

LA INTRUSION ULTRAMAFICA DE ESTANCIA TUNEL, Y EL SIGNIFICADO DE LA PRESENCIA DE GRANATE Y BIOTITA EN EL COMPLEJO DEFORMADO DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO

por

ROGELIO D. ACEVEDO *, GABRIEL P. QUARTINO *, y CLAUDIO D. COTO **

SUMMARY

The ultramafic intrusion of Estancia Tunel, and the meaning of garnet and biotite presence in the Deformado Complex of the Isla Grande, Tierra del Fuego.- An ultramafic intrusion located in the coast of Canal Beagle, east of Ushuaia, in the Estancia Tunel area, is described pointing attention in the petrographic and chemical characteristics.

Also the discovery of garnet, biotite and recrystallized muscovite in the schist wall rock is considered as contact metamorphism related with intrusion.

The ultramafic rock is amphibolite-piroxenite with clinopiroxene, hornblende, magnetite, pyrite, esphene, epidote and interstitial alkali feldspars.

Veins of sodic leucosyenite porphyry cuts the ultramafic body evidencing a contrasted differentiation.

The hornblende-piroxenite was intruded into the deformed complex Beagle-Moat-Fagnano in Sierra de Sorondo in the area referred in the geological literature as Yahgan Formation.

Finally are offered mineralogical and structural data about the schists and the later cristalization of garnet, biotite and muscovite, referring also the homologous localities mentioned by Krack.

Introducción

El objetivo de este trabajo es, en un caso, atender a la importancia de la intrusión hornblendo-piroxénica situada sobre las costas del Canal Beagle desde la baliza Escarpados hasta las cercanías de la Estancia Túnel; plutonita que se halla intruída en el Complejo Deforma-

do leptometamórfico de los Andes Fueguinos, y que ha merecido a la fecha mención solamente en un trabajo ajeno en lo principal al objetivo geológico, como se verá luego. En segundo lugar el trabajo pone en conocimiento el descubrimiento de granate en las rocas metamórficas, como asimismo de biotita, y muscovita recrystalizada, presentándose en consecuencia la necesidad de un enfoque sobre el origen de estos minerales en un conjunto leptometamórfico, que aún en sus grados supuestamente más altos no pasa del nivel mineralógico de clorita.

El estudio que aquí se presenta tiene

* Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (C.I.R.Geo).

** Programa de Recursos Geológicos del Centro Austral de Investigación Científica (CADIC)

carácter de un avance, dentro de un estudio de mayor envergadura emprendido por el primero de los autores sobre los procesos deformativos sufridos por las rocas del Complejo de Bajo Metamorfismo que se conoce bajo el nombre de distintas formaciones. Dicho estudio se cumple en el Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos y en el Programa de Recursos Geológicos del Centro Austral de Investigaciones Científicas, instituciones dependientes del CONICET, bajo la dirección del Dr. Bernabé J. Quartino. El segundo de los autores participó del estudio de Estancia Túnel en el terreno a partir de la primera visita efectuada con el director del Programa en el año 1982, siempre con el auxilio del tercero de los autores por su conocimiento específico de la zona.

La denominación de Complejo Deformado Moat-Beagle-Fagnano, empleada en este trabajo, tiene su origen en los estudios en ejecución arriba mencionados (véase Quartino, 1984). El motivo de la elección de esta nomenclatura amplia fue la de postergar por ahora una definición formacional en un complejo litológico estructural en vías de conocimiento. El complejo se refiere al conjunto de afloramientos montañosos de la Isla Grande de Tierra del Fuego, excluido el Terciario, situados al sur de la latitud del Lago Fagnano, incluyendo las islas aledañas del Canal Beagle. Con respecto a los afloramientos de la Sierra de Beauvoir, por el momento quedan fuera del llamado Complejo Deformado.

Antecedentes

Los antecedentes son mínimos en lo que respecta a los que podrían llamarse directos o de la zona precisa de los afloramientos de las *plutonitas ultramáficas*, mientras que en lo que se refiere a la bibliografía sobre la Geología Regional los antecedentes son más amplios y constituyen parte del avance que se ha llevado adelante a través de variadas investigaciones en la zona fueguina.

La única referencia que menciona directamente a las rocas ultramáficas se halla en un trabajo sobre Arqueología (Orquera et al., 1977, pág. 32) referido al yacimiento arqueológico denominado por dichos autores Lancha Packewaia. Los mismos fueron acompañados en una oportunidad al terreno por el Dr. Carlos Azcuy quien reconoció -y confirmó en ulterior consulta con el Lic. Jorge Morelli- "rocas plutónicas negras, de grano grueso, de tipo gabro, con muchos piroxenos y anfíboles" y "una inyección posterior de fluido cuarzoso, que se infiltró por diaclasas para formar diques, y que efectuó digestión parcial de las rocas anteriores, mucho menos ácidas". Precisamente estos son los principales caracteres de campo, de manera que esta cita es ciertamente descubridora de un yacimiento litológico tan significativo.

También puede considerarse un antecedente directo o local la ubicación que Bruhn (1979) hace de un afloramiento en la zona de Túnel-Packewaia (a juzgar por las sólo aproximadas indicaciones del mapa) de rocas que incorpora a las intrusivas del Batolito Patagónico y que homóloga cartográficamente con otros afloramientos del batolito situados en la isla Navarino. Las referencias mencionadas por Bruhn carecen de información petrográfica.

Vale señalar que el último autor (Bruhn, 1979 pág. 1001) expresa que el plutón de la Isla Navarino es posttectónico y de una edad de 81 ± 5 millones de años, según datos publicados por terceros.

Por el contrario, una referencia petrográfica muy ajustada se debe a Kranck en un trabajo muy anterior (1932) que, si bien no se aplica al lugar de afloramiento de las rocas ultramáficas de Packewaia, corresponde a las manifestaciones plutónicas que se encuentran exactamente al sur, en la costa noroeste de la isla Navarino. Kranck, en el trabajo que puede considerarse señero y fundamental de la Geología de Tierra del Fuego, recuerda las muestras obtenidas por Lovisato -que fueron descriptas por Hyades (1887)- correspondien-

tes al descubrimiento -que califica como de gran importancia- de rocas dioríticas, conjuntamente con esquistos que muestran metamorfismo de contacto traducido en la presencia de andalucita y granate. Kranck tuvo la oportunidad de confirmar los detalles arriba mencionados y reportó datos petrográficos adicionales destacando presencia de una típica "diorita andina básica".

Con respecto a los antecedentes de orden más general sobre la Geología de Los Andes Fueguinos, en lo que se vincula con el sector sur al este de Ushuaia, particularmente en la Sierra de Sorondo, ellos adquieren importancia con respecto al segundo rasgo mineralógico que trata este trabajo, esto es el *descubrimiento de la presencia de granate y biotita* en las rocas del Complejo Deformado sobre el Canal Beagle.

Estos numerosos trabajos han abordado aspectos estructurales y litológicos, y más modernamente además -sobre todo Caminos et al., (1981)- aspectos de Geología Regional y formacional, como asimismo otros autores, como por ejemplo Winn (1978) y Bruhn (op.cit.) enfocaron el problema geológico en relación con la Geotectónica.

En la definición de los grados de metamorfismo alcanzados en las rocas leptometamórficas del Complejo Deformado, el hallazgo de granate y biotita al este de la desembocadura del río Olivia y en la Estancia Túnel constituye un aporte al presente trabajo, merecedor de un enfoque crítico.

La contribución más reciente a la Geología de Tierra del Fuego, en lo que respecta a los Andes Fueguinos, fue efectuada por el primero de los autores (Acevedo, 1984) como trabajo individual, y en parte en equipo con los co-autores de este trabajo y en coordinación con el Dr. Bernabé J. Quartino, referente al estudio Petro-estructural, de campo y microscópico, del Complejo Deformado de bajo Metamorfismo, pudiendo verse también los resultados del viaje a Isla de los Estados y extremo oriental de Isla Grande (Acevedo, 1981).

Ubicación de las plutonitas ultramáficas de Estancia Túnel y de las rocas portadoras de granate y biotita y su enmarcamiento en la geología areal.

Como puede verse en la figura nº 1, (mapa de ubicación aproximada de los afloramientos de interés), las rocas del Complejo homblendo-piroxénico, con términos más diferenciados, se extiende desde la baliza Escarpados hasta las proximidades de la Estancia Túnel. El acceso hasta la localidad original del hallazgo de las rocas -esto es Lancha Packewaia- se efectúa a pie o por senda de herradura a lo largo de aproximadamente ocho kilómetros desde la desembocadura del río Olivia en el Canal Beagle, senda que se continúa hacia el este, y que ha sido recorrida hasta el río Encajonado, donde está muy bien expuesto el Complejo Deformado. Las localidades con granate y biotita han sido indicadas en el mapa de la figura nº 13 y se sitúan respectivamente en Estancia Túnel y en los riscos de la costa que se encuentran al este de la desembocadura del río Olivia. También ha sido localizado granate a mitad de camino entre Estancia Túnel y Río Encajonado. Como se ve hay una conexión de localizaciones entre las plutonitas y el metamorfismo de nivel biotita y granate, cuestión que se analizará.

En cuanto a la geología areal, o si se quiere enmarcamiento geológico de los dos temas que aquí se tratan, resultaría conveniente efectuar una primera restricción ciniendo la cuestión en lo posible a la Sierra de Sorondo. Esto por dos motivos: en primer lugar la comparación con los esquistos del monte Olivia exigiría haber ahondado la misma, y en segundo lugar la existencia de un plegamiento apilado y volcado hacia el norte restringe por el momento -a juicio de los autores- una generalización formacional, no porque ésta "a priori" no sea cierta del modo en que ha sido expresada por otros autores en la literatura, sino porque una elección metodológica lleva al presente modo restrictivo que se refiere a la unidad serrana o

morfología.

La literatura geológica define formaciones en los Andes Fueguinos, de manera tal que la zona de la Sierra de Sorondo involucrada puede ubicarse perfectamente en las mismas. Resulta de principal interés remarcar que Caminos et al., (op.cit.) sitúan al Complejo Sedimentario Deformado y Leptometamórfico de la Sierra de Sorondo en la Formación Yahgan y así lo expresa el mapa (pág. 780), incluyendo de tal modo en una misma formación a los paquetes litológicos de Martial, Olivia (o si se quiere según Kühn, 1922, Sierra Nevada de Maciel, Ulewaia) y Sorondo, al sur del gran lineamiento de Carbajal-Tierra Mayor-Lashifashaj. Dentro de esta formación, predominantemente pelítico-psamítica de bajo metamorfismo, los mismos autores indican mediante una rastra especial la presencia de un Complejo Ofiolítico en ubicación que sólo aproximadamente corresponde (por la escala del mapa) a las plutonitas ultramáficas de la Estancia Túnel, cuestión de homologación que queda al margen del presente trabajo. Para Caminos et al., la edad de la Formación Yahgan es titoniano-neocomiana en base a la mención de Suárez (1979, pág. 186) de ammonites y belemnites indicadores de tal edad. Debe advertirse, sin embargo, que este hallazgo fue efectuado en la península Hardy, de manera tal que -por el momento- la correlación cronológica no se ajusta a una deseable exactitud.

Cuando Kranck (op.cit.) fundó la Formación Yahgan, le atribuyó -contrariamente a lo expresado más arriba- una edad paleozoica, como parte de lo que llamó "esquistos de la Cordillera Central".

En un trabajo también reciente, que vale citar aquí por tal motivo, Bruhn (op.cit.) sitúa a la Formación Yahgan en el Jurásico superior-Cretácico inferior.

En síntesis, como ambientación geológica, las rocas ultramáficas y sus derivados de la zona Estancia Túnel se hallan intrudidas en un conjunto sedimentario leptometamórfico con predominio de las facies pelíticas y grauvaqui-

cas, en típica secuencia marina en la cual los autores en dos puntos comprobaron la presencia microscópica de granate y biotita. Estas capas según la literatura geológica son parte de la Formación Yahgan (Kranck, 1932) considerada paleozoica originalmente por su autor inicial, y posteriormente por lo común valorada en la literatura como jurásica superior-cretácica inferior, cuestión ésta de la edad que los autores no abordan. La estructura resulta evidente en secciones aproximadamente norte sur -como se observa en el gran corte del río Olivia- y es claramente de volcamiento de pliegues hacia el norte y desarrollo de un conspicuo clivaje de plano axial inclinado hacia el sur, con algunos apartamientos locales de esta disposición, lo cual es determinante del perfil de la montaña.

El Cuerpo Plutónico Ultramáfico de Estancia Túnel y sus Rocas Asociadas.

En el mapa de la figura nº 1 se indican aproximadamente los afloramientos de las plutonitas y sus venas, pertenecientes a un cuerpo del cual hay elementos de juicio que indican dimensión mayor en profundidad. Las mejores exposiciones de las rocas se hallan en los riscos de la costa como puede verse en la figura nº 2.

Lo más llamativo de los afloramientos lo constituye la continuidad relativamente homogénea, salvo diferencia de grano, de una roca principalmente compuesta por hornblenda en cristales de hasta 7 cm de longitud y más comúnmente de 3 a 5 cm. En estos casos de una variedad tan gruesa no se observa en el terreno ningún mineral leucocrático. En una primera impresión de campo es una hornblendita de textura gruesa carente de orientación interna, de tal modo que la trabazón granular gruesa, a simple vista idiomorfa, muestra que algunos de los cristales de anfíbol se cruzan. Variedades más finas que la descripta fueron observadas más hacia el oeste, cerca de la baliza Escarpados, que al microscopio mostraron ser simila-

res a la roca señalada. Este aspecto del seguimiento de variaciones se habrá de efectuar en una segunda etapa del estudio ciertamente con fines petrológicos.

Excluidas las concentraciones de epidoto, los tipos litológicos sujetos al enfoque petrográfico que va más adelante son tres: a) roca ultramáfica (tipo 1-2); b) roca de grano relativo



FIG. 1

Fig. 1: Mapa de ubicación y afloramientos

El color dominante de la roca tipo es verde oscuro a negruzco, a veces con tintes castaños evidentemente por meteorización. La continuidad descripta se halla interrumpida por las muy abundantes venas leucocráticas (figs. 2 y 3) de color blanco muy contrastantes, y por menos abundantes manchas o venas de color verde amarillento, constituidas por epidoto, de medio a un cm de espesor. Algunos planos de diaclasas netos en el terreno están determinados por la disposición planar del epidoto.

Las venas claras son, la mayoría de las veces, de trazado planar. En otros casos son curvadas o bien cruzadas o anastomosadas en posiciones dominantes subverticales o con inclinación fuerte. El espesor es variable, como se ve en las fotografías (especialmente en fig. 3) donde hay un control de emplazamiento planar acompañado de apartamiento muy irregular del mismo. En el terreno, tienen todo el aspecto de venas tardías del mismo proceso formador de la plutonita ultramáfica.

vamente fino de las venas blancas (tipo 4 y 5) y c) (tipo 3), una variedad que corresponde a la suma de los otros dos tipos con un índice de color mediano, que suele hallarse en continuidad con el tipo primero en las proximidades de las venas blancas. Los números indicados se corresponden con aquellos de los análisis químicos y su graficación.

I. Petrografía, Mineralogía y Datos Químicos

La plutonita ultramáfica (roca tipo 1-2) se caracteriza por variaciones bastante acentuadas en las proporciones de los minerales y en la granularidad, apreciables en distintos cortes delgados. Esto obedece en parte a la presencia de grano muy grueso, alternativo con grano mediano.

Los dos minerales predominantes son *hornblenda* y *clinopiroxeno*, en proporciones tales que en algunos casos predomina el segun-

do sobre el primero y en la mayoría el primero sobre el segundo, a punto de que en algunos de los cortes no se observa piroxeno. Salvo las muestras que exhiben una proporción aprecia-



Fig. 2: Afloramientos de las plutonitas ultramáficas en la costa del Canal Beagle en Lancha Packewaia. Adviértanse las venas leucocráticas.

ble de minerales leucocráticos (sobre los minerales se verá más adelante) la plutonita ultramáfica es definible como una *hornblendita piroxénica con transiciones a piroxenita hornblendífera*.

La síntesis de la composición mineralógica es la siguiente: *hornblenda, piroxeno, magnetita, pirita, apatita, titanita, biotita-flogopita, albita y ortosa*.

La estructura es entre panalotriomorfa e hipidiomorfa, existiendo una relación entre el piroxeno y la hornblenda de no muy clara definición, ya que no se observan fenómenos graduales del tipo de la uralitización. Son sólo

contactos entre granos sin evidente orden de cristalización, o bien pseudo inclusiones de hornblenda de contornos transicionales, existiendo continuidad óptica entre las distintas pseudo inclusiones lo que indica la posibilidad de un reemplazo de piroxeno por anfíbol. Anfíbol y clinopiroxeno varían de anhedrales a euhedrales, estos últimos más pequeños.

El clinopiroxeno es normal, incoloro, biáxico positivo con un ángulo gama c nunca hallado superior a los 44° , lo que puede significar un carácter presumiblemente diopsídico. Fina estructura Schiller se encuentra erráticamente.

La *hornblenda* tiene un pleocroísmo más común z : verde, y : amarillo verdoso, x : verde, observándose además, en algunos casos, tonos levemente azulados. Se agrega que se ha observado un anfíbol fibroso fuertemente coloreado en tonos verdes y azulados (z : celeste algo verdoso a verde, x : amarillento verdoso pálido) que atraviesa granos comunes de hornblenda, y aún al epidoto de cristalización intersticial. Los *minerales opacos* fueron examinados en pulidos calcográficos por la Dra. Eva Arcidiácono de Durán, quien comprobó la presencia de *magnetita* y de *pirita*. Esta última, menos abundante, en parte reemplazada por óxido de hierro. Su distribución es irregular; son xenomorfos mostrando que corroen a los minerales máficos. Su tamaño es variable (de microscópico hasta 3 mm) siempre menor que el del piroxeno o anfíbol. Si bien no es regla constante, existe una frecuencia de asociación entre el mineral opaco y los cristales de *apatita*. Esta *apatita* se encuentra fresca o bien con un fenómeno de opacidad y alteración de color castaño que inhibe toda figura de interferencia. Los cristales de *apatita* son euhedrales a subhedrales.

La *biotita*, de muy bajo pleocroísmo de color castaño (mejor definible como *biotita-flogopita*) es escasa, destacándose que tiene un tamaño menor que los cristales de piroxeno y anfíbol, pero formando parte de la estructura primaria de la roca.

En muchos cortes no se observan *mine-*

rales leucocráticos pero a veces, como atrapados en la estructura granular principal de la roca, se hallan nidos o intersticios con feldespatos alcalinos, sódicos y potásicos. Esta presencia de feldespatos, por su proporción en la roca ultramáfica tipo, no alcanza a modificar la clasificación de la hornblendita-piroxenita.

sienítica subcalina porque los minerales dominantes (en promedio en un 95%) son *albita* y *ortosa* variadamente pertítica, estando estos dos minerales en una proporción estimada de 60 a 40% en el orden expresado. El concepto de subcalinidad alude a la falta de plagioclasa de mayor contenido cálcico que *albita*. Se agrega a estos minerales presencia errática de



Fig. 3: Bloque morénico de la plutonita ultramáfica con venas leucocráticas donde se observa anastomosis de las mismas y variaciones en la potencia

La alteración, además de lo dicho de la apatita, se reduce a la formación de *epidoto* a expensas de los minerales máficos y, a veces, en venas que cortan aún al mineral opaco. Cabe señalar que el *epidoto* se halla en dos formas: una en la alteración de minerales máficos o en venillas, y otra como un mineral de óptica continua que forma parte del agregado granular de la roca, posiblemente por relleno de espacios intergranulares dejados por el edificio cristalino de *anfíbol* y en menor cantidad de *piroxeno*. Este *epidoto* se halla atravesado por el antes mencionado *anfíbol* fibroso.

La roca más opuesta (tipo 4-5), desde el punto de vista composicional con respecto a la descrita, es la que constituye las venas blancas que en el campo se ven como muestran las figuras nº 2 y 3. La roca es de composición

anfíbol idiomorfo, mineral opaco disperso, y pequeños rombos idiomorfos de *titanita*.

La estructura de la vena sienítica resulta de la existencia de granos grandes de *albita* idiomorfa euhedral a subhedral y de *ortosa* pertítica euhedral entre las cuales existe una base microgranular con las mismas especies mineralógicas, pero con predominio manifiesto de *albita*. Tratándose de venas evidentemente diferenciadas y tardío magmáticas, importa la presencia de *cuarzo*. Hasta lo conocido actualmente las venas carecen de *cuarzo* y asimismo de *clinopiroxeno*. Como mineral tardío magmático, o de alteración si se quiere, hay *epidoto*.

El tercer tipo litológico (tipo 3) es intermedio entre la plutonita ultramáfica hornblendo-piroxénica y la roca de composición

sienfítica de las venas, lo cual, como se verá después, resulta interesante para la interpretación petrológica.

Este tercer tipo se caracteriza porque la parte melanocrática, que excede por lo común del 70 al 80%, carece de piroxeno, estando compuesta por *hornblenda* y *magnetita-pirita*. La parte leucocrática se compone de *albita* en

pio se observen rasgos de cataclasis. Así se aprecian como flexuras irregulares en el anfíbol de la hornblendita y dentro de un común no cataclástico. En las sienitas de las venas son rasgos resultantes de cataclasis maclas curvadas y en peine en la plagioclasa, extinciones ondulosas, y la pertitización quizás aumentada por el estímulo de la deformación.

	1	2	3	4	5
S 1 O ₂	38,29	41,56	42,03	60,60	64,01
A l ₂ O ₃	14,81	11,78	18,44	18,67	18,40
Ca O	10,61	12,26	11,44	3,56	1,30
M g O	12,12	11,91	5,20	1,26	1,05
F e ₂ O ₃	6,92	7,05	6,39	2,02	1,64
F e O	7,16	7,01	6,50	0,96	0,77
N a ₂ O	1,64	1,20	2,34	6,25	7,62
K ₂ O	1,26	1,26	1,44	4,08	3,38
T i O ₂	1,54	1,46	1,18	0,30	0,22
M n O	0,20	0,16	0,22	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,42	0,22	0,66	0,10	0,04
H ₂ O ⁺	0,99	0,71	0,52	0,47	0,34
H ₂ O ⁻	0,04	0,12	0,10	0,07	0,05
F e ₂ O ₃ T	14,87	14,84	13,61	3,09	2,38

FIG. 4

Fig. 4: Análisis químicos. (Tabla): 1-2: Hornblendita-piroxenita; 3: Roca leucocrática respecto de 1 y 2 (roca intermedia); 4-5: Venas sienfíticas leucocráticas. Laboratorio: AQUIGE (Laboratorio de Química Geológica y Edafológica). Analistas: Lic. M.R. de Keller, Lic. A. G. de Viglini, Téc. M. Lipai.

mayor cantidad que ortosa, a veces pertítica, que tiene contactos normales con la plagioclasa o bien la corroe. La alteración se traduce en *epidoto* y, en los casos de alteración muy acentuada, en la formación de *sericita* a expensas del agregado leucocrático.

Deformación: no es característica significativa en las rocas descritas. Ya en observaciones del terreno se ha visto que las venas no evidencian estructuras con deformaciones posteriores a ellas. Ello no quita que al microscopio

2. Consideraciones Petrológicas

El cuerpo de piroxenita hornblendítica y sus rocas asociadas ofrece algunos aspectos de interés abiertos a una especulación petrológica. La presencia abundante de hornblenda sugiere una presión de agua considerable de manera tal que avanzada la cristalización de clinopiroxeno, la formación de la hornblenda fue altamente favorecida en un principio probablemente concomitante con la última cristali-

zación de piroxeno, y finalmente con capacidad de reemplazo en este último mineral. De tal manera la ulterior secuencia de cristalización ha sido reglada por la cristalización de los dos minerales anteriores que obraron como retenedores del calcio, además de la presencia de titanita y en parte apatita. Esto a la postre se tradujo en un salto en la posible secuencia de cristalización por diferenciación. Así es que en algunos intersticios de la hornblendita-piroxenita se encuentra feldespató alcalino. El potasio no fue retenido, por la escasez de biotita, y el sodio fue retenido solo en parte a juzgar por algunas tonalidades azules de la hornblendita.

El desarrollo de la etapa tardía magmática en la roca de tipo 1-2 o sea hornblendita-piroxenita, está marcado por la presencia de epidoto como alteración y finalmente como relleno de venillas. Pero debe destacarse que también hay epidoto como grano en la textura normal de la roca, lo que indicaría una gradación en la etapa tardía magmática a partir de la cristalización, o conjuntamente con ella, de la hornblendita normal, luego sucedida por algunos anfíboles fibrosos.

Las venas leucocráticas de la roca tipo 4-5 tienen el carácter de pórfiros dioríticos o sieníticos en general, con albita y con la característica del predominio del sodio sobre el potasio según la composición modal. Existe homología entonces entre la composición de estas venas leucocráticas con la escasa cristalización intersticial en la hornblendita-piroxenita.

El cuadro de evolución de la cristalización ofrece un ejemplo de lo que se conoce como *diferenciación contrastada* ya que no se observaron tipos intermedios.

Podría pensarse que la roca tipo 3 podría ser ese tipo intermedio pero no lo es como indicador de una diferenciación gradual si se piensa que esta roca tipo 3, más leucocrática que la hornblendita-piroxenita pero menos que las venas, es el resultado de la interacción o reacción entre las venas y la roca portadora. Los datos resultantes de los análisis químicos de la

hornblendita-piroxenita y de la roca sienítico-sódica de las venas son consistentes con los análisis conocidos de estas rocas.

Los gráficos de la figura nº 5 -que han sido representados con distintas escalas horizontal y vertical- son demostrativos del aludido salto en la diferenciación, siendo interesante que la roca tipo 3 se halla, si bien dentro del área de hornblendita-piroxenita, más cerca de los puntos correspondientes a las venas (puntos 4 y 5). Es franco el descenso hacia los puntos 4 y 5 del calcio, hierro, magnesio y titanio, y notorio el aumento de potasio y sodio. Este salto, que se manifiesta en la diferenciación modal y los análisis químicos, debe verse con la restricción de la escasez de datos que se presenta.

Con respecto al contenido metálico resultó interesante obtener alguna información referida a Cr y Ni. Los mismos analistas que efectuaron los análisis químicos determinaron por espectrofotometría de absorción atómica sobre solución tenores respectivamente en las muestras 1, 2 y 3 de Cr 199, 166 y 154 y de Ni 30, 58 y 102, todo ello expresado en p.p.m. Al ser las muestras de superficie los datos son interesantes máxime que alientan mejoría para profundidad sobre todo porque en los niveles expuestos no se encuentra al descubierto el posible nivel olivínico.

Finalmente resta expresar que muy probablemente el cuerpo intrusivo ultramáfico está expuesto en su cúpula o parte superior a juzgar por la gran cantidad de venas leucocráticas y por el hecho de que las rocas de caja con metamorfismo de contacto se hallan a considerable distancia de los afloramientos de plutonitas, tal como sucede y se verá en el próximo capítulo, en la desembocadura del río Olivia y mitad de camino entre Estancia Túnel y río Encajonado. Evidentemente el grado de erosión del cuerpo no ha sido muy grande.

Cabe destacar que durante el estudio petrográfico no fueron hallados ni ortopiroxeno ni olivina. Vincular esto con el posible escaso nivel de erosión del cuerpo es solamen-

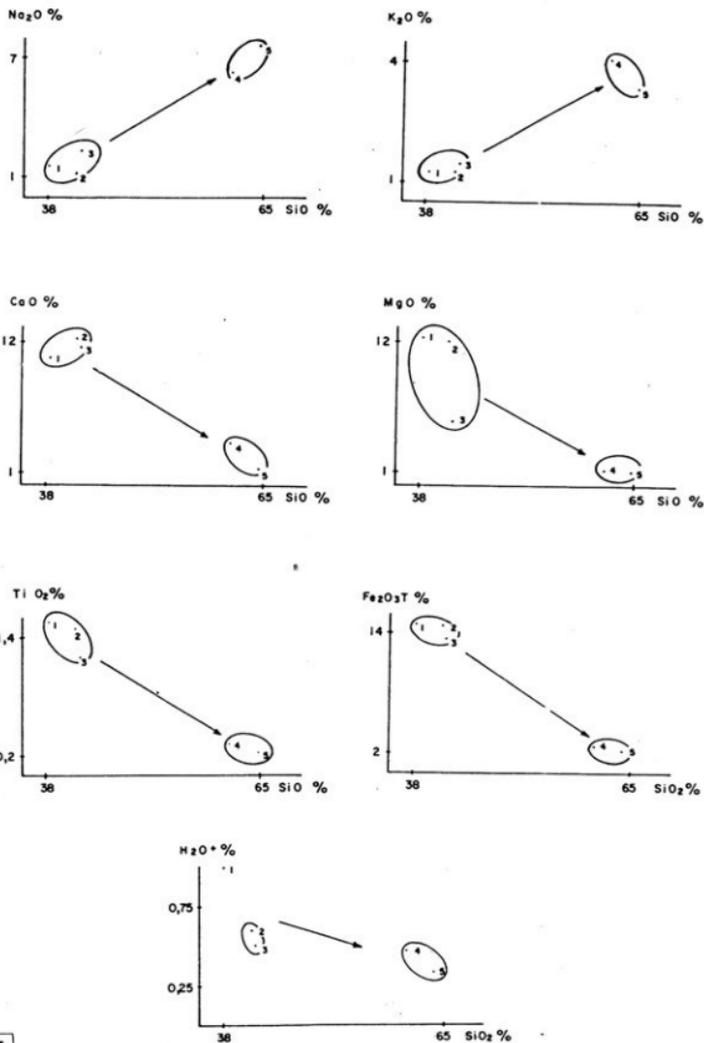
DIAGRAMAS DE VARIACION OXIDOS - SiO₂

FIG. 5

te una idea, pero vale tenerla en cuenta para los estudios que prosigan.

Los Esquistos de la Caja de la Intrusión Ultramáfica y la Presencia de Biotita, Granate y Muscovita Recristalizada

Las rocas que se encuentran al este y al oeste de la zona de afloramientos de la intrusión ultramáfica, y que en primera instancia pueden tomarse como caja de la misma, son una sucesión de psamitas y pelitas de colores negros a grises, con espesores desde pocos centímetros a medio metro en una estructura plegada que ya ha sido mencionada y cuyo

primero, definido por los esquistos de bajo grado en concomitancia con el plegamiento; y el segundo, la recristalización atribuible a la intrusión. Estos dos procesos a veces no son distinguibles muy claramente, mientras que en otros casos es clara la diferencia por la presencia de los minerales que pueden señalarse como indicadores de metamorfismo de contacto tales como granate, biotita, muscovita bien recristalizada y, en algunos casos epidoto.

Los esquistos son de bajo metamorfismo y granularidad por lo general muy fina, con francos efectos de deformación no disimulados por recristalización suficiente. Esta deformación se observa en la frecuente existencia de nódulos de cuarzo (figs. 6 y 8) con estructura

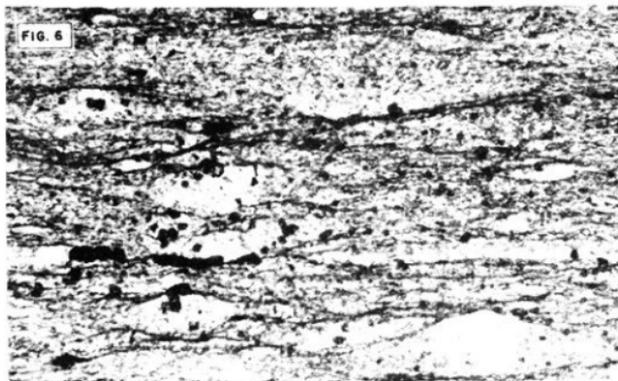


Fig. 6: Lentes cuarzos isoclinados en una estructura esquistos "milonítica". Sin analizador. X 375.

análisis cae fuera del propósito de este trabajo. En el campo y a la observación de muestras de mano no tienen caracteres llamativos con respecto a una simple interpretación como sedimentitas. Escapa a esto la observación de clivaje en ángulo con la estratificación, la apreciación de una textura esquistosa leve y, para el caso de algunas localidades, la fuerte impresión de hornfels como se aprecia muy bien en la Estancia Túnel. Allí las rocas están fuertemente soldadas. Resulta entonces que existen dos procesos estructurales y minerogénicos para la observación microscópica en detalle. El

interior pavimentosa que pueden considerarse como cristaloclastos pero que hacen recordar lo que en la literatura sobre Tierra del Fuego (Kranck, op.cit.: y otros) ha sido señalado como radiolaritas. Cuando los nódulos son ovoidales se alargan según la estructura planar. En otros casos son ya filamentos de cuarzo, quizás del mismo origen, paralelos a dicha estructura. También existen nódulos más finos, y filamentos asimismo de calcita, sugiriendo la posibilidad de que la roca haya sido originalmente calcárea, o bien que la calcita resultado de la extrema destrucción de una roca con minerales

portadores de calcio, tal como sea plagioclasa. Los muy pequeños lentecillos de calcita recuerdan los clastos de arenisca calcárea deformada, o caliza muy impura, resultado de la cizalla, boudinage y partición de niveles de esa composición entre capas menos competentes pelíticas, tal como ha sido observado al pie del glaciar Martial y en el cerro Olivia o Ulewaia. Cabe a esta roca la denominación de esquistos finos o si se quiere esquistos "miloníticos" (figs. 5, 6 y 8) hasta ultramiloníticos, por efecto de cizalla de plegamiento.

vaje en ángulo con la esquistosidad dominante, definida esta última por sericita, clorita, en acuerdo con bandeamiento fino y los ya mencionados filamentos de calcita y cuarzo.

El clivaje se materializa por simples líneas de fracturas muy finas, por isoorientación de filosilicatos muy finos y a veces por una crenulación. En un caso se observó el relleno de este alineamiento del clivaje por mineral opaco, lo cual pone más en evidencia este clivaje menos desarrollado que la esquistosidad común (fig. 7).

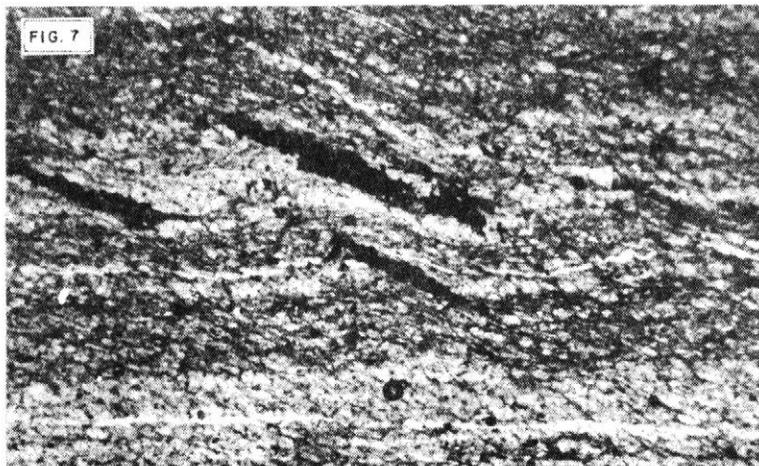


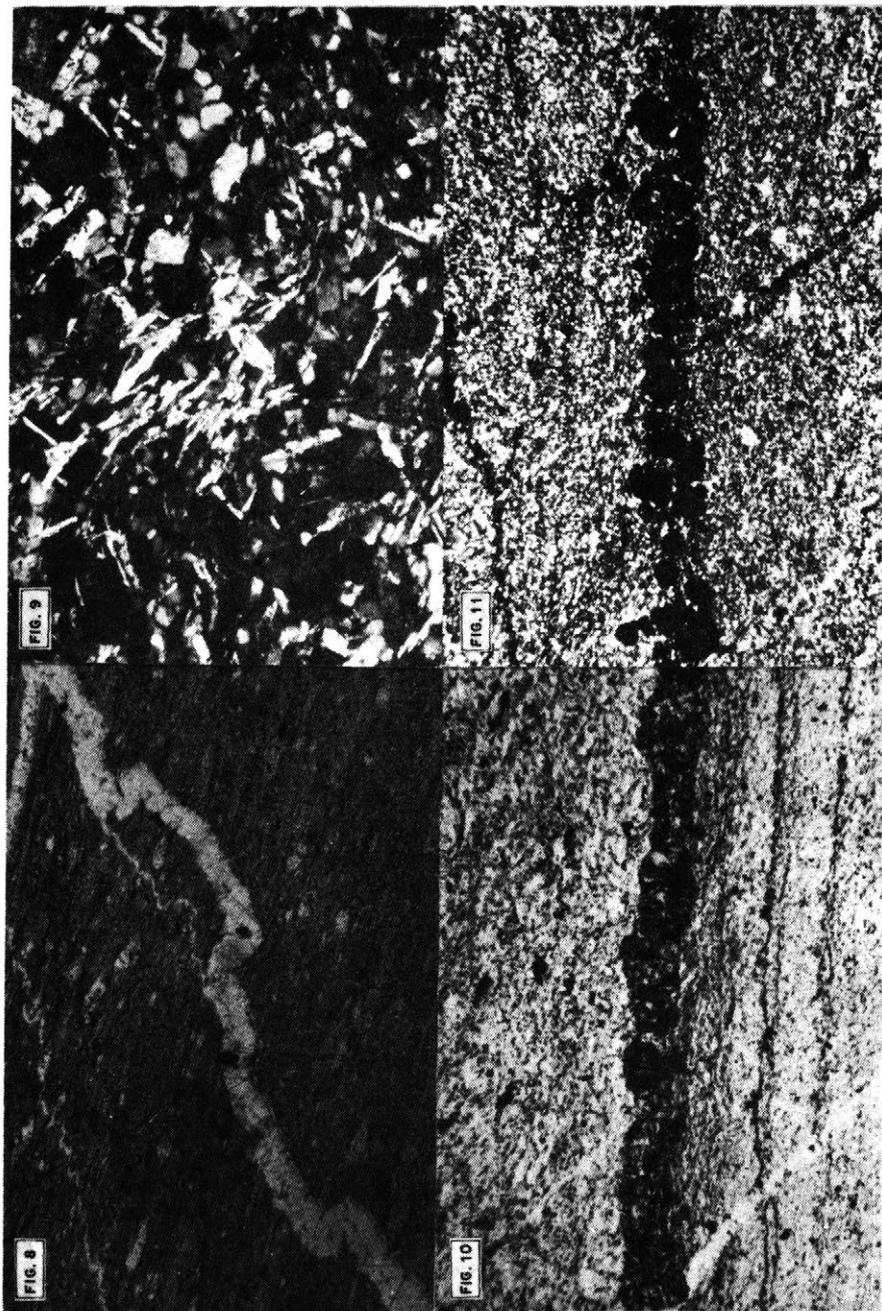
Fig. 7: Clivaje en ángulo con la estructura isoorientada, la cual se dispone horizontalmente en la fotomicrografía. El clivaje es de crenulación, y aditivamente está muy marcado por la localización en él de mineral opaco y venillas cuarzosas. Sin analizador. X 100.

En el campo se han observado espesores de 20 cm de granulometría psamítica fina, con intenso plegamiento disarmónico, entre capas que carecen totalmente de él. Probablemente sean estructuras convolutas de la sedimentación original. En el microscopio también se observan fenómenos análogos en espesores mínimos en agregados pavimentosos de cuarzo entre niveles superior e inferior pelíticos. En una muestra se observó una estructura brechoide por una dispersión de fragmentos angulosos de cuarzo y plagioclasa que llaman la atención sobre una aportación vulcanógena en la sedimentación original.

Otro aspecto que vale mencionar en esta caracterización es la presencia de frecuente cli-

Es muy frecuente que los esquistos finos estén cruzados por venillas microscópicas de cuarzo. Por su orientación son de dos tipos: a) paralelas a la estructura isoorientada o esquistosa; y b) oblicuas, a veces más gruesas y con estructura interna pavimentosa, o de cuarzo en empalizadas normales a las paredes. Las venas a veces tienen también calcita o mineral opaco. Las oblicuas, al cruzar la estructura isoorientada, desarrollan desviaciones y hasta micropliegues cuyo plano axial es el de aquella (fig. 8).

En síntesis, composicionalmente las rocas tienen cuarzo, plagioclasa sódica, sericita, clorita, calcita, pirita, magnetita, como minerales que definen su grado bajo de metamorfis-



Figs. 8-11: 8) Venas de cuarzo paralelas y oblicuas a la esquistosidad. Las segundas en el cruce con aquellas desarrollan micropliegues. Compárese con fotomicrografía de la fig. 6. Sin analizador. X 100. 9) Recristalización de muscovita en láminas bien definidas en un agregado de cuarzo, plagioclasa sódica y granate. Microplegamiento. Con analizador. X 375. 10) Banda de cristales de granate en un esquistio fino con cuarzo, plagioclasa sódica, clorita, sericita y mineral opaco. Junto a la banda de granate, sericita-muscovita recristalizada se dispone paralelamente a aquella. Sin analizador. X 100. 11) Bandas de granate en un esquistio recristalizado. Con analizador. X 100.

mo regional o de plegamiento.

El segundo fenómeno de cristalización - como se dijo ya- se traduce en la formación de biotita y granate como minerales más críticos, y de muscovita y epidoto como minerales acompañantes.

La *biotita* constituye laminillas aisladas pleocroicas en sólo una aproximación a la estructura en "sal y pimienta" o bien sus láminas se orientan según la esquistosidad por cristalización mimética. Con la *muscovita* bien recristalizada (fig. 9) sucede principalmente esto último. El epidoto es de grano muy fino y variable en cantidad, posiblemente por la composición original de la roca. En cuanto al *granate*, es de grano muy pequeño, microscópico, de color amarillento, muchas veces con turbidez interior central, posiblemente por óxido de hierro idiomorfo en su gran mayoría. Se halla disperso o bien concentrado en contactos entre espesores de distinta granularidad (figs. 10 y 11); habiendo también una tercera y llamativa for-

Estos esquistos con cristales de granate muy abundantes y a veces con biotita -no tan abundante- fueron hallados originalmente en la desembocadura del río Olivia. Por tal motivo plantearon la cuestión de si se trataba de la detección de un metamorfismo regional de mayor grado que el conocido en la zona. Los mencionados caracteres petrográficos de la disposición de la biotita y el hallazgo de estos minerales en las rocas con evidente aspecto de hornfels de Estancia Túnel volcaron la interpretación hacia el entendimiento de un metamorfismo de contacto, el cual también ha sido detectado a mitad de camino entre Estancia Túnel y río Encajonado. De tal modo no se aportan elementos de juicio para la sospecha de un metamorfismo regional de grado superior al que podrían definir sericita-clorita. Esto adquiere el carácter de aviso sobre cualquier eventual hallazgo de biotita en el Complejo Deformado exigente sin duda de un enfoque crítico.

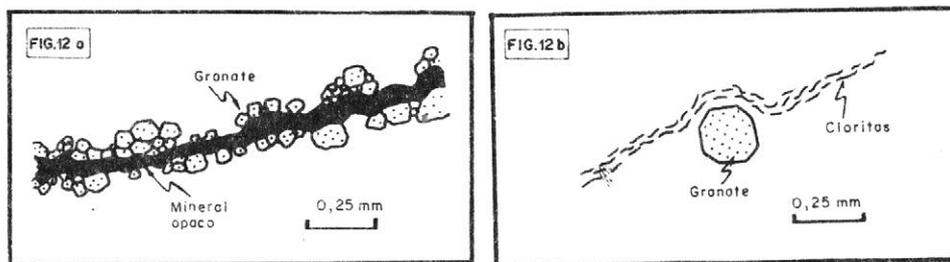


Fig. 12: Detalles sobre disposición del granate. a) Cristales de granate crecidos junto a mineral opaco en estricta localización. b) Cristales de granate que han curvado la esquistosidad.

ma de localización, que es la de adosamiento a filamentos de mineral opaco, presumiblemente magnetita. Esta última localización y el color amarillento sugieren la presencia de hierro en la composición de granate, sin que se tenga otro dato (fig. 12 a).

Se ha observado que en algunos casos el granate, al crecer en el agregado pelítico, ha curvado la esquistosidad con buena sugerencia de que es una cristalización tardía o postcinemática (fig. 12 b).

Comparación con otros hallazgos preexistentes de minerales relacionables con metamorfismo de contacto.

Kranck (op.cit.) prestó atención a la presencia de minerales que en algunas localidades a su juicio eran indicadores de metamorfismo de contacto a ambos lados del Canal Beagle y más al oeste y noroeste. En la figura nº 13 han sido ubicadas las localidades referidas por Kranck como asimismo -con los números 11 y

12- las correspondientes a este trabajo.

Las localidades ubicadas por Kranck son las siguientes:

1. Bahía Hope. Granate y andalucita (según Lovisato).
2. Isla Clarence. Granate, andalucita y biotita.
3. Bahía Pluschow. Granate y biotita.
4. Fiordo Martínez. Granate.
5. Bahía Groth-Hansen. Biotita.
6. Puerto Olla. Granate y biotita.
7. Bahía Yendegaia. Biotita.
8. Lago Roca. Biotita.
9. Ushuaia. Andalucita (según Nordenskjold).
10. Isla Navarino. Granate y Andalucita.

te que lo mismo se observa en Estancia Túnel en las rocas con metamorfismo de contacto.

La dispersión de las localidades citadas por Kranck relacionadas con el Complejo Deformado Beagle-Moat-Fagnano en la Isla Grande de Tierra del Fuego, sumadas al hallazgo correspondiente al presente trabajo, llama la atención sobre el interés del seguimiento litológico con investigación microscópica.

La interpretación hecha sobre el metamorfismo de contacto tiene el carácter de la detección de un episodio térmico localizado, evidentemente postectónico con respecto a la deformación aguda de los esquistos. Esto con-

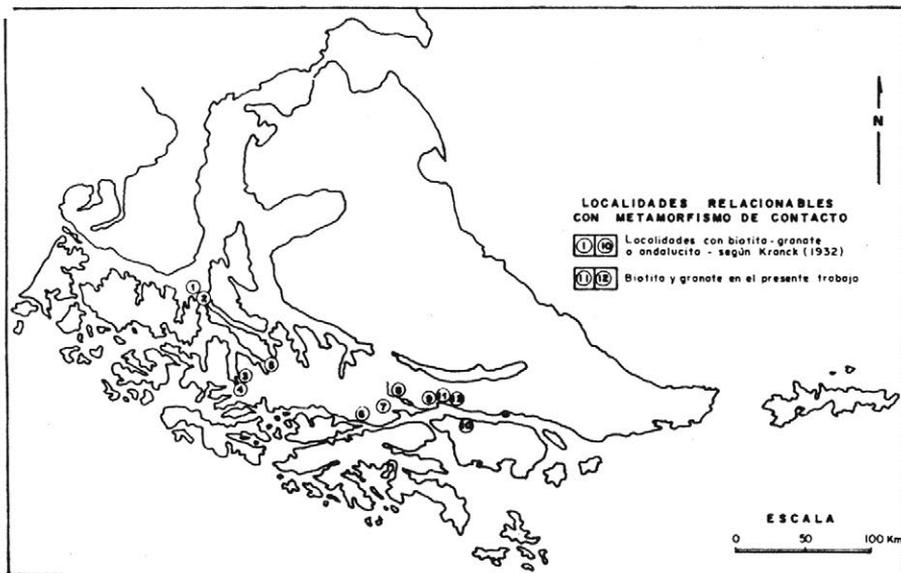


Fig. 13: Localidades relacionables con metamorfismo de contacto.

La localidad nº 10 es la que reviste mayor interés por hallarse enfrentada, Canal Beagle por medio, con la zona de Packewaia. Aquí la referencia por parte de Kranck al metamorfismo de contacto es bien clara ya que menciona a una intrusión de "diorita andina básica" hornblendífera.

Esta intrusión diorítica según dicho autor distorsiona los esquistos resultando interesan-

te con la apreciación de la deformación menor, aunque no ausente totalmente, de la intrusión ultramáfica y sus rocas asociadas.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecido reconocimiento al Dr. Bernabé J. Quartino quien dirigió el estudio. Asimismo agradecen

también al personal del CIRGEO y del CADIC -Institutos del CONICET- que colaboró en la elaboración del trabajo, en especial al Sr. R. Asta por la confección de los cortes petrográficos, al Sr. G. Giordanengo por el dibujo de los mapas y a la Sra. M. de Varela y al Sr. J. Gambino por el mecanografiado del manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- ACEVEDO, R.D. 1981. Expedición geológica a la Isla de los Estados (Informe preliminar).- Nat. Sc. Found. U.S.A. (Inédito). CIRGEO, CADIC.
- 1984. Estudio petro estructural de unidades formacionales en complejos deformados de bajo metamorfismo. CONICET. Beca de Iniciación. Informe Final. (Inédito). CIRGEO.
- BRUHN, R.L. 1979. Rock structures formed during back arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. -Bull. geol. Soc. Am. V. 90, Part I: 998-1012.
- CAMINOS, R.; M.J. HALLER; O. LAPIDO; A. LI-ZUAIN; R. PAGE y V. RAMOS. 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. En: Actas VIII Congr. geol. argentino. III. 754-786 pp.
- HYADES, P. 1887. Mission Scientifique du Cap. Horn. T. IV Geologie, Paris.
- KRANCK, E.H. 1932. Geological investigation in the Cordillera of Tierra del Fuego; -Acta geogr. Helsin. 4 (2):
- KUHN, F. 1922. Fundamentos de Fisiografía Argentina. Biblioteca del oficial. (XLIX-L) Bs.As.
- ORQUERA, L.A.; A.E. SALA; E.L. PIANA y A.H. TAPIA. 1977. Lancha Packewaia Arqueología de los Canales Fueguinos. Ed. Huelmul. Bs.As.
- QUARTINO, B.J. 1984. Proyecto de Investigación y Desarrollo. Investigaciones geológicas, petrológicas y estructurales de los Andes Fueguinos de la Isla Grande de Tierra del Fuego e islas aledañas (Complejo Deformado Moat-Beagle-Fagnano). CIRGEO-CONICET. Buenos Aires. (Inédito).
- SUAREZ, M. 1979. A late Mesozoic island arc in the Southern Andes; Chile.- Geol. Mag. 116 (3): 181-190.
- WINN, R.D. 1978. Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Islands: a sedimentary approach to lithosphere plate restoration.- Bull. geol. Soc. Am. V. 89: 533-547.