras se observaron fragmentos vítreos ("shards"), reemplazados por calcedonia. Las tobas brechosas incluyen fragmentos líticos que, en general, sobrepasan los 2 cm de tamaño (fragmentos de riolitas, ignimbritas vítreas, pumicita, dacitas y andesitas). Junto a ellos se encuentran abundantes fragmentos vítreos, deformados y desvitrificados, y fragmentos de cristales (plagioclasa, cuarzo y biotita), dispersos en una masa de ceniza vítrea, desvitrificada, con aspecto felsítico y textura fluidal. Las lavas riolíticas corresponden a un tipo litológico subordinado en el Miembro Tilito, poseen textura porfírica, con

fenocristales de plagioclasa, euhedral a subhedral, feldespato potásico euhedral, y cuarzo con embahiamientos, dispuestos en una masa fundamental (60-70%) constituida por vidrio desvitrificado con estructura fluidal.

El Miembro Escabroso. Está constituido por lavas, lavas brechosas andesíticas, aglomerados, brechas andesíticas, lavas basálticas y algunos niveles de dacitas, de color gris-verdoso, verde, gris-azulado, violáceo y morado; y escasas intercalaciones de areniscas rojas. Los afloramientos más septentrionales del Miembro Escabroso (Río Potrerillos, Río Apolinario) incluyen una proporción importante de tobas y lavas silíceas y, localmente, brechas y arenicas tobáceas. En las cercanías del tranque La Laguna, el Miembro Escabroso está formado, casi exclusivamente, por aglomerados andesíticos, gris-verdosos, con bloques de lavas de más de 1 m de diámetro.

Los basaltos tienen textura porfírica, con cristales de labradorita euhedral, de hasta 3 mm de largo, dispuestos en un fondo intergranular, constituido por cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino. La masa fundamental está formada por vidrio, con microlitos de plagioclasa y minerales opacos. En los basaltos también es común la presencia de clorita, que reemplaza, parcialmente, a la masa fundamental y algunos fenocristales, encontrándose también bowlingita reemplazando al olivino. Las andesitas son piroxénicas y anfibólicas, de textura porfírica. Las andesitas piroxénicas poseen fenocristales de labradorita o andesina y augita subhedral, de hasta 2 mm de largo, dispuesto en una masa fundamental (65-70%) hialopilitica o pilotaxítica, constituida por vidrio, microlitos de plagioclasa y minerales opacos. Las andesitas anfibólicas presentan fenocristales de andesina euhedral a subhedral, de hasta 2 mm de largo, y hornblenda y oxihornblenda, en cristales euhedrales, delgados, que pueden alcanzar 5 mm de largo. La masa fundamental (65%) es pilotaxítica, con microlitos de plagioclasa y minerales opacos. En las andesitas es común una débil cloritización de los piroxenos, que afecta también a la masa fundamental. Las dacitas poseen textura porfírica y fenocristales de plagioclasa de hasta 3 mm de largo, escasa biotita y, ocasionalmente, cuarzo con embahiamientos. La masa fundamental (60-70%) es criptocristalina, desvitrificada a cuarzo, feldespato y minerales de arcilla, conservándose los rasgos primarios de fluidez. Las tobas dacíticas son vítreas y cristalinas, con fragmentos vítreos, soldados ("shards"), cristalinos (plagioclasa, biotita), y líticos (dacitas, pumicitas) dispuestos en una matriz de ceniza vítrea, fina. Las tobas andesíticas poseen fragmentos cristalinos (plagioclasa) y líticos (agregados "fieltrosos" de microlitos de plagioclasa), incluyendo también minerales opacos y, ocasionalmente, fragmentos de cuarzo. La matriz es ceniza vítrea, cloritizada.

La edad de la Formación Doña Ana se ha esta-

blecido a base de dataciones radiométricas K-Ar (Tabla 1). Para el Miembro Tilito se han obtenido cinco edades, las que se ubican desde la parte alta del Oligoceno Superior hasta el límite con el Mioceno* (27 a 22,1 Ma), y para el Miembro Escabroso se han obtenido dos edades, una correspondiente al Oligoceno Superior (26 Ma) y una al Mioceno Inferior (18,9 Ma). Cabe señalar que la muestra que dio una edad oligocena superior para el Miembro Escabroso proviene de los afloramientos septentrionales de la formación, donde el Miembro Tilito no aflora. Antecedentes adicionales para la ubicación cronológica de la Formación Doña Ana son los siguientes: 1) en rocas de esta unidad, afectadas por una intensa alteración hidrotermal, se han obtenido edades radiométricas (K-Ar, en roca total) de 16,2 y 17,2 Ma (parte alta del Mioceno Inferior); 2) tanto en la zona de Río Seco (Cerro Carmen) como en las nacientes del río La Gloria (Fig. 2), la Formación Doña Ana está cubierta, discordantemente, por la Formación Cerro de Las Tórtolas, en la cual se han obtenido edades radiométricas en el rango Mioceno Inferior-Medio (Tabla 2). El conjunto de los antecedentes expuestos señala que la edad mínima de la Formación Doña Ana es miocena inferior y sugiere que su edad máxima corresponde al Oligoceno Superior (seis dataciones K-Ar, entre 27 y 22 Ma).

Las correlaciones de la Formación Doña Ana no son fáciles de establecer. Al norte inmediato de las cordilleras de Elqui y Vallenar, no se conocen secuencias que pudieran ser correlacionables con la Formación Doña Ana. Zentilli (1974) mencionó edades K-Ar de $24,8 \pm 1,0$ y $21,3 \pm 0,8$ Ma, en muestras provenientes de estrato-volcanes andesíticos, ubicados al oeste de Salar de Maricunga, en la Cordillera de Copiapó, pero el significado geológico de ellas es incierto. Más al norte, en la Cordillera y Altiplano de Antofagasta, desde Salar de Atacama hasta las nacientes del río Loa, alcanzan gran desarrollo las formaciones sedimentarias, continentales (areniscas y conglomerados rojos) asignados al Oligoceno-Mioceno Inferior (formaciones San Pedro, Tambores, Sical; Dingman, 1963; Ramírez y Gardeweg, 1982; Makshev, 1978, Coira *et al.*, 1982, en las cuales la participación de material volcánico es escaso. Sólo en el extremo norte del país (Arica), existe nuevamente un importante volcanismo del Oligoceno Superior-Mioceno

* Según la escala geológica de Van Eysinga, 1978, que es la escala de referencia utilizada en este trabajo.

TABLA 1. DATACIONES RADIOMETRICAS K-Ar DE LA FORMACION DOÑA ANA *

Muestra No.	Litología	Miembro	Material	% K ^{tot.}	% Ar ⁴⁰ Atmós.	Vol. Ar ⁴⁰ rad nl/gr	Edad Ma	Localidad
I-100	Basalto	Tilito	Plagioclasa	0,130	87	0,138	27,0 ± 3	Vega de la Suerte
I-102	Toba riolítica	Tilito	Biotita	6,870	67	7,094	26,4 ± 1,6	Río Apolinario
HC-110	Riolita	Tilito	Biotita	6,961	38	7,126	26,2 ± 0,8	Cerro Olivares
NBT-97	Toba riolítica	Tilito	Biotita	5,733	70	5,389	24,0 ± 1,5	Cerro Doña Ana
I-109	Toba riolítica	Tilito	Biotita	5,904	78	5,102	22,1 ± 1,8	Río Seco
I-101	Basalto	Escabroso	Plagioclasa	0,070	92	0,073	26,6 ± 4,7	Río Sancarrón
I-101	Basalto	Escabroso	Roca total	0,349	73	0,361	26,4 ± 2,6	Río Sancarrón
HC-181	Andesita	Escabroso	Roca total	0,808	81	0,529	18,9 ± 1,7	Quebrada El Tapado

* Dataciones efectuadas por A. Puig y M. Hervé, en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería. Constantes utilizadas en dicho laboratorio: 1) Decaimiento K⁴⁰ $\lambda = 5,543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_\epsilon = 0,581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$. 2) Proporción atómica K⁴⁰ = 0,01167% atom. 3) Peso atom. K^{tot.} = 39,098 gr. El error analítico en la determinación de las edades K-Ar se supone inferior al 5%.

TABLA 2. DATACIONES RADIOMETRICAS K-Ar DE LA FORMACION CERRO DE LAS TORTOLAS *

Muestra No.	Litología	Material	% K ^{tot.}	% Ar ⁴⁰ Atmós.	Vol. Ar ⁴⁰ rad. nl/gr	Edad Ma	Localidad
I-114	Toba andesítica de cristales	Biotita	6,927	54	4,491	16,6 ± 0,7	Cerro de Las Tórtolas
HC-138	Andesita de oxi-hornblenda	Anfíbola	0,504	76	0,290	14,7 ± 1,2	Quebrada La Invernada
HC-140	Andesita de oxi-hornblenda	Plagioclasa	0,412	65	0,225	14,0 ± 0,8	Quebrada La Invernada
I-9	Andesita de hornblenda y biotita	Biotita	6,892	49	3,148	11,7 ± 0,5	Loma del Azufre
N-150	Ignimbrita andesítica	Biotita	7,532	54	3,159	11,0 ± 0,5	Cerro Nevados

* Dataciones efectuadas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Inferior como lo indican las dataciones (K-Ar, en ignimbritas) de la zona de Arica (Formación Oxaya) y Pisagua, las que han arrojado edades en el lapso 23-18 Ma (Christensen *et al.*, 1969; Mortimer *et al.*, 1974). Según Lahsen (1982a) estas discontinuidades longitudinales en la actividad volcánica podrían estar relacionadas con una posible segmentación de la placa de Nazca, subductada bajo el continente sudamericano. De este modo, en el Oligoceno Superior-Mioceno, pueden haber existido relaciones entre el ángulo de subducción-volcanismo, similares a las que parecen controlar la distribución del volcanismo más reciente (Barrazangi e Isacks, 1976; Jordan *et al.* (1983). Al sur de la Lat. 31° S, las correlaciones de la Formación Doña Ana son inseguras. En la Cordillera de Illapel (31°-32° S), Rivano y Sepúlveda (en prep.) no identificaron secuencias volcánicas que pudieran ser comparadas con ésta. En las formaciones Abanico y Coya-Machalí, expuestas en la Cordillera Andina, entre los 32°-35° S, se han obtenido numerosas edades K-Ar, en el rango Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, existiendo también algunas edades K-Ar del Cretácico Superior (Drake *et al.*, 1982), debido a lo cual, una eventual equivalencia entre ellas y la Formación Doña Ana debe ser mirada con precaución.

Formación Cerro de Las Tórtolas (Mioceno Inferior a Medio)

La denominación Formación Cerro de Las Tórtolas se utiliza, por primera vez, en este trabajo para designar a una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, cuyos afloramientos se restringen, principalmente, a las cumbres más altas del cordón limítrofe chileno-argentino. Su localidad tipo corresponde al cerro de Las Tórtolas (6.332 m s.n.m.), donde alcanza un espesor aproximado de 1.400 m (Foto 2). Esta unidad se apoya, con discordancia angular, sobre las formaciones Baños del Toro y Doña Ana y su techo es la superficie actual de erosión.

La Formación Cerro de Las Tórtolas está constituida por andesitas de anfíbola y biotita, algunas andesitas de augita, aglomerados de bloques con matriz tobácea, tobas de cristales andesíticos, en parte brechosas, y tobas silíceas. Las rocas presentan colores pardos, pardo-violáceos, rojizos, grises, negros y también blanquecinos; constituyen capas de hasta 30 m de espesor, siendo frecuentes los acúñamientos y variaciones laterales de facies, desde lavas y tobas hasta aglomerados. Los afloramientos del sector limítrofe chileno-argentino, entre los pasos del Soberado y Chollay, están constituidos, exclusivamente, por tobas de cristales an-

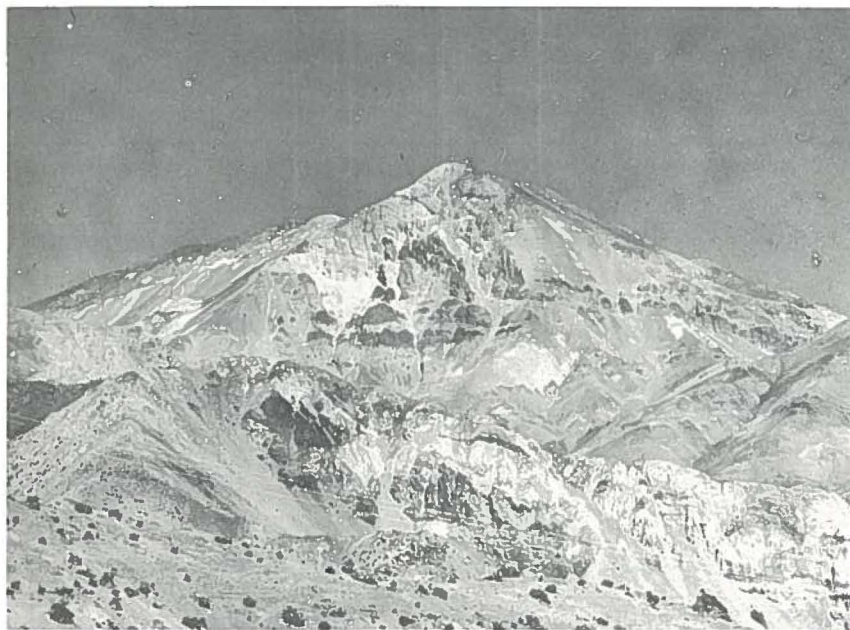


Foto 2. El cerro de Las Tórtolas (vista desde el oeste); constituido por lavas y aglomerados andesíticos subhorizontales de la Formación Cerro de Las Tórtolas. En primer plano, rocas con alteración hidrotermal de la Formación Baños del Toro.

desíticas, de carácter ignimbrítico. Las andesitas de anfíbola y biotita presentan, típicamente, megafenocristales de plagioclasa blanca, translúcida, de hasta 5 mm de largo y fenocristales más pequeños (hasta 3 mm) de anfíbola y biotita, en una masa fundamental afanítica, porosa. En algunas de estas rocas existe, además, una pequeña proporción de fenocristales de cuarzo.

Microscópicamente, las andesitas se caracterizan por presentar fenocristales de: oligoclasa-andesina fresca (10-30%), euhedrales a subhedrales, con zonación normal; oxihornblenda parda, euhedral (1-10%), con bordes opacos, en algunos casos, reemplazada por agregados microgranulares de piroxeno y/o mineral opaco; biotita (0-5%), en parte oxidada, con bordes corroídos y parcialmente reemplazada por agregados microgranulares de plagioclasa y/o mineral opaco; cuarzo (0-5%), en cristales anhedrales, redondeados y, a veces, con embahiamientos (presente sólo en algunas muestras). La masa fundamental generalmente posee textura hialopilitica y está constituida por vidrio volcánico, minerales opacos y cristalitos muy finos de plagioclasa. En otros casos, incluye un agregado de microlitos de plagioclasa de 0,1-0,4 mm de largo, con vidrio intersticial, o bien está constituida por un agregado "fieltroso" de microlitos de plagioclasa y minerales opacos, con vidrio intersticial. Gran número de estas rocas presentan vesículas de 0,2 y 2 mm de diámetro las que, en una pequeña proporción, se presentan rellenas total o parcialmente por zeolitas y/o calcita.

Las tobas de cristales andesíticas están constituidas por un 25-70% de fragmentos de cristales, de hasta 5 mm de diámetro (plagioclasa, cuarzo, biotita, minerales opacos y, en algunos casos, algo de hornblenda u oxihornblenda) e incluyen, frecuentemente, fragmentos líticos, dispersos (andesitas y/o tobas). La matriz es de ceniza vítrea, fina, en algunos casos con vesículas parcialmente rellenas con calcita; y presenta, con frecuencia, desvitrificación esferulítica y microgranular. En general, estas tobas no muestran evidencias de soldamiento ni estructuras de flujo, a excepción de aquellas que constituyen los afloramientos más septentrionales del área, las cuales tienen una matriz de ceniza vítrea, fluidal, con fragmentos vítreos doblados y soldados. Las tobas vítreas están constituidas por ceniza vítrea, fina, bandeada, generalmente desvitrificada a un agregado microgranular de cuarzo, con escasos fragmentos de cristales de plagioclasa y biotita, orientados paralelamente al bandeamiento. También existen tobas de ceniza vítreas, porosas, con algunos fragmentos cristalinos de biotita, anfíbola y plagioclasa, y escasos fragmentos líticos, de hasta 1 cm de diámetro, formados por andesita y pumicita. Algunas de las tobas de cristales incluyen

hasta un 10% de fragmentos de cuarzo, y podrían ser clasificadas como dacitas; sin embargo, los análisis químicos disponibles (ver Capítulo de Quimismo) indican para ellas una composición andesítica, pero cercana al límite con las dacitas.

Un tipo litológico subordinado, en esta formación, lo constituyen las andesitas piroxénicas, que presentan fenocristales de plagioclasa subhedral, fresca, con zonación normal (su composición es variable entre andesina y labradorita), y augita en cristales subhedrales, algunos reemplazados por mineral opaco y mica blanca. La masa fundamental es hialopilitica y está formada por vidrio, minerales opacos y escasos cristales de plagioclasa.

Cabe destacar que las rocas de la Formación Cerro de Las Tórtolas son, por lo general, frescas y sólo en algunas muestras se encuentran zeolita y calcita rellenas de vesículas y arcillas reemplazando, parcialmente, la masa fundamental.

La edad de la Formación Cerro de Las Tórtolas se ha establecido en base a dataciones radiométricas K-Ar (Tabla 2); cinco edades K-Ar señalan el rango que va desde la parte alta del Mioceno Inferior hasta el límite entre el Mioceno Medio y Superior. Las edades radiométricas de esta unidad son concordantes con su posición estratigráfica sobre la Formación Doña Ana, ya que la edad K-Ar más nueva, obtenida para esta última, corresponde a la parte baja del Mioceno Inferior ($18,9 \pm 1,7$ Ma)*.

La Formación Cerro de Las Tórtolas es equivalente a la Formación Farellones de la Cordillera de Chile Central, puesto que, la mayor parte de los valores radiométricos K-Ar de esta última se ubican desde la parte superior del Mioceno Inferior hasta el Mioceno Superior (Drake *et al.*, 1982). Si bien, entre los $31^{\circ}30'$ y $33^{\circ}00'$ S, existen dataciones K-Ar correspondientes al Oligoceno Superior, en rocas atribuidas a la Formación Farellones (Drake *et al.*, 1982), éstas provienen de muestreos sin un adecuado apoyo de mapeo geológico, que eventualmente podrían pertenecer a unidades más antiguas. Por otra parte, la expresión morfológica de la Formación Cerro de Las Tórtolas y su litología es muy similar a la de la Formación Farellones. Ambas se presentan en forma de capas subhorizontales, en sectores topográficamente elevados. Las dos for-

* Las edades más antiguas provienen tanto de los afloramientos del Cerro de Las Tórtolas como de la Quebrada Invernada (Río La Gloria; Fig. 34), es decir, del cordón limítrofe chileno-argentino, donde la formación es efectivamente una secuencia de espesor considerable. Las edades de 11 Ma provienen de afloramientos aislados y poco potentes (una capa) ubicados más al oeste. Esta relación entre diferentes modos de afloramiento y diferente edad radiométrica pudiera significar que, dentro de la Formación Cerro de Las Tórtolas, se han incluido los productos de dos eventos volcánicos diferentes. No contamos aún con antecedentes suficientes para confirmar o negar dicha proposición.

maciones e pueden correlacionar con la Formación Trapa-Trapa, expuesta aún más al sur, entre los 36° y 38° S (Niemeyer y Muñoz, 1983). Al norte de los 30° S un equivalente de la Formación Cerro de Las Tórtolas sería el conjunto de estrato-volcanes y calderas de composición dacítica y andesítica (entre otros los volcanes Copiapó, Santa Rosa, Ojo de Maricunga y Cerros Bravos), que afloran, alineados en dirección norte-sur, en el borde occidental del Altiplano de Copiapó. En lavas de esos volcanes se han obtenido edades K-Ar que oscilan entre 15,8 y 13,4 Ma (Zentilli, 1974; Mercado, 1982).

Formación Vallecito (Mioceno Superior)

La Formación Vallecito descrita, inicialmente, por Thiele (1964) es una secuencia de brechas mal consolidadas, sedimentitas lacustres, yeso e ignimbritas riolíticas, expuesta, principalmente, al este del río del Toro (Fig. 3). Su nombre deriva de la quebrada Vallecito, al oriente de la localidad de Juntas del Toro. Se incluye dentro de ella un domo riolítico intrusivo e ignimbritas asociadas, que aparecen 12 km al noreste de los afloramientos principales de la formación (sector de El Tambo-Quebrada Vaquitas Heladas). La Formación Vallecito se dispone, en discordancia angular y de erosión, sobre las formaciones Baños del Toro y Doña Ana y no está en contacto directo con la Formación Cerro de Las Tórtolas. Sin embargo, esta última

aflora, en forma de capas subhorizontales, en un sector topográficamente elevado (Cerro de Las Tórtolas), mientras que la Formación Vallecito, 11 km más al oeste, constituye el relleno de una depresión excavada en rocas más antiguas que la Formación Cerro de Las Tórtolas, formada, probablemente, con posterioridad a la depositación de ella. Dicho antecedente geomorfológico, indirecto, sugiere una relación discordante entre ambas formaciones. El espesor máximo de la Formación Vallecito es cercano a los 200 m. Los afloramientos de esta formación están muy bien expuestos en la quebrada Las Animas, al este del río del Toro (Fig. 3), donde se reconoce un nivel inferior de brechas, un nivel medio de limolitas, areniscas y yeso, y un nivel superior, formado por ignimbritas riolíticas (Foto 3).

Las brechas inferiores, de color pardo claro, poco consolidadas, están depositadas sobre una superficie irregular, con pendiente al oeste, y su espesor varía entre 40 y 120 m. Presentan mala estratificación y selección e incluyen fragmentos de rocas derivadas de las formaciones Baños del Toro y Doña Ana, encontrándose también, abundantes clastos de rocas alteradas, provenientes de las zonas de alteración hidrotermal que, en las cercanías, infrayacen a la Formación Vallecito. Las brechas disminuyen gradualmente de granulometría hacia el techo, dando paso al nivel medio de la formación, que comienza con 20 m de areniscas limosas y limolitas pardas, con intercalaciones de brechas finas, bien estratificadas. A ellas suceden 30 m de limolitas pardas, finamente laminadas (capas de algunos milímetros a 5 cm de espesor), que al-



Foto 3. Afloramientos de la Formación Vallecito (brechas, areniscas y limolitas yesíferas) en Quebrada Las Animas, camino a la mina Las Hediondas.

ternan con yeso gris, areniscas limosas y arcillas, encontrándose algunas capas macizas de areniscas limosas y yeso, las cuales, en general, no sobrepasan los 30 cm de espesor. El nivel superior es una capa de ignimbrita riolítica, de color gris muy claro hasta rosado (20-30 m de espesor), en la cual se incluyen abundantes clastos de riolitas de hasta 5 cm de diámetro, que le dan un aspecto brechoso. Al microscopio, corresponde a una toba de cristales, soldada, contituida por fragmentos de plagioclasa, cuarzo, ortoclasa, biotita y minerales opacos; fragmentos vítreos y líticos riolíticos, dispuestos en una matriz de ceniza vítrea, soldada.

El nivel medio, yesífero, de la Formación Vallecito está afectado por un complejo plegamiento disarmónico, de escala decimétrica a métrica. Al sur de la quebrada Las Animas, el citado nivel se acuña y la ignimbrita superior se apoya, directamente, sobre las brechas inferiores de tal modo que, en la localidad de Vallecito, ésta alcanza 40 m de potencia y sobre ella se dispone un depósito de bloques de riolitas rojas. Al microscopio, estas rocas porfíricas, presentan fenocristales de cuarzo, ortoclasa perfitica y biotita oxidada, dispuestos en una masa fundamental constituida por esferulitas silíceas y un agregado microgranular de cuarzo y feldespato alcalino. Por otro lado, el domo riolítico, intrusivo, ubicado más al este, en Estero El Tambo-Quebrada Vaquitas Heladas, corresponde, en su parte central, a un pórfido riolítico, gris claro, con fenocristales (largo: hasta 3 mm) de cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita, dispuestos en una masa fundamental felsítica, fina. El pórfido grada, hacia los bordes, a una ignimbrita riolítica, con inclusiones de riolitas, andesitas, granodioritas y brechas de turmalina. La ignimbrita es de aspecto muy similar a aquélla presente en el techo de la Formación Vallecito, en su localidad tipo, debido a lo cual es muy probable que este domo constituya la fuente de origen del mencionado flujo piroclástico.

Para determinar la edad de la Formación Vallecito, se dataron las ignimbritas del nivel superior, aflorantes al norte de la quebrada Las Animas, obteniéndose una edad (K-Ar, en biotita) de $5,9 \pm 0,6$ Ma, que corresponde a la parte alta del Mioceno Superior, cerca del límite con el Plioceno (Tabla 3). Por otra parte, consideraciones geomorfológicas ya señaladas, indicarían que ella se depositó con posterioridad a la Formación Cerro de Las Tórtolas, cuya edad K-Ar, más joven, es de $11,0 \pm 0,5$ Ma (límite entre el Mioceno Medio y Superior). En consecuencia, la Formación Vallecito se ubicaría, cronológicamente, en el Mioceno Superior.

Los afloramientos de la Formación Vallecito

son de muy reducida extensión y resulta difícil estimar si esta unidad representa un evento efusivo y sedimentario, de carácter regional, lo cual impide establecer correlaciones seguras. Sin embargo, hay que mencionar que en la Cordillera de Chile Central, Thiele (1980) describió, bajo el nombre de Formación Colorado-La Parva, a un conjunto de pequeños domos, cuellos volcánicos y volcanitas asociadas, para las que se han obtenido edades K-Ar que oscilan entre 4,9 y 3,9 Ma (Plioceno). Esta unidad, aun cuando es levemente más nueva, representaría un evento posiblemente equivalente al que originó el domo e ignimbrita de la parte superior de la Formación Vallecito. Por otra parte, en la Alta Cordillera del Norte Grande de Chile el volcanismo ignimbrito del Mioceno Superior-Plioceno alcanza gran desarrollo (Lahsen, 1982a).

Rocas Intrusivas Cenozoicas: La Unidad Infiernillo (Mioceno Inferior)

Un rosario de numerosos stocks, diques y pequeños intrusivos, subvolcánicos, de composición variable desde dioritas y andesitas hasta granodioritas y granitos, se distribuyen en una faja nort-sur, en la zona cercana a la frontera argentina. Estas rocas intruyen tanto a la Formación Doña Ana como a las unidades de rocas estratificadas y plutónicas, más antiguas, y son especialmente abundantes dentro y/o en las cercanías de las grandes áreas de alteración, típicas de la región fronteriza. Debido a sus relaciones de contacto, modo de afloramiento y características texturales se las ha agrupado dentro de una unidad de rocas intrusivas: La Unidad Infiernillo, nombre derivado del prospecto Infiernillo en el río Ingaguás (Fig. 11; Foto 4), donde son especialmente abundantes. Los intrusivos de la Unidad Infiernillo están formados por rocas de color gris oscuro, verde o negro, porfíricas a equigranulares, de grano medio a fino y su composición predominante es la de dioritas cuarcíferas y granodioritas leucocráticas, siendo también frecuentes las facies de monzodioritas cuarcíferas, dioritas (Tabla 4), granitos, andesitas y pórfidos andesíticos. Dichas rocas se caracterizan por presentar piroxeno modal (incluso en las facies graníticas) y un elevado índice de color (11-38). Algunas de las muestras, tanto dioríticas como graníticas, poseen un contenido elevado de minerales opacos (3-9%). Los plutones de mayor tamaño son, por lo general, litológicamente heterogéneos y, en al-

TABLA 3. DATACIONES RADIOMETRICAS K-Ar DE LA FORMACION VALLECITO, UNIDAD INFIERNILLO Y DE ROCAS CON ALTERACION HIDROTHERMAL *

Muestra No.	Litología	Unidad	Material	% K ⁴⁰	% Ar ⁴⁰ Atmós.	Vol. Ar ⁴⁰ rad nl/gr	Edad Ma	Localidad
I-90	Ignimbrita riolítica	Form. Vallecito	Biotita	6,335	82	1,458	5,9 ± 0,6	Camino a Mina Las Hediondas
HC-73	Diorita	Unidad Infiernillo	Biotita	6,671	47	0,398	16,7 ± 0,6	Prospecto Infiernillo
I-44	Roca con alteración cuarzo-sericitica	Form. Doña Ana	Roca total	0,600	97	0,377	16,2 ± 6,3	Prospecto Sanco
I-16	Roca con alteración argílica avanzada	Form. Doña Ana	Roca total	1,304	71	0,874	17,2 ± 1,2	Paso La Deidad
CP-6	Roca con alteración cuarzo-sericitica	Granito (Superunidad Elqui)	Roca total	3,240	76	2,006	15,9 ± 1,2	Prospecto La Coipa
QS-7	Roca con alteración cuarzo-sericitica	Form. Pastos Blancos	Roca total	3,189	75	1,383	11,1 ± 0,8	Prospecto Río Seco

* Dataciones efectuadas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería.

gunos casos, incluyen desde facies graníticas a dioríticas cuarcíferas. Otros, en cambio, presentan variaciones texturales desde rocas equigranulares (dioríticas), en su porción central, a porfíricas (andesíticas), hacia sus bordes. Las rocas de la Unidad Infiernillo presentan, frecuentemente, alteración propilítica débil, caracterizada por la asociación de clorita-epidota-calcita y están, en partes, surcadas por venillas de prehnita, albita y calcita.

Las facies más básicas son dioritas y monzodioritas cuarcíferas de hornblenda y augita, encontrán-

dose variedades de dos piroxenos (augita e hipers-tena) y de hornblenda. En las variedades porfíricas, estos minerales máficos constituyen fenocristales, junto con andesina-labradorita, y se disponen en una masa fundamental constituida por cuarzo, feldespato potásico, biotita y microlitos de plagioclasa. Las facies de granodiorita y granito tienen un bajo contenido de cuarzo modal, debido a lo cual, su composición es cercana al límite con las monzodioritas y monzonitas cuarcíferas (Fig. 5). Petrográficamente, son granodioritas y granitos



Foto 4. Stock diorítico de la Unidad Infiernillo (datado en 16,7 ± 0,6 Ma) (tonos oscuros) intruyendo a granitoides paleozoicos afectados por alteración hidrotermal. Prospecto Infiernillo (Río Ingaguás).

TABLA 4. COMPOSICION MODAL DE INTRUSIVOS DE LA UNIDAD INFIERNILLO

MUESTRA	CUARZO	PLAGIOCLASA	FELDSPATO POTASICO	BIOTITA	ANFIBOLA	PIROXENO	CLORITA EPIDOTA	OPACOS	ACCESORIOS	CALCITA	Q	A	P	I.C.M.	LITOLOGIA	UBICACION
HC-13	9,12	53,81	6,02	1,24	18,23	—	8,50	1,86	1,24	—	13,22	8,73	78,00	29,65	Monzodiorita-cuarzo	Quebrada Larga (Cochiguás)
HC-22	18,00	44,17	25,28	4,54	2,67	0,10	3,73	1,46	0,08	—	20,58	28,91	50,51	12,50	Monzogranito	Quebrada Vacas Heladas (Cochiguás)*
HC-24	8,06	51,11	6,25	—	15,69	0,49	12,15	3,75	2,50	—	12,32	9,55	78,12	32,08	Monzodiorita-cuarzo	Nacientes Río Claro
HC-27	19,43	48,42	21,31	4,75	3,01	—	1,81	1,28	—	—	21,80	23,90	54,31	10,85	Granodiorita	Quebrada Vallecito (Cochiguás)
HC-49	27,08	40,6	16,9	15,02	—	—	0,10	0,05	0,12	—	32,01	19,98	48,00	15,17	Granodiorita	Quebrada El Cepo
HC-73	14,75	65,17	0,69	10,04	5,90	0,14	1,00	2,29	0,07	—	18,30	0,90	80,85	19,37	Diorita-cuarzo	Infiernillo (Ingaguás)
HC-74	25,33	45,34	13,66	12,22	—	—	1,86	1,04	0,55	—	30,04	16,20	53,77	15,12	Granodiorita	Cerro Desfiladero
AH-27B	11,07	55,03	—	10,74	15,10	—	7,38	0,47	0,13	0,07	16,75	—	83,25	33,69	Diorita-cuarzo	Río Claro
AH-50	7,02	54,05	5,01	—	15,71	—	13,20	3,60	1,17	0,18	10,62	7,58	81,8	32,51	Diorita-cuarzo	Quebrada Larga (Cochiguás)
AH-53	22,75	52,90	5,44	11,31	3,42	—	2,93	1,19	0,07	—	28,00	6,77	65,23	18,85	Granodiorita-tonalita	Quebrada El Cepo
NBT-7	21,87	23,96	41,09	1,53	1,39	—	8,08	2,09	—	—	25,16	47,28	27,56	13,09	Monzogranito	Sancarrón
NBT-135	15,75	64,22	7,08	6,14	2,14	2,14	—	2,53	—	—	18,10	8,13	73,77	12,95	Pórfido diorítico-cuarzo	Río Tres Quebradas
NBT-355	16,32	40,36	17,95	11,16	6,56	4,22	2,65	0,75	—	—	21,86	24,06	54,08	25,37	Granodiorita	Sierra de Las Palas
NBT-357	19,05	39,52	24,15	4,67	5,24	—	3,97	3,40	—	—	23,03	29,20	47,77	17,28	Monzogranito	Sierra de Las Palas
NBT-359	4,33	50,79	6,67	1,26	19,31	11,86	3,61	2,19	—	—	6,99	10,80	82,21	38,23	Monzodiorita-cuarzo	Cajón del Encierro
I-11	4,69	75,24	1,62	—	11,97	—	4,05	2,43	0,1	—	5,75	1,98	92,26	18,45	Diorita-cuarzo	3 km al este de Mina El Indio
I-13	7,41	59,05	5,14	2,47	9,47	1,23	12,55	2,67	0,1	—	10,34	7,18	82,47	28,39	Diorita-cuarzo	Los Baños
I-42	18,40	45,86	26,54	4,54	2,52	—	2,14	—	—	—	20,26	29,22	50,51	9,2	Monzogranito	Sancarrón
I-47	10,41	63,27	2,61	0,90	11,95	—	9,95	0,91	—	—	13,64	3,42	82,93	23,71	Diorita-cuarzo	Los Corrales
I-51	22,71	47,93	22,57	1,62	1,17	—	2,06	1,92	—	—	24,36	24,22	51,42	6,77	Granodiorita	Libra
I-53	19,44	46,17	24,11	1,5	2,06	—	3,74	2,99	—	—	21,66	26,88	51,46	10,29	Pórfido granodiorita	Libra

I.C.M. = Índice de Color Modal = Biotita + anfibolita + piroxeno + clorita + epidota + opacos. Valores expresados en porcentaje.

gráficos de hornblenda y biotita, o bien, exclusivamente, de biotita. Las rocas que poseen hornblenda, contienen, además, clinopiroxenos con bordes uralitizados. Las andesitas y pórfidos andesíticos incluyen fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, y la textura de su masa fundamental es variable entre pilotaxítica y vitrofídica.

Las rocas intrusivas de la Unidad Infiernillo ocupan, en el triángulo Q-A-P (Streckeisen, 1976), un campo similar al que caracteriza a las rocas de la "Serie calcoalcalina con contenido normal de potasio" de Lameyre y Bowden (1982) (Fig. 5).

En cuanto a la edad de los plutones, ésta debe ser, como máximo, miocena inferior, puesto que muchos de ellos intruyen a ambos miembros de la Formación Doña Ana. La datación K-Ar (en biotita) de un plutón aflorante en la zona de Infiernillo

(Fig. 11; Tabla 3) arrojó una edad de $16,7 \pm 0,6$ Ma (parte alta del Mioceno Inferior). También Aranda (1982) obtuvo una edad (K-Ar, en biotita) de $12,6 \pm 0,6$ Ma, en una granodiorita mineralizada y propilitizada, aflorante 3 km al sur del yacimiento El Indio; sin embargo, esta última edad debe ser considerada como mínima, puesto que, probablemente, corresponde más bien a la edad de los procesos de alteración y/o mineralización, que afectaron al intrusivo, más que a su edad de emplazamiento. La edad de $16,7 \pm 0,6$ Ma, obtenida en el sector de Infiernillo, es ligeramente más joven que la menor de las edades K-Ar, obtenidas en rocas de la Formación Doña Ana y, si bien ella es coincidente con la edad K-Ar más antigua, obtenida en rocas de la Formación Cerro de Las Tórtolas, cabe señalar que los intrusivos de la Unidad Infiernillo

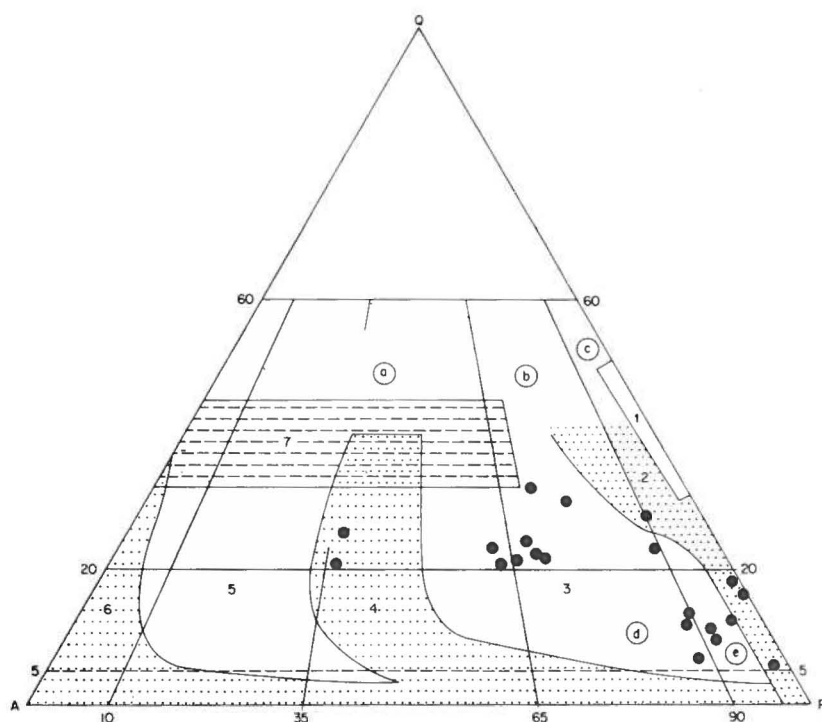


FIG. 5. Diagrama de clasificación modal de Streckeisen (1976) para intrusivos de la Unidad Infiernillo. a) Granitos; b) Granodioritas; c) Tonalitas; d) Monzodioritas cuarcíferas; e) Dioritas cuarcíferas. 1-7) Series de granitoides de Lameyre y Bowden (1982). 2) Serie calcoalcalina trondjemítica. 3) Serie calcoalcalina con contenido normal de potasio. 4) Serie calcoalcalina rica en potasio.



Foto 5. Intrusivo subvolcánico de la Unidad Infiernillo, intruyendo a riolitas de la Formación Pastos Blancos y granitoides paleozoicos, intensamente alterados. Frontera chileno-argentina, prospecto Coipita (Río Hurtado).

se encuentran asociados, exclusivamente, a zonas de alteración hidrotermal, que afectan a unidades de rocas más antiguas que esta última (Fotos 4, 5). Los intrusivos y zonas de alteración están cortados por una superficie de erosión, sobre la cual se habría depositado la Formación Cerro de Las Tórtolas. En consecuencia, se considera que la Unidad Infiernillo se emplazó con anterioridad a la deposición de la Formación Cerro de Las Tórtolas y está relacionada, temporalmente, con el evento de alteración hidrotermal, que ocurrió a fines del Mioceno Inferior (ver capítulo de Alteración Hidrotermal).

PETROQUIMICA

Con el objeto de caracterizar químicamente las unidades de rocas, volcánicas e intrusivas, terciarias, se realizaron análisis químicos de 41 muestras por elementos mayores y algunos elementos trazas (Ba, Rb, Sr, Cr). De éstas, 18 son tobas y lavas de la Formación Doña Ana; 15 son lavas de la Formación Cerro de Las Tórtolas; 4 son ignimbritas de la Formación Vallecito y 5, rocas intrusivas de la Unidad Infiernillo. Los análisis respectivos aparecen en la Tabla 5. Las rocas de todas las unidades mencionadas pertenecen a la asociación subcalcalina, con tendencia calcoalcalina, de acuerdo con la ubicación de los análisis en los diagramas de sílice vs. alcalis y de plagioclasa normativa vs. alúmina de Irvine y Baragar, 1971 (Figs. 6, 7). En el diagrama de sílice vs. potasio de Pecerrillo y Taylor (1976), se ubican dentro de los campos correspondientes a las series calcoalcalinas con alto contenido de potasio (Fig. 8).

La Formación Doña Ana posee el rango composicional más amplio entre las unidades terciarias (Fig. 8). Representa una asociación volcánica bimodal, formada por un grupo de riolitas y dacitas,

ricas en potasio, y otro de andesitas basálticas y andesitas. Las riolitas y dacitas son los productos más diferenciados (ID = 20-90%); constituyen el tipo litológico fundamental del Miembro Tilito (inferior) y de las intercalaciones ácidas presentes en el Miembro Escabroso (superior), al norte del río Apolinario. Las andesitas y andesitas basálticas son las más abundantes en el Miembro Escabroso (ID = 40-70%); las primeras se caracterizan por un marcado enriquecimiento en potasio, en relación a las andesitas basálticas.

La Formación Cerro de Las Tórtolas posee un rango composicional más restringido, pues está formada sólo por andesitas, con contenido normal y alto de potasio. Estas rocas poseen, en general, contenidos más altos de Al, Ti, Ba, y Sr y más bajos de K, Mn y Rb, que las rocas de la Formación Doña Ana. La Formación Vallecito incluye a riolitas y dacitas con elevado índice de diferenciación (ID = 87-98%) y composición química similar a las lavas ácidas del Miembro Tilito (inferior) de la Formación Doña Ana (Fig. 8).

Las características químicas y litológicas, de las

**TABLA 5. ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS EFUSIVAS E INTRUSIVAS TERCARIAS,
EN LA ALTA CORDILLERA DEL NORTE CHICO (29° -31° S)**

5a. FORMACION DOÑA ANA*

No.	I-61	I-62	I-63	I-64	I-100	I-101	I-102	I-109	I-128	N30	N32	N478	HC101	HC111	AC-11	AC-11A	AC-45	AC-62
SiO ₂	55,71	70,99	71,56	55,56	52,77	51,78	71,63	66,04	69,62	61,90	59,91	72,99	72,28	54,78	57,08	57,76	57,34	69,93
TiO ₂	0,87	0,28	0,32	1,03	1,43	1,13	0,32	0,48	0,23	0,62	0,75	0,27	0,30	1,52	0,98	0,85	0,62	0,32
Al ₂ O ₃	18,08	13,99	13,65	17,86	17,85	19,34	13,30	15,40	15,17	15,83	16,60	13,88	13,19	13,60	18,44	18,44	17,96	15,00
Fe ₂ O ₃	4,86	1,39	1,82	5,32	4,48	3,46	1,35	2,43	0,73	3,50	3,95	0,99	1,26	7,93	4,74	3,95	4,80	1,99
FeO	1,40	0,12	0,08	0,93	4,76	4,57	0,28	0,89	0,40	0,93	1,56	0,12	0,04	2,49	1,16	1,98	0,83	0,31
MnO	0,17	0,09	0,09	0,12	0,17	0,14	0,04	0,08	0,03	0,10	0,10	0,09	0,08	0,21	0,10	0,12	0,12	0,05
MgO	2,56	0,33	0,36	2,95	3,70	3,63	0,60	1,36	0,53	1,89	2,57	0,27	0,28	2,92	2,57	2,45	1,96	0,51
CaO	6,14	1,58	1,52	6,09	7,86	8,83	1,32	2,94	0,87	4,80	5,15	10,32	1,36	4,52	6,88	6,66	6,94	1,92
Na ₂ O	4,52	3,97	3,62	4,78	3,87	3,65	2,78	4,26	1,93	3,64	3,59	4,24	3,36	4,50	4,00	3,95	3,15	4,46
K ₂ O	1,73	3,77	3,67	1,58	0,65	0,40	4,46	3,19	7,16	3,28	2,94	3,66	4,65	1,23	1,54	1,77	1,47	3,11
P ₂ O ₅	0,32	0,10	0,11	0,28	0,22	0,35	0,10	0,11	0,06	0,19	0,17	0,08	0,04	0,29	0,19	0,19	0,23	0,10
H ₂ O ⁺	1,67	1,63	1,59	1,59	1,94	1,66	1,95	1,48	1,98	1,76	1,63	1,59	1,36	3,05	1,97	1,53	2,77	1,30
H ₂ O ⁻	1,44	0,76	0,94	1,41	0,68	0,43	0,75	0,63	0,81	0,57	0,48	0,13	0,21	0,30	0,61	0,31	1,96	0,25
CO ₂	0,08	0,24	0,19	0,21	0,13	0,11	0,62	0,19	0,09	0,49	0,09	0,29	0,95	2,74	0,05	0,26	0,09	0,41
C	0,16	0,44	0,08	0,08	0,03	0,08	< 0,01	0,13	0,02	0,15	0,05	< 0,01	0,12	0,16	0,03	< 0,01	0,02	0,02
S	0,07	0,02	0,02	0,03	< 0,01	0,01	0,02	< 0,01	0,01	0,12	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01
Total	99,78	99,70	99,62	99,82	100,54	99,57	99,52	99,61	99,64	99,77	99,54	99,93	99,48	100,24	100,35	100,22	100,26	99,69
Ba ppm	460	745	680	400	300	200	650	270	800	560	530	685	960	320	390	490	230	730
Rb	59	127	119	59	30	15	180	157	440	173	168	114	216	96	42	44	78	112
Sr	584	135	135	558	490	600	131	300	230	410	43	106	93	160	610	640	650	250
CPN	37	17	17	35	46	52	19	26	18	34	39	14	18	25	44	44	52	18
I-D	58,40	89,97	89,90	58,70	44,21	40,34	90,32	78,94	93,19	69,64	63,61	91,81	91,10	60,09	55,48	56,49	54,10	87,29

TABLA 5b. FORMACION CERRO DE LAS TORTOLAS*

No.	I-9	I-114	I-116	I-117	I-118	I-119	N-119	N-150	N-152	N-361	NC-138	HC-139	HC-203	HC-205	AC-8
SiO ₂	61,87	58,54	61,00	61,21	60,47	62,20	61,11	62,55	60,26	61,65	56,81	57,97	62,20	57,67	60,34
TiO ₂	0,65	0,58	0,72	0,63	0,73	0,73	0,86	0,69	0,75	0,71	0,79	0,94	0,73	0,79	0,73
Al ₂ O ₃	17,11	15,38	16,53	15,31	16,49	17,06	16,22	18,51	17,74	17,59	17,19	17,80	17,14	16,94	18,49
Fe ₂ O ₃	2,03	3,81	4,15	3,86	4,47	4,37	2,96	2,59	4,76	3,41	4,10	4,43	4,27	4,67	4,29
FeO	1,83	0,83	0,30	0,83	0,21	0,30	1,50	0,96	0,96	0,73	0,79	1,51	0,09	0,55	0,39
MnO	0,08	0,15	0,09	0,08	0,09	0,08	0,14	0,05	0,05	0,06	0,12	0,14	0,08	0,10	0,08
MgO	2,01	2,22	2,09	1,56	1,79	1,99	2,14	1,24	0,85	1,19	2,62	2,94	1,50	1,74	2,09
CaO	4,66	5,71	4,48	4,84	4,57	4,85	6,60	4,97	4,90	4,95	6,16	6,39	4,54	5,49	5,58
Na ₂ O	4,21	2,79	4,21	2,52	4,17	4,49	3,58	4,38	4,02	4,22	3,66	4,08	4,32	3,73	5,01
K ₂ O	2,41	3,02	2,60	3,55	2,47	2,36	2,07	2,19	2,28	2,42	1,47	1,49	2,43	2,25	1,76
P ₂ O ₅	0,18	0,43	0,14	0,17	0,16	0,14	0,22	0,20	0,25	0,21	0,29	0,30	0,23	0,25	0,17
H ₂ O ⁺	2,14	1,80	1,58	1,82	1,90	0,79	1,05	0,93	1,45	1,79	3,01	1,20	1,14	2,28	0,61
H ₂ O ⁻	0,35	0,81	0,98	0,66	1,19	0,15	0,41	0,55	1,36	0,79	2,11	0,50	0,71	0,98	0,21
CO ₂	0,09	3,72	0,23	2,33	0,84	0,05	0,90	0,10	0,26	0,11	< 0,01	< 0,01	< 0,01	1,55	0,02
C	0,01	< 0,01	0,39	0,12	0,06	0,03	0,06	0,03	0,03	0,44	0,86	0,03	0,22	0,52	0,05
S	0,05	0,01	0,01	< 0,01	0,03	< 0,01	0,06	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01
Total	99,68	99,80	99,50	99,49	99,64	99,59	99,88	99,94	99,92	100,28	99,98	99,72	99,61	99,51	99,82
Ba ppm	620	700	650	360	620	650	510	565	635	590	-	-	-	-	570
Rb	94	133	100	162	96	96	91	88	86	99	-	-	-	-	46
Sr	68	450	590	460	620	660	521	621	550	595	-	-	-	-	810
CPN	35	45	33	47	34	33	41	37	39	37	44	41	34	41	34
ID	68,36	63,01	69,08	67,35	68,89	68,51	62,45	69,27	67,28	69,25	57,63	57,19	70,16	63,26	65,05

TABLA 5c. FORMACION VALLECITO

No.	VLL-1	VLL-2	I-90	AC-57
SiO ₂	75,80	67,81	69,68	71,58
TiO ₂	0,18	0,25	0,22	0,30
Al ₂ O ₃	12,68	15,65	15,94	13,94
Fe ₂ O ₃	0,69	1,01	0,76	1,59
FeO	0,03	0,35	0,66	0,33
MnO	0,05	0,04	0,05	0,09
MgO	0,13	0,32	0,40	0,45
CaO	0,23	2,20	2,41	2,10
Na ₂ O	2,13	4,40	4,62	3,98
K ₂ O	6,69	3,30	3,39	3,82
P ₂ O ₅	0,07	0,20	0,11	0,10
H ₂ O ⁺	0,62	2,47	0,93	0,82
H ₂ O ⁻	0,14	1,23	0,18	0,30
CO ₂	0,03	< 0,01	0,08	0,13
C	0,06	0,23	0,08	< 0,01
S	< 0,01	0,01	0,02	< 0,01
Total	99,53	99,47	99,53	99,53
Ba ppm	446	860	850	760
Rb	278	119	119	140
Sr	40	542	600	210
CPN	3	20	21	20
ID	98,08	87,36	85,85	87,36

TABLA 5d. UNIDAD INFIERNILLO *

No.	I-6	I-13	I-17	I-42	I-51
SiO ₂	62,10	56,48	61,29	65,92	64,78
TiO ₂	0,87	1,12	0,72	0,57	0,62
Al ₂ O ₃	16,23	17,64	16,09	15,40	16,25
Fe ₂ O ₃	2,74	3,43	3,50	2,19	1,86
FeO	2,47	3,89	1,54	1,61	2,27
MnO	0,08	0,13	0,10	0,08	0,08
MgO	2,12	3,47	2,82	1,54	1,89
CaO	4,49	6,59	2,94	3,33	4,10
Na ₂ O	4,00	3,65	4,50	3,64	3,80
K ₂ O	3,19	2,34	3,21	3,93	3,63
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,13	0,11	0,14
H ₂ O ⁺	1,22	1,08	2,12	0,92	0,59
H ₂ O ⁻	0,18	0,18	0,54	0,20	0,11
CO ₂	0,05	0,11	0,63	0,27	0,12
C	0,05	0,07	0,05	< 0,01	0,06
S	0,02	0,14	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Total	99,98	100,52	100,18	99,71	100,30
Ba ppm	500	430	580	460	290
Rb	166	121	151	270	179
Sr	350	450	420	290	380
CPN	32	43	25	30	33
ID	69,33	53,65	72,37	76,73	72,26

* Análisis efectuados en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

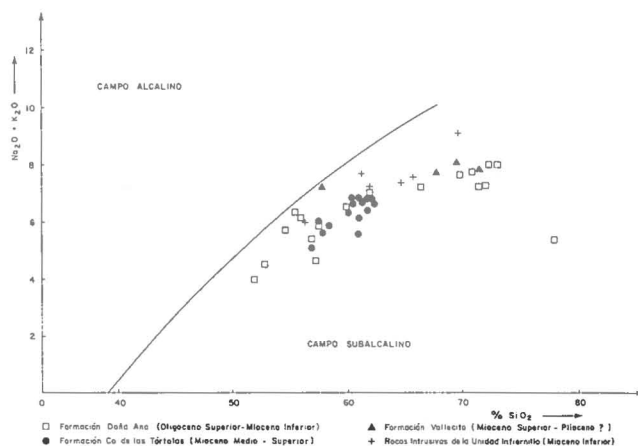


FIG. 6. Diagrama álcalis-sílice (Irvine y Baragar, 1971) para rocas efusivas e intrusivas del Cenozoico superior, en la Alta Cordillera (29°-31° S).

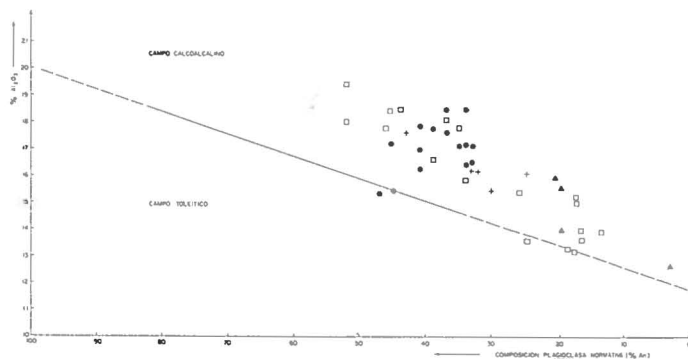
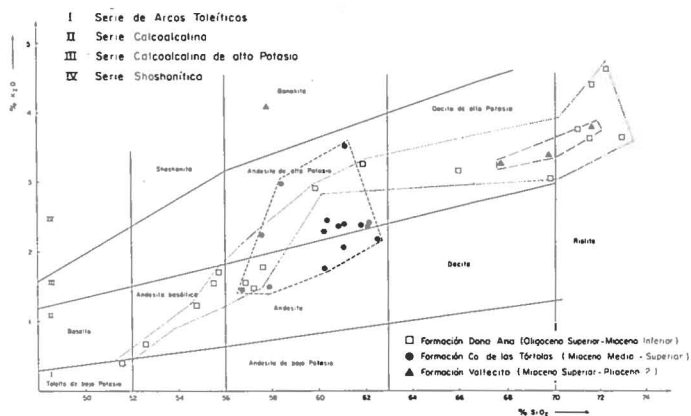
FIG. 7. Diagrama Plagioclasa Normativas vs Al₂O₃ (Leyenda en figura 6).

FIG. 8. Clasificación química de rocas volcánicas de las formaciones Doña Ana, Cerro de Las Tórtolas y Vallecito, en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976).

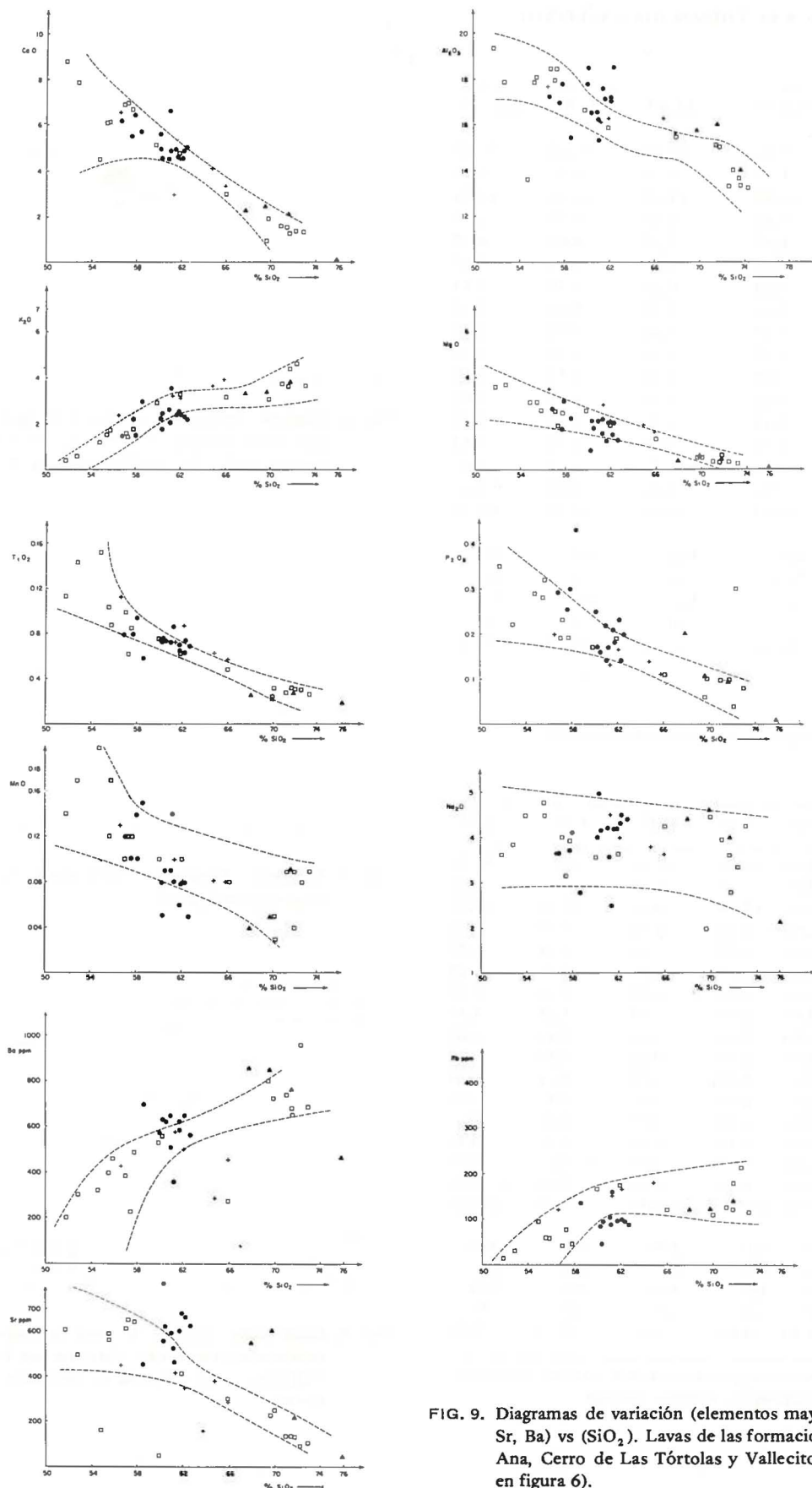


FIG. 9. Diagramas de variación (elementos mayores, Rb, Sr, Ba) vs (SiO_2). Lavas de las formaciones Doña Ana, Cerro de Las Tórtolas y Vallecito (leyenda en figura 6).

unidades volcánicas analizadas, indican que el volcanismo del Terciario superior de la Alta Cordillera del Norte Chico, representa a eventos volcánicos claramente diferenciados. Las distintas tendencias de variación de elementos mayores y trazas (Ba, Sr, Rb), con respecto al contenido de sílice (Fig. 9), así como los distintos rangos composicionales que muestran las diversas secuencias volcánicas, sugieren una evolución independiente, a partir de magmas diferentes y con distinto grado de diferenciación.

Los intrusivos de la Unidad Infiernillo pertenecen a la asociación subalcalina, de acuerdo con sus contenidos de alcalis (Fig. 6), razones moleculares $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y composición normativa; también se ubican en el campo calcoalcalino,

con contenido normal a alto de potasio en los diagramas AFM y Ab-An-Or de Irvine y Baragar (1971). Por otra parte, presentan algunas características típicas de los granitoides de Tipo I de Chappell y White (1974), tales como, diversidad litológica, razones moleculares $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ menores que 1,1, alto contenido de Na_2O (mayor que 3,2) y presencia de dióxido normativo (Beckinsale, 1979, Didier *et al.*, 1982). Las tendencias de variación de los elementos mayores y trazas, con respecto al contenido de sílice, que muestran las rocas de la Unidad Infiernillo, son muy parecidas a aquellas de la Formación Doña Ana, especialmente en los elementos Ca, Al, Mn, Rb, Sr, lo cual sugiere una relación genética entre ambas unidades.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Del análisis de los mapas (Figs. 2, 3), y los perfiles (Fig. 10), se pueden deducir los rasgos estructurales mayores de la Alta Cordillera Andina entre los 29° y 31° S. Ella está formada por un gran horst de zócalo, de 50 km de ancho, limitado, al menos entre los 29° y 30° S, por dos fallas inversas de rumbo norte-sur y manteo convergente entre sí: la falla Vicuña-San Félix, al oeste, y la falla Baños del Toro, al este. La primera de ellas, cuya longitud excede los 180 km, tiene un salto vertical superior a 2 km y manteo de 45°-60° E. La falla Baños del Toro, con manteo variable entre 60° y 80° W alcanza a 100 km de longitud, en territorio chileno, y posee un desplazamiento relativo, en la vertical, del orden de 2-3 km (Nasi *et al.*, en prep.; Mpodozis y Cornejo, en prep.). Al norte del río Turbio y Cordillera de Doña Ana (Fig. 2), este gran horst de zócalo está disectado por un sistema de grandes fallas inversas, de rumbo norte-sur y manteo al oeste (Fallas Pinte, La Plata, Tres Quebradas, Chollay; Fig. 2), que ponen en contacto diversos bloques de zócalo sobre delgadas y estrechas franjas longitudinales de cobertura, las que presentan, localmente, pliegues de arrastre. Fallas de longitud menor y manteo al este (*i.e.*, Falla Los Cuartitos; Fig. 3) limitan por el oriente, en algunos casos, las franjas de cobertura. De este modo se origina un sistema de horsts y grabens de segundo orden, al interior del gran horst de zócalo, que forma el núcleo de la Alta Cordillera.

Este dispositivo de horsts y grabens de zócalo,

limitados por fallas inversas, se observa también más al norte, tanto en la Cordillera del Huasco (Reutter, 1974) como en las nacientes del río Copiapó (Jensen, 1976; Mercado, 1982). Según Mpodozis y Davidson (1980), la etapa principal de fallamiento inverso se habría producido en algún momento del Terciario superior, precedida por una etapa deformativa, durante la cual se formaron grandes domos y/o antiforres de zócalo asociados, en parte, a la formación de pliegues gravitacionales en la cobertura circundante. En la zona estudiada, existen evidencias de deformación, posiblemente pre-terciaria, observables en la fuente discordancia angular, que separa a las formaciones Baños del Toro y Doña Ana. Sin embargo, la edad de dicha deformación no puede ser precisada, debido a la incertidumbre existente en cuanto a la edad de la Formación Baños del Toro.

La falla Baños del Toro limita por oeste (con excepción de los afloramientos de Cordillera Doña Ana), a la franja de afloramientos de la Formación Doña Ana (Figs. 2, 3), a la cual pone en contacto con los granitoides paleozoicos del Batolito Elqui-Limarí. Inmediatamente al oeste de su traza, los granitoides carboníferos de la Superunidad Elqui están afectados por cataclasis y milonitización, a lo largo de una franja de 5-10 km de ancho, que se extiende por más de 100 km entre el río Ingauguás y el río Grande, tributario del Limarí. Granitos y pórfidos no deformados de la Superunidad Ingauguás (Pérmico-Triásico Inferior; Mpodozis y Cor-

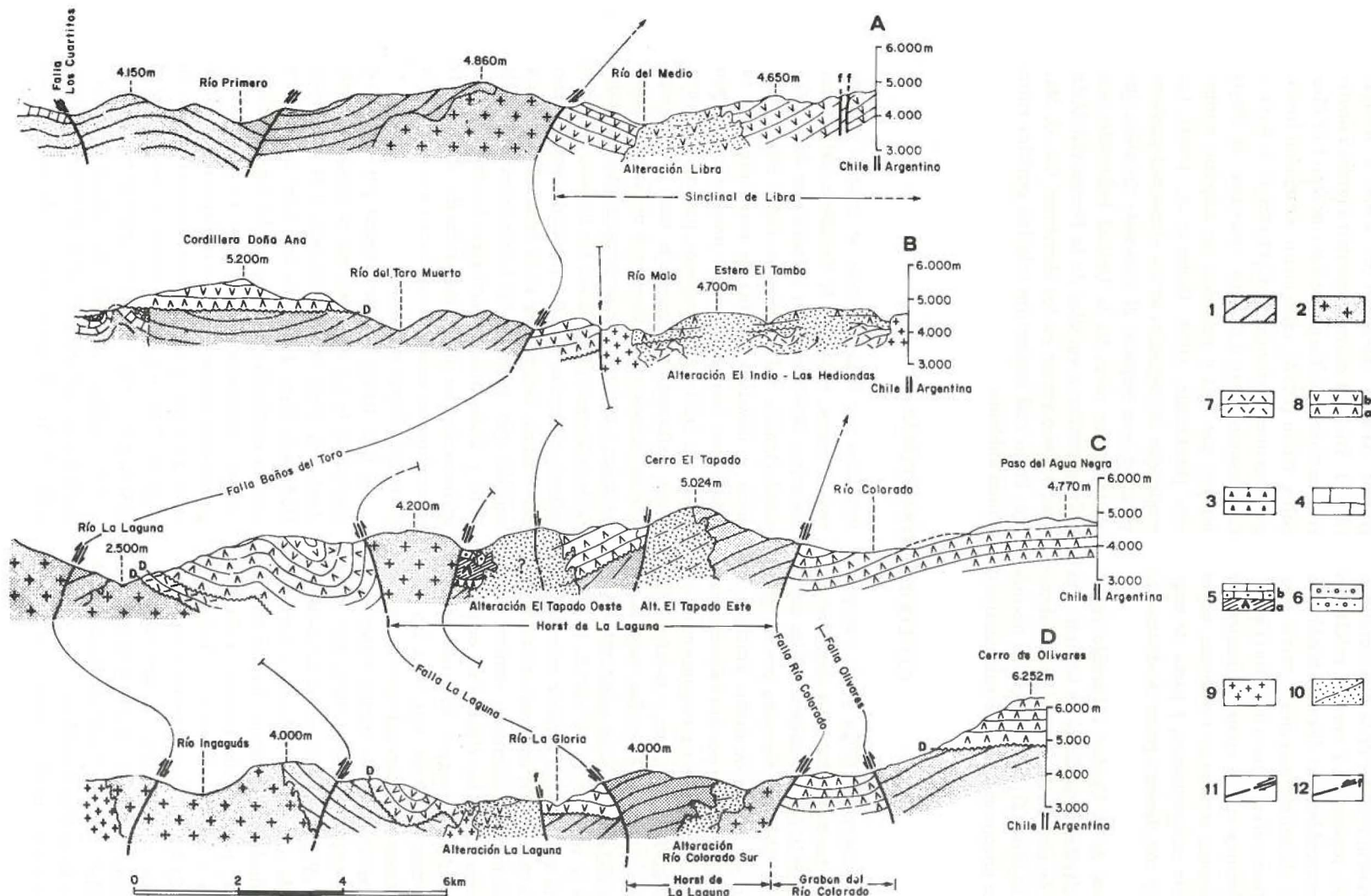


FIG. 10. Secciones estructurales en la región de Libra, El Indio, Río La Laguna y Paso del Agua Negra. 1) Formación Pastos Blancos. 2) Granitoides de la Superunidad Ingaguás (Pérmico-Triásico Inferior). 3) Estratos de Río Seco (Triásico?). 4) Formación Lautaro (Lías-Dogger inferior). 5) Estratos de El Tapado; a) yeso; b) calcarenitas. 6) Formación Picudo (Jurásico Superior-Cretácico?). 8) Formación Doña Ana (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior); a) Miembro Tilito; b) Miembro Escabroso. 9) Intrusivos de la Unidad Infiernillo (Mioceno Medio). 10) Zonas de alteración hidrotermal. 11) Fallas inversas. 12) Fallas normales. Ubicación de los perfiles en la figura 3.

nejo, en prep.) intruyen a la franja de rocas cataclásticas confirmando, de este modo, su edad paleozoica. Esta franja de rocas deformadas habría servido, antes del fallamiento, como canal de ascenso de los magmas que originaron la Unidad Infiernillo, ya que al sur del río Ingaguás, dichos intrusivos están emplazados exclusivamente a lo largo de ella. Debido a lo anterior, se deduce que la falla Baños del Toro se produjo por la ruptura, en el Terciario, de una zona de anisotropía estructural, heredada del Paleozoico: la franja de rocas cataclásticas, en el borde oriental del Batolito Elqui-Limarí.

Al norte de El Indio y al este de la falla Baños del Toro, la Formación Doña Ana está plegada en un amplio sinclinal abierto (Sinclinal de Libra), cuya longitud de onda excede los 20 km (Fig. 10). Su límite oriental, en territorio argentino, es probablemente la prolongación hacia el sur de la falla La Coipa que, 70 km al norte de Libra, en las nacientes del río Valeriano (Fig. 3), eleva hacia el oeste el bloque paleozoico de los cerros El Toro (6.380 m) y Las Placetas (5.430 m). Esta falla, con manteo al este, se prolonga en territorio argentino, al sur del paso del Valeriano, a lo largo del río La Tagua y, posiblemente, del Arroyo Blanco (?), donde pondría en contacto el bloque paleozoico de las cordilleras de La Brea y Colangüil (Aparicio, 1975), sobre la Formación Doña Ana, aflorante en el flanco oriental del sinclinal de Libra. De este modo, dicho sinclinal ocuparía una depresión tectónica relativa, entre dos horsts de zócalo limitados por fallas inversas, con manteos divergentes, la falla Baños del Toro, al oeste, y la falla La Coipa, al este (Fig. 3).

En la región de El Indio-Las Hediondas (Fig. 10B), la simple estructura sinclinal se complica, ya que la Formación Doña Ana está deformada en sistemas de pliegues abiertos, a la vez que descansa, en discordancia angular, sobre la Formación Baños del Toro, la cual presenta pliegues cilíndricos, apretados. Fallas y fracturas secundarias, de rumbo NW ó NE (que ejercen un importante control en la mineralización del yacimiento El Indio) se presentan en esa zona (Fig. 3). Más al sur, en la zona de Río Seco, Río La Laguna, Cerro Olivares y Paso Agua Negra (Figs. 3, 10), la situación es todavía más compleja, ya que, en la prolongación meridional del sinclinal de Libra, aparece todo un sistema de fallas inversas (fallas La Laguna, Río Colorado, Olivares), limitando horsts de zócalo de segundo orden, tales como el Horst La Laguna (Fig. 10D),

que irrumpe a través de las rocas plegadas de la Formación Doña Ana y desaparece, hacia el norte, en el núcleo de un anticlinal-cofre, envuelto por rocas de la cobertura. Gran parte de la deformación, en la cobertura en esta zona, es producida por el movimiento de los bloques de zócalo, el que indujo la formación de estructuras de arrastre en la Formación Doña Ana (*i.e.*, el sinclinal asimétrico en el curso inferior de la quebrada Río Seco; Fig. 10C). Al este del horst de La Laguna, limitado por la falla Río Colorado, inclinada al oeste, aparece un estrecho graben (Gaben del río Colorado; Fig. 10D), relleno por capas subhorizontales de la Formación Doña Ana, bordeado al este por otra falla inversa: la falla Olivares, con manteo al este. Al oriente de ella se eleva hasta sobrepasar los 6.000 m de altura, el bloque de zócalo de Cerro Olivares (riolitas de la Formación Pastos Blancos), situado en la frontera con Argentina. El salto vertical de la falla Olivares se amortigua, rápidamente, hacia el norte, hasta desaparecer en el curso medio del río Colorado, de modo que, aún más al norte, las riolitas y tobas subhorizontales de la Formación Doña Ana cubren por completo el bloque de zócalo del Cerro Olivares, alcanzando el paso Agua Negra y prologándose más allá, en territorio argentino.

Los bloques de zócalo no sólo están fallados sino también basculados en sentido norte-sur, como lo atestigua la desaparición, hacia el norte de, la falla Olivares. Las lavas y brechas ácidas de la Formación Pastos Blancos, que constituyen la mayor parte de dichos bloques, están deformadas en anticlinales y sinclinales, que pueden llegar a ser muy complejos, siendo difícil establecer qué parte de dicha deformación es anterior al fallamiento inverso y qué parte de ella está inducida por él (Fig. 10).

Las fallas inversas, al menos en la zona del río Valeriano, El Indio y Río La Laguna, son posteriores a la Formación Doña Ana, y más jóvenes que los intrusivos de la Unidad Infiernillo, afectados por el fallamiento inverso. En la quebrada La Invernada (Figs. 3, 11), la falla Río Colorado está cubierta por aglomerados andesíticos de la Formación Cerro de Las Tórtolas, datados (K-Ar) en ese lugar, en $14,7 \pm 1,2$ Ma (hornblenda) y $14,0 \pm 0,8$ Ma (biotita). Debido a que dicha falla afecta, más al norte, a la Formación Doña Ana, se puede inferir que estuvo activa entre los 18,9 Ma (edad K-Ar más joven obtenida en la Formación Doña Ana) y los 14 Ma. Lo observado en la quebrada La Inver-

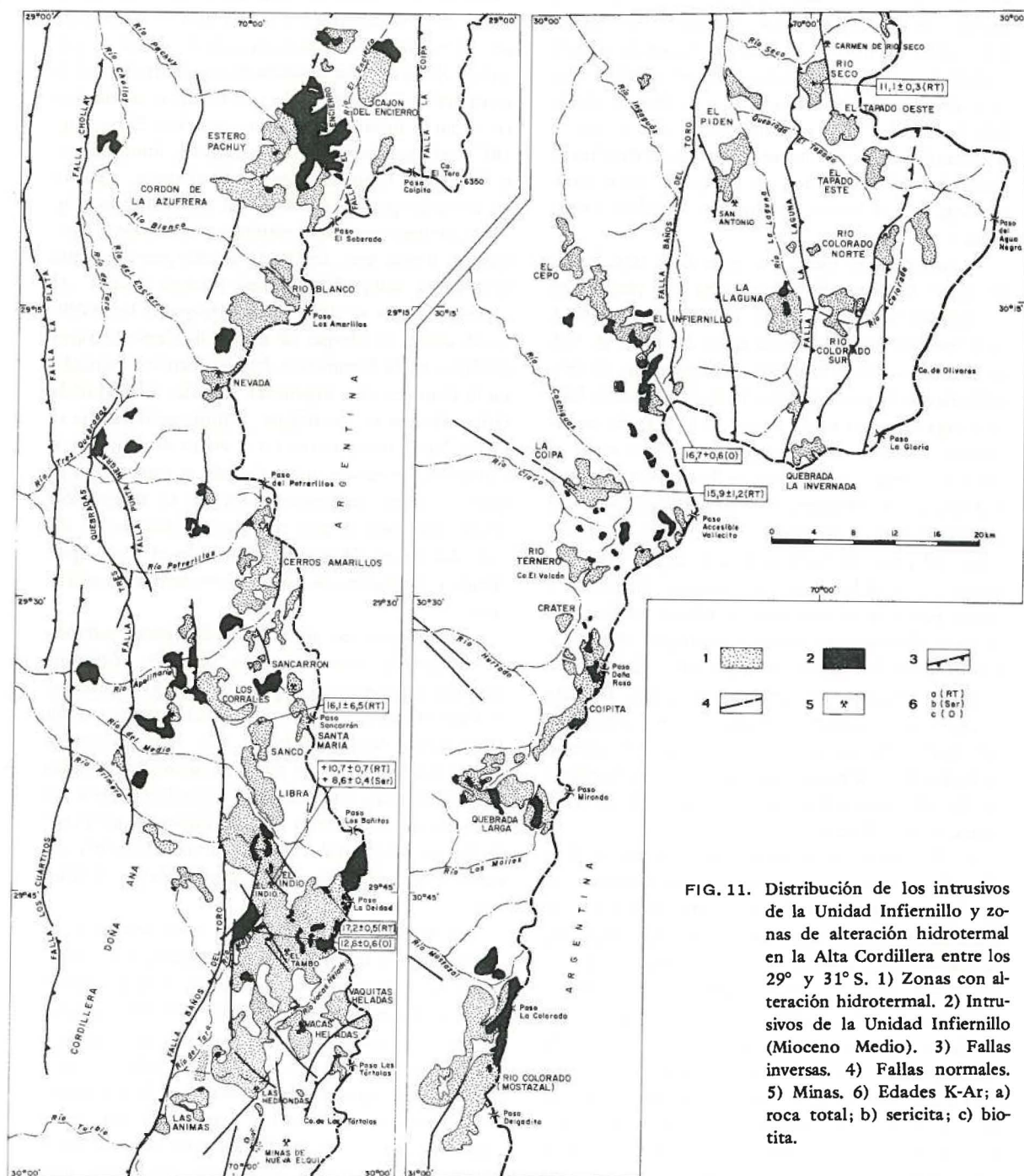


FIG. 11. Distribución de los intrusivos de la Unidad Infiernillo y zonas de alteración hidrotermal en la Alta Cordillera entre los 29° y 31° S. 1) Zonas con alteración hidrotermal. 2) Intrusivos de la Unidad Infiernillo (Mioceno Medio). 3) Fallas inversas. 4) Fallas normales. 5) Minas. 6) Edades K-Ar; a) roca total; b) sericita; c) biotita.

nada es la única relación directa, visible, entre fallas inversas y rocas de la Formación Cerro de las Tórtolas, la que, en otros lugares, se presenta horizontal, cubriendo, discordantemente, a la Formación Doña Ana, sin evidencias de haber sido plegada y/o fallada. En el río del Toro, ignimbritas y tobas de la Formación Vallecito (Mioceno Superior) cubren a la traza de la falla Baños del Toro (Fig. 3).

Los antecedentes mencionados indican que, al menos algunas de las fallas inversas, habrían estado activas cerca del límite Mioceno Inferior-Mioceno Medio, alrededor de los 16 Ma. Esta inferencia no puede, sin embargo, considerarse de validez general para toda la región, dada las pobres relaciones estratigráficas de la mayoría de las fallas. Con anterioridad, Mpodozis y Davidson (1980), enfrentados al mismo problema, señalaron que los antecedentes disponibles permitían indicar, solamente, que la mayoría de las fallas inversas, típicas de la Alta Cordillera del Norte Chico, se produjeron "en algún momento del Terciario Superior". Jensen (1976) sugirió que, en la Cordillera de Copiapó, las diferentes fallas inversas no son necesariamente sincrónicas. Nuevas observaciones personales en dicha región (Río Montosa, Río Vizcachas del Pulido), por parte de los autores, han permitido

comprobar que, inclusive, algunas de esas fallas han tenido repetidos movimientos en diversos lapsos del Terciario. La datación precisa de éstas es aún un problema no resuelto en la región. A modo de ilustración cabe mencionar que, por ejemplo, según Lahsen (1982b), en los Andes del Norte de Chile se puede distinguir, sólo en el Mioceno, tres etapas diferentes de deformación y alzamiento.

El estilo estructural de la región estudiada, dominado por el fallamiento inverso, en bloques, del zócalo ("thick skinned tectonics") es típico de gran parte de la Alta Cordillera chilena entre los 28° y 31° S (Reutter, 1974; Godoy y Davidson, 1976; Jensen, 1976; Mpodozis y Davidson, 1980). Dicha zona forma parte de una provincia tectónica mayor (Jordan *et al.*, 1983), caracterizada por este particular estilo de deformación, ausencia de volcanismo reciente, ausencia de valle central y baja inclinación del actual plano de Benioff (Isacks y Baranzangi, 1976). Según Allmendinger *et al.* (1983), la desaparición de la actividad volcánica y la deformación del Terciario superior, podrían estar ligadas, en esta zona, a un proceso de segmentación de la placa de Nazca, en el Mioceno, y a la subsecuente disminución de la inclinación del plano de Benioff entre los 28° y 33° S.

ALTERACION HIDROTHERMAL Y MINERALIZACION

ALTERACION HIDROTHERMAL

Las numerosas zonas de alteración hidrotermal, características de la Alta Cordillera del Norte Chico, se distribuyen en una franja de orientación NNE, de más de 250 km de longitud y 20 km de ancho promedio, que se extiende desde las nacientes del río Copiapó (Río Come Caballos) hasta el río Grande en la Cordillera de Ovalle (Fig. 11). Un gran número de ellas se ubican al este de la falla Baños del Toro. Sin embargo, al sur de los 30° Lat. S, existen también zonas de alteración al accidente de dicha falla, debido a la leve oblicuidad existente entre la dirección de las fallas inversas y la franja de zonas de alteración. Los fenómenos de alteración hidrotermal afectan, sobre todo, a rocas volcánicas de las formaciones Doña Ana y Baños del Toro, pero también a rocas del basamento (granitoides y riolitas) y, localmente, a rocas volcánicas del Mioceno Medio (Formación Cerro de Las Tórtolas; ver Tabla 6).

En las áreas alteradas, gran parte de las rocas afectadas han perdido sus texturas originales y presentan colores blanquecinos, con pátinas superficiales pardo-rojizas y amarillentas (debidas a la presencia de goethita y jarosita) y están, en parte, muy fracturadas e intensamente silicificadas. El límite entre las áreas alteradas y las rocas no afectadas por alteración es, generalmente, abrupto (Foto 6), observándose en las zonas de borde un claro control litológico y estructural de la alteración. Esta afecta allí, sobre todo, a rocas porosas, tales como tobas y brechas tobáceas, o bien a rocas fracturadas, mientras que las rocas macizas están escasamente alteradas. En dichas zonas es posible observar, inclusive, niveles tobáceos, intensamente alterados, intercalados entre lavas macizas, sólo débilmente propilitizadas. En las partes altas de algunas zonas de alteración (Nevada, Cordón de la Azufrera, Loma del Azufre, Quebrada Larga; Fig. 11), se encuentran depósitos solfatáricos de azufre nativo. La mayoría de las zonas de altera-

TABLA 6. PRINCIPALES ZONAS DE ALTERACION HIDROTHERMAL DE LA ALTA CORDILLERA DEL NORTE CHICO (29°-31° S) (UBICACION EN LA FIGURA 12)

LOCALIDAD O NOMBRE DEL PROSPECTO	AREA	UNIDADES LITOLOGICAS AFECTADAS
Cajón del Encierro Norte	6 km ²	Lavas y brechas riolíticas de la Formación Doña Ana (Miembro Escabroso) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior). La falla Cajón del Encierro limita a esta zona por el oeste. Dos stocks alterados, de la Unidad Infiernillo, se encuentran dentro de la zona de alteración.
Cajón del Encierro Sur	10 km ²	Brechas y tobas riolíticas de la Formación Doña Ana. En su extremo norte, aflora un stock diorítico-cuarcífero, no alterado, de la Unidad Infiernillo (Mioceno Inferior?).
Estero Pachuy-Cordón de la Azufrera	14,5 km ²	Granitoides del Paleozoico superior (Superunidad Inga-guás) y tobas ácidas de la Formación Doña Ana. Asociada a un extenso plutón, heterocomposicional, con alteración propilítica de la Unidad Infiernillo (Mioceno medio?).
Río Blanco	14 km ² (*)	Brechas y lavas riolíticas de la Formación Pastos Blancos y sienogranitos rojos del Triásico Inferior (Superunidad Inga-guás).
Nevada	7 km ² (*)	Brechas riolíticas de la Formación Pastos Blancos, monzo-granitos y sienogranitos de la Superunidad Inga-guás. Ignimbritas no alteradas (edad K-Ar, biotita = 11,0 ± 0,5 Ma) cubren la parte alta de la zona de alteración.
Cerros Amarillos	16 km ²	Tobas y brechas riolíticas, del Miembro Escabroso de la Formación Doña Ana y riolitas de la Formación Pastos Blancos (Paleozoico superior-Triásico Inferior).
Sancarrón	2 km ²	Tobas riolíticas intercaladas en andesitas y basaltos del Miembro Escabroso de la Formación Doña Ana.
Santa María de Sancarrón	3 km ²	Tobas riolíticas del Miembro Escabroso de la Formación Doña Ana.
Los Corrales	9 km ²	Tobas riolíticas e ignimbritas del Miembro Tilito de la Formación Doña Ana (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior). Un stock diorítico, cuarcífero, de la Unidad Infiernillo, aflora en su borde suroccidental.
Sanco (Ex prospecto Sancarrón de ENAMI)	5 km ²	Andesitas del Miembro Escabroso (Formación Doña Ana). En una muestra de roca alterada se obtuvo una edad K-Ar de 16,2 ± 6,5 Ma (roca total).
Libra-El Indio-Las Hediondas	145 km ² (*)	Libra: Lavas andesíticas del Miembro Escabroso. Tres stocks de granodiorita y pórfidos andesíticos de la Unidad Infiernillo (Mioceno Inferior?) se encuentran dentro de la zona de alteración. El Indio-El Tambo: Principalmente tobas riolíticas del Miembro Tilito de la Formación Doña Ana. Una muestra de roca alterada dio una edad K-Ar de 17,2 ± 1,2 Ma (roca total). Las Hediondas: Andesitas,

		tobas y brechas andesíticas de la Formación Baños del Toro (Jurásico Superior?). Ignimbritas de la Formación Vallecito y piroclastos de la Formación Cerro de Las Tórtolas (edad K-Ar, en biotita = $11,7 \pm 0,5$ Ma) cubren parte de la zona de alteración. Una veintena, al menos, de pequeños stocks no alterados de la Unidad Infiernillo se distribuyen en la periferia o dentro de la zona de alteración hidrotermal.
Vaquitas Heladas	6 km ²	Riolitas y tobas riolíticas del Miembro Tilito (Formación Doña Ana) y en el extremo oriental, areniscas tobáceas de los Estratos de Barriquitas (Jurásico Superior?).
Vacas Heladas	7 km ²	Tobas riolíticas del Miembro Tilito (Formación Doña Ana) y andesitas de la Formación Baños del Toro. Un pequeño stock, no alterado, de la Unidad Infiernillo se encuentra dentro de la zona de alteración.
Quebrada Las Animas	4 km ²	Lavas andesíticas y tobas de la Formación Baños del Toro (Jurásico Superior?). La zona de alteración se encuentra cubierta por ignimbritas, no alteradas de la Formación Vallecito (edad K-Ar, en biotita = $5,9 \pm 0,6$ Ma).
Río Seco	6 km ²	Riolitas de la Formación Pastos Blancos (Paleozoico superior-Triásico). En una muestra de roca alterada, se obtuvo una edad K-Ar (roca total) de $11,1 \pm 0,8$ Ma. La zona de alteración se encuentra en un bloque limitado por fallas, tanto al este como al oeste (Falla La Laguna).
El Tapado Oeste	4,5 km ²	Andesitas de los Estratos del El Tapado (Triásico Superior?) y tobas ácidas del Miembro Tilito de la Formación Doña Ana (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior).
El Tapado Este	4 km ²	Riolitas y piroclastos ácidos de la Formación Pastos Blancos (Paleozoico Superior-Triásico) y del Miembro Tilito de la Formación Doña Ana. Una falla (normal?) de rumbo norte-sur limita por el oeste la zona de alteración.
El Pidén	6 km ²	Lavas y piroclastos ácidos de la Formación Pastos Blancos (Paleozoico superior-Triásico).
La Laguna	12 km ²	Lavas andesíticas, brechas y conglomerados del Miembro Escabroso de la Formación Doña Ana. Dos stocks no alterados de la Unidad Infiernillo (Mioceno Inferior?) se encuentran dentro de la zona de alteración.
Río Colorado Norte	4 km ²	Areniscas, conglomerados rojos, lavas y tobas ácidas del Miembro Tilito (inferior) de la Formación Doña Ana. Una falla inversa (Falla Río Colorado) limita por el oeste la zona alterada.
Río Colorado Sur	12 km ²	Lavas y piroclastos ácidos de la Formación Pastos Blancos (Paleozoico superior-Triásico). Fallas inversas (Fallas La Laguna y Río Colorado) bordean, por el oeste y el este, la zona de alteración.

Quebrada La Invernada	4 km ² (*)	Aglomerados y tobas andesíticas de la Formación Cerro de Las Tórtolas (Mioceno Medio-Superior). La zona de alteración forma una aureola en torno a un cuello volcánico, andesítico, posible alimentador de la formación.
El Cepo	5 km ²	Esquistos pelíticos (Complejo Metamórfico del Cepo, Paleozoico inferior?) y granitoides foliados del Paleozoico-Triásico. (Superunidades Elqui e Ingaguás).
Infiernillo	18 km ²	Granitoides foliados de la Superunidad Elqui (Carbonífero?) intruidos por numerosos stocks de diorita-granodiorita y pórfidos no alterados de la Unidad Infiernillo. Una datación K-Ar (biotita), de uno de los stocks dioríticos, arrojó una edad de $16,7 \pm 0,6$ Ma.
La Coipa	11 km ²	Granitoides (granodiorita-granito) foliados de la Superunidad Elqui, intruidos por pequeños stocks y diques de la Unidad Infiernillo. En una muestra de rocas alteradas de este prospecto, se obtuvo, una edad K-Ar (roca total) de $15,9 \pm 1,2$ Ma.
Río Ternero	8 km ²	Granitos foliados de la Superunidad Elqui, intruidos por stocks y diques dioríticos, no alterados, de la Unidad Infiernillo (Mioceno Inferior).
Cráter	1,5 km ²	Granitos foliados, de grano grueso, de la Superunidad Elqui (Carbonífero).
Coipita	27 km ²	Granitos foliados de la Superunidad Elqui y lavas riolíticas de la Formación Pastos Blancos (Paleozoico superior-Triásico), intruidas por stocks diorítico-granodioríticos, no alterados, de la Unidad Infiernillo.
Quebrada Larga	26 km ²	Granitos foliados de la Superunidad Elqui y riolitas de la Formación Pastos Blancos, intruidas por stocks no alterados de la Unidad Infiernillo. Depósitos de azufre solfatárico se presentan asociados a la zona de alteración.
Río Colorado del Mostazal	56 km ² (*)	Granitoides foliados (tonalitas, granitos) de la Superunidad Elqui, lavas ácidas de la Formación Pastos Blancos y esquistos pelíticos (Complejo Metamórfico del Cepo; Paleozoico inferior?), intruidos por stocks de diorita, no alterados, de la Unidad Infiernillo.

(*) Area en sector chileno, la zona se extiende a territorio argentino.

ción guardan una estrecha relación espacial con los plutones de la Unidad Infiernillo. Estos cuerpos afloran dentro o bien en la cercanía inmediata de las áreas alteradas (Fig. 11) y, a diferencia de las rocas de caja, están afectados sólo por propilitización débil. Típica de muchas zonas de alteración es la presencia de los stocks verdes o negros, no alterados, de la Unidad Infiernillo, aflorando en el núcleo de las zonas alteradas, amarillentas (Fotos 4, 5, 6).

El estudio de 45 secciones transparentes y el análisis por difracción de Rayos X de 16 muestras de rocas alteradas, ha permitido caracterizar varios tipos de alteración: a) propilítica; b) argílica intermedia; c) cuarzo-sericítica; d) argílica avanzada; y e) silicificación (Tabla 7). En las zonas de alteración, ubicadas al este de la falla Baños del Toro (Fig. 11), predomina la alteración de tipo argílico avanzado, mientras que en las zonas ubicadas al oeste de ella es común encontrar rocas afectadas

TABLA 7. MINERALOGIA DE ALTERACION EN MUESTRAS PROVENIENTES DE LAS DIVERSAS ZONAS DE ALTERACION HIDROTHERMAL DE LA ALTA CORDILLERA DEL NORTE CHICO (29° -31°)

LOCALIDAD	MUESTRA	LITOLOGIA ORIGINAL	INTENSIDAD DE ALTERACION	MINERALES DE ALTERACION																	TIPO DE ALTERACION
				CUARZO	SERICITA	CAOLINITA	YESO Y ANHIDRITA	ALUNITA	JAROSITA	PIROFILITA	GOETHITA	CLORITA	EPIDOTA	CALCITA	ARCILLAS	ZEOLITAS	ALBITA	OPALO	TURMALINA	PIRITA	
Nevada	I - 68	No se reconoce	Fuerte	X					X									X		Argílica avanzada	
Nevada	I - 69	Granito	Fuerte	X		X												X		Argílica avanzada	
Nevada	I - 69	Granito	Fuerte	X				-	X									X		Argílica avanzada	
Sancarrón	I - 41	Dacita	Moderada	X	-	X					X		X	X	X	X				Propilítica	
Sancarrón	I - 106	Veta Guanaco	-	X		X	X	X										X		Veta de cuarzo	
Santa María-Sancarrón	I - 39	Toba riolítica	Moderada fuerte	X	-	X			X		X			X						Argílica avanzada	
Santa María-Sancarrón	I - 40	Toba riolítica	Débil-moderada	X	-	X								X		X				Argílica intermedia	
Santa María-Sancarrón	I - 38	Toba (?) riolítico	Fuerte	X				X	X	X				X						Argílica avanzada	
Sanco	I - 44	Andesita	Fuerte	X	X	-	X													Cuarzo-sericítica	
Sanco	I - 45	Andesita (?)	Fuerte	X		X					X									Argílica avanzada	
Libra	I - 49	Andesita (?)	Fuerte	X		X														Argílica avanzada	
Libra	I - 50	Andesita (?)	Fuerte	X		X	X													Argílica avanzada	
Los Corrales	I - 46	Toba (?)	Fuerte	X	X	X			X		X	X								Cuarzo sericítica	
El Indio	I - 54	Andesita	Fuerte	X		X	X													Argílica avanzada	
El Indio	PBT- 13	Toba (?)	Fuerte	X	X	X					X									Cuarzo-sericítica	
El Indio	PBT- 27-2	No se reconoce	Fuerte	X		X														Argílica avanzada	
El Indio	I - 107	Toba riolítica	Fuerte	X		X	X							X				X		Argílica avanzada	
El Indio	I - 109	Veta Indio S 3500	-	X		X	X											X		Veta de cuarzo-oro	
Los Bañitos	I - 12	Andesita	Moderada	X	X	X					X			X		X				Argílica intermedia	
Los Bañitoa	I - 15	Riolita	Fuerte	X	X							X			X					Silicificación	
Paso La Deidad	I - 16	Toba riolítica	Fuerte	X		X				X										Argílica avanzada	
Al norte de El Tambo	I - 10	Toba riolítica	Débil-moderado	X	X	X						X		X	X					Propilítica	
Al este de El Tambo	I - 3	Toba riolítica	Débil	X	-	-							X					X		Propilítica	
Al este de El Tambo	I - 4	Toba riolítica	Débil	X	-	X						X	X					X		Propilítica	
Al este de El Tambo	I - 2	Riolita	Fuerte	X	X	X									X					Cuarzo-sericítica	
Al este de El Tambo	I - 5	Riolita	Fuerte	X		X	-	X												Argílica avanzada	
El Tambo	PBT- 17	Toba riolítica	Fuerte	X		X	X											X		Argílica avanzada	
El Tambo	PBT- 14	Toba riolítica	Fuerte	X		X	X	X												Argílica avanzada	
Al sur de El Indio	PBT- 23A	Andesita	Moderada	X	X	X														Argílica intermedia	
Vaquitas Heladas	PBT- 72	Riolita	Fuerte	X	X															Cuarzo-sericítica	
Vacas Heladas	I - 20	Toba riolítica	Débil	X	-	X					X	X	X			X				Propilítica	
Vacas Heladas	I - 19	Toba riolítica	Débil	X		-						X	X			X				Propilítica	
Vacas Heladas	I - 18	Toba riolítica	Moderada	X	-	X									X	X			X	Argílica intermedia	
Vacas Heladas	I - 24	Riolita	Fuerte	X	-		X	X	X									X		Argílica avanzada	
Vacas Heladas	I - 23	Toba (?) riolítica	Fuerte	X		X	X	X		X									X	Argílica avanzada	
Vacas Heladas	I - 22	Riolita (?)	Fuerte	X		X														Argílica avanzada	
Vacas Heladas	I - 25	Toba riolítica	Fuerte	X	-	X	X	X												Argílica avanzada	
Vacas Heladas	I - 67	Toba riolítica	Fuerte	X	X		X	X											X	Cuarzo-sericita-tumalina	
Vacas Heladas	I - 82	Veta	-	X			X													Veta de cuarzo-enargita	
Las Hediondas	I - 28	Andesita	Fuerte	X	X															Cuarzo-sericítica	
Pío Seco	QS - 2	Riolita	Moderada-débil	X	X	X			X											Argílica intermedia	
Río Seco	QS - 3	Riolita	Moderada	X	X	X									X					Argílica intermedia	
Río Seco	QS - 5	Riolita	Moderada	X	-	X							X		X			X		Argílica intermedia	
Río Seco	QS - 6	Riolita	Moderada	X	X	X														Argílica intermedia	
Río Seco	QS - 1	Riolita (?)	Fuerte	X	X	X					X								X	Cuarzo-sericítica	
Río Seco	QS - 7	Riolita	Fuerte	X	X															Cuarzo-sericítica	
La Laguna	I - 81	(?)	-	X	X	X														Cuarzo-sericítica	
Río Colorado	HC - 103	Riolita (?)	Moderada-débil	X					X						X	X			X	Silicificación	
Nacientes La Laguna	HC - 135	Riolita	Moderada-débil	X	-							X	X		X	X				Silicificación	
El Cepo	HC - 50	Granito	Fuerte	X	X														X	Cuarzo-sericítica	
El Cepo	HC - 51	Granito	Fuerte	X	X														X	Cuarzo-sericítica	
La Invernada	HC - 142	Andesita (?)	Fuerte	X		X	X												X	Argílica avazada	
El Tapado	HC - 156	Riolita	Fuerte	X	X	X									X					Cuarzo-sericítica	

Intensidad: Débil, la roca conserva textura original; Moderada, la roca conserva su textura original, pero hay transformación mineralógica; Fuerte, la roca no conserva textura original.

X: Mineral de alteración presente.

-: Mineral escaso en la muestra.



Foto 6. El prospecto Sanca-
rrón en las nacientes
del río homónimo. La
zona de alteración, de
límites muy abruptos,
afecta al Miembro Es-
cabroso de la Forma-
ción Doña Ana.

por alteración cuarzo-sericítica. Esto podría deberse a que las zonas de alteración ubicadas al oeste de la falla han sido erosionadas hasta niveles más profundos, debido al alzamiento del bloque occidental.

Las características y distribución de cada uno de los tipos de alteración son las siguientes:

a) **Alteración Propilítica:** se presenta habitualmente en un halo delgado, que bordea a las zonas de alteración y, también, en algunos núcleos irregulares, en los sectores más externos de ellas. Las rocas afectadas por alteración propilítica presentan plagioclasas albitizadas y/o epidotizadas y los minerales máficos están reemplazados por clorita, mica blanca y minerales opacos. El feldespato potásico, cuando está alterado, presenta una caolinización y/o sericitización incipiente y, en algunos casos, epidotización parcial. La masa fundamental está, en general, transformada a un agregado microcristalino muy fino, de cuarzo, clorita, caolinita y escasa sericita, existiendo (en algunas muestras) un reemplazo parcial por calcita.

b) **Alteración Argílica Intermedia:** este tipo de alteración se encuentra, preferentemente, en los sectores más externos de las zonas alteradas y en zonas de fracturas, en los sectores internos de ellas. Las rocas afectadas por alteración argílica intermedia son de color blanquecino y conservan aún rasgos texturales primarios. Las plagioclasas, albi-

tizadas, están también caolinizadas, lo que puede llegar a un reemplazo total de los cristales por caolinita. El feldespato alcalino, en cambio, cuando está alterado, presenta sólo una leve caolinización y sericitización. Los minerales máficos están completamente transformados a una masa de caolinita, mica blanca y minerales opacos, y en el caso de rocas volcánicas, la masa fundamental está transformada, generalmente, a un agregado microcristalino de cuarzo, caolinita y arcillas amorfas.

c) **Alteración Cuarzo-Sericítica:** es abundante en las áreas internas de las zonas de alteración, constituyendo ya sea el tipo fundamental, en algunas de ellas, o bien distribuyéndose en forma de fajas irregulares, dentro de sectores con alteración argílica, avanzada dominante. La mayoría de las rocas afectadas por este tipo de alteración han perdido sus texturas primarias y, en todos los casos, existe una completa destrucción de los feldespatos. Los minerales de alteración característicos son, en orden de abundancia, cuarzo, sericita y caolinita. Algunas muestras presentan escasa jarosita diseminada y, ocasionalmente, turmalina (chorlo) y venillas de yeso. Las rocas con alteración más intensa están constituidas, casi exclusivamente, por un agregado microcristalino de cuarzo y sericita, pero algunas incluyen, además, caolinita diseminada. Las rocas que conservan aún relictos de texturas originales presentan, en general, su masa fundamental

transformada a un agregado microcristalino de cuarzo y caolinita, encontrándose los fenocristales de feldespato totalmente sericitizados.

d) **Alteración argílica avanzada*** y e) **silicificación**: las rocas afectadas han perdido, en general, su textura original, están homogéneamente alteradas; y todos los minerales originales de las rocas, a excepción del cuarzo, han sido transformados. Sólo algunas de las rocas, que presentan este tipo de alteración, conservan aún parte de las características texturales primarias. Cuando las rocas originales eran tobas o lavas riolíticas porfíricas, se conservan los fenocristales de cuarzo y, localmente, pseudomorfos de feldespatos, transformados a yeso y alunita. En rocas originalmente graníticas, se preservan sólo los cristales de cuarzo. Los minerales típicos de alteración argílica avanzada, son: cuarzo, alunita, caolinita, yeso, anhidrita (escasa), turmalina, jarosita, y ópalo; junto a ellos también se encuentra pirofilita y sericita. La composición original de las rocas parece tener poca influencia en la asociación mineralógica de alteración, puesto que, tanto tobas riolíticas como lavas andesíticas y granitoides alterados, presentan una mineralogía de alteración semejante (Tabla 7).

El cuarzo y los sulfatos son los minerales predominantes de este tipo de alteración, alcanzando los sulfatos a ocupar hasta un 25-30% en volumen de las rocas alteradas. Entre éstos, predominan el yeso y la alunita, los que aparecen junto a escasa anhidrita y jarosita. Los sulfatos se presentan diseminados en la masa silícea, pero también formando venillas, cúmulos de cristales y pseudomorfos de feldespatos. La abundancia de sulfatos, frecuentemente entrecrecidos con cuarzo microcristalino, indica que su origen es, principalmente, hipógeno. La caolinita es relativamente escasa en las rocas con alteración argílica avanzada, y aparece de preferencia, en las rocas de protolito andesítico, formando una diseminación fina en la masa silícea. La sericita se encuentra en pequeño volumen y está ausente de todas las muestras que contienen alunita, lo que sugiere que esta última pudo haberse formado por hidrólisis de las micas potásicas, en condiciones ácidas, probablemente, en una forma similar a la propuesta por Harvey y

Vitaliano (1964) para el distrito de Goldfield en Nevada (EE.UU.). La pirofilita (°), cuando está presente, alcanza volúmenes importantes y aparece bajo la forma de entrecrecimientos microcristalinos, con cuarzo, alunita y yeso. La turmalina es escasa y forma venillas y agregados radiales.

Dentro de las zonas afectadas por alteración argílica avanzada, las rocas más intensamente alteradas presentan una silicificación extrema. Han perdido completamente sus rasgos texturales, primarios, y están constituidas, casi exclusivamente, por un agregado microcristalino y/o mosaicos de cuarzo, con una cantidad subordinada de sulfatos (diseminados y en venillas) y ópalo o calcedonia, rellenando cavidades en la masa microcristalina.

MINERALIZACION

En varias de las zonas con alteración hidrotermal (Nevada, Sancarrón, El Indio y El Tambo) existe mineralización de oro-plata-cobre, que se presenta en vetas y/o sistemas de vetas, encajadas en rocas con alteración argílica avanzada, y cuarzo sericitica. En algunas de ellas (*i.e.*, El Tambo) se encuentran vetas de baritina asociadas a las zonas mineralizadas, existiendo depósitos solfatáricos de azufre en las partes altas de otras. Vetas con mineralización de Ag-Au se encuentran en las cercanías, pero fuera de algunas zonas alteradas.

Compañías privadas han efectuado detallados trabajos de prospección en las principales zonas de alteración, sin que se hayan hecho públicos los resultados de los mismos. A la fecha, sólo se conocen las características de la mineralización en el yacimiento El Indio, descritas por Araneda (1982) y Walthier *et al.* (1982).

El Yacimiento El Indio, en las nacientes del río Malo (Fig. 11), es un complejo sistema de vetas de relleno, localizado dentro de un bloque de 100 m de ancho y 400 m de corrida, limitado por dos fallas paralelas de rumbo N30°E y manteo de 65°NW, constituido por tobas riolíticas del Miembro Tilito de la Formación Doña Ana. Dentro y en las cercanías del bloque mineralizado, las rocas están afectadas por fuerte alteración argílica avan-

* La denominación de alteración argílica avanzada, que se utiliza aquí, corresponde a la propuesta por Hemley y Jones (1964) para una alteración hidrolítica intensa (mayor que la cuarzo-sericitica).

* Las características tanto macroscópicas como microscópicas de la pirofilita son similares a la sericita, por lo cual, sólo puede ser identificada gracias a los análisis por difracción de Rayos X.

zada, cuarzo-sericítica y, en forma subordinada, argílica intermedia y propilítica. Las reservas de mineral estimadas al comenzar la explotación del yacimiento alcanzaban a 61 toneladas de oro fino y más de 3.000.000 toneladas de mineral con leyes superiores a 144 gr/t de Ag y 3,52% de Cu (Minería Chilena, No. 16, 1981). Dentro del bloque mineralizado, existen numerosas vetas sigmoidales, estructuras tipo "cola de caballo" y vetas en "echelon" que, en la porción superior del yacimiento, se ramifican formándose, en superficie, un enrejado de fracturas mineralizadas. La mineralización primaria incluye vetas macizas de sulfuros y vetas de cuarzo con o sin oro nativo, que cortan a las primeras.

Las vetas macizas de sulfuros se localizan en la porción central del bloque, tienen rumbo noreste, manteo de 45° al noroeste y alcanzan una potencia máxima de 20 m. Su mineralogía esencial comprende una mezcla de enargita y piritita, con calcopirita como mineral accesorio y cuarzo en venillas y drusas, encontrándose, en profundidad, tenantita-tetrahedrita, blenda, galena y digenita (Araneda, 1982). A estas vetas se asocian vetillas de cuarzo de 2 mm a 50 cm de espesor, con oro diseminado, que cortan a los sulfuros. Las vetas de cuarzo-oro se localizan en las márgenes del bloque mineralizado (rumbo N25°-35° E, manteo 65° NW), y en ellas se presentan diseminaciones y venillas irregulares de sulfuros (enargita, piritita, calcopirita, tenantita, tetrahedrita, galena y blenda). El oro aparece finamente diseminado, en partículas de 2-10 micrones dentro y/o entre los cristales de cuarzo (Llaumett y Henríquez, 1976), y también como venillas (menos de 1 mm de espesor) constituidas por agregados de partículas finas, o bien, formando acumulaciones irregulares de aspecto "terroso" en planos de fracturas en la porción yacente de las vetas. En El Indio las vetas se caracterizan por presentar, frecuentemente, texturas bandeadas, brechosas, coloformes, crustificaciones y abundantes huecos irregulares, revestidos por drusas de cuarzo, características típicas del relleno de espacios abiertos en vetas formadas a poca profundidad.

Mineralización de menor importancia se presenta en la mina Las Hediondas, ubicada en el extremo sur de la extensa zona de alteración de Libra-El Indio-Las Hediondas. Allí se explotaron, en el pasado, a pequeña escala, rocas y escombros de falda impregnados con chalcantita (Felsch, 1943), correspondiendo la mineralización primaria a veni-

llas de enargita, piritita y arsenopiritita, encajadas en rocas fuertemente silicificadas y argilizadas de la Formación Baños del Toro.

Al este y sureste de la zona de alteración de Libra-El Indio-Las Hediondas, y fuera del área alterada, existe una serie de vetas argentíferas (Fig. 11). Al norte de Cerro Las Tórtolas (Quebrada Barriquitas) los Estratos de Barriquitas y las andesitas de la Formación Baños del Toro, están atravesadas por fracturas subverticales, rellenas, en parte, por cuarzo y limonitas argentíferas. También, 5 km al suroeste de dicho cerro, se encuentran dos vetas (Paloma y Plomiza) que fueron explotadas a principios de siglo (Minas de Nueva Elqui; Fig. 11). En las vetas, de 200 m de corrida, encajadas en andesitas silicificadas de la Formación Baños del Toro y atravesadas por venillas de cuarzo-calcita-baritina, se encuentran galena argentífera, tetrahedrita y plata nativa, junto con escasa piritita y blenda (Lehmann, 1922; Fritsche y García, 1926). Dentro de este grupo de vetas, se puede incluir también a la mina Carmen, ubicada al noreste de la zona de alteración de Río Seco (Fig. 11). La mineralización (Au-Ag) se presenta en una veta sobre una falla de rumbo NNW, en el contacto entre rocas de la Formación Pastos Blancos y riolitas de la Formación Doña Ana. En ella se encuentran galena, antimonita (stilbina) y piritita, asociadas a cuarzo, goethita y baritina (Stierling, 1941). Fuera de lo anterior, Canut de Bon (1967) mencionó la existencia de mineralización de cobre (calcopirita, bornita, calcosina), asociada con galena y especularita, rellenando fracturas en rocas de la Formación Pastos Blancos, al oeste del río La Laguna, en las cercanías de la zona de alteración hidrotermal de El Pidén (mina San Antonio; Fig. 11).

En las partes topográficamente más altas de varias zonas de alteración, se encuentran depósitos fumarólicos de azufre, algunos de los cuales han sido explotados comercialmente. Los más conocidos son las azufreras del Toro y del Huasco.

Las azufreras del Toro se ubican en Loma del Azufre, 8 km al sureste del El Indio, y se emplazan en rocas alteradas del Miembro Tilito de la Formación Doña Ana. El depósito de azufre está formado por mantos de brechas riolíticas, de hasta 3 m de espesor, cementadas por azufre, encontrándose también tobas azufrosas, finamente laminadas, en las cuales se intercalan delgados niveles de síniteros silíceos y acumulaciones macizas de azufre nativo. El depósito está cubierto por bloques de andesita negra no alterada, datadas en $11,7 \pm 0,5$

Ma (K/Ar, en biotita; Tabla 2), pertenecientes a la Formación Cerro de Las Tórtolas.

La azufrera de Huasco se ubica 80 km más al norte, en el cordón de La Adufrera (Fig. 11), donde existe una zona de alteración hidrotermal afectando a granitoides paleozoicos y a lavas de la Formación Doña Ana. En la parte superior del cordón se encuentran acumulaciones superficiales de yeso, con azufre diseminado, junto a bolsonadas de azufre macizo y pequeños mantos piritosos con azufre, de 1-15 cm de espesor (Quezada 1967). Azufre nativo, de origen solfatárico, se encuentra, además, tanto en la parte alta del prospecto Nevada como en la zona de alteración de Quebrada Larga, en el río Los Molles (Fig. 11). La presencia de este elemento también ha sido descrita en la parte alta del yacimiento El Indio, pero en este caso, su origen ha sido atribuido a procesos de meteorización de sulfuros (Walthier *et al.*, 1982).

EDAD DE LOS PROCESOS DE ALTERACION

La alteración hidrotermal afecta a rocas paleozoicas y mesozoicas y, sobre todo, a la Formación Doña Ana (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), debido a lo cual se puede estimar una edad máxima miocena para dichos fenómenos. Para precisar su edad se dataron, por el método K-Ar, rocas fuertemente alteradas de diferentes zonas (Tabla 3). En una muestra con alteración cuarzo-sericitica del prospecto Sanco, se obtuvo una edad de $16,2 \pm 6,3$ Ma. Una muestra con alteración argilica avanzada, de las nacientes del estero El Tambo (a 1 km de Paso de la Deidad), dio una edad de $17,2 \pm 1,2$ Ma; otra con alteración cuarzo-sericitica, del prospecto Río Seco: $11,1 \pm 0,8$ Ma; y, de igual modo, en una muestra con alteración cuarzo-sericitica, del prospecto La Coipa (Río Cochiguás), se obtuvo una edad de $15,9 \pm 1,2$ Ma. Además de lo anterior, en el yacimiento El Indio, Araneda (1982) obtuvo una edad de $10,7 \pm 0,7$ Ma (K/Ar, en roca total), para una andesita propilitizada y $8,6 \pm 0,4$ Ma (K-Ar, en sericita) para la roca de caja

de la veta de cuarzo-oro de Indio Sur 3.500; a 100 m bajo la superficie (Fig. 11).

Estos datos radiométricos pueden separarse en dos grupos: el primero corresponde a la parte alta del Mioceno Inferior (16-17 Ma) y el segundo, a la parte baja del Mioceno Superior (11-8,7 Ma), lo que sugiere la existencia de dos eventos térmicos, relacionados con los fenómenos de alteración.

El "evento" más antiguo representa, probablemente, la edad de la etapa principal de alteración, en la gran mayoría de las zonas alteradas, puesto que los valores radiométricos del primer grupo son: 1) ligeramente más jóvenes que la más nueva de las edades radiométricas (K-Ar) de rocas no alteradas de la Formación Doña Ana; 2) más antiguos que la totalidad de las edades K-Ar de la Formación Cerro de Las Tórtolas, cuyas rocas no alteradas cubren algunas zonas de alteración; y 3) muy similares a la única datación (K-Ar) disponibles de los intrusivos de la Unidad Infiernillo ($16,7 \pm 0,6$ Ma), asociados íntimamente con las zonas alteradas y que, probablemente, guardan una relación genética con los procesos de alteración.

El evento térmico más joven (11-8,7 Ma) representa, posiblemente, una etapa de alteración posterior, ya que, pese a que rocas no alteradas de la Formación Cerro de Las Tórtolas cubren algunas zonas de alteración, también existen algunas pequeñas zonas de alteración, afectando localmente, a rocas de dicha formación. Por ejemplo, en Quebrada La Invernada (Fig. 11), existe una zona de alteración hidrotermal en rocas de esa formación, que rodean a un cuello volcánico andesítico, conducto alimentador de la misma. Otra pequeña zona de alteración, también en rocas de la Formación Cerro de las Tórtolas, se presenta en las nacientes del río Seco (Fig. 12). Las edades de $10,7 \pm 0,7$ Ma; $11,1 \pm 0,8$ y $8,6 \pm 0,4$ Ma, obtenidas en El Indio y Río Seco, pueden estar indicando, de este modo, una etapa de alteración que ocurrió durante y/o inmediatamente después de los fenómenos volcánicos, que originaron la Formación Cerro de Las Tórtolas y que inclusive habrían reactivado los fenómenos hidrotermales, en zonas formadas durante la etapa principal de alteración.

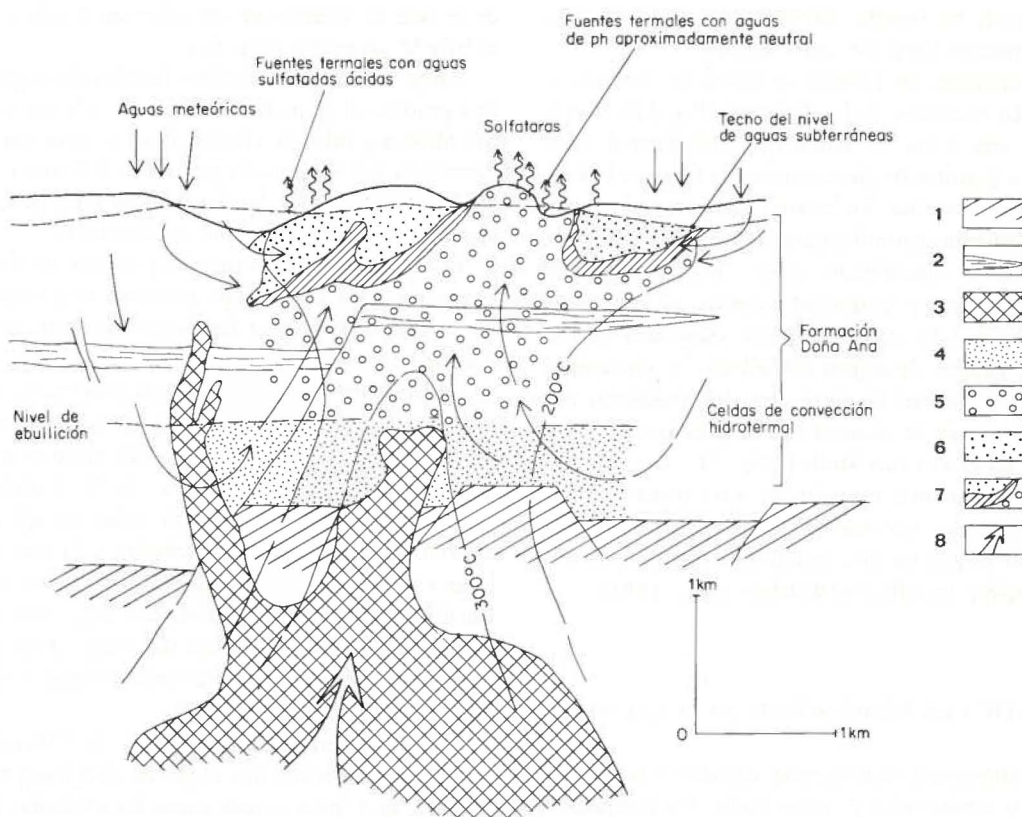


FIG. 12. Modelo de Henley y Ellis (1983): "Sistema geotérmico en terrenos volcánicos ácidos" modificado y adaptado para explicar la posible situación existente en la Cordillera del Norte Chico en el Mioceno Medio. 1) Basamento pre-Doña Ana (formaciones Baños del Toro, Pastos Blancos, granitoides paleozoicos, etc.). 2) Intercalaciones sedimentaria en la Formación Doña Ana. 3) Intrusivos de la Unidad Infiernillo. 4) Fluidos hidrotermales profundos, bajo el nivel de ebullición. 5) Zona sobre el nivel de ebullición donde coexistirían una fase líquida y una fase gaseosa (vapor de agua, H_2S , CO_2 , SO_2 . . .). 6) Fluidos hidrotermales ácidos cercanos a la superficie. 7) Zonas de mezcla entre volátiles y aguas subterráneas frías. 8) Dirección de transferencia de calor y masa ($NaCl$; CO_2 ; SO_2 , H_2O . . .) desde los sistemas magmáticos. La zona (5) es un ambiente favorable para la formación de asociaciones de alteración, cuarzo sericitica y, en las zonas de baja temperatura, alteración propilítica. La zona (6) es favorable para la formación de asociaciones de alteración argílica avanzada. La zona (7) es un nivel propicio para la depositación de oro, en conjunto con enargita, en fracturas y vetas.

RELACIONES ENTRE ALTERACION, MINERALIZACION Y EVOLUCION GEOLOGICA

Las asociaciones típicas de alteración argílica avanzada, de la Alta Cordillera del Norte Chico, caracterizadas por la presencia de cuarzo con alunita, caolinita y yeso, han sido interpretadas como asociaciones producidas por una intensa hidrólisis, en condiciones ácidas, (Meyer y Hemley, 1967) como las que se presentan, comúnmente en zonas cercanas a la superficie en sistemas geotérmicos (Henley y Ellis, 1983). La alteración argílica avanzada, fue incluso descrita bajo el nombre de "alteración solfatárica" por Burbank (1950), denominación en desuso, ya que "ella se genera comúnmente a profundidades más grandes que

aquellas que podrían ser afectadas por una alteración solfatárica estricta" (Sillitoe, 1977). Por otro lado, la mineralización de Cu-Ag-Au, asociada a algunas de las zonas de alteración hidrotermal, puede ser clasificada como mineralización "epitermal" en el sentido de Schmitt (1950); Burbank (1950); White (1981) o Buchanan (1982) es decir, depósitos que se produjeron por relleno de fracturas abiertas, a profundidades menores que 1.000 m bajo la superficie, independientemente de su temperatura de formación. Debido a lo anterior y considerando tanto las edades de alteración como el marco regional de las zonas alteradas del Norte

Chico, parece probable que ellas sean el resultado de la presencia, en el Mioceno Inferior, de vastos sistemas geotermales activos, durante y/o inmediatamente después de los fenómenos volcánicos, que dieron origen a la Formación Doña Ana.

Estos sistemas geotérmicos, fósiles pueden haber sido similares a los campos activos de Wairakei, Nueva Zelandia (Steiner, 1977); Matsukawa, Japón (Nakamura *et al.*, 1970); Matsao, Taiwan (Chen, 1970) o Steamboat Springs, EE.UU. (Shoen y White, 1965), en los cuales se encuentran rocas con alteración argílica avanzada, asociadas a fluidos hidrotermales ácidos ($\text{pH} = 3-5$), generalmente enriquecidos en sulfato. En Wairakei y Steamboat Springs, la zona con alteración argílica avanzada forma un delgado nivel, cercano a la superficie, mientras que, en Matsukawa y Matsao, ésta aparece a mayor profundidad, junto con soluciones hidrotermales, cuya temperatura varía entre 250° y 280°C . Según Henley y Ellis (1983) la caolinita, alunita, anhidrita, pirofilita, cuarzo y piritita aparecen en la parte central de dichos campos, dando paso, en la periferia y/o hacia abajo, a asociaciones con montmorillonita, mica, cuarzo y anhidrita, debido a una disminución de la acidez de los fluidos hidrotermales. La presencia de azufre nativo y sínteres silíceos, en los sectores altos de las zonas de alteración del Norte Chico, confirma la acción de fumarolas sulfurosas (solfataras) durante los procesos de alteración, debido a lo cual se puede suponer que ellos fueron originadas, probablemente, por sistemas geotérmicos del tipo "vapor dominante" similares a los descritos por White *et al.* (1971). En esa clase de sistemas, los fluidos hidrotermales de alta temperatura, que ascienden, hierven al disminuir la presión confinante, liberando una fase de gases y vapor de agua (H_2S , CO_2 , etc.), parte de la cual puede alcanzar a la superficie, donde forman, por oxidación, depósitos de azufre solfatárico junto a sínteres silíceos. Otra parte puede encontrarse, en su ascenso, con niveles poco profundos de aguas subterráneas, frías y oxidantes. La mezcla entre vapor y aguas frías causa la oxidación del H_2S , con el consiguiente descenso del pH de la solución acompañante y liberación de sulfato (reacciones de tipo: $2\text{H}_2\text{S} + 4\text{O}_2 = 3\text{H}^+ + \text{HSO}_4^- + \text{SO}_4^{2-}$ (Knight, 1977). De este modo se originan zonas con aguas subterráneas sobrecalentadas y extremadamente ácidas. Dichas aguas pueden reaccionar, hidrolizando los minerales de las rocas de caja, lo que da por resultado asociaciones de alteración argílica avanzada, con alunita

$[(\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6)]$ y otros sulfatos (Rose y Burt, 1979; Henley y Ellis, 1983).

En ambientes de alteración argílica avanzada, cercanos a la superficie, se pueden depositar metales preciosos y minerales sulfurados con alto contenido de azufre, tales como vetas de cuarzo-oro y las vetas macizas de enargita presentes en El Indio. Las rocas en las cuales se encajan los yacimientos principales de la Alta Cordillera del Norte Chico (El Indio, El Tambo, Sancarrón, etc.) son de composición fundamentalmente riolítica y el contenido normal de Au en ese tipo de rocas es bajo (1,5 ppb; Wedepohl, 1978). Sin embargo, el volumen de rocas alteradas es tan grande que la removilización de sólo un porcentaje del Au contenido en ellas es suficiente para explicar los volúmenes de oro nativo, presentes en dichos yacimientos, sin necesidad de recurrir a aportes de oro de origen magmático.

Según Henley y Ellis (1983) y Buchanan (1982), la depositación del oro en sistemas geotérmicos está relacionada y controlada por la ebullición de los fluidos hidrotermales ascendentes. En efecto, si bien, de acuerdo con los autores citados, en los fluidos hidrotermales profundos, el oro puede encontrarse en solución, sobre el nivel de ebullición y, específicamente, en las zonas de mezcla entre vapor y aguas subterráneas frías, la solubilidad del Au disminuiría por un factor de 10^3 (debido a la destrucción de los complejos sulfurados portadores de Au, por oxidación a sulfato), depositándose allí gran parte de este metal. Del mismo modo, Meyer y Hemley (1967) y Sillitoe (1983) señalaron que, condiciones fisicoquímicas favorables para la depositación de enargita, se encuentran también en esa zona de mezcla entre aguas subterráneas frías y vapor ascendente. Knight (1977) indicó, además, que la formación de alunita es compatible con la depositación de enargita. Tanto Enaudi (1977) como Knight (1977) han señalado que la enargita puede depositarse sobre pequeños stocks en enfriamiento que, según Sillitoe (1983) podrían, incluso, ser portadores de mineralización tipo pórfidos cupríferos.

Yacimientos epitermales de Au-Ag-Cu, ligados a zonas con alteración argílica avanzada, similares a El Indio, y asociadas a rocas volcánicas terciarias, son relativamente comunes en el occidente de Norteamérica como es el caso de San Juan Mountains, Colorado (Lipman *et al.*, 1976; Slack, 1980); Goldfield y Tonopah, Nevada (Harvey y Vitaliano,

1964) y Tayoltita, México (Smith *et al.*, 1982). En muchos casos, la mineralización está ligada al desarrollo de calderas durante el Terciario superior (Oligoceno-Mioceno), encontrándose pequeños stocks e intrusivos subvolcánicos junto a las zonas mineralizadas (Sillitoe, 1977).

La estrecha relación que guardan los intrusivos de la Unidad Infiernillo con las zonas de alteración, las edades semejantes de intrusivos y rocas alteradas, así como la naturaleza subvolcánica de muchos de ellos, indican que dichos intrusivos están ligados, genéticamente, a los procesos de alteración, constituyendo, probablemente, las fuentes de calor que activaron los sistemas geotérmicos. El gran volumen de azufre presente en las zonas alteradas, tanto en forma de sulfatos, sulfuros e incluso azufre nativo, podría deberse al aporte directo de SO_2 , a partir de dichos sistemas magmáticos (modelo de Henley y Ellis, 1983; Fig. 12).

Los intrusivos de la Unidad Infiernillo están notablemente menos alterados que sus rocas de caja, lo cual implicaría que se trata de intrusivos relativamente "secos" y, en consecuencia, tal como ocurre en sistemas geotermiales actuales y antiguos (Taylor, 1973; Henley y Ellis, 1983), los fluidos hidrotermales deben haber sido, principalmente, aguas meteóricas, infiltradas y calentadas por dichos cuerpos. Estas aguas habrían circulado a través de las rocas permeables, circundantes, pero no a través de una masa ígnea, compacta y caliente, como la

que habrían constituido los cuerpos intrusivos de la Unidad Infiernillo, en proceso de enfriamiento. En Tonopah, Comstock Lode y Goldfied, datos isotópicos $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ indican que los fluidos hidrotermales, responsables de la mineralización, fueron exclusivamente, o casi en forma exclusiva, aguas meteóricas calentadas (Taylor, 1973; White, 1974).

En la figura 12, se presenta un esquema del modelo de Henley y Ellis (1983) para "campos geotérmicos desarrollados en terrenos volcánicos silíceos", adaptado para explicar la posible situación existente en la Alta Cordillera del Norte Chico, durante el Mioceno Inferior. Sin embargo, y a pesar de lo anterior, no toda la alteración puede ser ligada a la intrusión de la Unidad Infiernillo, en el Mioceno Inferior, puesto que existen edades radiométricas en rocas alteradas, correspondientes a la parte baja del Mioceno Superior (11 a 8,7 Ma). Estas indican un evento termal y/o de alteración, ligado, probablemente, a las fases póstumas del volcanismo, que dio origen a la Formación Cerro de Las Tórtolas y, en parte, sobreimpuesta a la anterior. El modelo propuesto permite explicar las relaciones de terreno y tipificación de las zonas de alteración hidrotermal, pero no debe ser considerado como un modelo genético, estricto, de los yacimientos epitermales de la Alta Cordillera del Norte Chico, puesto que ha sido concebido, esencialmente, a base de datos obtenidos en un trabajo de geología regional.

AGRADECIMIENTOS

En este trabajo se entregan parte de los resultados obtenidos durante el desarrollo de los proyectos "Baños del Toro" y "Río Hurtado Alto" del Servicio Nacional de Geología y Minería. Los autores agradecen la colaboración prestada por las compañías Minera San José y El Indio y, especialmente, a los señores Gordon Siddley y Ramón Araneda, así como a los geólogos de la Chevron

Minera, Chile, que trabajan en la zona. Del mismo modo se agradecen las sugerencias y críticas constructivas de los colegas Marcos Zentilli, Jorge Muñoz, Ricardo Boric, Francisco Munizaga, Alfredo Lahsen y Jorge Oyarzún. Este trabajo se presenta como una contribución al proyecto 120 del IGCP, "Evolución Magmática de los Andes".

REFERENCIAS

- ALLMENDINGER, R.; RAMOS, V.; JORDAN, T.; *et al.* 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, Vol. 2, No. 1, p. 1-16.
- APARICIO, E. P. 1975. Mapa geológico de San Juan (1:500.000). Univ. Nac. San Juan, Inst. Invest. Geol., Fac. Cienc. Nat. e Ingen. Sólo mapa.
- ARANEDA, R. 1982. El Indio, yacimiento de oro, plata y cobre, Coquimbo, Chile. *Minerales*, Vol. 37, No. 160, p. 5-13.
- BARAZANGI, M.; ISACKS, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* (Boulder), Vol. 4, No. 11, p. 686-692.

- BECKINSALE, R. D. 1979. Granite magmatism in the Tin Belt of south-east Asia. In *Origin of granite batholiths; geochemical evidence* (Ahterton, M. P.; Tarney, J.; eds.). Shiva Publ., p. 34-44. London.
- BUCHANAN, L. J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. In *Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera* (Dickinson, W. R.; et al.; eds.), Arizona Geol. Soc. Digest, Vol. 14, p. 237-262.
- BURBANK, W. S. 1950. Problems of wall-rock alteration in shallow volcanic environments. *Colo. Sch. Mines, Quart.*, Vol. 45, p. 287-319.
- CAMINOS, R. 1979. Cordillera Frontal. In *Simp. Geol. Regional Argent.*, No. 2, Acad. Nac. Cienc., Córdoba, Vol. 1, p. 397-453. Córdoba, 1976.
- CANUT DE BON, C. 1967. Informe No. 23/67: Mina San Antonio 1 al 50. *Empr. Nac. Miner. (ENAMI-CHILE)* (inédito), 9 p. Arch. Serv. Nac. Geol. Miner. Santiago.
- COIRA, B.; DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; et al. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Sci. Rev.*, Vol. 18, p. 303-332.
- CORNEJO, P. 1982. Geología del valle del río Hurtado, Cordillera de Ovalle, IV Región. *Memoria de Título*, Univ. Chile, Depto. Geol., 242 p. Santiago.
- CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, Vol. 8, p. 173-174.
- CHEN, C. H. 1970. Geology and geothermal power potential of the Tatum volcanic region. *Geothermics, Spec. Iss. No. 2*, Vol. 2, p. 1134-1143.
- CHRISTENSEN, M. M.; PEREZ, G.; MONTECINOS, F.; et al. 1969. Cenozoic volcanism, deformation and denudation in northern Chile. *Univ. California. Berkeley/Inst. Invest. Geol. (Chile)* (unpubl.), 39 p.
- DEDIOS, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, provincia de Coquimbo. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 16, 65 p.
- DEDIOS, P. 1978. Cuadrángulo Ríadavia, Región de Coquimbo. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile* No. 28, 20 p.
- DIDIER, J.; DUTHOU, J. L.; LAYMEYRE, J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 14, p. 125-131.
- DINGMAN, R. J. 1963. Cuadrángulo Tulor. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 11, 35 p.
- DRAKE, R.; CHARRIER, R. THIELE, R.; et al. 1982. Distribución y edades K-Ar de volcanitas postneocomianas en la Cordillera Principal entre los 32° y 36° Lat. S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. In *Congr. Geol. Chileno*, No. 3, Actas, Vol. 2, p. D41-D78. Concepción.
- ENAUDI, M. 1977. Environments of ore deposition at Cerro de Pasco, Perú. *Econ. Geol.*, Vol. 72, p. 893-924.
- FELSCH, J. 1943. Informaciones suplementarias al informe principal sobre el yacimiento de cobre Las Hediondas en la provincia de Coquimbo de la República de Chile. *Empr. Nac. Miner. (ENAMI-Chile)* (inédito), 15 p. Arch. Serv. Nac. Geol. Miner. Santiago.
- FRITSCH, C.; GARCIA, C. 1926. Informe sobre las propiedades mineras de las compañías Nueva Elqui, Carmen y Vacas Heladas del Sr. N. Farinelli. *Empr. Nac. Miner. (ENAMI-Chile)* (inédito), 34 p. Arch. Serv. Nac. Geol. Miner. Santiago.
- GODOY, E.; DAVIDSON, J. 1976. Pilares tectónicos en compresión de edad miocena superior en los Andes del Norte de Chile. In *Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 1, p. B87-B103. Santiago.
- HARVEY, R. D.; VITALIANO, C. J. 1964. Wall-rock alteration in the Goldfield district, Nevada. *J. Geol.*, Vol. 72, p. 564-579.
- HEMLEY, J. J.; JONES, W. R. 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, Vol. 59, p. 538-569.
- HENLEY, R. W.; ELLIS, A. J. 1983. Geothermal systems, ancient and modern: A geochemical review. *Earth-Sci. Rev.*, Vol. 19, p. 1-50.
- HILLEBRANDT, A. VON 1973. Neue Ergebnisse über der Jura in Chile und Argentinien. *Münster. Forsch. Geol. Palaeontol.*, No. 31-32, p. 167-199.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 8, No. 5, p. 523-548.
- JENSEN, O. 1976. Geología de las nacientes del río Copiapó, entre los 27° 53' y 28° 30' de latitud sur, provincia de Atacama, Chile. *Memoria de Título*, Univ. Chile, Depto. Geol., 249 p. Santiago.
- JENSEN, O.; VICENTE, J. C.; DAVIDSON, J.; et al. 1976. Etapas de la evolución marina jurásica de la cuenca andina externa (mioliminar) entre los paralelos 26° y 29° 30' sur. In *Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 1, p. A273-A293. Santiago.
- JORDAN, T. E.; ISACKS, B. L.; RAMOS, V. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, No. 3, p. 20-26.
- KNIGHT, J. E. 1977. A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tenantite deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 72, p. 1321-1336.
- LAHSEN, A. 1982a. Evolución tectónica, sollevamiento y actividad volcánica de los Andes del Norte de Chile, durante el Cenozoico superior. In *Cong. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B1-B27. Arica.
- LAHSEN, A. 1982b. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile. *Earth-Sci. Rev.*, Vol. 18, p. 258-302.
- LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 14, p. 169-186.
- LEHMANN, C. 1922. Informe sobre las propiedades de la Sociedad Minas de Plata Nueva Elqui. *Empr. Nac. Miner. (ENAMI-Chile)* (inédito), 15 p. Arch. Serv. Nac. Geol. Miner. Santiago.
- LETELIER, M. 1977. Petrología, ambiente de deposición y estructura de las formaciones Matahuaico, Las Breas, Tres Cruces *sensu lato* e intrusivos hipabisales permotriásicos, en el área de Ríadavia-Alcohuas, valle del Elqui, IV Región, Chile. *Memoria de Título*, Univ. Chile, Depto. Geol., 131 p. Santiago.

- LIPMAN, P. W.; FISCHER, F. S.; MEHNERT, H. H.; *et al.* 1976. Multiple ages of Mid-Tertiary mineralization and alteration in the western San Juan Mountains, Colorado. *Econ. Geol.*, Vol. 71, p. 571-588.
- LLAUMETT, C. 1979. Estudio geológico del distrito El Indio con énfasis en los sectores Libra y Sancarrón (II y IV Región-Chile). *Emp. Nac. Miner.* (ENAMI-Chile) (inédito), 98 p., Arch. Serv. Nac. Geol. Miner. Santiago.
- LLAUMETT, C.; HENRIQUEZ, F. 1976. Faja de mineralización de oro-plata-cobre-arsénico en la Cordillera Andina de las III y IV Regiones de Chile. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 2, p. E175-E191.
- LLAUMETT, C.; REYES, E.; ZEBALLOS, J. 1976. Estudio geológico del prospecto El Indio, distrito Baños del Toro. *Emp. Nac. Miner.* (ENAMI-Chile) (inédito), 44 p. Arch. Serv. Nac. Geol. Miner. Santiago.
- MAKSAEV, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. *Inst. Invest. Geol.*, Carta Geol. Chile, No. 31, 55 p.
- MERCADO, M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. *Serv. Nac. Geol. Miner.*, Carta Geol. Chile No. 56, 63 p.
- MEYER, C.; HEMLEY, J. H. 1967. Wall-rock alteration. *In Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Barnes, H. L.; ed.) 1st edit., Holt, Rinehart and Winston, p. 166-235. New York.
- MORTIMER, C.; FARRAR, E.; SARIC, N. 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geol. Rundsch.*, Vol. 63, No. 2, p. 484-490.
- MOSCOSO, R.; NASI, C.; SALINAS, P. 1982. Hoja Valles y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y de Coquimbo. *Serv. Nac. Geol. Miner.*, Carta Geol. Chile, No. 55, 100 p.
- MPODOZIS, C. 1974. Geología de la Cordillera de Ovalle, provincia de Coquimbo, entre 30° 20' y 30° 55' Lat. sur. *Memoria de Título*, Univ. Chile, Depto. Geol., 191 p. Santiago.
- MPODOZIS, C.; DAVIDSON, J. 1979. Observaciones tectónicas en la Precordillera de Copiapó: el sector de Puquios-Sierra La Ternera-Varillar. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B111-B145. Arica.
- MPODOZIS, C.; DAVIDSON, J. 1980. Estructuras gravitacionales en los Andes del Norte Chico de Chile. *Rev. Geol. Chile*, No. 10, p. 17-31.
- MPODOZIS, C.; PARADA, M. A.; RIVANO, S.; *et al.* 1976. Acerca del plutonismo tardi-Hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° sur (provincias de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile). *In Congr. Geol. Argent.*, No. 6, Actas, Vol. 1, p. 143-166. Bahía Blanca. 1975.
- NAKAMURA, H.; SUMI, K.; KATAGIRI, ?; *et al.* 1970. The geological environment of Matsukawa geothermal area, Japan. *Geothermics, Spec. Iss.*, No. 2, Vol. 2, p. 221-231.
- NIEMEYER, H.; MUÑOZ, J. 1983. Hoja Laguna de La Laja, Región del Bío Bío. *Serv. Nac. Geol. Miner.*, Carta Geol. Chile, No. 57, 52 p.
- PARADA, M. A. 1982. Petrology of the Lower Triassic anorogenic granites in the High Andes (30° S Lat.), Chile. Ph.D. Thesis, Tohoku Univ., 165 p. Japan.
- PARADA, M. A. 1983. Lower Triassic alkaline granites of Central Chile (30° S) in the high Andean Cordillera. *Geol. Rundsch.*, Vol. 70, No. 3, p. 1043-1053.
- PARADA, M. A.; MUNIZAGA, F.; KAWASHITA, K. 1981. Edades Rb-Sr roca total del batolito compuesto de los ríos Elqui-Limarí en la latitud 30° S. *Rev. Geol. Chile*, No. 13-14, p. 87-93.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 58, No. 1, p. 63-81.
- POLANSKI, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Eudeba Edit. Univ., 216 p. Buenos Aires.
- QUEZADA, H. 1967. Visita inspectiva al yacimiento azufrero de Sierra Valeriano, Dpto. Huasco. CORFO-Copiapó (inédito), 3 p. Arch. Serv. Nac. Geol. Miner. Santiago.
- RAMIREZ, C. F.; GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. Miner.*, Carta Geol. Chile, No. 54, 122 p.
- REUTTER, K. J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Abh.*, Vol. 146, No. 2, p. 153-178.
- RIVANO, S. 1975. Reconocimiento geológico de las nacientes del río Grande (Alta Cordillera de Ovalle, entre los 30° 50' y 31° 20' Lat. sur, provincia de Coquimbo). *Memoria de Título*, Univ. Chile, Depto. Geol., 214 p. Santiago.
- RIVANO, S. 1980. Cuadrángulos D-86, Las Ramadas, Carrizal y Paso Río Negro, Región de Coquimbo. *Inst. Invest. Geol.*, Carta Geol. Chile, Nos. 41 a 44, 68 p.
- ROLLERI, E.; CRIADO-ROQUE, P. 1969. Geología de la provincia de Mendoza. *In Jornadas Geol. Argent.*, No. 4, Actas, Vol. 2, p. 1-60. Mendoza.
- ROSE, A. W.; BURT, D. M. 1979. Hydrothermal alteration. *In Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Barnes, H. L.; ed.), 2nd edit., John Wiley & Sons, p. 173-235 p. New York.
- SCHMITT, H. 1950. The fumarolic hot spring and "epithermal" mineral deposits environment. *Colo. Sch. Mines, Quart.*, Vol. 45, p. 209-229.
- SCHOEN, R.; WHITHE, D. E. 1965. Hydrothermal alteration in G53 and G54 drillholes, main terrace, Steamboat Springs, Nevada. *Econ. Geol.*, Vol. 60, p. 1411-1421.
- SEGERSTROM, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, provincia de Atacama. *Inst. Invest. Geol. (Chile). Bol.*, No. 24, 58 p.
- SEPULVEDA, P.; NARANJO, J. A. 1982. Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. *Serv. Nac. Geol. Miner.*, Carta Geol. Chile, No. 53, 62 p.
- SILLITOE, R. H. 1977. Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism; a review. *In Volcanic Processes in ore genesis*. *Inst. Mining Metall., Spec. Publ.*, No. 7, p. 99-116. London.
- SILLITOE, R. 1983. Enargite-bearing, massive sulfide deposits, high in porphyry copper systems. *Econ.*

- Geol., Vol. 78, p. 348-352.
- SLACK, J. F. 1980.** Multistage vein ores of the Lake City District, Western San Juan Mountains, Colorado. *Econ. Geol.* Vol. 75, p. 963-991.
- SIMITH, D.; ALBISON, T.; SAWKINS, F. 1982.** Geologic and fluid inclusion studies of the Tayoltitã silver-gold vein deposit, Durango, Mexico. *Econ. Geol.*, Vol. 77, p. 1120-1145.
- STEINER, R. A. 1977.** The Wairakei geothermal area, North Island, New Zeland. *N. Z. Geol. Surv., Bull.*, Vol. 90, 136 p.
- STIERLING, A. 1941.** Informe sobre mina Carmen de la Compañía Minera San Francisco de Río Seco. *Empr. Nac. Miner. (ENAMI-Chile)* (inédito), 13 p. Arch: Serv. Nac. Geol. Miner. Santiago.
- STRECKEISEN, A. 1976.** To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.*, Vol. 12, No. 1, p. 1-33.
- TAYLOR, H. P. 1973.** O^{18}/O^{16} evidence for meteoric hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and Goldfield mining districts, Nevada. *Econ. Geol.*, Vol. 68, p. 747-764.
- THIELE, R. 1964.** Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui. *Univ. Chile. Depto. Geol., Publ.*, No. 27, 73 p.
- THIELE, R. 1980.** Hoja Santiago, Región Metropolitana. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 39, 51 p.
- WALTHIER, R.; ARANEDA, R.; CRAWFORD, J. 1982.** The El Indio gold, silver and copper deposit, Region of Coquimbo, Chile. In *Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conf.*, No. 3, Trans., p. 349-355. Honolulu.
- VAN EYSINGA, F. W. B. 1978.** Geological Time Table. 3rd. edition, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- WEDEPOHL, F. H. (ed.) 1978.** Gold. In *Handbook of Geochemistry*. Springer Verlag, Vol. 2-5, p. 79-A-1-79-O-1. Berlin.
- WHITE, D. E. 1974.** Diverse origin of hydrothermal fluids. *Econ. Geol.*, Vol. 69, p. 954-973.
- WHITE, D. E. 1981.** Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., p. 392-423.
- WHITE, D. E.; MUFFLER, L. J. P.; TRUESDELL, A. H. 1971.** Vapor dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. *Econ. Geol.*, Vol. 66, p. 75-97.
- ZEIL, W.; ICHIKAWA, K. 1958.** Marine Mittel-Trias in der Hochkordillere der Provinz Atacama (Chile). *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Abh.*, Vol. 103, No. 3, p. 339-351.
- ZENTILLI, M. 1974.** Geological evolution and metallogenetic relationships in the Andes of northern Chile, between 26° and 29° south. Ph.D. Thesis, Queen's Univ., 446 p. Kingston, Canada.

* Trabajo presentado en el Coloquio sobre Geología y Prospección del Oro, organizado por el Departamento de Minas de la Universidad de La Serena, 15 al 18 de Junio de 1983.