

EL MAGMATISMO PLIOCENO DE PENINSULA TRES MONTES Y SU RELACION CON LA EVOLUCION DEL PUNTO TRIPLE DE CHILE AUSTRAL

CONSTANTINO MPODOZIS M.

MIGUEL HERVE A.

CARLO NASI P.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile.

JOSE M. SOFFIA

Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Casilla 13518,
Correo 21, Santiago, Chile.

RANDALL FORSYTHE

Rutgers University, Department of Geological Sciences, New Brunswick,
N.J. 08903, U.S.A.

ERIC NELSON

Colorado School of Mines, Geology Department, Golden, Co. 80401, U.S.A.

RESUMEN

Durante los últimos 14 Ma, el Punto Triple de Chile Austral (PTCA) se ha desplazado progresivamente hacia el norte a lo largo de la fosa, ubicándose, en la actualidad, a los 46° 05' S. Trabajos de terreno, efectuados en Península Tres Montes y áreas adyacentes, inmediatamente al suroeste del actual PTCA, han permitido reconocer allí afloramientos de una compleja asociación de rocas plutónicas y volcánicas jóvenes, ocupando una posición anormalmente cercana a la fosa y formada por: 1) granitoides leucocráticos; 2) pórfidos dacíticos de ortopiroxeno; 3) pórfidos andesíticos de hornblenda; y 4) extensos afloramientos de un complejo ofiolítico (Ofiolita Taitao). Dataciones K-Ar (23), efectuadas en las rocas intrusivas y volcánicas, indican que ellas se emplazaron, principalmente, entre los 5-3 Ma, inmediatamente después de la subducción de un corto segmento de la Dorsal de Chile, al oeste y sur de Península Tres Montes. La actividad magmática pliocena de Península Tres Montes parece ser uno de los efectos mayores producidos por la subducción de segmentos de la Dorsal de Chile, durante la evolución reciente del PTCA. Dicho fenómeno se puede comparar con otros casos de magmatismo "near trench", subsecuente a la subducción de segmentos de dorsales oceánicas, tales como los que han sido descritos en Alaska, Península Antártica, Japón o las islas Marianas.

ABSTRACT

During the last 14 Ma, the Southern Chile Margin Triple Junction (CMTJ) has migrated northwards along the Chile trench to its present location at 46° 05' S. In the CMTJ, a short segment of the Chile Rise is presently being subducted at the trench. Recent field work carried out in Tres Montes Peninsula south of the CMTJ, has led to recognize a complex suite of young, anomalous, "near trench", plutonic and volcanic rocks which seem to have been emplaced coevally with subduction of one or two of the Chile Rise segments in the Pliocene.

The magmatic rocks consist of: 1) granitoid plutons; 2) orthopyroxene bearing dacitic porphyries; 3) hornblende andesitic porphyries; and 4) large outcrops of an ophiolite complex (Taitao Ophiolite). K-Ar ages (23) of intrusives and volcanics indicate that a strong magmatic event occurred in the Tres Montes area between 5-3 Ma. This pliocene event immediately postdated the subduction of a short segment of the Chile Rise between 6-5 Ma, south and west of Peninsula Tres Montes. The Pliocene, near trench, magmatic activity of Peninsula Tres Montes seems to be a major effect of the subduction of segments of the Chile Rise in southern Chile. A good comparison can be made between this magmatism and other ridge subduction-related, near-trench, magmatism, described in Alaska, Antarctic Peninsula, Japan and the Marianas.

INTRODUCCION

En el Punto Triple de Chile Austral (PTCA), donde se unen las placas de Nazca, Sudamérica y Antártica (Fig. 1), la Dorsal de Chile se subducta bajo la fosa de Chile-Perú (Herron *et al.*, 1981; Cande *et al.*, 1982; Leslie y Cande, 1985; Cande y Leslie, 1985b). Durante los últimos 14 Ma, el Punto Triple se ha desplazado progresivamente hacia el norte, desde una posición original cercana a la boca occidental del Estrecho de Magallanes, ubicándose, en la actualidad, al norte de Península de Taitao ($46^{\circ}05'$ S; Fig. 1), donde un segmento de la Dorsal de Chile, limitado por las zonas de fractura Darwin y Taitao, coincide, en parte, con la fosa (Fig. 1). Inmediatamente al sur, frente a Península Tres Montes, otros dos segmentos de dorsal fueron subductados previamente, a los 3 y 5-6 Ma (Leslie y Cande, 1985a).

Diversos autores han presentado modelos donde se describen los posibles efectos geológicos inducidos por la subducción de dorsales oceánicas (ver, por ejemplo, Grow y Atwater, 1970; Uyeda y Miyashiro, 1974; De Long y Fox, 1977; Hsui, 1981; De Long *et al.*, 1978). Uno de los efectos más notables sería la aparición de actividad magmática anormalmente cercana a la fosa. La subducción de litósfera oceánica muy joven y con alta temperatura, favorecería la generación de magmas a profundidades menores que la de los magmas normales de los arcos calcoalcalinos, ubicados a distancias mayores de la fosa.

Este tipo de magmatismo "anormalmente cercano" a fosas activas y/o paleofosas, ha sido descrito en Alaska y las islas Aleutianas (Marshak y Karig, 1977; Hill *et al.*, 1981; Casey-Moore *et al.*, 1983); California (Pilger y Henyey, 1979); Japón (Uyeda y Miyashiro, 1974); Islas Marianas (Bloomer, 1983); y Península Antártica (Baker, 1982). Su origen ha sido relacionado, en algunos casos, directamente con la subducción de dorsales oceánicas (*i.e.* Marshak y Karig, 1977; Hill *et al.*, 1981). Sin embargo, los casos actuales de subducción de una dorsal oceánica se reducen al Punto Triple de Chile Austral, a la Cuenca de Woodlark, (Weisel *et al.*, 1982) y a la Dorsal de Juan de Fuca (Riddihough, 1984) ocurriendo estos últimos en situaciones tectónicas complejas. En el Punto Triple de Chile Austral se produce el caso único y simple de subducción de segmentos de la Dorsal de Chile,

en forma casi paralela a la zona de subducción. Debido a ello, esa región es un lugar ideal para estudiar fenómenos activos de interacción entre fosa y dorsal como ya los sugirieron, entre otros, Marshak y Karig (1977) y De Long *et al.* (1979).

Si bien Herron *et al.* (1981), Cande y Leslie (1985a, b) y Leslie y Cande (1985) han descrito detalladamente la evolución del Punto Triple de Taitao y la historia de su progresiva migración hacia el norte, la geología de la zona de Península de Taitao y Golfo de Penas, ha sido poco estudiada. Una aislada referencia de Munizaga (1970), en cuanto a edades K-Ar muy jóvenes (3,2 y 3,0 Ma), de muestras de granodiorita provenientes de la zona de Cabo Raper (Puerto Slight) parecía indicar la existencia de actividad magmática y/o termal "anómala" en la región. Con posterioridad Skarmeta y Niemeyer (1975) señalaron que en Isla Pan de Azúcar existirían "cuellos volcánicos aplíticos", que intruyen a secuencias sedimentarias terciarias, portadoras de microfaunas del Mioceno (Céspedes, 1975). Según los autores citados, dichos intrusivos podrían estar relacionados con la "actividad del Chile Rise". Finalmente Niemeyer *et al.* (1984) describieron brevemente las rocas sedimentarias y volcánicas terciarias de Península Tres Montes, atribuyéndolas al Mioceno y sugirieron una edad pliocena para los "cuellos volcánicos andesíticos" asociadas a aquéllas.

Durante los años 1983-1984, los autores participaron en diversos cruceros de investigación a la zona de Golfo de Penas. En esos viajes se constató que en la zona de Península Tres Montes-Islas Chaicayán y Seno Hoppner (Fig. 2), afloran diversas unidades de rocas intrusivas y efusivas, probablemente terciarias, entre las cuales se incluyen pequeños stocks granodioríticos y graníticos, pórfidos dacíticos, diques de diabasas, serpentinitas, pillow lavas y brechas andesíticas. Junto a ello se comprobó la existencia, en la zona, de numerosas fuentes termales, indicativas de la existencia de un elevado flujo calórico. Los primeros resultados de esos trabajos han sido ya presentados por Forsythe y Nelson (1985) y Forsythe *et al.* (1985a, b). Como parte de la investigación de la zona mencionada, se realizaron 23 dataciones K-Ar de rocas volcánicas e intrusivas en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. El

objetivo de este trabajo es presentar una breve descripción geológica de Península Tres Montes, acompañada de los resultados geocronológicos, K-Ar, y discutir el significado tectónico de los eventos intrusivos detectados en dicha región.

Además, se efectuaron dos dataciones K-Ar de lavas provenientes de la zona sur de Golfo de Penas (Isla Byron) las cuales también se dan a conocer en este trabajo.

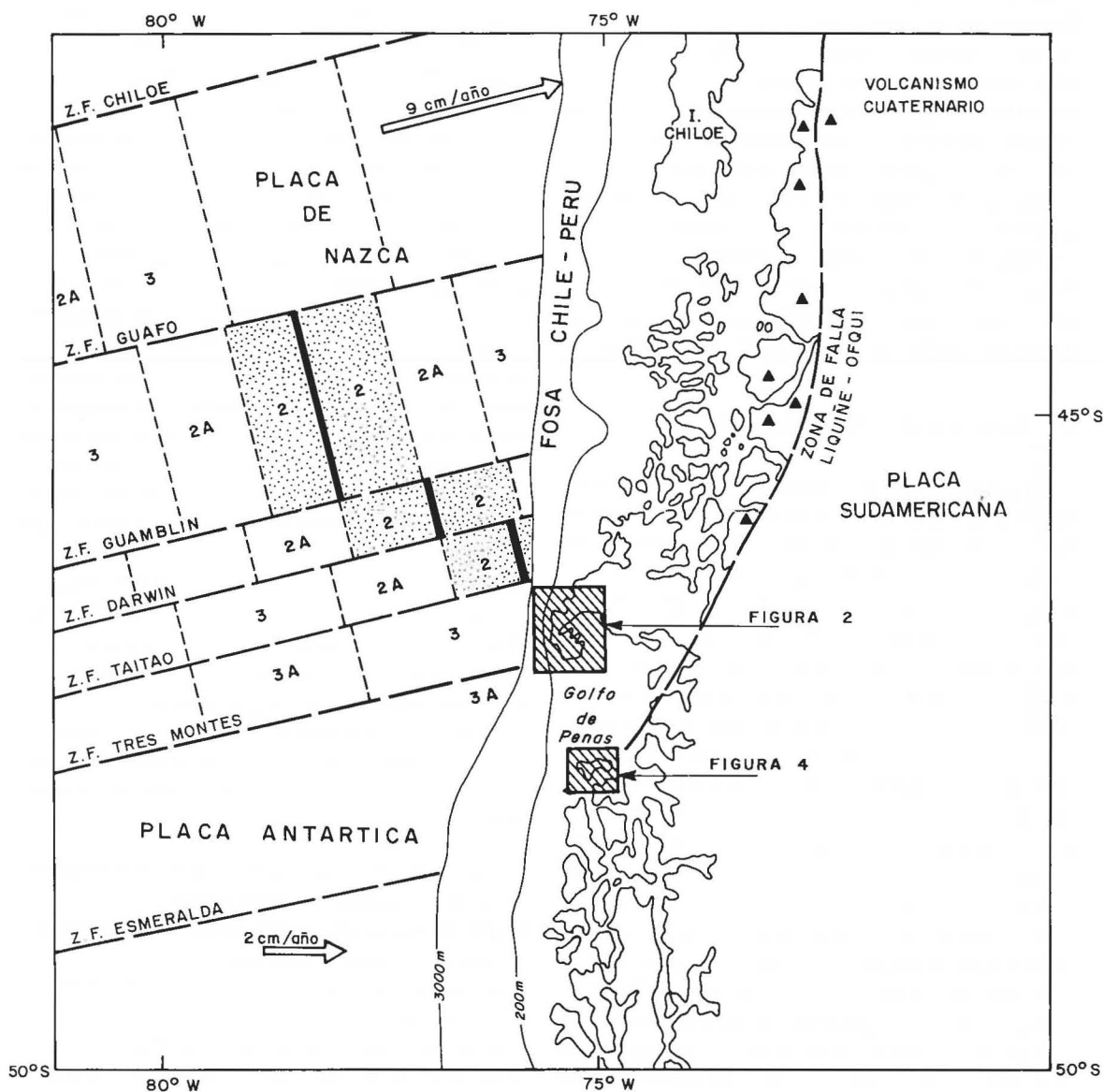


FIG. 1. Mapa de la zona aledaña al Punto Triple de Chile Austral indicando la posición de la Dorsal de Chile (líneas gruesas), anomalías magnéticas en el fondo marino, posición de la fosa y ubicación de la cadena volcánica activa de los Andes Australes. Basado en Herron *et al.* (1981) y Forsythe *et al.* (1985a). En achurado, ubicación de las figuras 2 y 4.

PENINSULA TRES MONTES

En la figura 2 se presenta un mapa geológico de Península Tres Montes e islas adyacentes. Allí afloran: 1) una serie de areniscas, filitas y pizarras ("Basamento Prejurásico"); 2) varias secuencias sedimentarias terciarias, expuestas sobre todo en el Grupo Chaicayán, costa este de Seno Holloway, Seno Hoppner y Fiordo Newman; 3) un conjunto de intrusivos granodiorítico-graníticos y pórfidos andesítico-dacíticos (Cabo Raper-Isla Pan de Azúcar, Seno Hoppner); y 4) una asociación de serpentinitas, gabros, diques máficos y lavas, con intercalaciones de sedimentos, que Forsythe *et al.* (1985a) describieron bajo el nombre de "Ofiolita Taitao". Esta aflora al norte de Bahía Barrientos, entre Puerto Slight y Seno Hoppner, y alcanza la costa del Pacífico al norte de Cabo Raper (Fig. 2).

EL "BASAMENTO PREJURASICO"

Ocupando casi la totalidad de Península Tres Montes, al sur de Bahía Barrientos, y gran parte de la zona ubicada al norte de Seno Hoppner hasta Fiordo Newman, en Península de Taitao, existen extensos afloramientos de rocas metasedimentarias, de bajo grado metamórfico, que constituyen una alternancia de metareniscas macizas, gris-verdosas, lutitas y pizarras. Las metareniscas, aparecen en bancos irregulares de hasta 2 m de espesor. Son rocas de grano grueso, en parte conglomerádicas y, en algunos sectores, presentan estructuras sedimentarias primarias, tales como estratificación gradada y "ripple marks". Petrográficamente, son cuarzenitas feldespáticas, grauwasas líticas y litarenitas arcósicas. El material detrítico está formado por cuarzo mono y policristalino, plagioclasa, abundante feldespato potásico, muscovita, granate, apatita, circón, líticos y epidota detrítica, junto a fragmentos de granitoides, rocas volcánicas y metasedimentarias. Los fragmentos cristalinos y los clastos líticos son angulosos; las razones cuarzo/feldespato varían entre 1/1 y 2/1, y los fragmentos líticos representan entre el 30 y 90% del volumen de las rocas. Sus características petrográficas indican una fuente de origen del tipo arco magmático disectado.

En Fiordo Newman (Península de Taitao; Fig. 2) las rocas están muy deformadas, afectadas por una penetrativa foliación subhorizontal, acompañada por una lineación de extensión (?) marcada por el

desarrollo de varillas ("rods") de cuarzo. A escala microscópica, la deformación se manifiesta en la presencia de cristales de cuarzo elongados, sombras de presión y granos "fengados", que evidencian fenómenos de disolución por presión. En Península Tres Montes, en cambio, la deformación es menor, observándose pliegues amplios de las capas de metareniscas y pliegues chevron apretados en los niveles de la pizarra, a los que acompañan brechas tectónicas y un penetrativo clivaje de plano axial (S_1 ?). Este, en las metareniscas, se transforma en una foliación espaciada, oblicua a la estratificación. En la figura 3 se presentan diagramas de Schmidt que indican la actitud de la estratificación (S_0) y la foliación principal del basamento en Península Tres Montes. Ambos elementos se disponen en grandes círculos, con ejes subhorizontales de rumbo NW lo cual pudiera interpretarse tanto como la expresión de una dispersión primaria de S_1 , o bien, como el resultado de la reorientación de la foliación durante una segunda fase de deformación (D_2 ?), más tardía, que puede haber afectado el conjunto del basamento. Quizás a esta última se asocie el débil clivaje de fractura subvertical en las areniscas, que sólo fue observado en puntos aislados de la región y el incipiente clivaje de crenulación, observado al microscopio, en algunas muestras de pizarras.

Tanto en Península Tres Montes como en Fiordo Newman, se observaron las siguientes asociaciones de metamorfismo sobreimpuestas a la mineralogía primaria.

I. Península Tres Montes: cuarzo-albita-sericita-clorita $\pm$ epidota $\pm$ stilpnomelano.

II. Fiordo Newman: cuarzo-albita-sericita-clorita $\pm$ calcita $\pm$ stilpnomelano (escaso).

Estas asociaciones indican un metamorfismo de muy bajo grado (Winkler, 1976).

Las rocas del "basamento" de Península Tres Montes y Fiordo Newman corresponden a la prolongación meridional de los afloramientos del "basamento" de Archipiélago Los Chonos (Miller, 1979; Godoy *et al.*, 1984). Estos se extienden en forma ininterrumpida desde Islas Guaitecas (44°S) hasta Fiordo Puelma (46° 15' S), en el extremo norte de Península de Taitao, para prolongarse, a través de los afloramientos de Lago Presidente Ríos y Laguna Elena (Ortiz, 1955; Muñoz-Cristi, 1973), hasta Península Tres Montes. En la zona

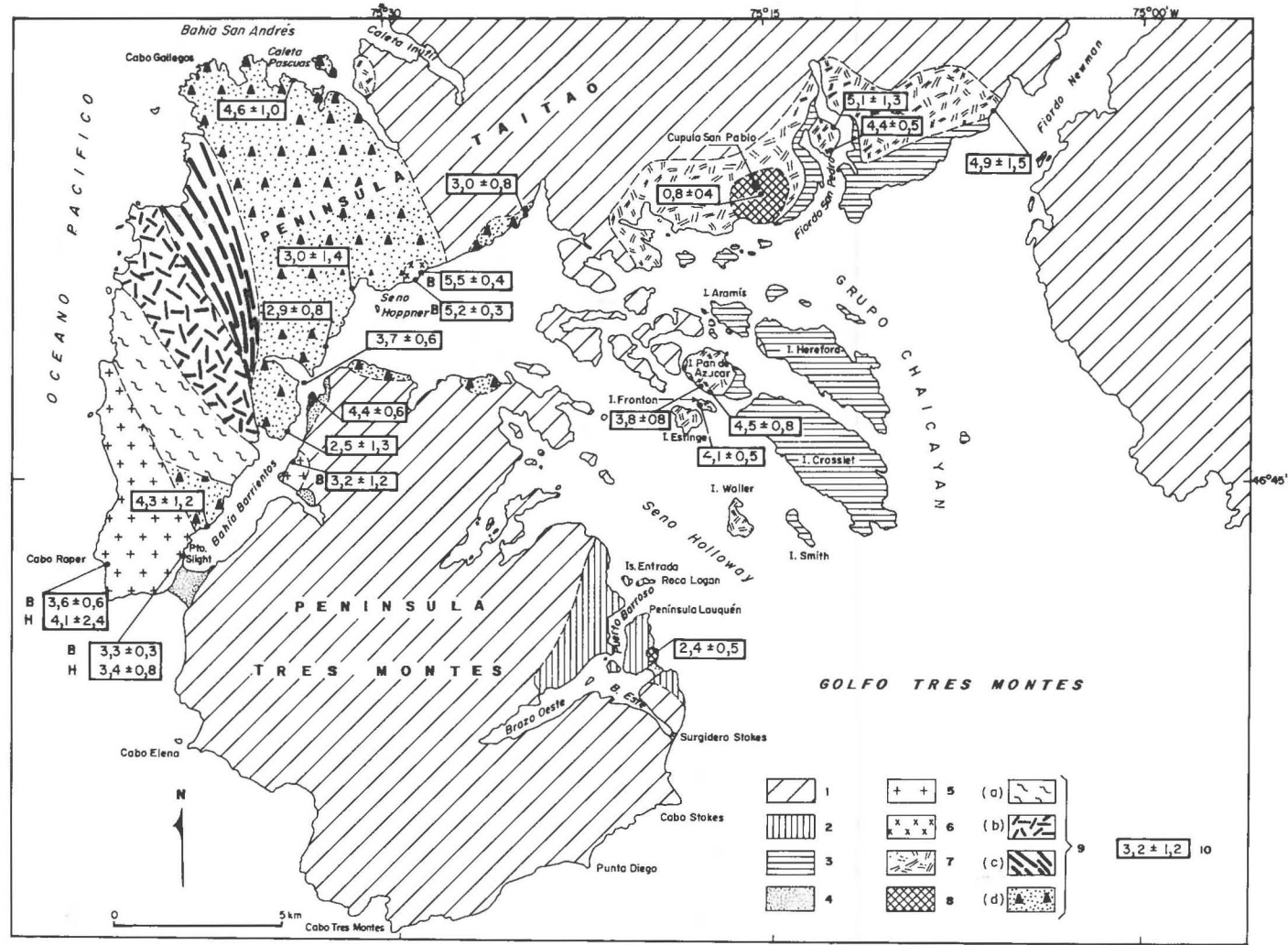


FIG. 2. Mapa geológico de Península Tres Montes; 1. Basamento pre-jurásico superior; 2. Secuencia de Tres Montes (Eoceno?); 3. Secuencia de Islas Chaicayán (Mioceno Superior); 4. Playas y arenas recientes; 5. y 8. Intrusivos pliocenos; 5. Granodioritas; 6. Granitos; 7. Pórfidos andesíticos de hornblenda; 9. Ofiolita Taitao (Plioceno); a. Serpentinitas; b. Gabros; c. Complejo de diques; d. Secuencia volcánica con intercalaciones sedimentarias; 10. Edades K-Ar (B: biotita; H: hornblenda; el resto corresponde a dataciones en roca total). Basado en parte, en Forsythe *et al.* (1985a).

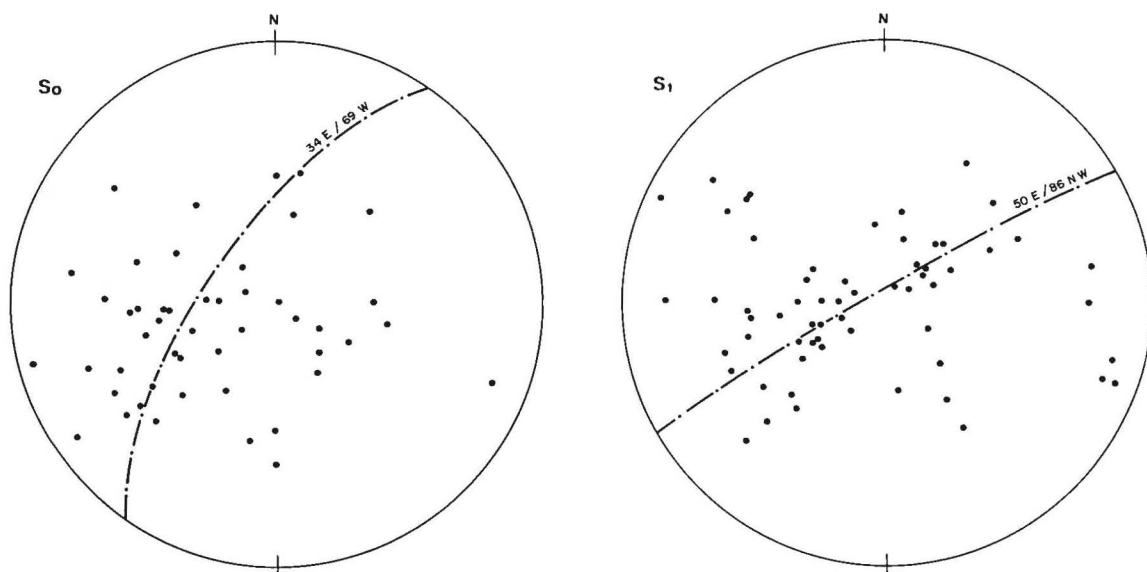


FIG. 3. Diagramas de Schmidt de elementos estructurales (estratificación y foliación principal). Basamento "pre-jurásico". Península Tres Montes.

oriental del archipiélago Los Chonos, Godoy *et al.* (1984) distinguieron una "zona con estructuras primarias preservadas" (ZEP), formada por meta-renisas y pizarras que, hacia el oeste, grada a una "zona sin estructuras primarias" (ZSEP), formada por filitas y esquistos con intercalaciones de metabasitas. Las rocas de Península Tres Montes son del todo similares a aquéllas de la ZEP mientras que las rocas de Fiordo Newman son más bien afines con aquéllas de la ZSEP. Los tipos litológicos, la deformación y el grado de metamorfismo de ambas zonas son muy parecidos a los observados en Península Tres Montes y Fiordo Newman, e incluso lo es la orientación de los elementos estructurales. Según Godoy *et al.* (1984) las rocas de Archipiélago Los Chonos formarían parte de un prisma de acreción del Paleozoico superior. El hallazgo de fósiles devónicos, en Isla Potranca (Miller y Sprehman, 1978) indicaría la edad del protolito, mientras que edades Rb/Sr de 263 ± 52 y 262 ± 15 Ma, obtenidas en la ZSEP, han sido interpretadas como posibles "edades de acreción" (Godoy *et al.*, 1984). Las rocas con estructuras primarias preservadas de Península Tres Montes se ubican al oeste de la ZEP de Los Chonos y los esquistos y filitas del Fiordo Newman al norte de aquéllas (Fig. 2). Como en Archipiélago Los Chonos la transición ocurre en sentido E-W, lo anterior parecería indicar que, en Península de Taitao, ambas zonas estructurales "giran" hacia el oeste en dirección al Pacífico.

El significado de este cambio estructural es por el momento desconocido.

LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIA TERCIA-RIAS

En las islas del Grupo Chaicayán, costa este de Península Tres Montes (Puerto Barroso) y costa sur de Península de Taitao, se exponen extensos afloramientos de rocas sedimentarias detríticas, que, en algunos lugares, descansan, en discordancia angular, sobre el basamento. Estas rocas se organizan en dos unidades.

a) La Secuencia de Tres Montes y b) La Secuencia del Grupo Chaicayán (Fig. 2).

a) **Secuencia de Tres Montes:** En la costa este de Península Tres Montes (Puerto Barroso, Surgidero Stokes, Isla Entrada; Fig. 2) aflora una serie de conglomerados, areniscas y lutitas, discordantes sobre el basamento, que forman parte de una secuencia monoclinial, con espesor desconocido, que mantea al sur y sureste entre 30 y 70° . Los niveles inferiores, expuestos en Puerto Barroso están formados por ortoconglomerados con intercalaciones de areniscas y limolitas. Muchos de los clastos tienen formas discoidales y ovoidales, típicas de abrasión marina, y corresponden a fragmentos de metaareniscas, filitas y cuarzo lechoso, provenientes de la erosión del basamento. Sobre los conglomerados, en Isla Entrada, Roca Logan y Surgidero Stokes (Fig. 2) se encuentran areniscas, areniscas conglomerádicas con niveles carbonosos y lutitas finamente laminadas con abundantes fósiles vegetales. Las areniscas están formadas por granos angulosos de cuarzo, mal seleccionados, fragmentos líticos y minerales

opacos, dispuestos en una matriz arcillosa. Si bien no se cuenta con antecedentes directos referidos a la edad de esta secuencia, Forsythe *et al.* (1985b, este volumen) indican para ella una probable edad **eocena media**(?), basándose en la similitud litológica que presenta con la secuencia sedimentaria de Puerto Good, en Isla Byron (Fig. 4). Foraminíferos del Eoceno Inferior fueron encontrados por Forsythe *et al.* (1985b, este volumen) en un pequeño y aislado afloramiento de lutitas de Seno Barrientos, en la zona de Península Tres Montes (bloque de Seno Barrientos).

b) **Secuencia del Grupo Chaicayán:** En las islas Aramis, Crosslet y Hereford aflora una sucesión de areniscas, limolitas y escasos conglomerados. Los niveles inferiores, expuestos en Isla Aramis, se sitúan en discordancia sobre el basamento y están formados por brechas conglomerádicas, ortoconglomerados lítico-cuarcíferos finos y areniscas calcáreas, verdes y amarillas (litarenitas cuarcíferas y grauwas), que alternan con niveles de limolitas y brechas de esqueleto quebrantado. Las areniscas poseen clastos de rocas volcánicas andesíticas, no alteradas, de metareniscas del basamento y rocas plutónicas, junto a fragmentos de plagioclasa de origen volcánico, feldespatos, minerales opacos, biotita, epidota y circón. Estas facies presentan estratificación cruzada, laminación ondulada, marcas de corriente y discordancias intraformacionales y están afectadas por pliegues sin-sedimentarios. Sobre estas capas, en la costa noroeste de las islas Crosslet y Hereford, se dispone una alternancia rítmica de limolitas grises, lutitas calcáreas y areniscas (litarenitas cuarzo-feldespáticas y volcarenitas feldespáticas), con abundante macrofauna de invertebrados marinos y restos de vegetales fósiles. Las areniscas poseen elementos detríticos derivados del basamento (filitas, metareniscas, cuarzo, plagioclasa, muscovita) junto a líticos plutónicos y volcánicos y granos euhedrales de plagioclasa y piroxeno, de origen volcánico y sin alteración. Los niveles aparentemente más altos de la secuencia del Grupo Chaicayán se encuentran en la zona suroriental de las islas Crosslet y Hereford (Fig. 2), donde afloran macizos bancos subhorizontales de areniscas de grano medio a grueso, de color amarillo-verdoso, que contienen abundantes restos de invertebrados marinos, escasos troncos fósiles de hasta 2 m de longitud y niveles de concreciones calcáreas, cuyo núcleo está formado por restos vegetales. El espesor expuesto de la secuencia marina del Grupo Chaicayán supera los 200 m.

En cuanto a su edad, ya Serverín (*in Céspedes*, 1975) indicó una edad miocena, en base al estudio de algunos foraminíferos (*Cassidulina*, *Bulimina*, *Globigerina* . . .) recolectados en Isla Hereford. También de Vries y Slott (1984) estudiaron, en forma preliminar los invertebrados presentes en las islas Crosslet y Hereford, indicando una edad miocena superior. Esa conclusión se apoya en la presencia de *Trochus laevis*, *Polinices pachystoma*, *Cassis monilifera*, *Oliva dimidiata* y *Aturia* sp., entre las formas (o especies) mencionadas por estos autores.

El estudio de foraminíferos efectuado por Forsythe *et al.* (1985b, este volumen) confirmó la edad **miocena superior**, de al menos parte de la secuencia del Grupo Chaicayán. La presencia común de clastos andesítico-basálticos, junto a fragmentos cristalinos de anfíbola y plagioclasa, indica la existencia de actividad volcánica sincrónica y/o inmediatamente anterior a la acumulación de estos sedimentos.

En la costa norte de Seno Hoppner (Fiordo San Pedro; Fig. 2) aflora una secuencia de areniscas macizas y limolitas de color gris, subhorizontales y poco cementadas, portadoras de una variada fauna de moluscos. Su aspecto general es diferente de las areniscas y lutitas que afloran en las islas Chaicayán. Sin embargo, considerando que Forsythe *et al.* (1985b, este volumen) mencionan la presencia de foraminíferos del Mioceno Superior en la boca sureste del Fiordo San Pedro, incluiremos, con reservas, los sedimentos de Fiordo San Pedro, dentro de la Secuencia del Grupo Chaicayán.

Las unidades sedimentarias terciarias de Islas Chaicayán y Península Tres Montes constituyen los afloramientos de borde de la extensa cuenca sedimentaria de Golfo de Penas (Mordojovich, 1983) donde, de acuerdo con el análisis de las líneas sísmicas efectuadas por la Empresa Nacional del Petróleo, existe un gran espesor (3-4 km) de sedimentos subhorizontales, afectados por numerosas fallas de alto ángulo y gran desplazamiento (Forsythe y Nelson, 1985). Esas rocas estarían atravesadas, como parecen indicarlo los perfiles sísmicos, por pequeños stocks de rocas ígneas y a ellas se asocia una gran anomalía gravimétrica negativa. De acuerdo con Forsythe y Nelson (1985), el golfo de Penas sería una cuenca del tipo "pull apart basin" formada por el desplazamiento hacia el norte del "bloque de Chiloé" a lo largo de la falla Liquiñe-Ofqui (Fig. 1). Causa de este movimiento sería el stress horizontal-oblicuo transmitido al

continente sudamericano, por la colisión con la fosa de Chile-Perú, de varios segmentos de la Dorsal de Chile en la zona de Golfo de Penas, durante los últimos 10 Ma. Esos segmentos habrían actuado como "indenters" que, al chocar con el borde continental, produjeron el movimiento dextral hacia el norte del "bloque de Chiloé".

LA OFIOLITA TAITAO

Forsythe *et al.* (1985a) indicaron por primera vez que, en la zona ubicada entre Bahía Barrientos y Bahía San Andrés, en el Pacífico, aflora un complejo de serpentinitas, gabros, enjambres de diques diabásicos y lavas, con intercalaciones de sedimentos, al que denominaron **Ofiolita Taitao**. Este conjunto constituye un bloque basculado hacia el norte, en aparente contacto tectónico con el basamento y el plutón de granodioritas de Cabo Raper (Fig. 2).

Según Forsythe *et al.* (1985a) las distintas litologías que constituyen la Ofiolita Taitao se disponen en fajas de rumbo noroeste. Serpentinitas foliadas constituyen la parte más "profunda" del bloque basculado y están formadas por fenocristales relictos de ortopiroxeno, parcialmente uralitizado, y escaso olivino, dispuestos en una matriz de bastita, crisotilo y abundante magnetita. Los gabros, que suceden a las serpentinitas hacia el noreste, son rocas macizas, de grano medio a grueso, con textura ofítica y cristales de plagioclasa (An_{80-90}), clinopiroxeno, ortopiroxeno y minerales opacos. Los piroxenos se encuentran uralitizados con bordes de anfíbola, los feldespatos están sericitizados y es común la presencia de esfeno (Forsythe *et al.*, 1985a). Los diques tienen textura ofítica y una mineralogía similar a los gabros, con cristales zonados de plagioclasa y, ocasionalmente, cuarzo modal.

La unidad superior de rocas volcánicas, con intercalaciones sedimentarias, es la que ocupa los mayores afloramientos de la Ofiolita Taitao; está muy bien expuesta, tanto en la costa norte del Seno Hoppner como en la costa del Pacífico, al sur de Bahía San Andrés (Fig. 2). Se trata de una sucesión de pillow-lavas, pillow brechas y brechas volcánoclasticas, con intercalaciones sedimentaria. Las lavas son altamente vesiculares y su composición varía desde términos basálticos hasta andesíticos y dacíticos. La mayoría presenta texturas porfíricas y/o traquíticas. Las andesitas y/o ande-

sitas basálticas están formadas por fenocristales de plagioclasa zonados, clino y ortopiroxeno y, en algunos casos, olivino y anfíbola, dispuestos en una masa fundamental con microlitos de plagioclasa, piroxeno y vidrio, encontrándose también rocas con masa fundamental, esencialmente vítrea. Las rocas más ácidas poseen escasos fenocristales de cuarzo.

Las rocas sedimentarias intercaladas corresponden, principalmente, a limolitas grises y areniscas de grano fino, pardo-amarillentas, de aspecto macizo, en parte concrecionales, que afloran junto a brechas sedimentarias de esqueleto quebrantado, formadas por clastos angulosos de andesitas y basaltos, y clastos redondeados de pizarras, filitas, granodioritas y granitos rosados, de hasta 50 cm de diámetro. En las limolitas se intercalan bancos delgados (10-40 cm de potencia) de conglomerados finos, lítico-cuarcíferos, areniscas de grano grueso a fino, con cemento calcáreo y lutitas calcáreas compactadas. Petrográficamente las areniscas son volcarenitas inmaduras, de regular a buena selección, formadas por clastos angulosos de rocas volcánicas, andesíticas y basálticas, fragmentos vítreos, granos individuales o cúmulos de plagioclasa subhedral, piroxenos y anfíbola. A lo largo de la costa, las areniscas contienen, además, clastos de cuarzo bien redondeados y líticos metasedimentarios. Según Forsythe *et al.* (1985b, este volumen) los foraminíferos recolectados en las intercalaciones sedimentarias de la unidad de lavas de la Ofiolita Taitao (secuencia de Seno Hoppner), pueden ser atribuidos al **Plioceno Superior o Pleistoceno**.

En la tabla 1 y figura 2 se presentan los resultados de las dataciones K-Ar (roca total) de ocho muestras de las lavas andesítico-basálticas de la Ofiolita Taitao.

Las edades más antiguas (4,6; 4,4; 4,4 y 3,7 Ma) provienen de las bahías San Andrés y Barrientos (Fig. 2), mientras que edades ligeramente más jóvenes (3,0; 3,0; 2,9 y 2,5 Ma) se obtuvieron en muestras provenientes de la costa noroeste de Seno Hoppner y Bahía Barrientos. Dichas edades indican que la Ofiolita Taitao posee, probablemente, una edad **pliocena**, lo que está de acuerdo con la edad, determinada en base a microfósiles, de las intercalaciones sedimentarias en la unidad de lavas y brechas (Forsythe *et al.*, 1985b, este volumen).

Si bien la "estratigrafía" de la Ofiolita Taitao es parecida a la de otros complejos ofiolíticos, sus

TABLA 1. DATACIONES K-Ar EN ROCAS INTRUSIVAS Y VOLCANICAS DE PENINSULAS TRES MONTES Y TAITAO E ISLA BYRON

No. TERRENO	UBICACION	TIPO LITOLOGICO	MATERIAL	% K	PESO (g)	VOL. Ar.rad. (nl/g)	% Ar. Atm.	EDAD Y ERROR (Ma)(2 σ)
Ofiolita Taitao								
JN-12	Bahía San Andrés	Basalto (pillow)	Roca total	0,475	10.00450	0,082	92,3	4,6 + 1,0
					10.03900	0,120	94,1	
CJ-243	W Bahía Barrientos	Andesita de piroxeno	Roca total	0,192	10.00137	0,032	86,9	4,4 + 1,0
					10.00240	0,034	92,0	
NTM-49	E Bahía Barrientos	Andesita de piroxeno	Roca total	1,555	10.00111	0,263	86,0	4,4 + 0,6
G-143	NE Bahía Barrientos	Andesita de piroxeno	Roca total	1,170	7.02810	0,196	86,2	3,7 + 0,6
NTM-89	NE Seno Hoppner	Andesita de homblenda	Roca total	1,436	3.54025	0,170	90,9	3,0 + 0,8
NTM-83	NW Seno Hoppner	Andesita de piroxeno	Roca total	0,428	4.00227	0,027	98,3	3,0 + 1,4
				0,428	3.50105	0,032	97,9	
				0,426	5.27237	0,100	94,9	
NTM-79C	W Seno Hoppner	Andesita de piroxeno	Roca total	1,263	3.52998	0,141	91,1	2,9 + 0,8
CJ-260	NE Bahía Barrientos	Andesita de piroxeno	Roca total	1,004	8.00097	0,112	96,6	2,5 + 1,3
					10.03414	0,078	97,9	
Plutón Seno Hoppner								
CJ-211	NW Seno Hoppner	Granito	Biotita	7,107	2.00309	1,509	76,6	5,5 + 0,4
CJ-213	NW Seno Hoppner	Granito	Biotita	6,516	1.82490	1,327	65,9	5,2 + 0,3
Plutón Cabo Raper								
CR-1	Costa, 1 km S Cabo Raper	Granodiorita	Homblenda	0,450	2.57131	0,072	95,1	4,1 + 2,4
			Biotita	6,540	0.68117	0,912	80,0	3,6 + 0,6
CR-2	Extremo W Bahía Barrientos	Tonalita	Homblenda	0,618	5.10805	0,083	88,1	3,4 + 0,8
			Biotita	7,274	1.80132	0,942	72,8	3,3 + 0,3
CJ-232	Bahía Barrientos costa SE	Granodiorita	Biotita clor.	2,101	1.26573	0,261	88,1	3,2 + 1,2
Pórfidos Dacíticos de Ortopiroxeno								
G-153	Isla Frontón	Pórfido dacítico	Roca total	1,180	6.11751	0,188	83,6	4,1 + 0,5
NTM-59	Isla Pan de Azúcar	Pórfido dacítico	Roca total	1,229	3.54037	0,183	88,3	3,8 + 0,8
NTM-59A	Isla Pan de Azúcar	Pórfido dacítico	Roca total	1,150	4.00137	0,203	87,8	4,5 + 0,8
NTM-108	Fiordo San Pedro	Pórfido dacítico	Roca total	0,893	10.00189	0,178	92,4	5,1 + 1,3
CJ-201	Fiordo San Pedro	Pórfido dacítico	Roca total	0,877	8.00069	0,152	79,4	4,4 + 0,5
Pórfidos Andesíticos de Homblenda								
NTM-8	Península Lauquén	Pórfido andesítico	Roca total	1,644	3.50081	0,155	79,7	2,4 + 0,5
NTM-100	Cúpula San Pedro	Pórfido andesítico	Roca total	1,237	5.00630	0,037	90,1	0,8 + 0,4
Lavas de Fiordo Newmann								
NTM-110	W Fiordo Newmann	Basalto de olivino	Roca total	0,816	10.00250	0,156	93,6	4,9 + 1,5
Lavas de Isla Byron								
4G-147	Isla Byron	Dacita-riolita	Roca total	3,160	6.00050	11,510	8,5	91,6 + 2,1
					2.00267	11,588	20,3	
4G-148	Isla Byron	Dacita-riolita	Roca total	3,036	6.00045	8,908	14,2	73,9 + 2,4

* Las dataciones fueron efectuadas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Para el cálculo de la edad se utilizaron las siguientes constantes: 1) Decaimiento $K_1^{40} \lambda = 5,543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_g = 4,962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_e = 0,581 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. 2) Proporción atómica $K^{40} = 0,01167\%$ atómica. Peso atómico $K^{\text{total}} = 39,098 \text{ gr}$.

características químicas son inusuales. Forsythe *et al.* (1985a) luego de analizar 27 muestras de esta unidad (gabros, diques, rocas volcánicas) concluyeron que aquella posee una amplia variación en el contenido de SiO_2 (51-65%) y que tiene afinidades químicas "calcoalcalinas", tanto en el diagrama AFM como en el diagrama FeO^*/MgO vs. SiO_2 de Miyashiro (1975).

ROCAS INTRUSIVAS

Tanto el basamento como parte de las secuencias terciarias están intruidas por numerosos stocks, cuyas composiciones petrográficas corresponden a: a) **granodioritas y granitos**; b) **pórfidos dacíticos de ortopiroxeno**; y c) **pórfidos andesíticos de hornblenda** (Fig. 2).

a) **Granitos y Granodioritas.** En la zona de Península Tres Montes existen tres plutones formados por estos tipos de rocas intrusivas. El mayor de ellos es el **Plutón Cabo Raper** expuesto en la costa oeste de Península de Taitao (Fig. 2). Los otros dos son el **Plutón Barrientos**, en la costa suroeste de dicha bahía, y el **Plutón Seno Hoppner**, situado en la costa norte del seno homónimo (Fig. 2). El Plutón Cabo Raper parece estar en contacto tectónico con la Ofiolita Taitao y con el basamento, desconociéndose las relaciones de contacto de los otros dos cuerpos intrusivos con sus rocas de caja, debido a la discontinuidad e irregularidad de los afloramientos.

Los plutones Cabo Raper y Barrientos están formados por granodioritas y tonalitas de grano medio y textura hipidiomorfa-granular. Su mineralogía esencial está caracterizada por la asociación de cuarzo con marcada extinción ondulosa, con subgranos y bordes serrados, ortoclasa intersticial micropertítica, plagioclasa (andesina) con fuerte zonación normal y sericitización incipiente. Los minerales ferromagnesianos son: biotita, normalmente con algo de clorita y epidota e inclusiones de prehnita, y hornblenda verde pálida, por lo general fresca. Los minerales accesorios son apatita, circón y opacos.

El Plutón Seno Hoppner posee, en cambio, una composición monzogranítica, con escasos ferromagnesianos (biotita y anfíbola). El cuarzo se presenta con extinción ondulosa muy débil, sin subgranos y, en sectores, muestra entrecrecimiento gráfico con ortoclasa micropertítica, la que puede tener también un carácter intersticial. La plagio-

clasa es oligoclasa cálcica-andesina sódica, con zonación normal. La biotita está presente en escasos cristales cloritizados y la hornblenda es verde pálida y muy escasa. Los minerales accesorios son esfeno, circón, apatita y opacos. La textura es fanerítica-equigranular, del tipo alotriomorfa-granular, de grano medio. El Plutón Seno Hoppner aflora a lo largo de la costa sólo por algunas centenas de metros y no fue posible observar sus relaciones de contacto con la secuencia volcánicas con intercalaciones sedimentarias de la Ofiolita Taitao.

En la tabla 1 se presentan los resultados de siete dataciones K-Ar efectuadas en los plutones Cabo Raper (5) y Seno Hoppner (2). Las más antiguas corresponden a dos edades en biotita (5,5 y 5,2 Ma), obtenidas en muestras del plutón Seno Hoppner. Las otras corresponden a edades de pares anfíbola-biotita (4,1-3,6 Ma y 3,4-3,3 Ma) de dos muestras del plutón Cabo Raper y una edad en biotita (3,2 Ma) de ese mismo plutón. La buena concordancia entre las edades de anfíbola y biotita del plutón Cabo Raper permite interpretar las edades K-Ar como cercanas a la edad de cristalización. Ambos cuerpos tendrían en consecuencia, una edad pliocena, siendo el Plutón Seno Hoppner algo más antiguo que el Plutón Cabo Raper. Las edades obtenidas en este último plutón guardan concordancia con las edades K-Ar previas, informadas por Munizaga (1970, inédito) (3,0; 3,2 Ma) para muestras del mismo cuerpo intrusivo, provenientes de Puerto Slight.

b) **Los Pórfidos Dacíticos de Ortopiroxeno.** están representados por un conjunto de pequeños stocks y cuerpos intrusivos subvolcánicos, que afloran en las islas centrales del Grupo Chaicayán (Islas Pan de Azúcar, Frontón, Esfinge y Waler) y en la costa sur de Península de Taitao (Fiordo San Pedro; Fig. 2). El cuerpo más representativo del grupo es el intrusivo de Isla Pan de Azúcar, un gran cuello volcánico con estructura columnar, que forma la cumbre más elevada de las Islas Chaicayán. Estos pórfidos son rocas de color gris claro, con fenocristales de ortopiroxeno y oligoclasa fracturada, con zonación normal, que se agrupa en cúmulos de cristales. La masa fundamental es microcristalina y está formada por un entrecrecimiento de plagioclasa y cuarzo sin orientación, junto a minerales opacos, encontrándose, ocasionalmente, clinopiroxeno y biotita finamente diseminada.

Según Forsythe *et al.* (1985a) en las islas del Grupo Chaicayán (Isla Pan de Azúcar) los pórfidos

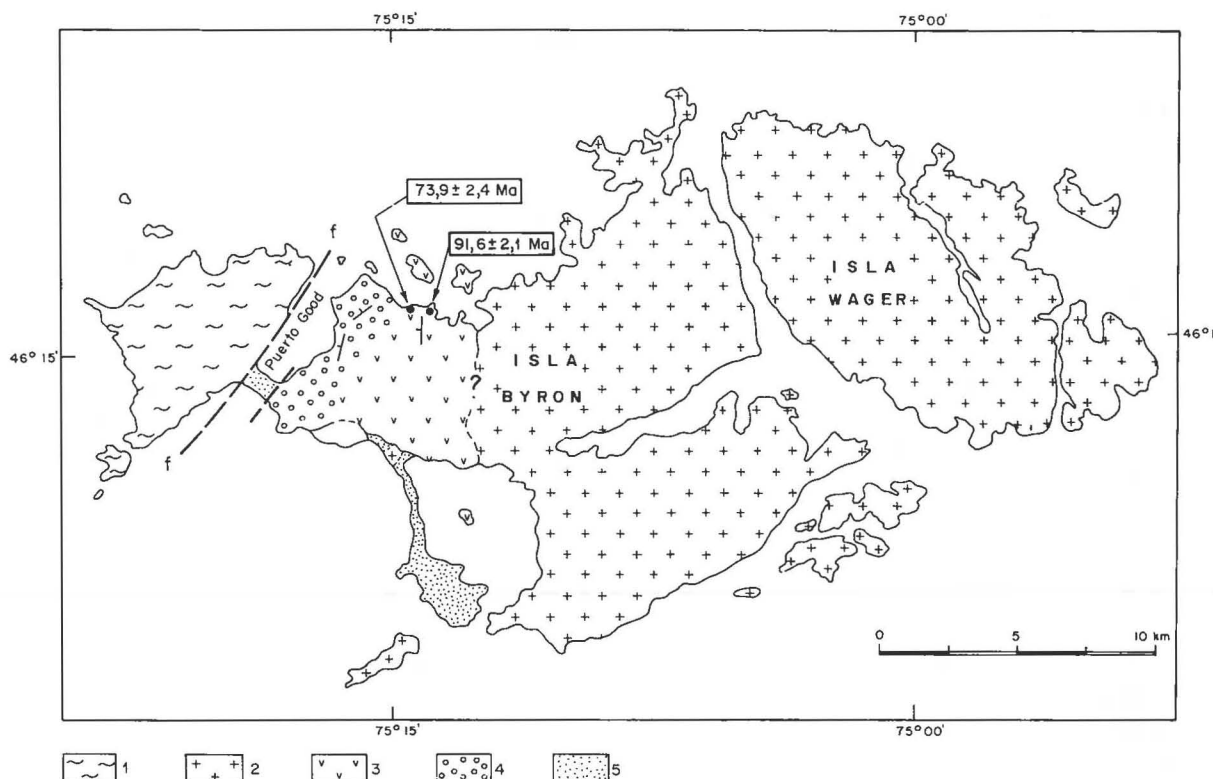


FIG. 4. Mapa geológico de islas Byron y Wager (ubicación en la figura 1); 1. Basamento "pre-jurásico"; 2. Batolito Patagonico (Cretácico?); 3. Lavas dacíticas y riolíticas (Cretácico); 4. Secuencia de Puerto Good (Eoceno); 5. Playas y arenas recientes.

dacíticos intruyen a los sedimentos miocenos. En la tabla 1 se presentan los resultados de las dataciones K-Ar (roca total) de dos muestras de pórfidos provenientes de Isla Pan de Azúcar (3,8 y 4,5 Ma) una de Isla Frontón (4,1 Ma) y dos de la zona de Fiordo San Pedro (5,1 y 4,4 Ma). Estas edades son compatibles con las relaciones geológicas de terreno de los intrusivos e indicarían una edad **pliocena** para ellos. En la zona de los fiordos San Pedro y Newman (Fig. 2) los pórfidos dacíticos están asociados a un conjunto de lavas ácidas y basaltos de olivino. La datación (roca total) de una muestra de estos últimos, proveniente de la costa occidental de Fiordo Newman, indica una edad de 4,9 Ma, concordante con la obtenida en los pórfidos dacíticos.

c) **Pórfidos Andesíticos de Hornblenda.** Rocas de este tipo afloran en dos pequeños stocks ubicados en Península Lauquén y en la zona Cúpula San Pablo (Fig. 2). El stock de Península Lauquén in-

truye a sedimentos del Terciario inferior (Secuencia de Tres Montes). Son rocas de grano medio y color gris oscuro, con fenocristales de andesina cálcica, escaso cuarzo con embahiamientos y hornblenda verde con bordes de reacción de minerales opacos, parcialmente cloritizadas. En Cúpula San Pablo se encuentran, además, fenocristales de ortopiroxeno. La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa y opacos, con una masa microcristalina de cuarzo y feldespatos sin orientación, observándose en algunas muestras abundantes microcristales de apatita.

En la tabla 1 se presentan dos edades K-Ar (roca total) de los pórfidos andesíticos. La edad de 2,4 Ma proviene del stock de Península Lauquén y aquella de 0,8 de la costa al sur de Cúpula San Pablo. Esta última edad es probablemente una edad de rejuvenecimiento, debida a la alteración que presenta la muestra.

ISLA BYRON

Las islas Byron y Wager, al sur del Golfo de Penas (Fig. 1) están formadas, principalmente, por granitoides del Batolito Patagónico. En el extremo occidental de Isla Byron (Fig. 4), aflora una unidad de lavas y rocas volcanoclásticas de carácter intermedio-ácido, con escasas intercalaciones de rocas sedimentarias. Esta unidad, con manteo al oeste, está en contacto, hacia el este, con granitoides del Batolito Patagónico (la naturaleza del contacto es desconocida) y hacia el oeste, está cubierta, en aparente discordancia angular, por 2.000 m de conglomerados y areniscas. (**Secuencia de Puerto Good**; Forsythe *et al.*, 1985b, este volumen.) De acuerdo con los autores citados, la

Secuencia de Puerto Good (probablemente equivalente a la Secuencia de Tres Montes) es portadora de foraminíferos del **Eoceno Medio**. La datación K-Ar (roca total) de dos muestras de lavas dacítico-riolíticas de la unidad volcánica inferior (Tabla 1) indicó edades del **Cretácico Superior** (90,6; 73,9 Ma). Estas edades están de acuerdo con el entorno geológico e indicaría la presencia de actividad volcánica mesozoica en la zona de Golfo de Penas, mucho más antigua que el magmatismo plioceno de Península Tres Montes y, quizás, ligada al magmatismo que dio origen al Batolito Patagónico.

DISCUSION

Las dataciones K-Ar, efectuadas en rocas de Península Tres Montes, indican que una importante actividad magmática ocurrió allí en el rango 5-2,5 Ma. La presencia de rocas magmáticas tan jóvenes en una posición anormalmente cercana a la fosa actual (200 km al oeste de la cadena volcánica activa de los Andes Australes) prueba que su origen no está ligado con los procesos normales de subducción que producen magmas calco-alcalinos.

En la figura 5 se presenta una serie de mapas, que muestran la posición del Punto Triple de Chile Austral (PTCA) en los últimos 10 Ma, contruidos a partir de los trabajos de Cande y Leslie (1985a, b; Leslie y Cande, 1985).

Entre los 6-5 Ma se produjo la subducción, al oeste de Golfo de Penas, del segmento B de la dorsal, limitado por las zonas de fracturas Esmeralda y Tres Montes. Debido a la leve diferencia de rumbo existente entre la dorsal y la fosa (ver Fig. 1), la subducción de este segmento comenzó a los 6 Ma al sur de Golfo de Penas, y a los 5 Ma culminó la de su extremo norte, frente a Península Tres Montes. Entre los 5-3 Ma la geometría del PTCA cambió desde una configuración FFD (fosa-fosa-dorsal) a otra FFT (fosa-fosa-falla transformante). En este período, el PTCA se desplazó lentamente hacia el sur, de tal modo que a los 3 Ma un nuevo segmento de dorsal (C) fue subducido frente a Península Tres Montes. Entre los 3 y 0,1 Ma el PTCA pasa de nuevo a tener una configuración FFT, hasta que, a los 0,1 Ma, comienza a

subducirse el segmento D, al norte de Península Tres Montes (Fig. 5).

De esta reconstrucción queda en evidencia que, frente a Península Tres Montes, se subdujeron dos segmentos de dorsal (B y C), el primero a los 5 y el segundo a los 3 Ma. La zona de Península Tres Montes es única en cuanto a que allí se ha repetido la subducción de segmentos de la Dorsal de Chile, lo que parece no haber ocurrido al sur de la zona de fractura Esmeralda.

De Long *et al.* (1979) desarrollaron un modelo teórico de los efectos térmicos inducidos por la subducción de una dorsal. En la figura 6 se presenta un diagrama que describe las consecuencias térmicas de ese fenómeno. Durante un breve lapso (2-3 Ma), después que la dorsal penetra en la fosa, se produce un violento aumento del flujo calórico en la zona cercana a la fosa, que disminuye muy rápidamente después de la subducción (efecto "soplete" o "blow torch"). Durante ese lapso se crearían condiciones térmicas excepcionales, propicias para la generación de magmas ya sea por fusión parcial del manto litosférico, anatexia de sedimentos del prisma de acreción o emplazamiento de magmas derivados directamente de la dorsal. Estudios efectuados al norte de Península Tres Montes indican que, efectivamente, en la zona del actual PTCA, el flujo calórico alcanza valores mucho más altos que los correspondientes a una fosa "normal" (Cande *et al.*, 1985c), lo cual guarda una buena concordancia con dicho modelo.

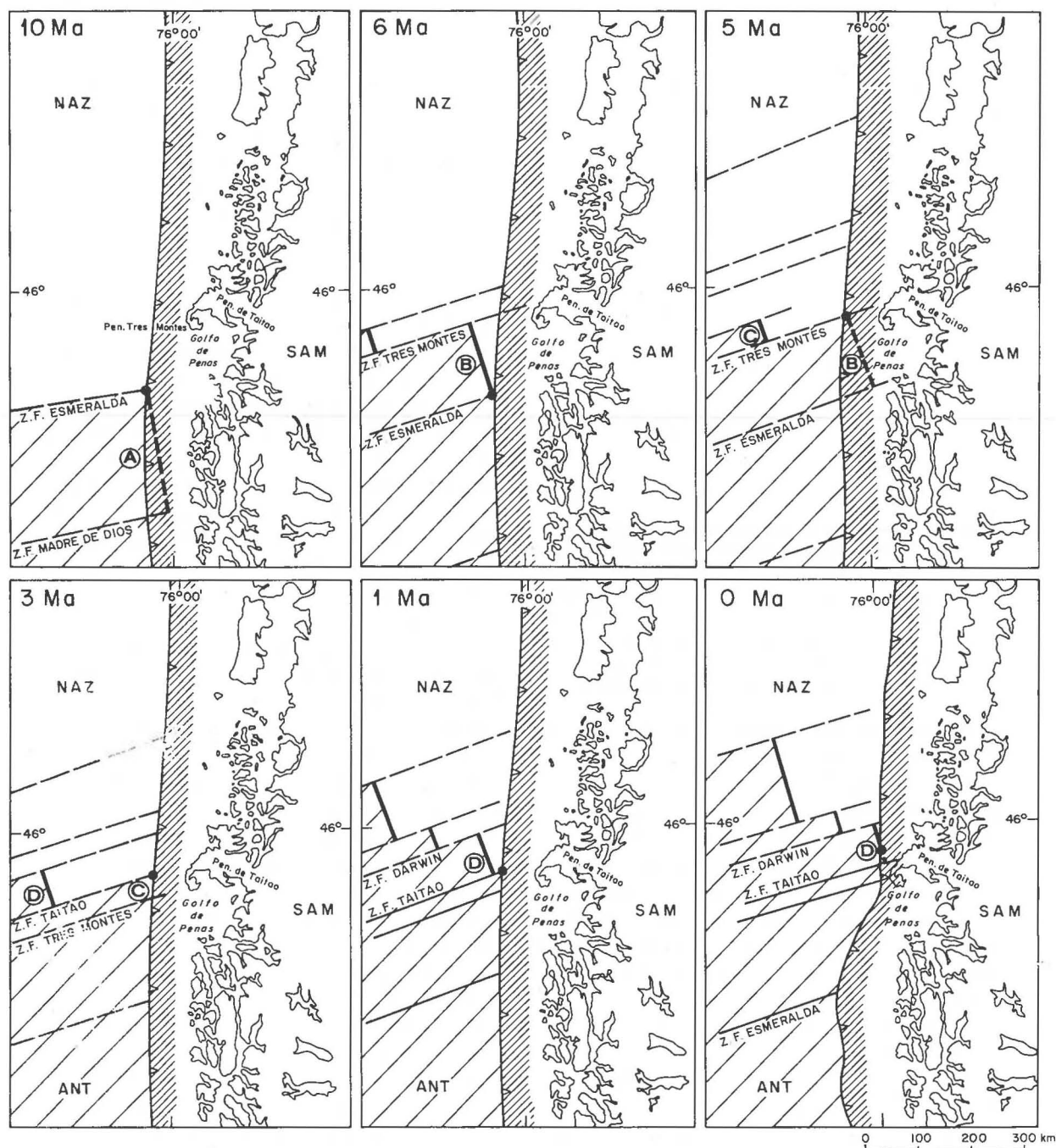


FIG. 5. Reconstrucciones paleogeográficas, que muestran la posición del Punto Triple de Chile Austral durante los últimos 10 Ma, indicando su progresiva migración hacia el norte (la posición del PTCA indicada por el punto en negro) (NAZ: Placa de Nazca; SAM: Placa Sudamericana; ANT: Placa Antártica). La línea gruesa indica los diferentes segmentos de la Dorsal de Chile. Figura construida en base a los datos de Cande y Leslie (1985a, b) y Leslie y Cande (1985).

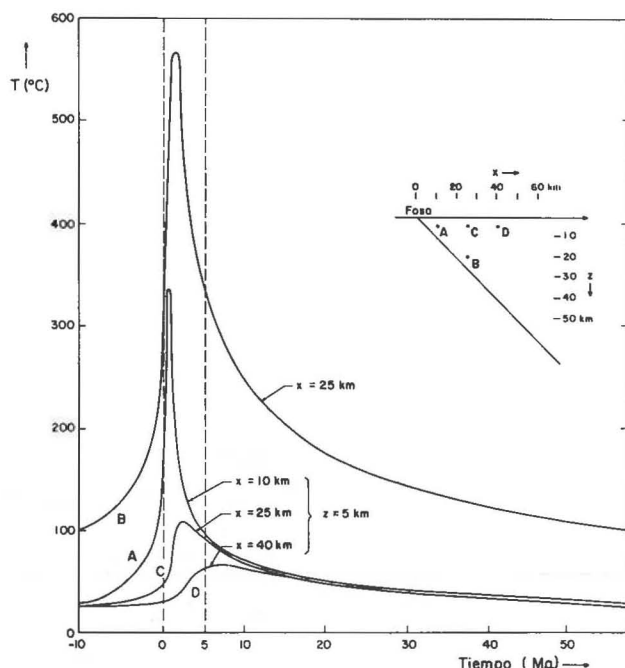


FIG. 6. Diagrama de De Long *et al.* (1979), que muestra el efecto "soplete" ("blow torch") producido por la subducción de segmentos de una dorsal, en forma paralela a una zona de subducción. El gráfico ilustra la historia térmica de diferentes puntos ubicados en las cercanías de la fosa (arriba-derecha), en función del tiempo transcurrido desde el momento (0 Ma) en que la dorsal es subductada.

La edad del magmatismo principal se sitúa en Península Tres Montes, entre los 5 y 3 Ma, inmediatamente después de la subducción del segmento B, lo cual guarda una excelente correlación con la predicción teórica de De Long *et al.* (1979). Sin embargo, la subducción del segmento C, a los 3 Ma, parece no estar acompañada de magmatismo subsecuente mayor, a excepción de los pórfidos andesíticos de hornblenda (stock de Península Lauquén: 2,4 Ma), cuyos afloramientos son muy reducidos.

El origen de los magmas en Península Tres Montes es incierto. En Alaska, la subducción de la Dorsal Farallón-Kula en el Paleógeno (Marshack y Karig, 1977; De Long *et al.*, 1978; Casey-Moore *et al.*, 1983), se tradujo en el emplazamiento de plutones granodioríticos y extrusión de lavas andesítico-basálticas, en una posición anormalmente cercana a la fosa, dentro del prisma de acreción coetáneo (Tysdal *et al.*, 1977; Casey-Moore *et al.*, 1983). De acuerdo con Hill *et al.* (1981) los plutones granodioríticos paleocenos de Alaska (Islas

Kodiak, Shumagin, Sanak) tienen características intermedias entre granitoides I y S de Chapell y White (1974) y se habrían originado, probablemente, por mezcla de magmas derivados de una dorsal (MORB) con sedimentos del prisma de acreción (granodioritas "híbridas"). También, de acuerdo con Casey-Moore *et al.* (1983), las lavas (incluidas en la Formación Ghost Rocks) se habrían formado por un mecanismo parecido. Sus contenidos isotópicos de Sm y Nd se ubican, en "rectas de mezcla", entre basaltos MORB y sedimentos, encontrándose entre ellos desde basaltos toleíticos hasta andesitas calcoalcalinas, similares a las lavas de la Ofiolita Taitao. Un origen de este tipo es quizás posible para las rocas intrusivas y efusivas de Península Tres Montes, aunque se requieren estudios más detallados para verificarlo.

La Ofiolita Taitao plantea problemas difíciles de resolver en cuanto a su modo de emplazamiento. Costa afuera, al norte de Península Tres Montes, donde la zona de fractura Taitao (Fig. 1) intersecta a la fosa, se proyecta un elemento topográfico transversal desde la pared interna de ella ("Taitao Fracture Zone Ridge", Cande y Leslie, 1985b). A este elemento se asocia una notoria anomalía magnética local, que parece indicar la presencia de un núcleo volcánico o ígneo básico, emplazado probablemente a lo largo de la zona de fractura. Un mecanismo similar fue propuesto por Tysdal *et al.* (1977) para explicar el origen de complejos de gabros, diques y basaltos, en los prismas de acreción paleógena de Alaska (Isla Knight, Península Coronation), los cuales podrían haberse emplazado a lo largo de "leaky transforms" en las cercanías del borde continental. La Ofiolita Taitao quizás pudo haberse emplazado de modo similar a lo largo de la prolongación de la zona de fractura Tres Montes (Fig. 5), al este de la fosa. Un modelo alternativo para explicar el emplazamiento de la Ofiolita Taitao, es aquél propuesto por Leslie y Cande (1985), quienes sugieren que la Ofiolita Taitao puede representar a un fragmento de corteza oceánica, formada en las cercanías de la fosa y posteriormente "obductada" sobre el margen continental. Sin embargo, en Tres Montes no existen evidencias estructurales que favorezcan dicha hipótesis. Fuera de ello hay que considerar que la naturaleza "calcoalcalina" de la Ofiolita Taitao se puede explicar mejor al considerar un cierto grado de asimilación *in situ* de rocas del basamento, de acuerdo con el modelo de Hill *et al.* (1981). Cual-

quiera que sea la hipótesis aceptada es, sin embargo, indudable que la zona de fractura Tres Mon-

tes parece haber controlado, de algún modo, el emplazamiento de la Ofiolita Taitao.

CONCLUSIONES

En Península Tres Montes existen evidencias de una importante actividad magmática, intrusiva y efusiva, durante el Plioceno (5-2,5 Ma), cuyo origen parece estar ligado al efecto "soplete" inducido por la subducción, bajo Península Tres Montes, del extremo norte de un segmento de la Dorsal de Chile, a los 5 Ma. La subducción de este segmento habría producido un violento incremento del flujo calórico, que favoreció la formación de magmas a escasa profundidad, los que ascendieron y se emplazaron bajo la forma de stocks de granitoides e intrusivos subvolcánicos, a poca distancia de la fosa. Durante el mismo evento se produjo el emplazamiento de la Ofiolita Taitao, probablemente a partir de magmas que, quizás, subieron a la superficie a través de la zona de fractura de Tres Montes.

La zona de Tres Montes ilustra, de modo espec-

tacular, los efectos magmáticos de la subducción muy reciente (Plioceno) de segmentos de la Dorsal de Chile. La zona de Tres Montes es una región única en la costa de Chile Austral, ya que allí se ha producido, durante el Plioceno, la repetida subducción de cortos segmentos de la dorsal de Chile, separados por fallas transformantes. Lo anterior parece ser una condicionante favorable para la aparición de magmatismo reciente a distancias muy pequeñas de la fosa. Sin embargo, si consideramos la posición de Península Tres Montes, muy al oeste del resto de la costa de Chile Austral no se puede descontar la posibilidad que, al sur de Golfo de Penas, se encuentren también las "trazas magmáticas" de la subducción de segmentos más antiguos de la Dorsal de Chile, situados en la zona de "shelf" o talud continental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se presentó en el Simposio Final del Proyecto No. 120, del Programa Internacional de Correlación Geológica ("Evolución Magmática de los Andes"), efectuado en Santiago en Noviembre de 1985. Un resumen expandido fue publicado, con ocasión del Simposio, en la Revista Comunicaciones (Hervé *et al.*, 1985), junto a los trabajos expuestos en dicho Simposio. Los autores agradecen la cooperación prestada por la Compañía AMOCO durante el trabajo en la zona de Golfo de Penas y, del mis-

mo modo, la dedicación y colaboración de las tripulaciones del R/V "Hero" y la M/N "Capitán Alcázar", Especial mención merece el apoyo prestado en la zona por Orlando Pérez de la Oficina Regional Coihaique del SERNAGEOMIN. Participaron también en el trabajo de campo V. Covacevich (SNGM) junto a S. Barret y G. Tappan (AMOCO). Los autores agradecen la revisión crítica del manuscrito efectuado por F. Hervé y J.C. Parra.

REFERENCIAS

- BAKER, P. F. 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge-crest interactions. *Geol. Soc. London, J.*, Vol. 139, p. 787-802.
- BLOOMER, S. H. 1983. Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana trench, implications for its structure and evolution. *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, p. 7411-7428.
- CANDE, S. C.; HERRON, E. M.; HALL, B. 1982. The Early Cenozoic history of the Southern Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 57, p. 63-74.
- CANDE, S. C.; LESLIE, R. B. 1985a. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *J. Geophys. Res.* (in press).
- CANDE, S. C.; LESLIE, R. B. 1985b. Ridge crest subduction along the Southern Chile margin. *Lamont-Doherty Geological Observatory (Unpubl.)*, 69 p.
- CANDE, S. C.; LESLIE, R. B.; PARRA, J. C.; HOBART, M. 1985. Interaction between the Chile Ridge and Chile Trench: Geophysical and Geothermal Evidences. *Lamont-Doherty Geological Observatory (Unpubl.)*, 38 p.
- CASEY-MOORE, J.; BYRNE, T.; PLUMLEY, P. W.; REID, M.; GIBBONS, H.; COE, R. S. 1983. Paleogene evolution of the Kodiak Island, Alaska: consequences of ridge-trench interaction at a more southerly latitude. *Tectonics*, Vol. 2, p. 265-293.

- CESPEDES, S. 1975. El Terciario de Isla Traiguén y Golfo Tres Montes, Provincia de Aysén. Empresa Nacional del Petróleo (Chile) (Inédito), 8 p. Santiago.
- CHAPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types Pac. Geol., Vol. 8, p. 173-174.
- De LONG, S. E.; FOX, P. J. 1977. Geological consequences of ridge subduction. In Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins (Talwani, M.; Pitman III, W. C.; eds.). Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series, Vol. 1, p. 221-228.
- De LONG, S. E.; FOX, P. J.; McDOWELL, F. W. 1978. Subduction of the Kula Ridge at the Aleutian Trench. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 89, p. 83-95.
- De LONG, S. E.; SCHWARZ, W. M.; ANDERSON, R. N. 1979. Thermal effects of ridge subduction. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 44, p. 239-246.
- De VRIES, T. J.; SLOTT, L. 1984. Neogene fossiliferous deposits in Southern Chile. Antarct. J., U.S., Vol. 19, No. 2, p. 12-13.
- FORSYTHE, R. D.; NELSON, E. P. 1985. Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile. Tectonics, Vol. 4, No. 5, p. 477-495.
- FORSYTHE, R. D.; NELSON, E. P.; KAEDING, M. E.; HERVE, M.; SOFFIA, J. M.; CARR, M. J.; HARAMBOUR, S.; MPODOZIS, C. 1985a. Pliocene near-trench magmatism, southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. Geology (in press).
- FORSYTHE, R. D.; OLSSON, R. K.; JOHNSON, C.; NELSON, E. P. 1985b. New stratigraphic and micropaleontologic observations from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile. Rev. Geol. Chile, No. 25-26, p. 3-12.
- GODOY, E.; DAVIDSON, J.; HERVE, F.; MPODOZIS, C.; KAWASHITA, K. 1984. Deformación sobreimpuesta y metamorfismo progresivo en un prisma de acreción paleozoico: Archipiélago de Los Chonos, Aysén, Chile. In Congr. Geol. Argentino, No. 10, Actas, Vol. 4, p. 211-232. San Carlos de Bariloche.
- GROW, J. A.; ATWATER, M. 1970. Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian arc. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 81, p. 3715-3722.
- HERRON, E. M.; CANDE, S. C.; HALL, B. R. 1981. An active spreading center collides with a subduction zone: a geophysical survey of the Chile margin triple junction. Geol. Soc. Am., Mem., No. 154, p. 683-701.
- HERVE, M.; MPODOZIS, C.; NASI, C.; SOFFIA, J. M.; FORSYTHE, R. D.; NELSON, E. P. 1985. Magmatic effects of Pliocene ridge subduction in the Southern Chile Margin Triple Junction; K-Ar Geochronology. Comunicaciones, No. 35, p. 109-112.
- HILL, M.; MORRIS, J.; WHELAN, J. 1981. Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin and Sanak islands, southwest Alaska. J. Geophys. Res., Vol. 86, No. b-11, p. 10569-10590.
- HSUI, A. T. 1981. Some remarks on the thermal consequences of ridge subduction. Geophys. Res. Lett., Vol. 8, No. 10, p. 1031-1034.
- LESLIE, R. B.; CANDE, S. C. 1985. Fore-arc evolution following a ridge-trench collision, southern Chile. Lomont-Doherty Geol. Observ. (Unpubl.). 35 p.
- MARSHCK, R. S.; KARIG, D. E. 1977. Triple junctions as a cause for anomalously near trench igneous activity between the trench and the volcanic arc. Geology, Vol. 5, p. 233-236.
- MILLER, H. 1979. Das Grundgebirge der Andes in Chonos-Archipel, Region Aysen, Chile. Geol. Rundsch., Vol. 68, No. 2, p. 428-456.
- MILLER, H.; SPRECHMANN, P. 1978. Eine devonische Fauna aus dem Chonos-Archipel, Region Aysen, Chile, und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. Jahrb., Ser. B, No. 28, p. 37-45.
- MIYASHIRO, A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. J. Geol., Vol. 83, p. 249-281.
- MORDOJOVICH, H., C. 1983. Sedimentary basins of Chilean Pacific offshore. In Energy resources of the Pacific region (Halbouthy, M.C.; ed.). AAPG Studies in Geology, Vol. 12, p. 63-82. Tulsa.
- MUNIZAGA, F. 1970. Informe preliminar sobre edades radiométricas en la Provincia de Aysén. Inst. Invest. Geol. (Chile) (Inédito), 14 p. Santiago.
- MUÑOZ CRISTI, J. 1973. Geología de Chile. Edit. Andrés Bello, 209 p. Santiago.
- NIEMEYER, H.; SKARMETA, J.; FUENZALIDA, R.; ESPINOSA, W. 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile, Nos. 60-61, 80 p.
- ORTIZ, F. 1957. Informe de las observaciones geológicas realizadas durante la expedición a la Península de Taitao (Octubre-Diciembre, 1956). Corp. Fom. Prod. (CORFO-Chile), Sec. Geol. (Inédito), 38 p. Santiago.
- PILGER, R. H.; HENYEY, T. L. 1979. Pacific-North America plate interactions and Neogene volcanism in coastal California. Tectonophysics, Vol. 57, p. 189-209.
- RIDDINGHOUGH, R. 1984. Recent movements of the Juan de Fuca plate system. J. Geophys. Res., Vol. 89, p. 6980-6994.
- SKARMETA, J.; NIEMEYER, H. 1975. Observaciones geológicas en los canales de Aysén y Magallanes. Inst. Invest. Geol. (Chile) (Inédito), 44 p. Santiago.
- TYSDALL, R. G.; CASE, J. E.; WINKLER, G. R.; CLARK, S. H. B. 1977. Sheeted dykes, gabbro and pillow basalt in flysch of coastal Southern Alaska. Geology, Vol. 5, p. 377-383.
- UYEDA, S.; MIYASHIRO, A. 1974. Plate tectonics and the Japanese islands: A synthesis. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 85, p. 1159-1170.
- WEISEL, J. K.; HAYES, D. E.; HERRON, E. M. 1982. Plate tectonic synthesis; the displacements between Australia, New Zealand and Antarctica, since the Late Cretaceous. Mar. Geol., Vol. 25, p. 231-277.
- WINKLER, H. G. F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, 334 p. New York.