O/H.2222
R26p.
v.3
10098
46710
CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES
BIBLIOTECA
Dr. Manuel Belgrano

PROVINCIA DE TIERRA DEL FUEGO, ANTÁRTIDA E ISLAS DEL ATLÁNTICO SUR

CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES

PROSPECCIÓN DE ROCAS ORNAMENTALES EN LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO

III

INFORME FINAL

Sierra Lucio López (otoño del 2006).

ROGELIO DANIEL ACEVEDO

Ushuaia, julio de 2006

46710
CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES
BIBLIOTECA
Dr. Manuel Belgrano

INDICE

		Página
1.	OBJETO DEL PROYECTO	03
2.	METODOLOGÍA DE TRABAJO	04
3.	ANTECEDENTES	07
	3.1. INTRODUCCIÓN	07
4.	MEMORIA GEOLÓGICA	08
	4.1. MARCO GEOLÓGICO	08
	4.2. CUADRO ESTRATIGRÁFICO-GEOLÓGICO	10
	4.3. MAPA GEOLÓGICO REGIONAL	11
5.	LAS ROCAS ORNAMENTALES DE TIERRA DEL FUEGO	11
	5.1. CRITERIOS UTILIZADOS PARA LA SELECCIÓN	11
	5.2. INDICIOS DE ROCAS ORNAMENTALES	12
6.	ESTUDIOS DE DETALLE	13
	6.1. EL CUERPO ULTRAMÁFICO DE TÚNEL	13
	Petrografía	16
	Ensayos tecnológicos	21
	6.2. LA CANTERA DE PENÍNSULA USHUAIA	22
	Ensayos tecnológicos	24
	Cerro Trapecio	25
	6.3. LA CANTERA DEL CERRO JEU-JEPÉN	27
	Petrografía	30
	Estructuras	33
	Antecedentes...como roca de aplicación	35
	Ensayos tecnológicos	36
	6.4. EL PLUTÓN DIORÍTICO MOAT	43
	Alteración	47
	Isótopos de Sm/Nd	48
	6.5. EL COMPLEJO PLUTÓNICO BEAUVOIR	49
	Ensayos tecnológicos	53
	6.6. LAS VOLCANITAS CORDILLERANAS	55
	Ensayos tecnológicos	59
	6.7. LAS PIZARRAS CRETÁCICAS	63
	Ensayos de desgaste	65
	6.8. OTROS CUERPOS ERUPTIVOS BÁSICOS	66
	El gabro del puente quemado	66
	Los cuerpos de Spion Kop	67
	6.9. LA GRANODIORITA DE PUNTA SINAÍ	70
	Ensayos tecnológicos	71
	6.10. LAS ARENISCAS TERCIARIAS	72
	Ensayos tecnológicos	73
	6.11. LAS ROCAS ORNAMENTALES DE PENÍNSULA MITRE	75
7.	GEOQUÍMICA	78
8.	EVALUACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS	83
9.	BIBLIOGRAFÍA	84
	Listado de figuras, láminas y tablas	86

1. OBJETO DEL PROYECTO

En aras de conocer el potencial de las rocas monumentales y ornamentales aflorantes en el vasto territorio de la isla Grande, el Gobierno de la Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur encargó en el año 2005 al Consejo Federal de Inversiones la realización de un trabajo de prospección y estudio de dichos materiales.

Cuando se habla de rocas ornamentales se hace referencia a aquellas rocas que sin sufrir otros tratamientos diferentes de los procesos normales de corte, pulido o tallado, son empleadas para fabricar productos que exhiban sus propiedades naturales. Esta denominación genérica excluye por tanto a otro tipo de rocas y materiales que sufren mayores transformaciones desde su estado natural como trituración, mezclado, cocido, etcétera. Deben ser rocas que por su elevada compactación y existencia en afloramientos naturales, sean apropiadas para la explotación en forma de grandes bloques.

Aunque de hecho, la mayor parte de las rocas se han utilizado alguna vez como materiales ornamentales, este término se asocia básicamente con granitos, mármoles y pizarras.

Comercialmente hablando, cada uno de esos términos comprende un grupo de rocas de apariencia y propiedades similares, entendiéndose como "granito" a toda roca ígnea de textura granosa e incluyendo en el "mármol" a las calizas en general.

Con la aparición en el mundo moderno de materiales de construcción como hormigón, acero, aluminio, plásticos y cerámicas, se debería haber asumido la desaparición de la piedra como elemento constructivo y ornamental. Aunque inicialmente se produjo un descenso en su consumo, hoy en día es un material que se destina a usos variados y proporciona excelentes resultados. Es que la elección de la roca como elemento constructivo ó decorativo responde a que constituye un material factible de ser usado para minimizar los impactos ambientales (visuales), tan observados en los tiempos que corren, en especial en una zona turística como la Tierra del Fuego, ya que existe una diversidad de texturas, colores, y acabados para cada uso. La piedra desarrolla un envejecimiento lento y ennoblecido. Otra característica es su expresividad. Tiene además una gran resistencia a la intemperie y durabilidad. En síntesis, los tres factores más positivos para utilizar rocas ornamentales en construcción son su calidad, durabilidad y elegancia.

Los usos de la roca ornamental son variados, tales como paramentos, revestimientos, solería y cubiertas, todos ellos de uso exterior, a la intemperie. Como mobiliario urbano,

en plazas y paseos. Del mismo modo, como elemento complementario de la construcción residencial e interiorismo. También como material de ornamentación, realce suntuario y arte funerario.

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

La exploración geológica de localidades críticas en el estudio de rocas con posibilidades de ser aprovechadas como materia prima monumental y/u ornamental ha permitido la localización de sitios de interés litológico minero en la isla Grande de Tierra del Fuego.

Merced a un exhaustivo muestreo se obtuvieron especímenes representativos de las diversas litologías aflorantes -susceptibles de ser aprovechadas con beneficio económico- que fueron estudiadas bajo lupa binocular y microscopio petrográfico y enviadas a laboratorios externos en un caso para su análisis químico de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas e isótopos de Samario y Neodimio, que permitirían su clasificación, datación geocronológica y petrogénesis; y por otro, para la realización de ensayos físicos mecánicos en orden a determinar su caracterización tecnológica, que establece la idoneidad en su empleo. Así por ejemplo la capacidad de un granito o de un mármol en adquirir brillo es muy importante desde un punto de vista estético e incluso influye en su precio de venta, sin embargo, es más importante conocer su porosidad si se coloca en el exterior, puesto que esta propiedad, unida al revestimiento exterior en un edificio ubicado en una zona de bajas temperaturas como en las ciudades fueguinas, pueden hacer que un aplacado de fachada se fisure y acabe por desprenderse, lo que representa un grave problema de seguridad y costos. Además conocer el comportamiento de las piedras asegura su durabilidad en el tiempo. Por ello, investigar las características de la roca permite su adecuación de uso.

El revestimiento en las paredes de un local comercial exige una menor meticulosidad en el análisis de esas características que, por ejemplo el aplacado de fachada de un edificio.

Los ensayos sobre la piedra natural tienen en síntesis los siguientes objetivos:

1. La descripción de la calidad mecánica de la piedra natural.
2. El establecimiento de su idoneidad determinada para un uso concreto.
3. El análisis de su alterabilidad, es decir la capacidad de la piedra para resistir al medio físico en el que se encuentra sin deteriorarse.

Los ensayos tecnológicos, físicos y mecánicos, practicados para algunas de las muestras de rocas obtenidas para este trabajo fueron los siguientes:

Ensayos mecánicos:

Resistencia a la compresión.

Es el parámetro básico en el análisis del comportamiento mecánico de un material pétreo. Ha de tenerse en cuenta que la piedra natural no es un material homogéneo, que presenta discontinuidades más o menos significativas en su masa e, incluso, que su conducta puede verse sensiblemente modificada por el sistema de corte y disposición del mismo respecto al lecho de la piedra. A estos factores ha de añadirse la disminución de la capacidad resistente de ciertas rocas al encontrarse saturadas por agua. Estos aspectos deben ser evaluados por el proyectista y el director de obra deberá comprobar la adecuación del material servido a obra con el ensayado.

La determinación se realizó según norma ASTM C 170-94 en condición seca, sobre probetas cúbicas de 7 cm de arista (Fig.1).

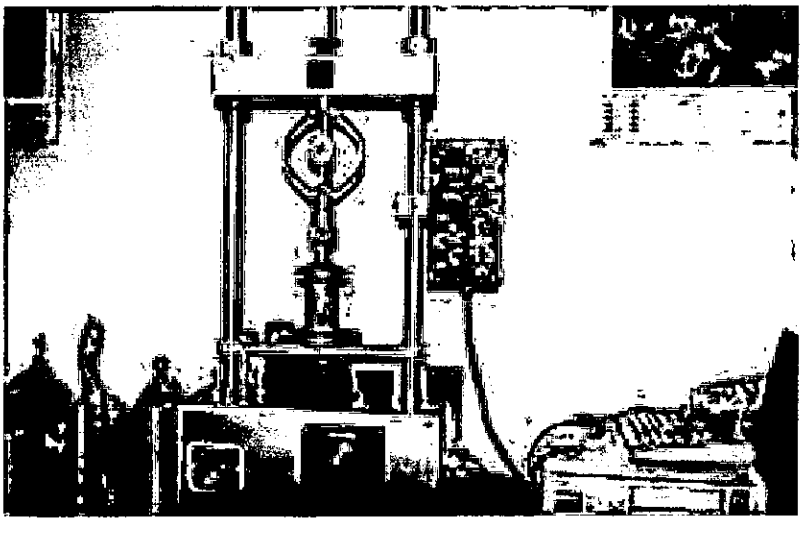


Figura 1: Modelo de ensayo de resistencia a la compresión simple.

Resistencia a la flexión.

La resistencia a la flexión estará íntimamente ligada al comportamiento frente a la compresión. En soluciones de fachada, el conocimiento del comportamiento a flexión es muy importante en una región como la patagónico fueguina debido a que la acción del viento, mediante presiones y succiones, hará que el aplacado de fachada deba soportar, apoyado única y muy puntualmente en los anclajes, momentos flectores significativos.

La determinación se realizó según norma ASTM C 880-85 adecuada a las dimensiones (probeta de 6 cm de lado) y cantidad de las muestras recibidas.

Resistencia a la abrasión o desgaste:

Realizado mediante el ensayo con la máquina Dorry, que permite determinar el comportamiento de una roca según el deterioro por rozamiento al ser sometido al tránsito.

Ensayos físicos:

Densidad (según norma IRAM 10602)

La densidad relativa aparente se define como la masa por unidad de volumen y en éste se incluyen los poros de la roca. A diferencia de la densidad real que sólo tiene en cuenta la densidad de los minerales que la componen.

Absorción (según norma IRAM 10602)

Esta propiedad deberá evaluarse por lo que puede significar de reducción de la capacidad de la roca a absorber agua tras largos períodos de lluvia o en ambientes de alta humedad. El grado de absorción y la naturaleza de la composición de la roca pueden llevar a aconsejar su empleo únicamente en interiores.

Porosidad abierta (según norma IRAM 10602)

Refleja el mejor o peor comportamiento mecánico previsible de la roca que será anclada puntualmente. Este factor, junto a la absorción está íntimamente ligado con la heladicidad.

3. ANTECEDENTES

3.1. INTRODUCCIÓN

Los estudios científicos de exploraciones e investigación sobre las rocas de los Andes Fueguinos han sido dispersos y puntuales en resultados y en publicaciones. La nómina halla su centro en la exploración y estudio de E.H. Kranck en 1932, y tanto es así que su cita y apreciación nunca falta en posteriores contribuciones, aun cuando éstas hayan aportado datos y criterios de importancia.

La primera etapa de investigaciones de nuestro país comprende a Guido Bonarelli (1917) y su mapa geológico de simple presentación, y a Horacio Harrington (1943) por sus observaciones en la Isla de los Estados, que caracterizaron la deformación de vulcanitas ácidas y concretaron un cuadro estratigráfico hoy valedero.

Fueron pioneros los trabajos avanzados por la Dirección de Minería y Geología de Buenos Aires bajo la dirección de Cristián Petersen (1949) en los cuales participaron entonces jóvenes geólogos que habrían de ser luego destacados estudiosos, entre ellos Guillermo Furque (1966) y Horacio Camacho (1948), de obligada mención en la actualidad. Así fueron descubiertos los cuerpos granitoides de Heuhuepén (Jeu-Jepén) y Spion Kop.

Continuaron después diversos estudios, que más adelante se referirán, hasta que en las décadas del '70 y del '80 dos instituciones nacionales volcaron su interés en la geología de superficie en Tierra del Fuego. Fueron la antigua Dirección de Minas y Geología, ó Secretaría, en la Isla de los Estados y en la Isla Grande (Caminos 1975, Caminos y Nullo 1979, Caminos et al. 1981) y el Conicet, que lo hizo a través del CIRGeo, con apoyo del Museo de Ushuaia y del CADIC. Vale mencionar especialmente la aportación de Caminos (1980) a la descripción e interpretación de la Cordillera Fueguina en el Segundo Simposio de Geología Regional Argentina.

La vinculación de lo que habría de ser el CIRGeo con la geología de Tierra del Fuego había nacido en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, allá por la década del 60, cuando el profesor Dr. Tomás Suero consultó al Dr. Bernabé J. Quartino sobre muestras de Cordillera Alvear. Eran rocas altamente deformadas con estructura milonítica o de esquistos de bajo grado con plegamiento agudo isoclinal en el detalle, que habría de ser comprobado años después en la Sierra Martial, de donde lo citó E.H. Kranck en 1932. El desafío de estudiar este complejo rocoso inspiró al Dr. Quartino para crear el Programa de Recursos Geológicos, uno de los pilares fundacionales del CADIC, en 1981, y esta

actividad se prolongó hasta la actualidad (Acevedo et al. 2002), y discípulos de sus discípulos continúan a través de una nueva generación de jóvenes geólogos el trabajo iniciado un cuarto de siglo atrás (Elsztein 2004, González Guillot et al 2005, Cenni 2005, Iovine 2005, Biel Soria en prep.).

Como se ha visto, la investigación y estudio científicos de las rocas ígneas de Tierra del Fuego se encuentra en estado de progreso y avance gracias a la utilización de nuevos métodos y equipamiento. Como contraparte, los trabajos sobre Geología Aplicada no han tenido un desarrollo acorde (Acevedo 1997) a excepción de los controles de cantereo sobre la roca del cerro Jeu-Jepén, utilizada como materia prima de obtención de bloques para la construcción del rompeolas del Puerto Caleta La Misión de Río Grande.

4. MEMORIA GEOLÓGICA

4.1. MARCO GEOLÓGICO

La geología de la Tierra del Fuego muestra caracteres sencillos y complejos. Los primeros se refieren a la estratigrafía general y los segundos resultan de los rasgos tectónicos. Desde el punto de vista estratigráfico se efectúa aquí una simplificación abarcadora de la denominación y número de formaciones del Jurásico y Cretácico inferior para alcanzar el esquema sencillo de la continuidad fueguino-patagónica.

En el aspecto estructural se acepta la existencia de un arco orogénico, observando que el plegamiento y la deformación se extienden desde las capas mesozoicas hasta las eoterciarias.

La entidad geológica conocida como Complejo Deformado de los Andes Fueguinos (Quartino et al. 1987 y 1989, Acevedo 1988) fue fundada con la idea de reunir en una única denominación a varias unidades litoestratigráficas vinculadas por su común condición geológica cordillerano-patagónica y sometidas a procesos de complejidad estructural similar de deformación, pliegues volcados, corrimientos y bajo metamorfismo regional en un ambiente de arco orogénico, postergando la definición de formaciones hasta la llegada en el futuro de estudios detallados y superadores.

El cuadro estratigráfico de ordenamiento y descripción de unidades formacionales de la región puede ser enunciado en forma simple como integrado por capas del Jurásico superior-Cretácico inferior marino (Formación Yahgán, Kranck 1932) sobrepuestas a

vulcanitas y sedimentitas jurásicas (Serie Porfirítica, Harrington 1943) y cubierto a su vez por sedimentitas del Cretácico superior marino, el todo plegado y afectado por metamorfismo.

Por encima se halla el Terciario marino, también plegado, y, por debajo del conjunto, un basamento metamórfico aflorante en Chile que, con el nombre de esquistos de Lapataia (Borello 1969), se lo ha mencionado en forma recurrente para la esquina sudoccidental de la parte argentina de Isla Grande.

Todo intento de avance y abordaje formacional sobre el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos debe formularse partiendo de la Formación Yahgán (Kranck 1932), la más prominente y extendida unidad geológica de Cordillera Fueguina, cuya continuidad areal es, empero, aún hoy materia de discusión.

Las rocas representativas de la F. Yahgán son metapelitas y metaareniscas bandeadas, con niveles ftaníticos y, ocasionalmente, caliza impura.

El metamorfismo regional de la Formación Yahgán es de bajo grado, inferior a la facies de esquistos verdes, a nivel de zeolitas, con la presencia de prehnita y pumpellyita (Caminos 1980).

Se añade a lo anterior la constatación aislada de metamorfismo de contacto que ha producido neomineralización (hornfels de flogopita-granate) y aumento de la compacidad de las metapelitas (Acevedo et al. 1989).

Si bien hay algunos afloramientos de esta formación que han brindado datos fehacientes, cronológicos, puntuales, procedentes de las cercanías del canal Beagle, sobre una edad titoniano-neocomiana en Chile (Aguirre Urreta y Suárez 1985) y aptiano-albiana en nuestro país (Dott et al. 1977, Olivero y Martinioni 1996), sus relaciones geológicas no son siempre claras y todavía hoy surgen muchas dudas de caracterización entre las unidades componentes del Complejo Deformado.

La magnitud de la complejidad nomenclatural encontrada en la geología fueguina es evidenciada por el hecho de que por debajo del Cretácico superior la literatura registra decenas de denominaciones, cuya mención no se repetirá aquí, fruto de las aportaciones de diversos autores. En todos los casos se halla plenamente justificada tal imposición de nombres, sea aplicada a conjuntos litológicos o formaciones, pero ello establece no solamente una complicación, sino también promueve una disminución del valor de la identidad de las unidades correspondientes. Lo anterior es bastante clarificador y abre la

posibilidad, o quizás transitoria necesidad, de insistir en una simplificación de la nomenclatura. Tal simplificación revive el concepto de Cordillera Fueguino-Patagónica, con rasgos muy simples de unidad estratigráfico-regional.

La complicación puede llegar a ser excesivamente dificultosa para una clarificación necesaria o final. Esto vale de por sí, y la cuestión se amplía cuando la identificación de unidades o formaciones es dudosa a punto de acudir a refinamientos particularmente paleoambientales o paleosedimentarios.

4.2. CUADRO ESTRATIGRÁFICO-GEOLÓGICO

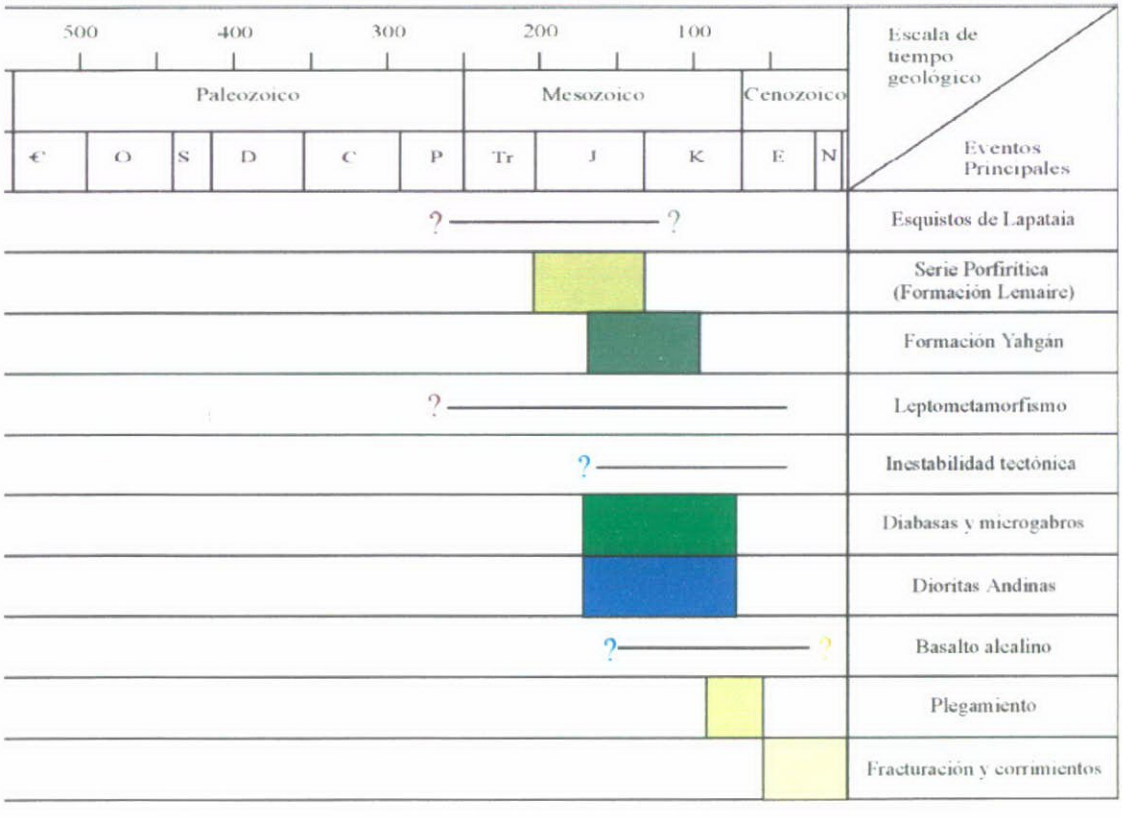


Figura 2: Cuadro estratigráfico-geológico regional.

4.3. MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

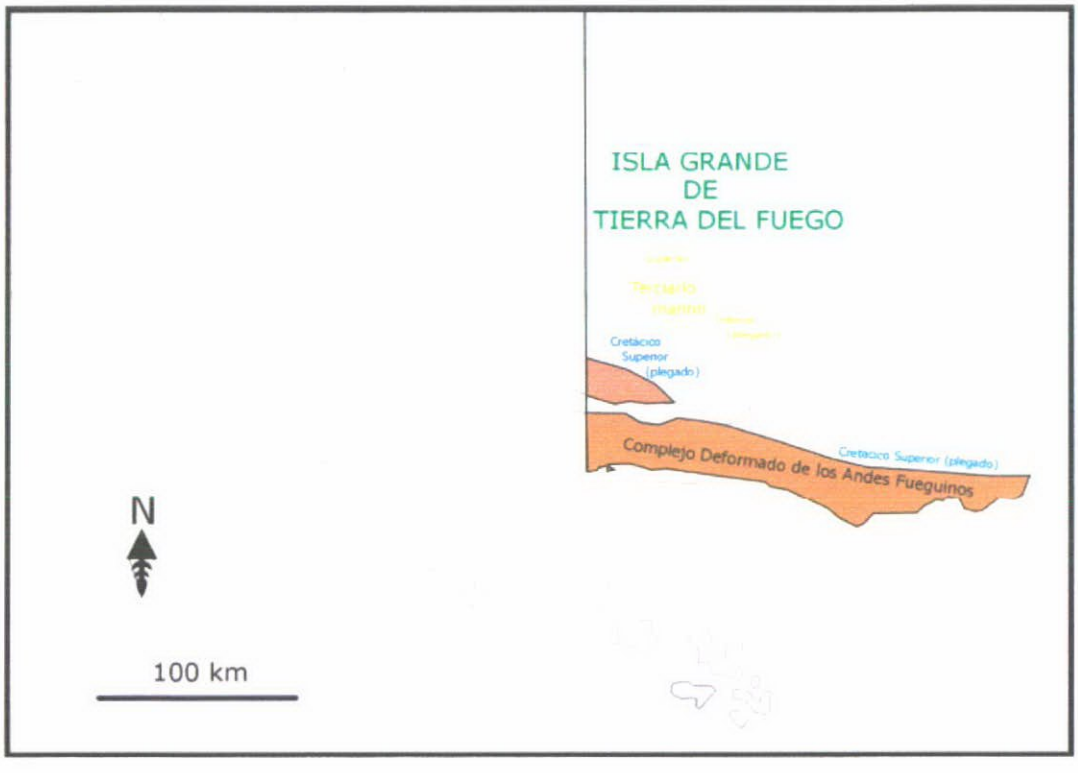


Figura 3: Mapa geológico regional resaltando en anaranjado el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos, que sirvió de caja a las rocas granitoides (Dioritas Andinas) estudiadas en este trabajo.

5. LAS ROCAS ORNAMENTALES DE TIERRA DEL FUEGO

5.1. CRITERIOS UTILIZADOS PARA LA SELECCIÓN

La prospección de rocas ornamentales se orientó al estudio, en primer lugar, de aquellas rocas ya conocidas y empleadas como rocas de aplicación, esto es las "rocas duras" y algunas areniscas y pizarras, así como en la búsqueda de nuevos afloramientos de rocas granitoides. Sobre ellas se efectuaron los primeros ensayos tecnológicos, punto de partida de cualquiera valoración de los materiales pétreos para su uso ornamental, y algunos análisis químicos e isotópicos para su clasificación y estudio comparativo.

5.2. INDICIOS DE ROCAS ORNAMENTALES

Las rocas llevadas al laboratorio de ensayos tecnológicos fueron (Fig.4):

1) La plutonita ultramáfica de Estancia Túnel;

2) los cuerpos diorítico y dacítico de península Ushuaia;

3) la Diorita Jeu-Jepén, con sus tipos hornblendita, diorita, sienita y monzonita;

4) las volcanitas cordilleranas de la Serie Porfirítica (riolitas) y las basalto-andesitas;

5) los bloques erráticos de composición granodiorítica de Punta Sinaí; y

6) las areniscas terciarias marinas de la estepa;

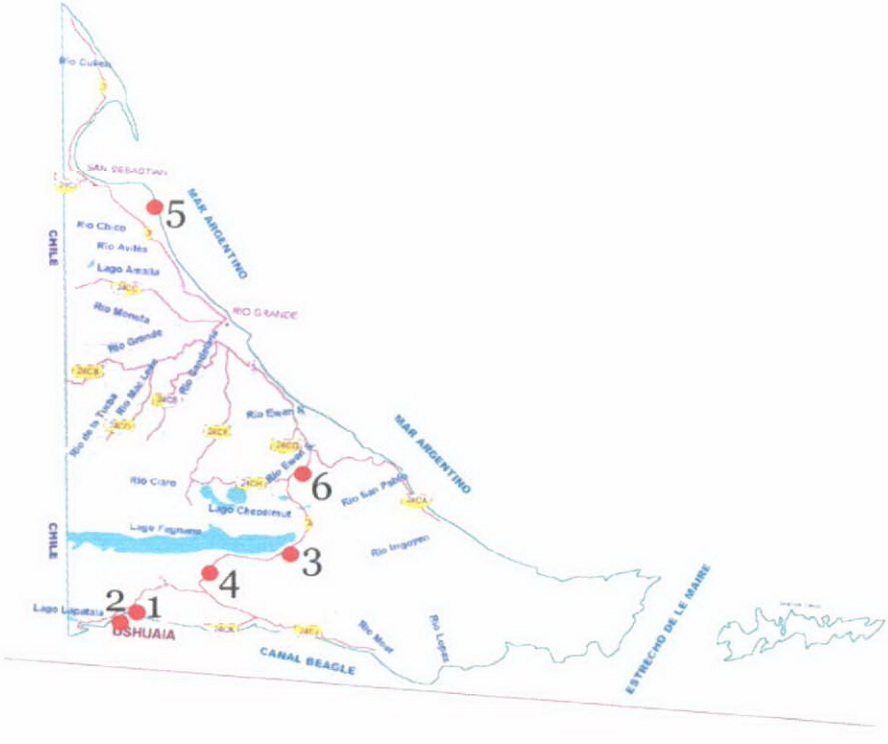


Figura 4: Ubicación geográfica de las rocas sobre las que se efectuaron ensayos tecnológicos.

Pero también se efectuaron ensayos mecánicos sobre las pizarras de la ubicua Formación Yahgán y el basalto regional y se evaluaron las posibilidades de los nuevos hallazgos de rocas granitoides descubiertos en este trabajo, estos fueron la plutonita de la sierra Beauvoir (con ensayos de resistencia a la compresión de los tipos diorita y sienita), el complejo plutónico de la sierra Lucio López y el cuerpo oculto del cerro Trapecio mencionándose asimismo las calizas fosilíferas con potencial ornamental del sector norte de la isla y los bloques glacimarinos ("piedras bola") del litoral atlántico.

6. ESTUDIOS DE DETALLE

6.1. EL CUERPO ULTRAMÁFICO DE TÚNEL

Inmediatamente al Este de Ushuaia, a partir de la desembocadura del río Olivia, aunque mejor expuesta desde la baliza Escarpados, donde termina el camino costero, aflora una roca ígnea ultramáfica a lo largo de 2,5 km sobre el acantilado litoral marino, interrumpiéndose inmediatamente antes del casco de la Estancia Túnel. Su continuidad hacia el Norte, disimulada por el tupido bosque de lenga, se proyecta en superficie unos 1.600 m, hasta la sierra de Sorondo, gracias a la acción erosiva de un arroyuelo que desemboca en el paraje Lancha Packewaia.

Dicho cuerpo ultramáfico se encuentra atravesado por venas claras, que intruyen a un conjunto sedimentario leptometamorfizado, con predominio de facies pelítica y grauváquica, en típica secuencia marina: la conocida Formación Yahgán.

La información magnetométrica (Hoja 5569-II SeGeMar 1998) sugiere que estas rocas y sus venas pertenecen a un cuerpo de mayores dimensiones areales y en profundidad (Fig.5).

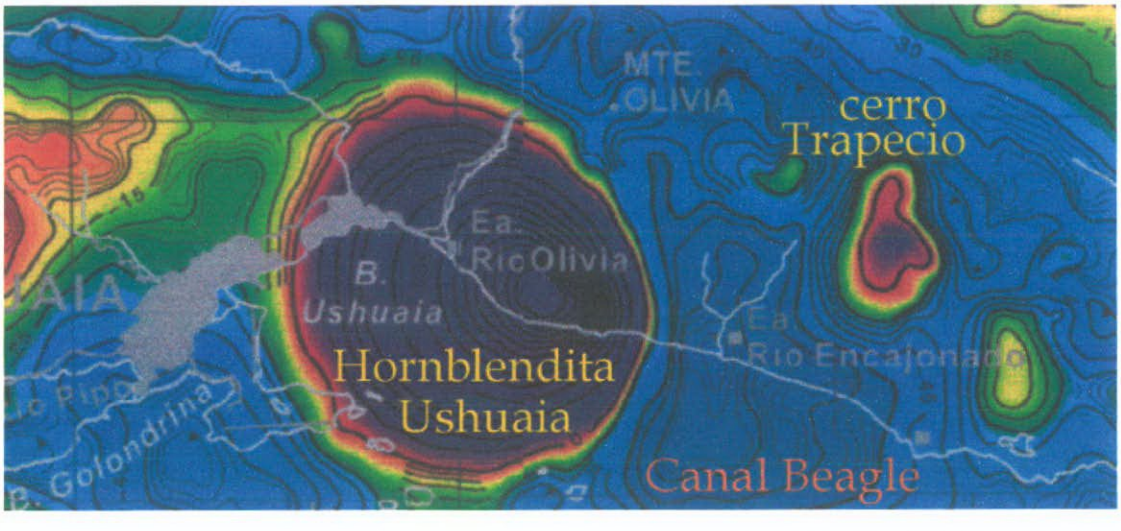


Figura 5: Aeromagnetometría del área donde aflora la plutonita ultramáfica (Hornblendita Ushuaia)

Las mejores exposiciones de las mismas se hallan en los riscos de la costa. 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 10 cm de longitud y más comúnmente entre 3 y 5 centímetros. En estos

casos de una variedad tan gruesa no se observa en el terreno ningún mineral leucocrático. La primera impresión de campo es la de una hornblendita de textura gruesa careciente de orientación interna, a punto de que la trabazón granular gruesa, a simple vista idiomorfa, muestra que algunos cristales de anfíbol se cruzan. Variedades más finas que la descripta fueron observadas más hacia el Oeste, cerca de la baliza Escarpados. Algunas son gabro-dioríticas y así fueron definidas por primera vez. Recientemente se han clasificado nuevas variedades tonalítica, monzonítica y piroxenítica.

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 de color blanco a rosáceo muy contrastantes, y por menos abundantes venas y rellenos de diaclasas de color verde amarillento, constituidas por epidoto.

Las venas claras son, la mayoría de las veces, de trazado lineal. En otros casos son curvadas ó bien cruzadas ó anastomosadas en posiciones dominantes subverticales o con inclinación fuerte (Fig.6).

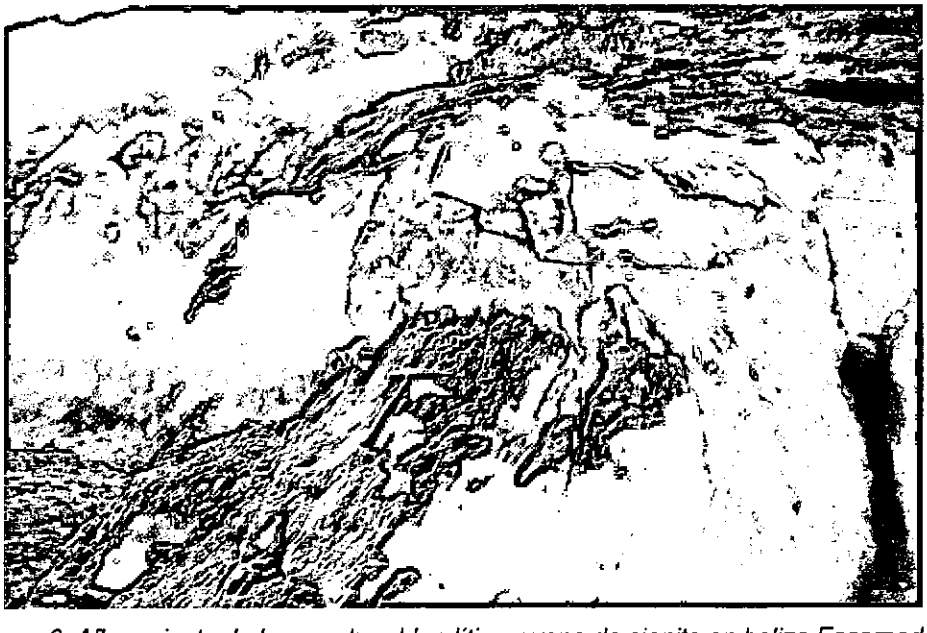


Figura 6: Afloramiento de la roca hornblendítica y vena de sienita en baliza Escarpados.

El espesor es variable. En el terreno tienen todo el aspecto de venas tardías del mismo proceso formador de la plutonita ultramáfica.

Excluidas las concentraciones de epidoto, los grupos litológicos s.l son: a) la roca ultramáfica (hornblendita, hornblendito-piroxenita y piroxenita), b) la roca de grano relativamente fino de las venas blancas, y c) variedades que corresponden a la suma de los otros dos tipos con un índice de color mediano, diorita-gabro, monzonita, diorita cuarzosa y tonalita, que suelen hallarse en continuidad con el tipo primero en las proximidades de las venas blancas (Fig.7).

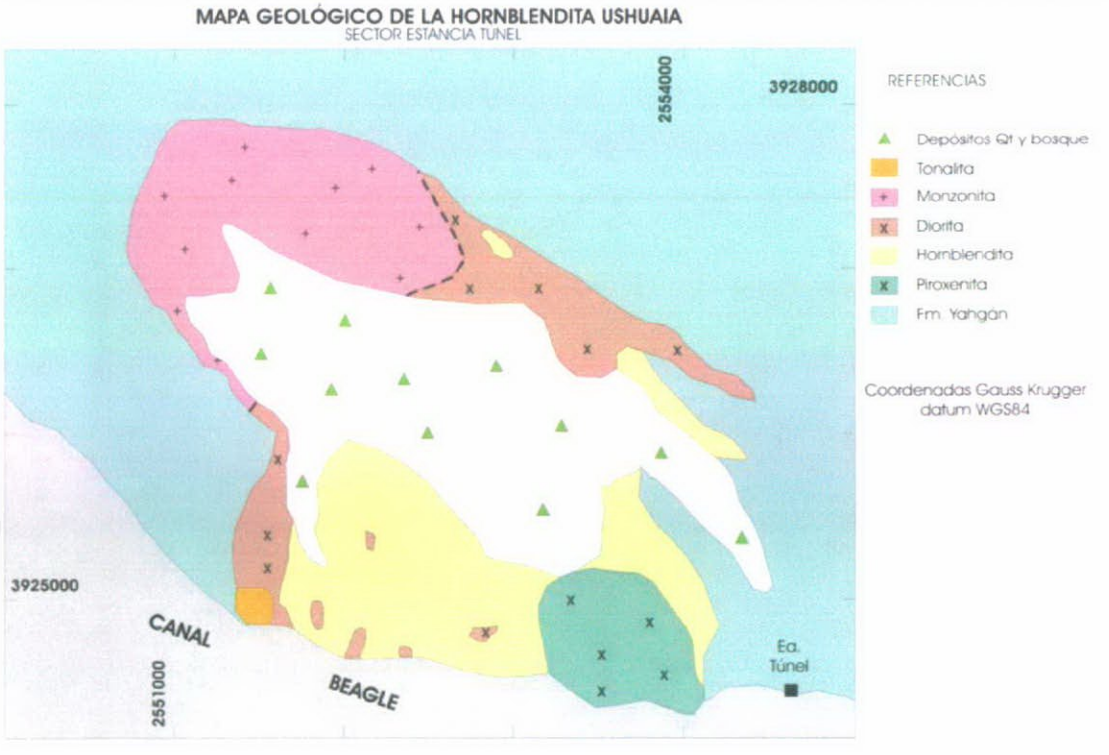


Figura 7: Mapa geológico inédito ejecutado por González-Guillot donde se muestran las dimensiones del stock ultramáfico de Estancia Túnel y la magnitud aflorante de sus tipos litológicos (se han omitido deliberadamente las venas sieníticas que cruzan la plutonita).

La plutonita ultramáfica se caracteriza por variaciones bastante acentuadas en las proporciones de los minerales y en la granularidad. Esto obedece en parte a la presencia de grano muy grueso alternativo con grano mediano. Los dos minerales principales son hornblenda y clinopiroxeno, en proporciones variables.

Salvo las muestras que exhiben una proporción apreciable de minerales leucocráticos, la plutonita ultramáfica es definible como una hornblendita piroxénica con transiciones menos hidratadas y primitivas como hornblendito-piroxenita y piroxenita.

La deformación del cuerpo ha sido intensa, en parte por el emplazamiento y en parte por la tectónica andina que lo afectó. La misma se hace evidente hacia los bordes del intrusivo y disminuye hacia el interior, característica que coincide con el aumento del tamaño del grano. Ello hace evidente una anvanzada epidotización siendo común observar venillas de este mineral dispuestas irregularmente en la masa rocosa (Fig. 8).

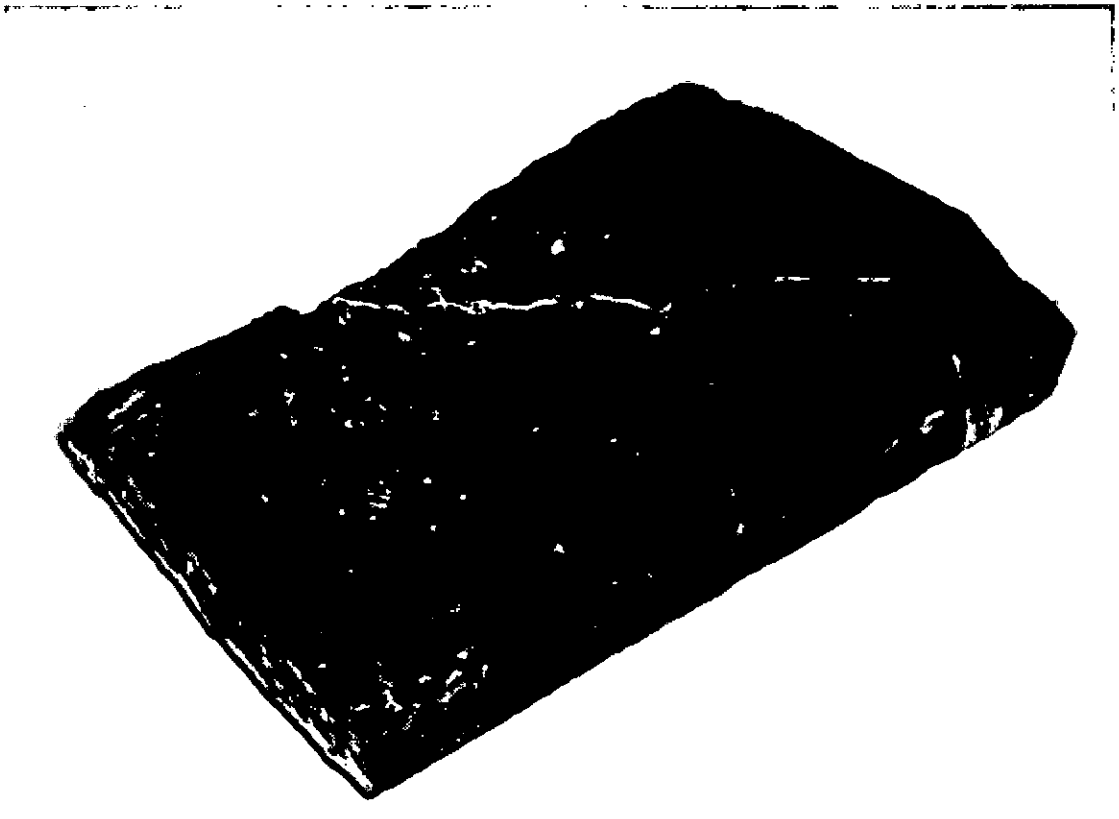


Figura 8: Alteración epidótica (verde) de la roca hornblendítica.

Petrografía: La síntesis de la composición mineralógica de la roca tipo es la siguiente: hornblenda, piroxeno, magnetita, ilmenita (pirofanita), pirita, apatita (fluorapatita), titanita (grothita), biotita-flogopita, albita, feldespato potásico (ortosa) y epidoto (Láms. IA y IB).

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 solo contactos entre granos sin evidente orden de cristalización, o bien pseudoinclusiones de hornblenda de contornos transicionales,

existiendo continuidad óptica entre las distintas pseudoinclusiones, lo que indica la posibilidad de un reemplazo de piroxenos por anfíbol. Anfíbol y clinopiroxeno varían de anhedrales a euhedrales, estos últimos más pequeños.

El clinopiroxeno es normal, incoloro, biáxico positivo con un ángulo gamma C nunca hallado superior a 44°, lo que puede significar un carácter presumiblemente augítico. 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 aun al epidoto de cristalización intersticial. Los minerales opacos son magnetita y 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 una 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 (Lám. IC). Los cristales de apatita son euhedrales o 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 minerales 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.

La alteración, además de lo dicho de la apatita, se extiende a la formación de epidoto a expensas de los minerales máficos y, a veces, en venas que cortan aun 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 desde el punto de vista composicional con respecto a la descripta es la que constituye las venas blancas (Fig.6). La roca es de composición sienítica subalcalina 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 subalcalinidad alude a la falta de plagioclasa de mayor contenido cálcico que albita. Se agrega a estos minerales presencia errática de 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 tardíomagmáticas, importa la presencia de cuarzo. Hasta lo ahora conocido las venas carecen de cuarzo y asimismo de clinopiroxeno. Como mineral tardíomagmático, o de alteración si se quiere, hay epidoto. Como ya se dijo, se encuentra en contacto intrusivo con la hornblendita (Lám. ID).

Un tercer tipo litológico, representado por una diorita-gabro, una monzonita y una tonalita es intermedio entre la plutonita ultramáfica hornblendo-piroxénica y la roca de composición sienítica de las venas, lo cual resulta importante para la interpretación petrológica.

En el caso de la diorita-gabro, esta 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 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 (Lám. IE).

La deformación es un rasgo apreciable aun al microscopio donde se observa cataclasis y planos de exfoliación plegados hasta en los propios anfíboles (Lám. IF).

Sin embargo observaciones en el terreno permiten distinguir una hornblendita más deformada que las venas sieníticas que la cortan, las que no muestran en afloramiento estructuras con deformación posteriores aunque sí pueden verse bajo el microscopio maclas curvadas y en peine en la plagioclasa, extinciones ondulosas y pertitización.

Algunas venas leucocráticas que cortan al cuerpo ultramáfico 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.

Entre la baliza Escarpados y punta Jones hay un tipo granoso con cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) y algo de feldespato potásico (ortosa) con hornblenda y biotita. Como mineral accesorio hay apatita. Las alteraciones a clorita, epidoto y minerales de las arcillas son comunes. La roca puede clasificarse como una diorita cuarzosa (Lám. IG).

El encajante: 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 ritmitas plegadas de la Formación Yahgán, de colores negros a grises, con espesores desde pocos centímetros a medio metro. 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 estructura esquistosa leve y, para el caso de algunas localidades, la fuerte impresión de hornfels, como se aprecia en Estancia Túnel. Allí las rocas están fuertemente soldadas y ello le confiere un aspecto consistente.

Las relaciones con el encajante sedimentario se encuentran ocultas en el contacto oriental, sobre la playa al Oeste del casco de la estancia. La deformación allí es alta debido a la intrusión del cuerpo ígneo, el cual a su composición mineral agrega en estos niveles una alta concentración de pirita y oxidados de cobre.

El contacto occidental, situado a mitad de camino entre baliza Escarpados y punta Jones, es bien visible y neto, con algunas interdigitaciones del intrusivo y la roca regional, bandeada a finamente laminada, de rumbo N 30 a 50° O e inclinaciones variables de hasta 75° hacia el SO.

Ensayos térmicos:

hbl	PPI
ET2	5,03
ET3	4,13
ET5	4,16
ET6	2,15
ET7	1,52

Tabla I: Pérdidas por ignición en el tratamiento térmico de las muestras de hornblendita.

Lámina I: Vistas al microscopio de la Hornblendita Ushuaia. (A) hornblendita granosa gruesa; (B) hornblendito-piroxenita; (C) apatita opaca; (D) contacto hornblendita-sienita; € hornblendita alterada; (F) hornblenda deformada; (G) diorita cuarzosa; (H) contacto hornblendita-dacita. A a G muestras de estancia Túnel, H muestra de península Ushuaia. A y B con analizador, C a H sin analizador. Oculares X10, objetivo X2,5.

Ensayos tecnológicos:

Densidad, absorción, porosidad:

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Hornblendita	3,23	0,46	1,46

Resistencia a la compresión simple:

Muestra Hornblendita				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
324-1	61,9	60,8	61,4	**3,18**
324-2	60,6	59,9	61,3	**3,15**
324-3	60,8	61,5	62,4	**3,18**
324-4	61,2	60,8	62,5	**71,28**
324-5	61	61,5	62,3	**67,78**

Promedio σc (MPa)	**70,51**
Desviación Standard (δ)	**17,97**

La alta hidratación de la la plutonita ultramáfica de estancia Túnel, que ha favorecido la alteración de la hornblenda para formar epidoto (véase descripción petrográfica de páginas 16/18) y otros minerales secundarios (véase Lám. IE) que se observan de visu, detalladamente bajo el microscopio y deducen de la enorme pérdida por ignición de las muestras tratadas (véase Tabla I), más la deformación (véase Lám. IE) han bajado la respuesta relativa respecto de otras litologías similares, como se verá luego, de la muestras llevadas al gabinete para la práctica de los ensayos tecnológicos. Las pruebas de resistencia a la flexión no prosperaron debido a las numerosas microvenillas de las muestras (véase Fig.8). Lo dicho aquí es coherente con las altas absorción y porosidad registradas en los ensayos. La elevada densidad se explica por la alta proporción de minerales pesados en su composición (óxidos de Fe-Ti y ferromagnesianos).

La belleza de este tipo litológico y sus diversas variedades, empero, y su amplia exposición sobre el litoral adyacente a la capital provincial, amerita su inclusión entre las rocas fueguinas de mayor potencialidad ornamental.

6.2. LA CANTERA DE PENÍNSULA USHUAIA

En la península de Ushuaia, frente a la ciudad homónima, han sido exhumadas, por obras de cantereo (Fig.9) para la construcción del aeropuerto, apófisis eruptivas que constituyen retazos del Batolito Andino o Patagónico. Se trata de dos tipos de cuerpos, los unos melanocráticos, más antiguos, de composición diorita-hornblendita, correlacionables (como puede apreciarse en el relevamiento aeromagnetométrico de Fig.5) con el cuerpo ultramáfico de Estancia Túnel, precedentemente descripto, y con los plutones Santa Rosa y Castores sobre la margen sur del canal Beagle; y otros, leucocráticos, que cortan a los anteriores, que tienen aspecto porfírico y son clasificables en muestras de mano como fenodacíticos.

Figura 9: Imagen aérea de la cantera de la península Ushuaia (obtenida por C. Elsztein para su Trabajo Final de Licenciatura).

Sendos tipos litológicos se encuentran encajados en las lepto-metasedimentitas regionales de la Formación Yahgán a las que han metamorfizado por contacto térmico con formación de aureolas de hornfels de biotita (flogopita) y granate que en el último caso le otorga a los bancos portadores una extrema dureza. La recristalización del encajante ha producido una roca muy firme y compacta, con rasgos relícticos de bandeamiento composicional. La piritización es conspicua.

Las texturas que muestran las hornblenditas van de granosa a porfírica. La proporción de anfíbol varía ampliamente hasta el 85% de su composición total, presentándose en fenocristales de hábito tabular o como alargados festones, observándose frecuentemente pseudomorfos de un mineral grumoso que corresponden posiblemente a una primera generación de anfíboles. Las alteraciones, empero, son comunes (arcillitización, cloritización, sericitización, epidotización) y le ocasionan localmente una pérdida de cohesión a la roca.

Los pórfiros dacíticos forman domos intrusivos que cortan a la hornblendita (Lám. IH), y están constituidos por xenocristales de hornblenda que se disponen junto a fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y escasos de feldespato potásico, en una pasta leucocrática de cuarzo y feldespato rica en allanita. La alteración de los feldespatos es a sericita en el caso de la plagioclasa y a caolín en el del feldespato potásico.

La deformación de la roca dacítica es menor que la de la ultramáfica y lo mismo ocurre con el grado de alteración.

Las rocas de la península han sido empleadas masivamente en la construcción del pedraplén de la bahía Encerrada frente a Ushuaia (Fig.10).

Figura 10: Bloques de roca de la cantera de la península Ushuaia dispuestas en el pedraplén de bahía Encerrada.

Asimismo se están empleando actualmente (con buena aceptación) en reemplazo del bloque de cemento en la construcción de viviendas (Fig.11).

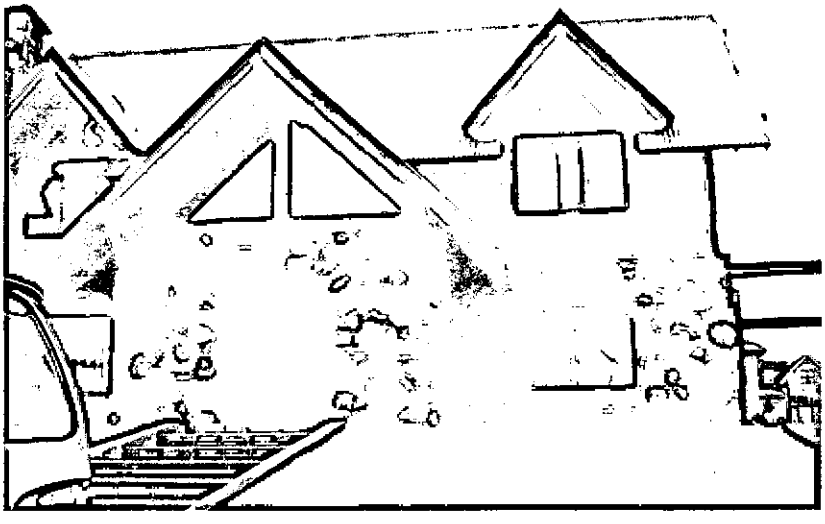


Figura 11: Vivienda en cuyos muros se emplearon bloques pequeños provenientes de rocas de la cantera de la península de Ushuaia (Barrio Club de Campo de Ushuaia).

Ensayos tecnológicos:

Densidad, absorción, porosidad:

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Dacita	2,83	0,26	0,73

Resistencia a la compresión simple:

Muestra Dacita				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
323-1	60,9	60,6	60,8	**60,02**
323-2	60,8	61,2	60,1	**91,84**
323-3	61,1	60,8	60,9	**103,75**
323-4	59,9	60,9	61,5	**84,69**
323-5	60,9	61	60,3	**86,10**

Promedio σc (MPa)	**85,28**
Desviación Standard (δ)	**16,00**

Resistencia a la flexión:

Muestra **Dacita**				
Submuestra N°	**Largo (cm)**	**Ancho (cm)**	**Espesor (cm)**	**Tensión (MPa)**
TL323-01	31,50	10,00	3,30	**9,40**
TL323-02	31,50	10,10	3,40	**10,29**
TL323-03	31,50	10,10	3,30	**9,58**

Promedio σ_f (MPa)	**9,76**
Desviación Standard (δ)	**0,47**

La alteración de los feldespatos de la dacita es un proceso algo más que incipiente, como se describe en la observación petrográfica. Ello ha influido seguramente en los pobres valores registrados en los ensayos tecnológicos, vislumbrándose en los índices de absorción de agua (y también en la porosidad) y en los curiosamente variables datos observados en los ensayos de resistencia a la compresión y la poco favorable resistencia a la flexión.

Cerro Trapecio

Una nueva localidad crítica en el estudio de las rocas granitoides, ubicada a 17 km al Este de Ushuaia es la pequeña anomalía aeromagnetométrica del cerro Trapecio (véase Fig.5), de 3 x 1,5 km, alargada en dirección N-S. Empero estar situada sobre un circo glacial de acceso difícil se decidió igualmente realizar una prospección *in situ* porque los afloramientos de rocas granitoides en Tierra del Fuego, por su alto contenido en magnetita, producen anomalías magnéticas de estas características indicando su presencia, en superficie ó en el subsuelo, a escasa profundidad. Este último caso ha resultado ser el mostrado aquí.

Se han observado en esta comarca numerosos diques y filones delgados de tonalidades claras intruyendo a metasedimentitas y metavolcanitas. Los espesores de los diques van desde los 10 cm a pocos metros. Los filones dominan sobre los diques y se disponen siguiendo los planos de esquistosidad, muchas veces paralelos a a la estratificación, con 290° de azimut en inclinación sur, variable. Se ha observado asimismo cuepos de mayores dimensiones, a modo de alcoholitos, con espesores de 20 metros.

Son rocas de textura porfírica y glomerofírica (en pocos casos granudas de grano fino) con fenocristales de plagioclasa euhedral, maclada y fuertemente zonada y, en menor proporción, hornblenda prismática alterada. El tamaño de los fenocristales de plagioclasa oscila entre los 0,5-5 mm, aunque dominan los cristales de 2 mm de largo. El anfíbol se encuentra casi completamente alterado a un agregado de clorita + carbonatos + titanita + cuarzo + epidoto. Los minerales accesorios son allanita, titanita y apatita. La pasta es felsítica. En ella se han identificado plagioclasa, anfíbol y apatita, junto con abundante epidoto y, posiblemente también, algo de cuarzo y feldespato alcalino. La roca muestra ocasionalmente una cierta orientación de sus cristales. La clasificación modal de la misma es la de una feno-andesita y sería comparable a las dacitas de península Ushuaia.

En otros sectores se ha visto la presencia de numeroso enclaves, diminutos y redondeados, de rocas plutónicas de grano mediano-grueso (hornblenditas piroxénicas y piroxenitas) y otras de granulometría fina de composición meladiorítica.

Al Oeste del circo glacial, donde el sustrato está dominado por bloques de roca suelta, se observó que algunos de ellos corresponden a hornblenditas y monzonitas de 40 a 50 cm de diámetro, los primeros bien redondeados (Fig.12) indicando la presencia de una plutonita oculta.

Figura 12: Bloques redondeados de la plutonita ultramáfica rodeados de otros bloques angulosos metasedimentarios y de plutonitas más diferenciadas.

6.3. LA CANTERA DEL CERRO JEU-JEPÉN

Jeu-Jepén es un cerro aislado adyacente a las cabeceras del Lago Fagnano o Kami, muy próximo a la localidad de Tolhuin, en el centro geográfico de la Isla Grande. Se trata de un afloramiento de pequeña extensión que representa una intrusión abovedada, encajada en rocas sedimentarias metamorfizadas de grano fino. Constituye una manifestación aislada del Batolito Patagónico.

Topográficamente se corresponde con un monte de mediana altura (704 m.s.n.m), muy escarpado por su ladera occidental, donde se ha practicado un frente de cantera (Fig.13) para la explotación de bloques de varias toneladas de peso que fueron llevados hasta la Caleta La Misión, al Norte de Río Grande para construir con ellos el rompeolas del futuro puerto. La actividad extractiva hace aun más visible un costado de la intrusión ígnea lenticular que se encaja en una serie sedimentaria con metamorfismo regional, cuyos estratos se han plegado localmente por el emplazamiento, sufriendo la intrusión de numerosas apófisis cuspidales que la metamorfizaron por contacto térmico. Al inicio de la actividad minera todavía se conservaba el techo de la intrusión.

Figura 13: Imagen frontal del frente de cantereo de la cantera "Aguas Blancas" (cerro Jeu-Jepén). Nótense las bancadas superiores sobre el techo de la intrusión.

Los tipos litológicos presentes en el afloramiento -que pueden verse en Fig.14- son:

a) diorita lato sensu granuda, localmente porfírica, portadora de nódulos oscuros de hornblendita;

b) sienita central irregular, de la que se desprenden filones invasivos que se dirigen hacia la diorita sin afectarla;

c) monzonita granuda, la más extendida espacialmente, dispuesta a modo de aureola alrededor de la diorita;

d) diques de roca melanocrática;

e) venillas de cuarzo y rellenos brechiformes de calcita en juegos de diaclasas y fallas que han afectado al conjunto eruptivo.

Figura 14: Fotografía de un bloque de la cantera donde puede apreciarse una masa diorítica -de color gris claro- portadora de enclaves melanocráticos que es cortada sucesivamente por venas de sienita-de color rosado- y diques oscuros de basalto.

Dentro de esta variedad de rocas, la diorita y la sienita son las que definen la intrusión y, por lo tanto, pueden describirse como un stock compuesto, en donde la secuencia diorita-sienita muestra lo esencial del cuerpo y del cual deriva la presencia de monzonita como roca intermedia entre las dos anteriores.

En los afloramientos se observa lo sucedido en el proceso eruptivo como paso previo a las descripciones petrográficas mineralógicas y a los datos químicos que habrán de complementar la interpretación. En síntesis, un cuerpo diorítico se intruyó en las rocas sedimentarias leptometamórficas de la Formación Beauvoir del Cretácico Inferior alto. A esta intrusión se debe la aureola de metamorfismo de contacto. Un segundo episodio inyectó sienita dentro del cuerpo mayor de diorita. A priori, no se puede afirmar la independencia de los dos procesos intrusivos. No obstante, la localización de la sienita en el cuerpo de la diorita apunta a una secuencia genéticamente conectada, en un solo proceso, con diferenciación, a través de mecanismos de autointrusión en un momento de distensión tectónica. Las venas de sienita de variado tamaño se hallan en contacto con la aureola de monzonita que las rodea como una transición a la diorita. En resumen, la diorita es la roca primaria, y la sienita-monzonita corresponde al segundo episodio (Fig.15).

En su condición de roca primaria en un proceso de diferenciación, la diorita contiene enclaves de hornblendita, quizás con el carácter de autolitos.

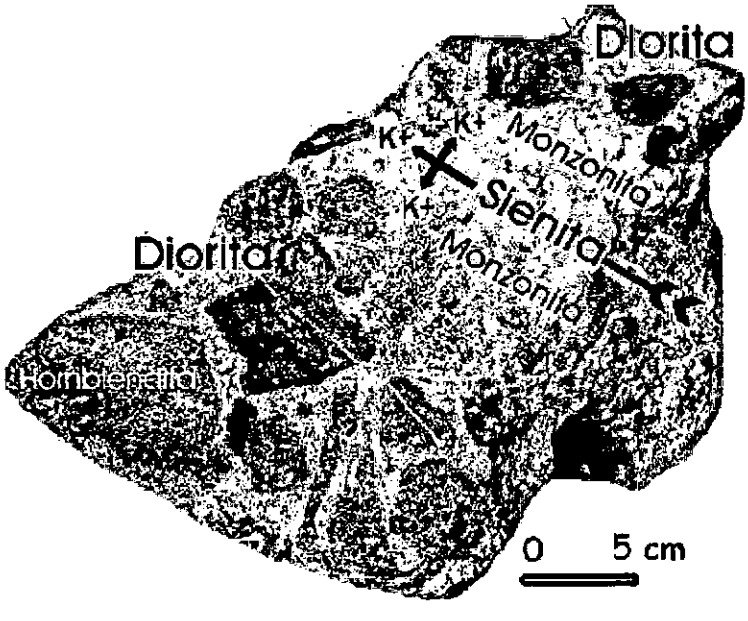


Figura 15: Muestra de mano donde puede apreciarse las distintas variedades de la intrusión plutónica y el proceso de formación de la monzonita por aporte de Potasio.

Los diques melanocráticos constituyen un episodio posterior ya que cortan a los tres tipos litológicos mencionados.

Petrografía Diorita: Es una roca de composición diorítica o gabro-diorítica, cuya clasificación variable dependerá del contenido cálcico de la plagioclasa, color gris y de grano fino a medio. A simple vista, se distinguen los feldespatos y los minerales máficos constituyentes. También debe destacarse la falta de cuarzo. Las zonas muy alteradas, todavía más oscuras, muestran nutrida presencia de biotita. Al microscopio se aprecia una textura granuda hipidiomórfica compuesta por una trabazón granular de clinopiroxeno y plagioclasa como minerales esenciales, con abundantes micas oscuras y minerales opacos (magnetita) como accesorios (Lám. IIA). El clinopiroxeno, identificado ópticamente como augita-diópsido, está normalmente maclado, encontrándose zonado, fragmentado hacia los bordes, alterado con frecuencia a biotita-flogopita de color castaño verdoso. La plagioclasa es andesina-labradorita sin orientación alguna. Dependiendo del contenido cálcico de la misma, la roca puede ser clasificada según Streckeisen como una diorita ó bien como un gabro. Una variedad de la diorita -ubicada en el sector cuspidal del cuerpo y producto de trituración mecánica y alteración propias del emplazamiento- muestra al microscopio individuos relictos de clinopiroxeno (diópsido?) sobre una matriz de albita, tremolita-actinolita, zoisita, titanita y clorita, con abundante mineral opaco de hierro. Así mismo, restringida a la ladera sur, en la parte alta de la diorita, y en tránsito gradual con ella, existe una variedad heterogranular de la misma roca, de aspecto porfídico. De visu, se trata de una fenodiorita caracterizada por la presencia de fenocristales subhedrales (no mayores de 4 o 5 mm) de plagioclasa (andesina, con maclas polisintéticas, zonado oscilatorio directo e inverso, extinción ondulante y rebordes de albita a modo de crecimiento secundario. Estos cristales están incluidos en una mesostasis seriada, de grano fino a medio, formada por feldespato alcalino (albita y algo de ortosa pertítica filiforme), abundante clinopiroxeno (diópsido) idiomorfo y maclado, biotita, magnetita y escasa titanita.

En la parte interna de la masa diorítica, sobre el nivel central superior del cuerpo, se localiza un pequeño agregado de bordes indefinidos, constituido por feldespato potásico pertítico, plagioclasa, cuarzo, apatita, biotita, y granate, de grano fino. El granate, de 1 a 3 mm de sección, muestra una marcada fracturación, y ocasionalmente engloba a otros minerales asociados, incluida la mica.

Enclaves melanocráticos de hornblendita: en los sectores basales y laterales del cuerpo intrusivo, sobre el contacto sur del stock diorítico, aparecen nódulos melanocráticos que dan a la roca el aspecto de una brecha eruptiva. Son de color verde oscuro, tamaño

variable, con bordes redondeados y textura granuda media a gruesa. Estos enclaves se muestran mayoritariamente frescos y en contacto neto -sin coronas visibles- con la diorita que los contiene. Se hallan casi siempre agrupados y en gran número. La composición varía de gabroide a hornblendítico-piroxenítica (Lám. IIB). El mineral más abundante es un anfíbol tabular cuyos cristales pueden alcanzar varios centímetros. En menor proporción que el anterior, hay un piroxeno euhedral, en ocasiones corroído por la alteración o como parches relícticos. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) es idiomorfa con zonado oscilatorio directo y con antipertitas en ciertos casos. Un feldespato muy alterado ocupa eventualmente posiciones intergranulares en la trama anfíbol-piroxeno. Además, hay abundante magnetita, sulfuros metálicos (pirita y calcopirita), y también apatito (con hábito acicular) y titanita. A veces estos dos últimos minerales están incluidos en el anfíbol formando una textura poiquilítica. En otros casos, es la plagioclasa la que engloba a los minerales máficos. También puede aparecer algo de cuarzo intersticial próximo al anfíbol, posiblemente como producto residual de la transformación del diópsido ó bien a favor del desarrollo de biotita. Es común observar una secuencia de reemplazamiento clinopiroxeno → anfíbol → biotita. En ocasiones, se ha detectado la presencia de ceolitas (thomsonita). Todos los enclaves estudiados pueden interpretarse como autolitos provenientes de una temprana cristalización en la cámara magmática.

Sienita: por debajo de la diorita se aloja una masa rocosa, compacta y fresca, de color rosado, grano grueso, compuesta esencialmente por feldespato potásico. Al microscopio se aprecia un pavimento feldespático alotriomorfo, integrado por grandes cristales centimétricos de ortosa micropertítica, con extinción levemente ondulante, textura cataclástica y milonítica, con bordes suturados. La plagioclasa, minoritaria, es oligoclasa-andesina. La roca contiene además pequeños cristales de clinopiroxeno, biotita, titanita, mineral opaco y circón. Se trata pues de una sienita alcalino-cálcica u ortosienita.

Monzonita: se presenta como una roca deformada y muy fracturada, de grano medio, heterogranular, y color gris rosáceo. Microscópicamente muestra una textura de hipidiomórfica a alotriomórfica. Está constituida por plagioclasa (oligoclasa-andesina), feldespato potásico (ortosa micropertítica) en cantidades variables y clinopiroxeno. Como minerales minoritarios incluye biotita dispersa (crecida a expensas del clinopiroxeno) y algo de anfíbol. La magnetita (y goethita), titanita y apatito se hallan como minerales accesorios. El feldespato potásico, anhedral y cataclástico, rodea al resto de los

minerales. Presenta asimismo pertitas maculosas diminutas. El clinopiroxeno (diópsido) es otro mineral abundante.

Diques melanocráticos: Numerosos diques negros, de algunos centímetros de espesor, cruzan al complejo plutónico. Kranck (1932) los valoró como producto de una diferenciación diasquística. Muestran una textura porfídica con presencia de fenocristales ferromagnesianos (biotita, hornblenda y clinopiroxeno) incluidos en una mesostasis afanítica. En ésta, a simple vista, se aprecian gruesas escamas orientadas y plegadas de mica oscura (biotita?) y anfíboles con disposición fluidal. Al microscopio se observa una textura intergranular de clinopiroxeno (diópsido), plagioclasa (andesina maclada y zonada), magnetita y, en menor medida, hornblenda, feldespato potásico y apatito (Lám. IIC). De acuerdo con esto, estas rocas pueden ser consideradas como lamprófidos. Dentro de este grupo, y debido a que se encuentran fenocristales de hornblenda, con piroxeno y biotita en una mesostasis de los mismos minerales más plagioclasa y feldespato alcalino, esta roca se clasifica como espesartita.

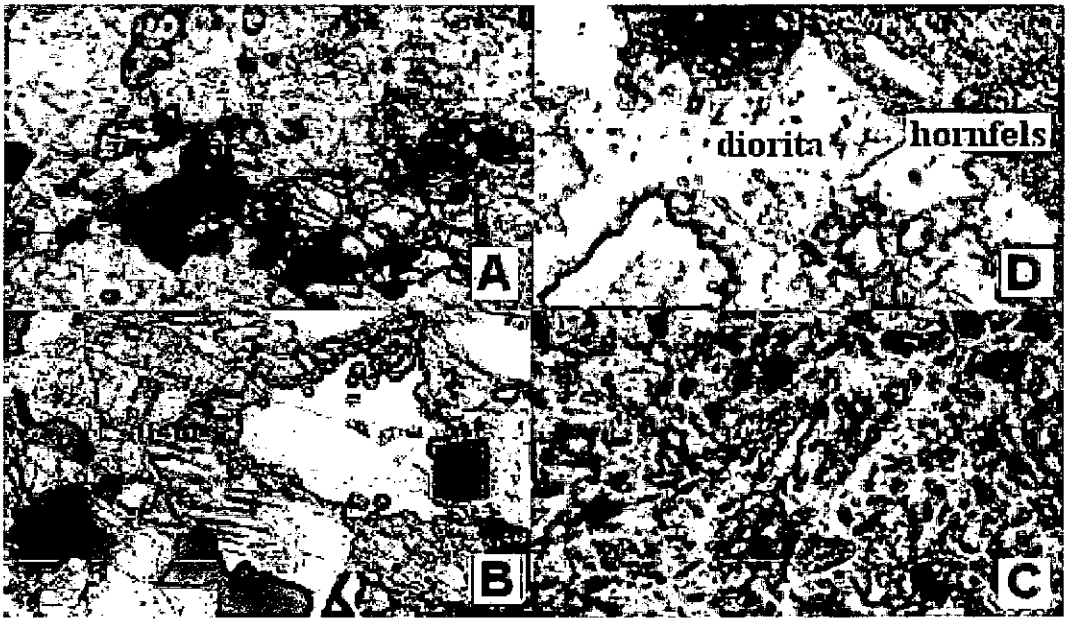


Lámina II: Vistas al microscopio de la Diorita Jeu-Jepén. (A) fotomicrografía de la diorita; (B) énclave de hornblendita; (C) basalto lamprofírico con fenocristales de hornblenda; (D) contacto diorita-hornfels biotítico. Muestras del cerro Jeu-Jepén. A, C y D sin analizador y objetivo X5, B con analizador y objetivo X2,5; Oculares X10.

Estructuras: Las estructuras principales observadas se refieren a:

I: Diaclasamiento;

II: Fallamiento; y

III: Deformación tectónica.

I. El diaclasamiento es importante. Obedece a varios factores, algunos discriminantes entre la plutonita y la roca de caja. Uno de ellos, propio de la diorita, es por enfriamiento de la masa magmática. Ello produce el típico descascaramiento (erosión catafilar) de los cuerpos granitoides. Un segundo diaclasamiento, muy importante de destacar y que controló la estabilidad de las bancadas practicadas durante el cantereo de los años noventa, consiste en un conspicuo sistema constituido por dos juegos de diaclasas, como puede verse en la Fig.16, la cual representa un esquema idealizado de las bancadas superiores:

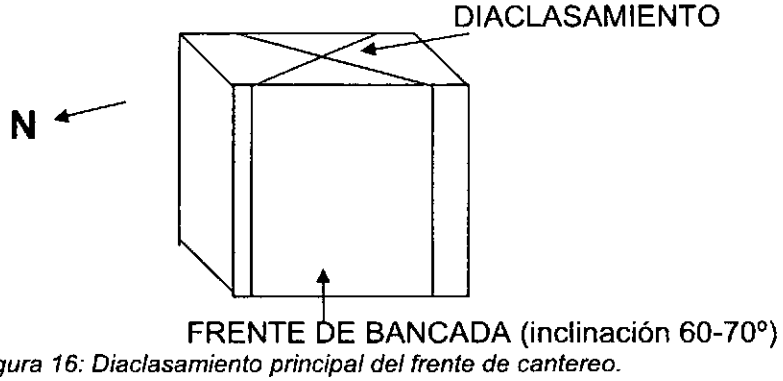


Figura 16: Diaclasamiento principal del frente de cantereo.

El rumbo del diaclasamiento, diagonal al del frente de bancada, es favorable a dicha estabilidad, aunque no así lo es su verticalidad, proclive al deslizamiento de bloques, y lo que es peor, a su posible caída. Este diaclasamiento afecta al plutón y al encajante. Sin embargo, a siete años de la interrupción de los trabajos de cantereo, no se observan evidencias de mayores desprendimientos.

En cualquier plutonita, el diaclasamiento se va espaciando hacia el interior de la misma, es decir, la roca se va haciendo más masiva hacia su centro. Esta propiedad física tan común de los cuerpos intrusivos no puede vislumbrarse todavía en el stock de Jeu-Jepén, pero es lógico que ello ocurra invariablemente en este caso.

Un último diaclasamiento es el producido a través de la meteorización superficial del frente expuesto.

II. Existe una falla de cierta magnitud, rellena por una brecha cementada por carbonato, de traza vertical por detrás del frente de cantera. Su rumbo general es aproximadamente N-S y fuerte inclinación Oeste. Se trata de una falla inversa, habiendo cabalgado la parte oriental del cuerpo sobre la occidental. Otras fallas menores, también con material carbonático, han sido observadas en número reducido y se interpretan como fallas de arrastre vinculadas al fallamiento anterior.

III. El estilo tectónico de la diorita del cerro Jeu-Jepen es el mismo del de otras rocas ígneas de la región fueguina. Consiste en una roca que ha sufrido una importante cataclasis por cizallamiento regional, definido a distintas escalas, bajo un proceso de boudinage, dando lugar a lentes masivas rodeadas por capas muy deformadas de la misma roca como se muestra en la Fig.17:

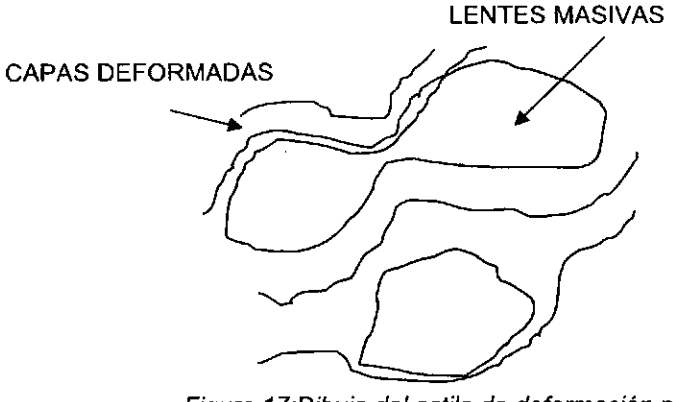


Figura 17:Dibujo del estilo de deformación plegante.

Roca de caja de la intrusión: La intrusión de Jeu-Jepén se alojó en rocas de grano fino, levemente esquistosas, piritíferas, del Cretácico inferior. En los contactos y en la cercanía inmediata al cuerpo intrusivo la roca sedimentaria fue convertida en un hornfels muy compacto por pérdida de la fisilidad, de color gris (Lám. IID).

Ensayos térmicos:

muestra	PPI
enclave	0,9
enclave	1,4
diorita	0,5
monzonita	0,3
sienita	0,3
basalto	2,9

Tabla II: Pérdidas por ignición en el tratamiento térmico de las muestras de Jeu-Jepén

Antecedentes sobre su estudio como roca de aplicación: Un informe de la Dirección Provincial de Puertos, antecedente inmediato a la decisión de iniciar obras de cantereo sobre el frente oeste del cerro Jeu-Jepén, fue encomendado a Marmisolle (1994). En el mismo se advierte sobre la existencia de cuatro zonas aprovechables no contiguas, por encima de las cuales (en la zona superior del emplazamiento) el material, debido a su constitución y diaclasamiento, debe descartarse. Aun así, el desconocimiento sobre la existencia de otros afloramientos mejores de roca dura en la región hace necesario recurrir a esta yacencia como la única aprovechable como fuente de aprovisionamiento de material para la construcción del rompeolas del futuro puerto de la ciudad de Río Grande.

Otro informe interno, posterior al de la DPP, esta vez de la empresa consultora Guerra (1995), se refiere a la fragmentación de rocas de la cantera en cuestión, cuyos ensayos de voladura arrojaron un aprovechamiento del 40% en bloques mayores a 500 kilogramos.

Finalmente, se encomienda el trabajo de evaluación de impacto ambiental a Bujalesky et al. (1997) quienes describen el proyecto de explotación, la caracterización biofísica del área (que incluye la geología del emplazamiento plutónico y su entorno) y las tareas de mitigación y monitoreo.

Trabajos internos de los geólogos de la empresa constructora del puerto Caleta La Misión (Acevedo y Roig 1999) han contribuido al estudio geotécnico del frente de cantereo. Ellos presentaron varios informes sobre el aprovechamiento de estas rocas. Algunas de sus conclusiones fueron:

I. El cerro Jeu-Jepén representa el sitio más cercano a la obra apto para la provisión de roca.

II. Se considera roca útil a una diorita (ó sienita ó monzonita) masiva no alterada.

III. Las pizarras que tapan la zona cuspidal de la intrusión no cubren los requerimientos básicos en cuanto a resistencia mecánica y volumen, debiendo considerarse a dicha roca como estéril. Sin embargo, se agrega aquí, el tiempo que estuvieron expuestos al oleaje de la caleta algunos bloques escogidos, demostró que el hornfels puede tener también una excelente respuesta física y mecánica.

IV. Es imprescindible realizar las tareas de destape a fin de exponer en toda su magnitud el cuerpo intrusivo.

V. Es de esperar que, como ocurre invariablemente en los cuerpos masivos, hacia el núcleo se produzca un mayor espaciamiento de las diaclasas. El estilo tectónico de deformación tipo boudinage introduce empero un factor de control no deseado en el tamaño de los bloques. Debido a ello puede apreciarse sobre el frente de cantereo que algunos paños son mejores que otros para su aprovechamiento.

VI. El modelo de taludes y bermas practicado hasta el presente en la zona de destape ha demostrado ser estable en relación a eventuales deslizamientos y caídas de rocas. Se agrega a esto que a seis años desde la interrupción de los trabajos de cantereo no se han producido desprendimientos de magnitud, lo que representa un buen dato para mostrar que el método de beneficio fue el indicado

VII. El método extractivo elegido que ha sido puesto en práctica ha resultado ser la única opción disponible ante la particular disposición de los afloramientos rocosos expuestos. Es menester señalar a esto que recientemente se ha estabilizado un playón de maniobras a media altura sobre el frente de la cantera. Allí asoman algunos perfiles que parecieran tener un buen potencial de aprovechamiento.

VIII. La cota superior de arranque supera los 340 m.s.n.m y la cota base es de 200 m.s.n.m. Se consideró, sin haberlo alcanzado al momento de la paralización de la obra, el plano de cota 280 como el nivel productivo a llegar para cubrir las expectativas de litología y tamaño de bloques.

IX. Se cubicaron 500.000 toneladas de roca diorítica que habrían de ser necesarias para la construcción del rompeolas.

Ensayos tecnológicos:

Densidad, absorción, porosidad:

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Diorita-Monzonita 3323-5	2,85	0,16	0,45

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Sienita 3323-6	2,89	0,58	1,67

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Lamprófiro 3323-7	2,80	0,12	0,34

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Hornfels 3323-8	2,39	0,13	0,33

Resistencia a la compresión simple:

Muestra Diorita-monzonita				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
327-1	60,3	60,8	59,8	**140,90**
327-2	60,5	60,7	61,8	**137,69**
327-3	62,3	61	60,8	**135,93**
327-4	61	60,9	60,8	**97,87**
327-5	60,7	60,5	61	**143,64**

Promedio σc (MPa)	**131,21**
Desviación Standard (δ)	**18,87**

Muestra Sienita				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
328-1	60,6	62,3	60,2	**84,72**
328-2	60,1	61,8	61,5	**83,18**
328-3	60,3	60,9	60,9	**101,98**
328-4	60,3	60,2	61,2	**88,11**
328-5	60,4	60,8	60,6	**78,17**

Promedio σc (MPa)	**87,23**
Desviación Standard (δ)	**8,99**

Muestra Lamprófiro				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
329-1	61,2	61,7	61,5	**137,97**
329-2	60,9	60,4	62,2	**166,93**
329-3	60,5	61,6	60,9	**139,80**
329-4	58,8	61,4	60,7	**141,44**

Promedio σc (MPa)	**146,54**
Desviación Standard (δ)	**13,67**

Figura 18: Probetas de lamprófiro.

Muestra Hornfels				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
330-1	60,8	61,5	60,6	**144,86**
330-2	60,1	60,9	60,6	**190,36**
330-3	61,5	61,6	61	**175,73**
330-4	60,9	60,4	61	**197,84**

Promedio σc (MPa)	**177,20**
Desviación Standard (δ)	**23,43**

Resistencia a la flexión:

Muestra Diorita-monzonita				
Submuestra N°	**Largo (cm)**	**Ancho (cm)**	**Espesor (cm)**	**Tensión (MPa)**
TL327-01	22,90	2,80	1,70	**27,18**
TL327-02	22,90	2,80	1,70	**26,40**
TL327-03	22,90	2,80	1,70	**24,85**
TL327-04	22,80	2,80	1,70	**25,24**

Promedio σ_f (MPa)	**25,92**
Desviación Standard (δ)	**1,07**

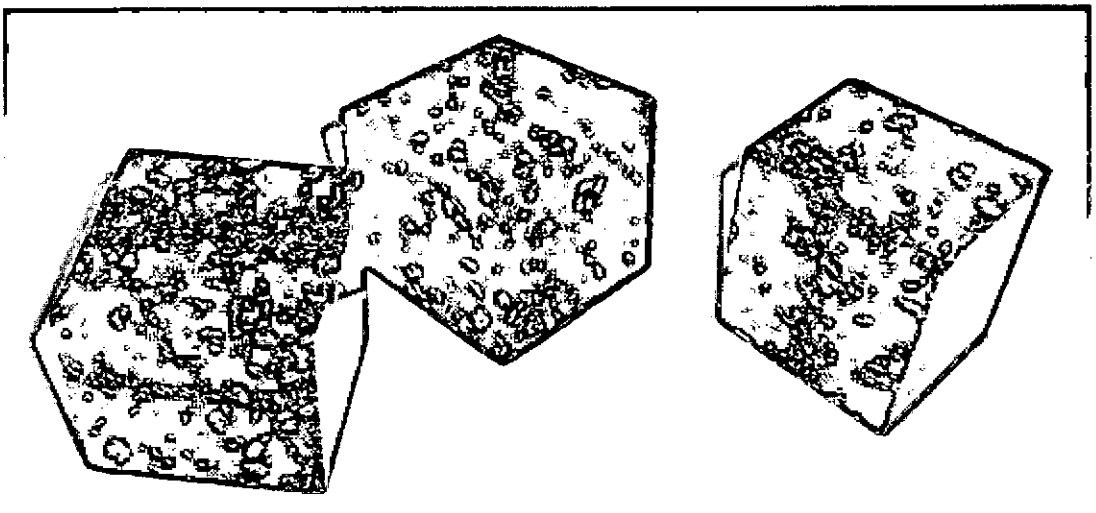


Figura 19: Probetas de diorita-monzonita.

Muestra Sienita				
Submuestra N°	**Largo (cm)**	**Ancho (cm)**	**Espesor (cm)**	**Tensión (MPa)**
TL328-01	22,90	2,80	1,80	**12,12**
TL328-02	22,90	2,80	1,80	**10,39**
TL328-03	22,90	2,80	1,80	**7,62**
TL328-04	22,90	2,80	1,80	**9,70**
TL328-05	22,90	2,80	1,80	**12,12**

Promedio σ_f (MPa)	**10,39**
Desviación Standard (δ)	**1,38**

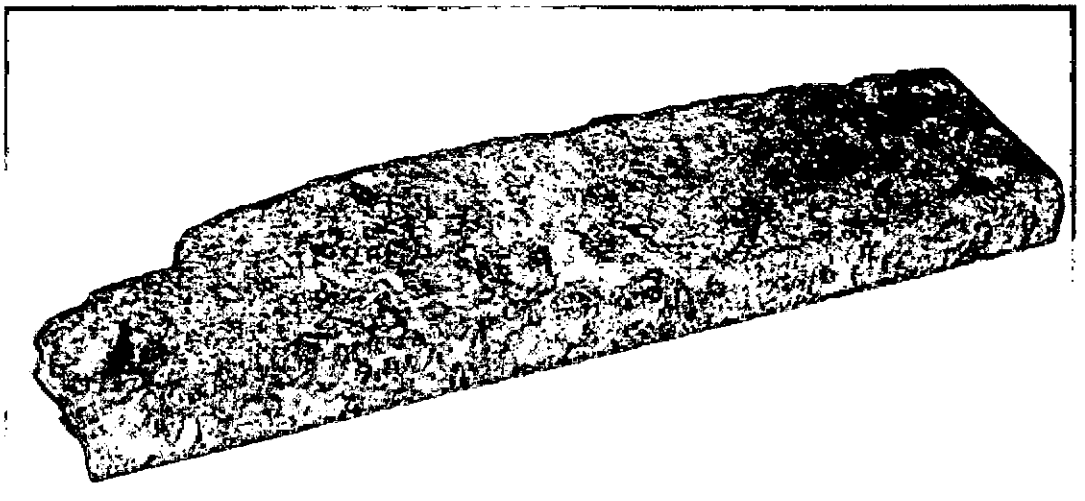


Figura 20: Placa de sienita.

Muestra Lamprófiro				
Submuestra N°	**Largo (cm)**	**Ancho (cm)**	**Espesor (cm)**	**Tensión (MPa)**
TL329-01	22,90	2,80	1,80	**23,90**
TL329-02	22,90	2,80	1,70	**24,85**
TL329-03	22,90	2,80	1,80	**23,55**
TL329-04	22,80	2,80	1,80	**21,47**

Promedio σ_f (MPa)	**23,44**
Desviación Standard (δ)	**1,42**

Muestra Hornfels				
Submuestra N°	**Largo (cm)**	**Ancho (cm)**	**Espeso r (cm)**	**Tensión (MPa)**
TL330-01	23,00	2,90	1,70	**41,99**
TL330-02	23,00	2,80	1,70	**36,89**
TL330-03	23,00	2,80	1,70	**46,21**
TL330-04	23,00	2,80	1,70	**46,21**
TL330-05	23,00	2,80	1,70	**50,87**

Promedio σ_f (MPa)	**44,43**
Desviación Standard (δ)	**5,26**

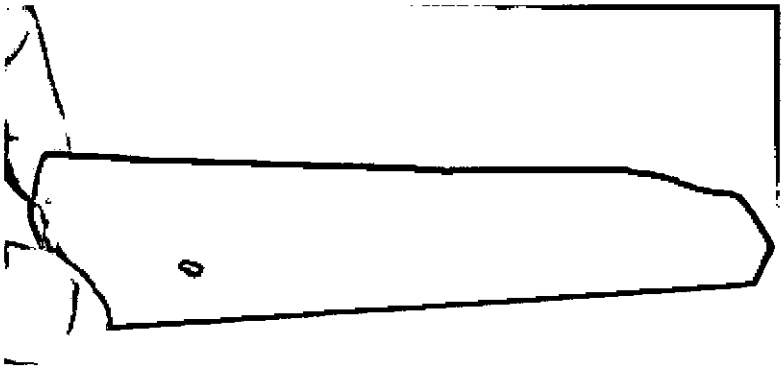


Figura 21: Corte de hornfels.

Las muestras que opusieron mayores resistencias a la compresión simple y a la flexión y menores absorción y porosidad son el encajante del plutón o hornfels (Fig.18), el lamprófiro y la diorita-monzonita (Fig.19) del granitoide, en ese orden. Las bajas porosidades de estas rocas les dan gran resistencia ante las heladas y en general frente a los fenómenos atmosféricos. La sienita (Fig.20) registró una pobre resistencia bajo presión y flexión, posiblemente debido a la estructura foliada por deformación de la muestra analizada.

Los datos de fusión por calentamiento térmico para ensayos químicos (Tabla II) son favorables para las muestras de diorita, monzonita y también la sienita tratadas. Las hornblenditas de los enclaves fueron controladas nuevamente por su fase hidratada y alto contenido de volátiles y el lamprófiro, de peor desempeño, pareciera corresponder aquí a una muestra algo alterada.

El hornfels -la muestra que obtuvo la mejor performance- (Fig.21) está representado en el terreno por un halo de poco espesor, contiguo a la burbuja intrusiva. Más alejado al contacto, no habiendo sufrido el efecto térmico de la intrusión, aparece muy diaclasado y salta a la vista que pierde sus condiciones resistivas. También el lamprófiro, que sólo forma diques irregulares y escasos, representa un recurso limitado.

De acuerdo a los resultados de los ensayos tecnológicos practicados puede decirse que entre las muestras obtenidas en el cerro Jeu-Jepén se hallan aquellas que mejor han respondido a las pruebas físicas y mecánicas y es en la cantera Aguas Blancas donde podrá encontrarse calidad y variedad de rocas ornamentales. Es además la única cantera que se encuentra preparada y limpia y, aunque parcialmente, la única cubicada para comenzar la explotación.

Entre los distintos tipos (Fig.22), la diorita-monzonita es entonces la roca que reúne las condiciones más completas de resistencia, para su beneficio con fines monumentales u ornamentales gracias a su resistencia, belleza y alta disponibilidad de abastecimiento.

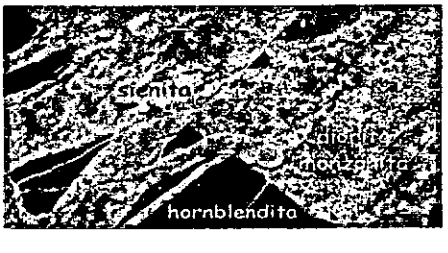


Figura 22: Tipos litológicos de las rocas granitoides del cerro Jeu-Jepén.

6.4. EL PLUTÓN DIORÍTICO MOAT

El Plutón Diorítico Moat (PDM) se ubica en la Sierra de Lucio López a 23 km al NO de la estancia homónima, localizada sobre la costa norte del Canal Beagle, a 150 km de la ciudad de Ushuaia. Queda limitado por los paralelos 54° 44' S y 54° 48' S, y por los meridianos 66° 55' O y 67° 00' O. No hay vías de accesos a la región. El camino más próximo es la Ruta Provincial "J" que llega hasta la estancia mencionada. La mejor manera de acceder a los afloramientos es mediante helicóptero aunque por el Norte está avanzando un camino en construcción realizado por los aserraderos.

El PDM abarca un área de casi 30 km^2 (es el mayor de los plutones aflorantes en la provincia). Está encajado en rocas metasedimentarias regionales (Fig.23) y constituye un cuerpo de forma subcircular en su extremo noroeste (cuerpo principal), de donde se desprenden dos brazos (denominados sudoeste y noreste) hacia el SE, separados por un valle glacial, y varias apófisis periféricas. De ellas, la más importante es la aflorante en el cerro Colorado, abarcando un área de 0,5 x 1,3 km^2.

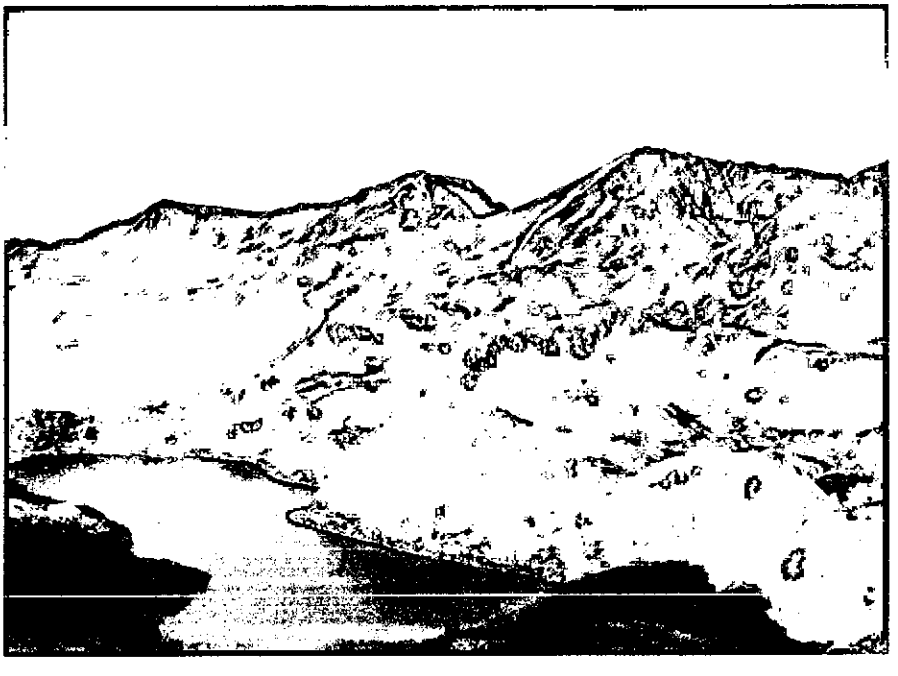


Figura 23: Complejo Deformado de los Andes Fueguinos en la sierra Lucio López al N de Ea Moat

El principal componente del PDM es una una diorita-gabro de coloración clara. Le siguen en abundancia hornblenditas-piroxenitas, monzodioritas-monzonitas, sienitas y diques lamprofíricos.

Las hornblenditas y piroxenitas conforman afloramientos aislados y reducidos, de no más de 700 m de largo, separados unos de otros por cubierta de suelo y vegetación. Están limitadas a la mitad sur del plutón y se exponen, salvo escasas excepciones, en las partes topográficamente más bajas, al pie de los picos montañosos. Por el contrario, las dioritas-gabros, monzodioritas y monzonitas conforman afloramientos extensos y continuos, abarcando desde la base de los valles hasta las cumbres de los montes. Las dioritas-gabros afloran en el cuerpo principal y en la porción norte del brazo noreste, mientras que las monzonitas abundan en la mitad sur de este brazo. Justamente allí es donde dominan las venas de sienita, quedando las monzodioritas distribuidas de manera más uniforme en todo el plutón. No obstante esta polaridad entre dioritas-monzonitas, en el mapa geológico (Fig.24) se ha marcado a la serie diorita-gabro-monzodiorita-monzonita con la misma traza, dado que no pudo ubicarse en el campo un límite preciso.

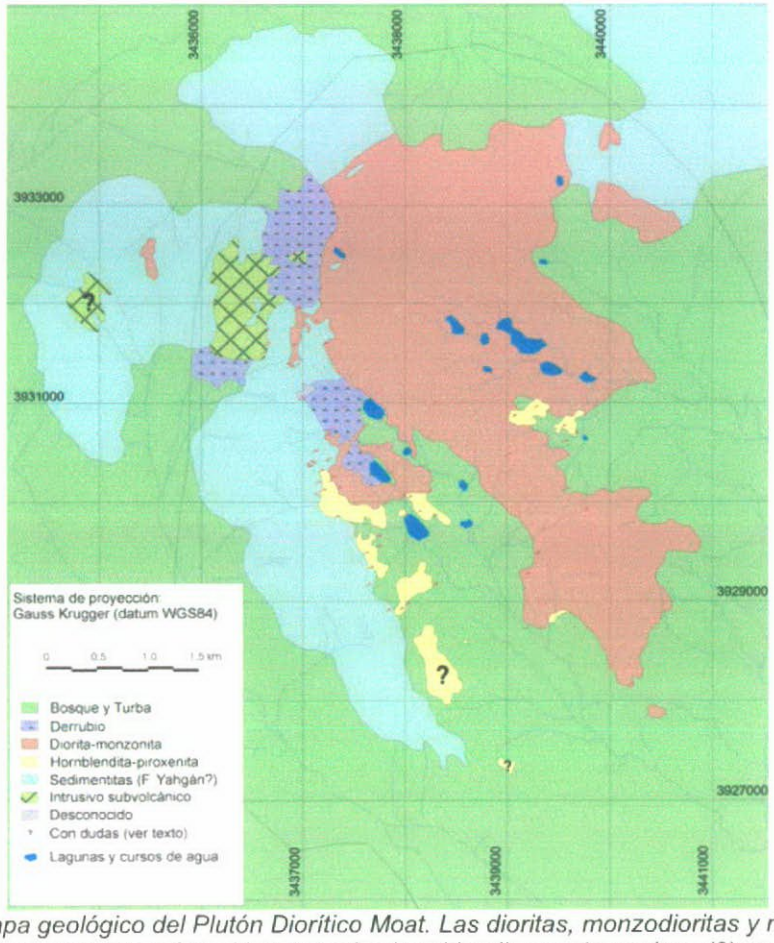


Figura 24: Mapa geológico del Plutón Diorítico Moat. Las dioritas, monzodioritas y monzonitas se han mapeado con el mismo color, al igual que las hornblenditas y piroxenitas. (?) es roca granitoide no diferenciada. La anomalía magnética esta marcada con trazo de línea negra.

Litológicamente, las rocas del PDM no difieren en nada a las del resto de los plutones de la provincia. Quizá, la característica más sobresaliente de este cuerpo es la estratificación y bandeado ígneo, bien visible gracias a las buenas exposiciones.

En orden temporal se describen a continuación las diferentes unidades:

Hornblenditas y piroxenitas: Son rocas de color verde oscuro compuestas por hornblenda, clinopiroxeno y escasa plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios reconocidos son apatita, titanita y epidoto. Entre los opacos se identificaron magnetita con desmezclas de ilmenita y ulvita (ó cromita?), formando cúmulos de hasta 10-20 cm de forma ahusada o sigmoidal intercrecidos con epidoto, y escasa pirita y calcopirita.

La textura más representativa de las hornblenditas es la granuda hipidiomórfica a panidiomórfica, de grano grueso (1-2 cm de largo). Ocasionalmente el tamaño de disminuye, con individuos en el orden de 1 mm, o bien aumenta, conformando texturas pegmatíticas, con cristales de hornblenda de hasta 30 centímetros.

Dioritas-gabros: son rocas de textura granuda de granulometría media, de color gris, compuesta en un 60-70 % de minerales félsicos. Éstos son cristales de plagioclasa de 1-3 mm de composición andesina-labradorita (establecida por métodos ópticos). Se presentan siempre maclados (raramente zonados), en granos euhedrales a subhedrales. Los mafitos están representados por clinopiroxeno y hornblenda, de granulometría menor a las plagioclasas y ubicados en los espacios dejados por éstas (textura intergranular). También aparece biotita. Los accesorios son apatita, titanita, magnetita y escasa pirita y circón.

Estas rocas poseen también nódulos de hornblendita elípticos y con bordes netos.

Monzodioritas-monzonitas: la principal diferencia con las dioritas-gabros es la aparición de una fase anhedral intersticial compuesta por plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo. En los casos en que el grado de "monzonitización" es importante, el feldespato alcalino desarrolla cristales poiquilíticos con tendencia al idiomorfismo de hasta 3 cm mientras el resto de los cristales promedian los 2-3 milímetros. La presencia de este feldespato le confiere a las rocas una coloración gris rosada. En la mayoría de los casos el feldespato alcalino es micropertítico.

Las variaciones composicionales como las observadas en las dioritas-gabros (principalmente variaciones bruscas en el contenido de mafitos, o de accesorios) no son

comunes en las monzodioritas-monzonitas, siendo, en este sentido, este tipo litológico mucho más homogéneo que el anterior.

Dioritas-monzodioritas-monzonitas del cerro Colorado: en el extremo noroeste del plutón se encontró un cuerpo intrusivo de características particulares. El cerro, constituido en su totalidad por estas rocas, posee una coloración ocre por la intensa alteración que presenta, principalmente a limonitas y minerales de las arcillas. Las rocas que lo integran son de texturas desde porfírica, porfiroide a microgranuda, compuestas principalmente por minerales leucocráticos, 5-20 % de mafitos y abundante pirita. Los fenocristales están representados por plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda, clinopiroxeno y biotita. Como accesorios aparecen apatita y titanita. Hay abundante epidoto secundario, pero se piensa que al menos una reducida parte sería de origen primario.

Estas rocas se cree son un pulso magmático diferente al de las dioritas y monzonitas del cuerpo principal.

Sienitas: las sienitas conforman intrusiones menores a modo de venas discordantes y de segregaciones en las rocas ya descriptas. El espesor de las venas varía desde 1 a 10 centímetros. Están compuestas por feldespato alcalino, de grano grueso (hasta 4 cm), micropertítico y poiquilítico y plagioclasa, junto con hornblenda y escaso cuarzo. Como accesorios aparecen titanita, apatita y opacos.

Las sienitas son poco abundantes en esta localidad y, si bien cortan a todos los tipos litológicos, dominan donde predominan las monzonitas.

Diques lamprofíricos: son también diques delgados, de 1-20 cm de espesor, de color verde oscuro, discordantes a las rocas anteriores. Presentan una textura porfírica con pasta afanítica. Los fenocristales son principalmente hornblenda, escasos cristales de plagioclasa y clinopiroxeno.

Relaciones entre los distintos cuerpos ígneos: En la parte central del PDM, las hornblenditas y dioritas se encuentran interestratificadas. Allí se ven, en unas decenas de metros, estratos de entre 10 cm y 1 m intercalados en las dioritas. Estas capas se han interpretado aquí como producto de una estratificación ígnea causada por una diferenciación por gravedad. Las evidencias de estratificación no se limitan tampoco a este punto, ya que se han observado, en distintos afloramientos de dioritas-gabros, bloques que muestran alternancia de capas con variaciones en composición y textura en

cada estrato. Además, en la mayoría de las observaciones se advirtió una orientación de cristales (textura traquitoide) que definen una foliación ígnea, paralela a estos planos de estratificación (Fig.25).

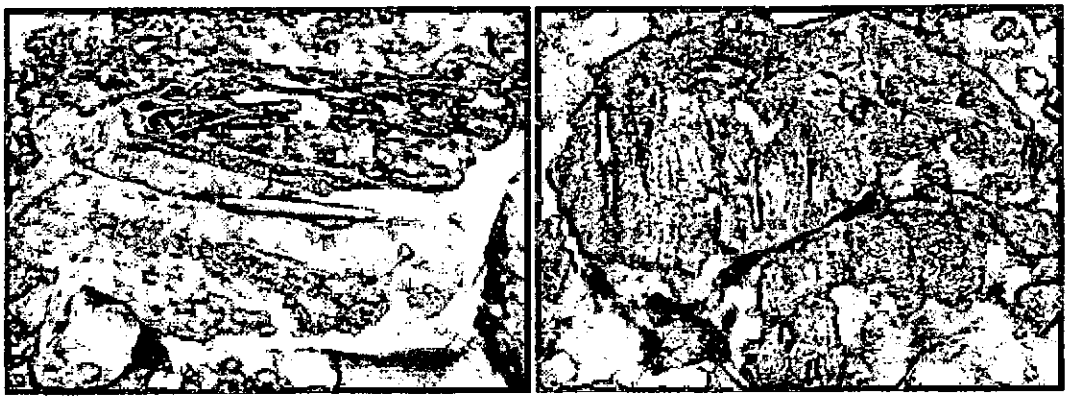


Figura 25: Bloques con estratificación ígnea con capas de maficidad y textura variables. En la parte superior de la foto de la izquierda, un estrato de hornblendita con textura pegmatítica.

Alteración: En general las rocas del PDM carecen de alteración meteórica o hidrotermal, salvo las piroxenitas y hornblenditas, las cuales en muchos casos presentan marcada fracturación y reemplazos de minerales primarios por secundarios (anfíboles secundarios, cloritas, epidoto, biotita y carbonatos), otorgándoles cierta friabilidad. Las rocas del cerro Colorado, por su parte, han sufrido procesos de alteración hidrotermal de tipo fílica (cuarzo-sericita-pirita). La escasa alteración de las rocas dominantes del PDM, en sectores sumados a un diaclasamiento espaciado, facilita la generación de grandes bloques de derrubio al pie de los picos montañosos (Fig.26).

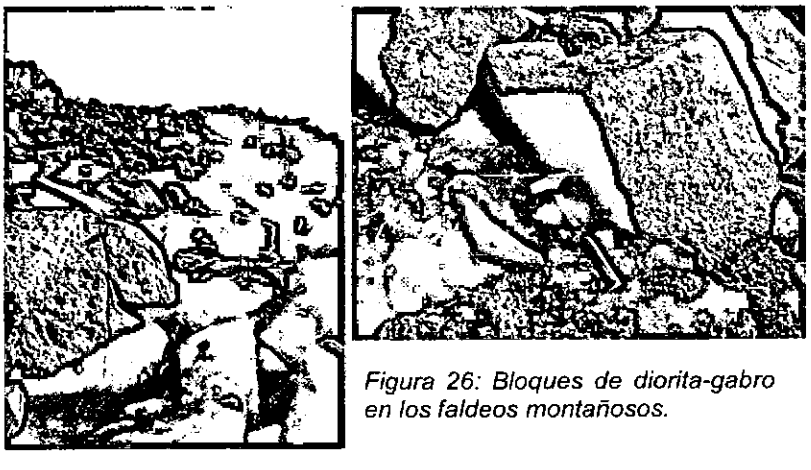


Figura 26: Bloques de diorita-gabro en los faldeos montañosos.

Significado de los valores isotópicos de Sm/Nd en muestras del Plutón Diorítico Moat: Otro de los méritos novedosos de este trabajo ha sido la realización de los primeros ensayos de isótopos de Sm y Nd sobre rocas de Tierra del Fuego (Tabla III). Habiéndose efectuado siete análisis de $^{147}Sm/^{144}Nd$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ sobre muestras de las distintas variedades del complejo plutónico de la sierra Lucio López, esto es hornblendita, melagabro, gabro, dioritas (dos), monzodiorita y dique sericitizado se obtuvieron valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre -1,49 y 4,09 siendo las relaciones Sm/Nd decrecientes con la diferenciación magmática desde las rocas más melanocráticas a las menos. Las relaciones iniciales se calcularon considerando las edades máximas esperadas para la cristalización magmática regional según dataciones previas de la Diorita Jeu-Jepén, esto es unos 90 Ma. En el gráfico de la Fig.27, de Sm/Nd frente a $\varepsilon_{Nd(t)}$ se observan relaciones Sm/Nd altas (entre 0,2 y 0,31) que denotan la basicidad del magma original, y una agrupación de puntos que indica que no hay diferencias significativas en el comportamiento isotópico entre los tipos litológicos, lo cual apunta a una relación parental entre ellos. Si esto es así en la mayor exposición areal de rocas granitoides es de presumir, por extensión, que las restantes plutonitas son parte de un mismo batolito regional.

muestra	*litología*	*Sm(ppm)*	*Nd(ppm)*	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2SE$	$\varepsilon_{Nd(0)}$	$\varepsilon_{Nd(t93)}$	T_{DM} *(Ga)*
CM 1	hornblendita	5,38	17,26	0,1885	0,512794±11	3,04	3,14	-
CM 4	gabro	7,3	33,155	0,1331	0,512809±11	3,34	4,09	0,46
CM 7	monzodiorita	8,89	36,89	0,1456	0,512640±11	0,03	0,65	0,9
CM 13	dique sericitizado	1,554	7,588	0,1238	0,512531±18	-2,09	-1,22	0,87
CM 15	melagabro	7,774	27,972	0,168	0,512744±20	2,07	2,41	0,99
CM 28	diorita	5,558	22,728	0,1478	0,512532±8	-2,06	-1,49	1,17
CM 38	diorita	7,738	38,51	0,1215	0,512574±12	-1,24	-0,36	0,78

Tabla III: Valores isotópicos de Sm y Nd de los tipos litológicos del PDM

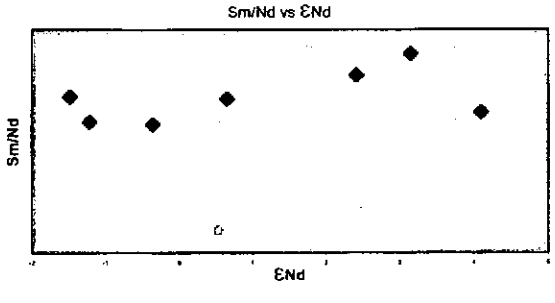


Figura 27: Sm/Nd (entre 0,2 y 0,31) frente a εNd*(t) en los tipos litológicos del PDM*

6.5. EL COMPLEJO PLUTÓNICO BEAUVOIR

Sobre la margen norte del lago Fagnano, en el cordón montañoso que se extiende al Sur del cerro Rodríguez, en la sierra Beauvoir, en un paraje conocido como "bahía Rancho" ó "Los espejos" aflora un cuerpo intrusivo que representa un conjunto de rocas granitoides homologables a las plutonitas estudiadas en el resto de la isla Grande (cf. Hornblendita Ushuaia, Diorita Jeu-Jepén y Plutón Diorítico Moat) y muestra, como ellas, una respuesta aeromagnetométrica contrastante en el mapa regional (Fig.28). La única vía de acceso es la lacustre, a través de la navegación del lago Fagnano o Cami, desde Tolhuin (al Este del mapa) o desde el puesto de Prefectura Nacional, ubicado sobre la costa sur del lago.

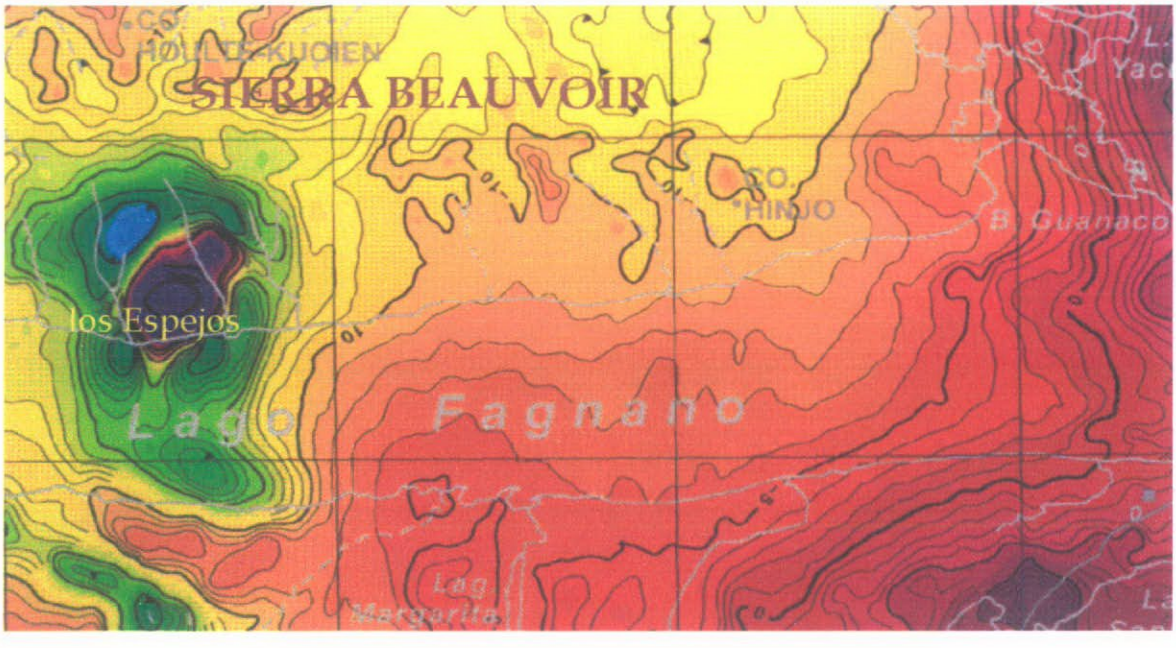


Figura 28: Ubicación del cuerpo intrusivo aflorante sobre la costa norte del lago Fagnano.

Es un cuerpo de pequeñas dimensiones (cerca de 3km^2), cuyas coordenadas centrales son 2555000-3955000 (Gauss Krugger – WGS84). Compuesto principalmente por monzonitas, monzodioritas y dioritas, pertenece a un evento intrusivo postectónico, al igual que los otros ejemplos citados; y se aloja en metasedimentitas y metabasitas de la Fm. Beauvoir, del Cretácico inferior alto (parte superior de la Fm. Yahgán).

Geomorfológicamente forma un espolón truncado que sobresale sobre el lago, con paredes muy abruptas y elevadas respecto del resto de los cerros que llegan hasta la costa, evidenciando la presencia de rocas más resistentes a la erosión glacial en este sector, como puede verse en Figura 29.

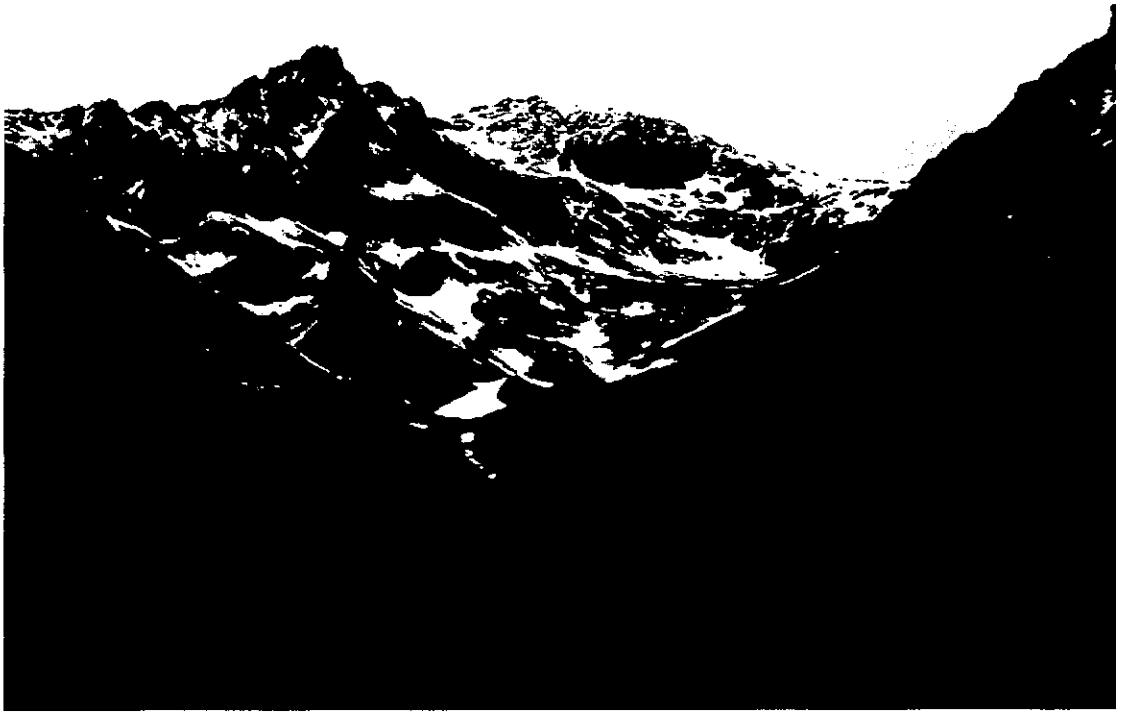


Figura 29: Afloramientos de las rocas granitoides sobre la costa norte del lago Fagnano.

Descripción litológica: El plutón se compone de piroxenitas, hornblenditas, dioritas-gabros, monzodioritas, monzonitas, sienitas y diques lamprofíricos póstumos.

Piroxenitas y hornblenditas: son rocas de color verde oscuro, de textura granuda, de tamaño de grano desde milimétrico a centimétrico. Están compuestas por hornblenda poiquilítica y piroxeno en proporciones variables, y cantidades menores de biotita, apatita, plagioclasa (?), epidoto (?) y opacos. Portan venillas con minerales secundarios (clorita). Otro mineral secundario es malaquita, la cual revela una posible mineralización de sulfuros metálicos.

Se han observado bolsones (centimétricos a decimétricos) con límites difusos más ricos en piroxenos, interpretados como cúmulos de piroxenitas en hornblenditas piroxénicas. Otros bolsones de las mismas características están compuestos por cristales de hornblenda euhedrales y feldespato (potásico y plagioclasa?) pegmatíticos y delgados prismas de apatita. Los cristales de hornblenda pueden disponerse al azar o con el eje de

los prismas perpendiculares a las paredes del bolsón (tipo textura en peine) y el feldespato rellenando los espacios entre éstos.

En un bloque suelto de hornblendita se observó una laminación ígnea dada por alternancia de capitas más oscuras que otras, rasgo este poco común, incluso nunca visto en otras localidades de la isla.

Dioritas-gabros: son rocas granudas de granulometría media, con tonalidades grises claras y oscuras. Dentro de este grupo hay dos variedades -de diferente composición- distinguibles en el campo (Fig.30).

Figura 30: Afloramientos de altura de las rocas ultramáficas. Al fondo, sobre la costa sur del lago Fagnano se extiende la cordillera Alvear.

Un grupo corresponde a una roca melanocrática, conformada por 50-70% de minerales máficos. Éstos son hornblenda y piroxeno principalmente (dominando uno sobre otro indistintamente), mientras que los félsicos son plagioclasas. Constituyentes menores son epidoto, biotita, titanita, apatita y opacos (pirrotina y hematita? entre otros). Los cristales de hornblenda son los de mayor tamaño, euhedrales y poiquilíticos. El resto crece de

manera intersticial entre éstos. Como productos de alteración hay clorita y epidoto, distribuidos homogéneamente en la roca o en venillas. El feldespato potásico puede estar presente, también como fase intersticial, con desarrollo de cristales poiquilíticos. Una característica de estas rocas es la presencia de venillas subparalelas máficas rellenas con piroxenos, anfíboles y óxidos (además de clorita y epidoto como se mencionó más arriba).

Estas rocas presentan en determinados sectores una laminación ígnea dada por alternancia de capas de aproximadamente 1 a 5 mm compuestas por minerales félsicos y máficos orientados paralelamente a las capas.

La otra variedad es mucho menos máfica (con 20-40% de mafitos) y carecen de las venillas oscuras.

Hasta ahora no se tiene información suficiente para determinar si estas dos variedades de roca representan dos pulsos de intrusividad diferentes ó solamente uno, con cambios composicionales (y posiblemente texturales) de un lado a otro. Sí poseen nódulos de hornblendita-piroxenita, que evidencian una cristalización más temprana para estas últimas.

Monzonitas-monzodioritas: estas rocas son las más abundantes. Presentan tonalidades que van entre el gris y rosado cuando el feldespato alcalino es abundante. En este sentido, este mineral puede superar ligeramente el 65% en volumen de la roca en ciertos casos, con lo que las rocas se clasifican modalmente como sienitas bajo estas circunstancias.

El tamaño de grano de estas rocas varía entre 1 y 5 milímetros. La composición mineral está representada por plagioclasa, feldespato potásico poiquilítico y muy escaso cuarzo. Los mafitos (aproximadamente 5-20%) son de hornblenda, en ocasiones con textura poiquilítica, piroxeno y biotita, junto con titanita, apatita y óxidos (magnetita) como accesorios.

Al igual que en las dioritas-gabros, el anfíbol puede o no dominar sobre el piroxeno (incluso alguno de los dos puede estar ausente) y es de mayor tamaño de grano. En las sienitas o monzonitas muy ricas en feldespato alcalino este mineral se presenta en cristales de hasta 3 cm escasamente poiquilítico, con formas subhedrales, al punto de que ya deja de ser una fase intersticial, mientras que en las monzonitas menos feldespáticas y monzodioritas (y dioritas), el tamaño de los cristales se mantiene, pero son mucho más poiquilíticos, conformando estrictamente una fase póstuma anhedral. En el primer caso se

ha observado en algunas muestras una cierta orientación de los cristales de feldespato, semejando una textura traquítica. Poseen xenolitos de diorita-gabro y hornblendita-piroxenita redondeados.

Sienitas: ellas forman venas rectilíneas o anastomosadas desde milimétricas a escasos metros de potencia (generalmente de pocos centímetros) compuestas principalmente por feldespato alcalino, en proporciones que a veces superan el 90% en volumen, con lo que pasarían a ser sienitas alcalifeldespáticas. Los mafitos rondan el 1-3% en volumen. Están cortando a todas las rocas descriptas precedentemente. En las hornblenditas-piroxenitas y dioritas-gabros producen brechamiento, mientras que en las monzonitas-monzodioritas conforman solo venas con bordes a veces difusos.

Están integradas, además de feldespato alcalino, por plagioclasa, piroxeno (de color algo azulado), escaso cuarzo, titanita y óxidos (magnetita). La hornblenda y biotita también pueden estar presentes. La granulometría es variable, desde media (1-3 mm) hasta gruesa (2 cm). El feldespato alcalino puede formar en ocasiones los cristales mayores y ser poiquilítico, en otras forma un agregado equigranular con la plagioclasa.

Lamprófiros: consisten también en venas discordantes y representan el último pulso magmático, cortando incluso a las sienitas. Son venas delgadas, de hasta pocas decenas de centímetros de espesor, de color verde oscuro, también rectilíneas ó anastomosadas.

Están formados por fenocristales de hornblenda de hasta 1 cm (en general de 2-3 mm), prismáticos a aciculares y escasos de biotita, orientados más o menos en forma paralela a los bordes del dique, inmersos en una pasta (dominante) afanítica y oscura compuesta por feldespatos y mafitos de grano submilimétrico.

Ensayos tecnológicos:

Densidad, absorción, porosidad:

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Diorita 4088-1	3,07	0,26	0,8

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Sienita 4088-2	2,64	0,41	1,07

Resistencia a la compresión simple:

Muestra Diorita				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
4088-1-1	60,2	59,7	58,5	**195,43**
4088-1-2	60,1	59,9	58,0	**249,75**
4088-1-3	60,4	59,8	59,8	**191,43**
4088-1-4	60,6	59,7	59,9	**197,16**

Promedio σc (MPa)	**208,44**
Desviación Standard (δ)	**27,64**

Muestra Sienita				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
4088-2-1	59,6	59,8	58,5	**187,87**
4088-2-2	59,7	60,7	57,7	**245,09**
4088-2-3	59,7	59,9	58,4	**202,52**

Promedio σc (MPa)	**211,83**
Desviación Standard (δ)	**29,72**

Los valores de densidad, absorción y porosidad son de algún modo comparables con los de las diorita y sienita del cerro Jeu-Jepén, tipos litológicos correlacionables. Las rocas granitoides de Beauvoir ensayadas son, empero, más frescas y menos deformadas que aquellas, posiblemente por encontrarse la plutonita alejada del eje magmático regional y fuera del eje principal de la tectónica cordillerana. Respecto de los ensayos de compresión, son los más altos de los realizados en este estudio, lo cual constituye un elemento meritorio para su aprovechamiento como roca ornamental. Como se dijo más arriba, la falta de caminos de acceso diferirá su aprovechamiento para el futuro.

6.6. LAS VOLCANITAS CORDILLERANAS

En la Cordillera Fueguina central, desde el monte Olivia hasta el lago Escondido, bordeando la sierra Sorondo y atravesando la sierra Alvear siguiendo el trazado de la Ruta Nacional n° 3, pueden verse capas de volcanitas ácidas porfíricas muy tectonizadas por la Orogenia Andina así como una sucesión de lentes de rocas eruptivas básicas, observándose una sorprendente variabilidad en el estado de deformación de estos cuerpos, como luego se verá.

Las volcanitas ácidas (leucocráticas, claras) pertenecen a lo que se conoce como Serie Porfirítica, Pórfiros cuarcíferos o Formación Lemaire, equivalente fueguino de la Formación el Quemado de Patagonia. En Chile se llaman Serie Tobífera. Representan el basamento local y la rampa de despegue sobre el que se ha depositado y corrido sucesivamente la Formación Yahgán. En la base norte del monte Olivia (Fig.31), continuándose hacia el Este por las cumbres de la sierra Sorondo, así como en el cerro Portillo, frente a él por el Oeste y más allá, aflora una faja de esta unidad litoestratigráfica regional.

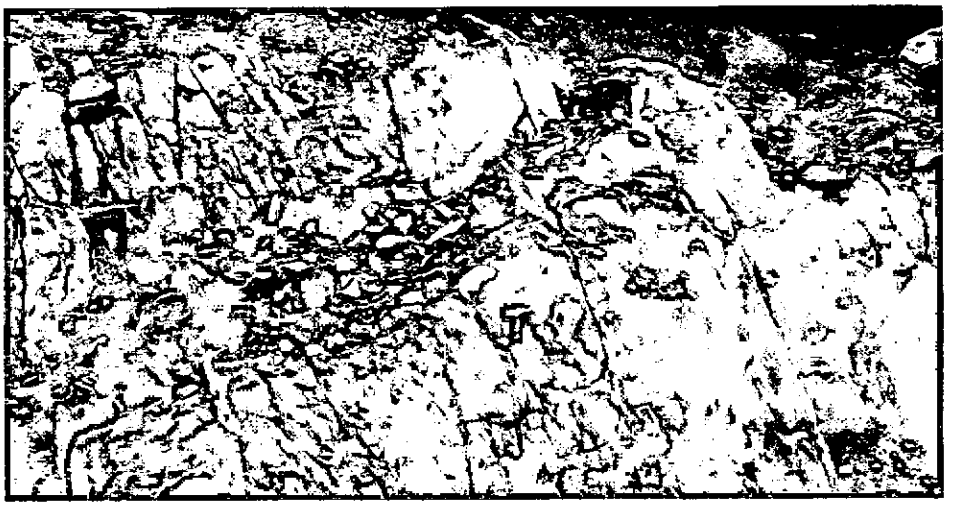


Figura 31: Afloramiento de donde se obtuvieron las muestras para los ensayos tecnológicos y que ha sido usado ocasionalmente como provisión de material con fines ornamentales.

La roca porfírica, con pequeños fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y cuarzo, es de color blanquecino a verde amarillento, con tonalidades ocráceas. Muestra una intensa deformación cataclástico-milonítica que favorece su lajamiento y alteraciones sericítica, clorítica, albítica y pirítica. Esta roca es de interés minero metalífero ya que aloja una mineralización de sulfuros polimetálicos del tipo VHMS.

En cuanto a las rocas eruptivas básicas (melanocráticas, oscuras), sobre la base oeste del monte Olivia, próxima a la entidad anterior y cabalgando sobre ella, se muestra en toda su magnitud un cuerpo subvolcánico de diabasa-espilita, masivo, desprovisto de la intensa deformación anterior, de color gris verdoso, intruyendo rocas pizarrosas de la Fm. Yahgán. A ojo desnudo se aprecia localmente una textura microgábrica y se distinguen también a simple vista algunos piroxenos ofíticos. Hay asimismo estructuras vacuolares rellenas por carbonatos, que comúnmente forman también numerosas venillas (Fig.32).

Figura 32: Afloramiento de rocas ofíticas de donde se obtuvieron las muestras para los ensayos tecnológicos efectuados para este trabajo.

Al microscopio se observa que la roca se halla entre los tipos basalto-andesita-diabasa, con un índice de color inferior a 40 por lo que podría clasificarse como leucobasalto (SiO_2 > 52%). Las texturas microscópicas varían entre ofítica, intergranular y pilotáxica (Fig.33) La composición mineral está representada por abundante plagioclasa sódica y augita. Magnetita e ilmenita aparecen como minerales accesorios. Como minerales de alteración hay clorita, calcita, zoisita, titanita, sericita, cuarzo, albita y limonita.

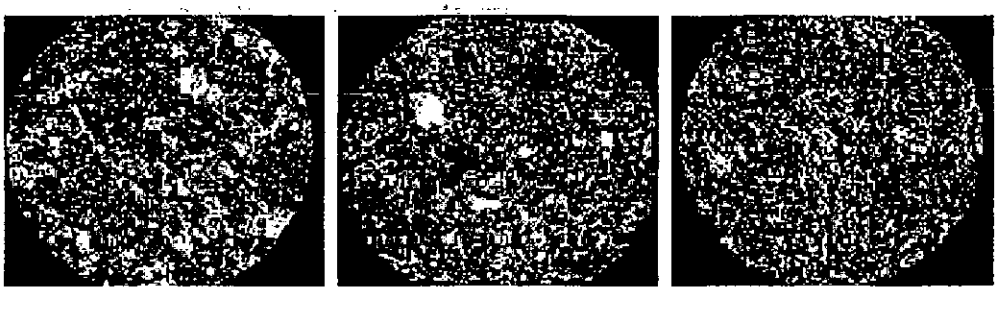


Figura 33: Fotomicrografías de los leucobasaltos (o melandesitas) de las sierras Sorondo y Alvear (luz polarizada, ocular x10, objetivo x2,5).

CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES BIBLIOTECA Dr. Manuel Belgrano

Cuerpos similares al descrito, de composición basáltico-andesítica, se repiten casi sin solución de continuidad hasta el paso Garibaldi, el puerto cordillerano de la sierra Alvear, y continúan en la bajada hacia el lago Escondido.

Nuevas exposiciones de basalto-andesita pueden advertirse en un tramo de la ruta paralelo a la estructura regional, esto es NO-SE, entre el puente de Tierra Mayor y rancho Hambre. El trecho hasta el lago Escondido, como corte transversal a la sierra Alvear-Lucas Bridges, ofrece varias exposiciones de cuerpos eruptivos básicos lenticulares, de grano y color similares a las anteriores (Fig.34). Algunos de ellos en visible relación geológica con los esquistos encajantes aunque muy tectonizados en los bordes y menos hacia el interior de cada cuerpo. A 700 m hacia el N del puente sobre el río Hambre aflora por 100 m sobre la ruta esta roca eruptiva masiva, con esquistos hacia ambos lados y nueva repetición de aquella. 600 m más adelante se encuentra otra masa coherente empero muy diaclasada. Un caso de contacto neto de dos variedades de roca eruptiva, esto es masiva y esquistosa, se observa muy bien a 3,6 km del ya mencionado puente. Esta característica de rocas eruptivas esquistosas y masivas y de masas eruptivas no verdaderamente expuestas como mantos se repite a 6,3 km del puente de rancho Hambre. La lenticularidad que han adquirido las masas eruptivas por obra de la deformación de las mismas, concomitantemente con el plegamiento, se halla a otros 300 m del punto anterior.

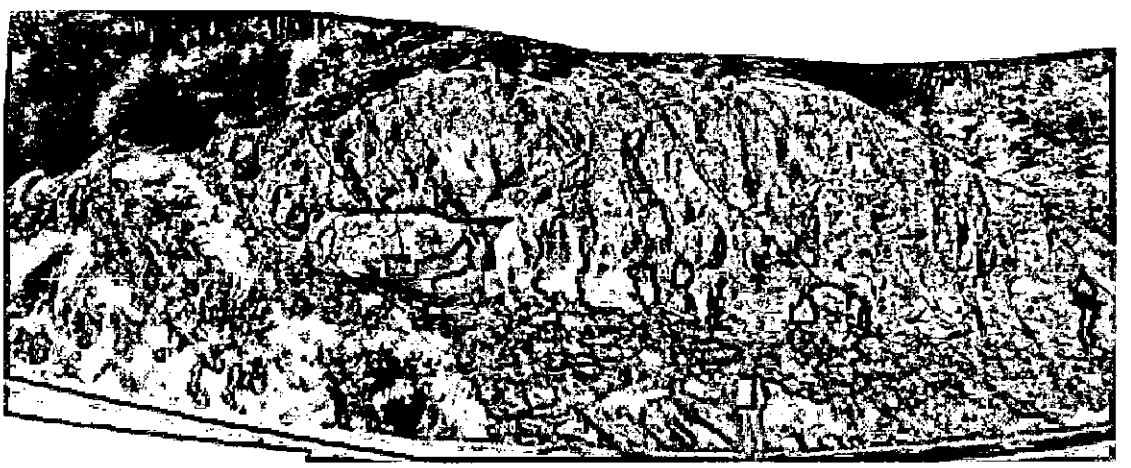


Figura 34: Cuerpo eruptivo de forma lenticular característico de los afloramientos de la sierra Alvear

En síntesis, una repetición de rocas eruptivas se observa en el tramo entre rancho Hambre y Paso Garibaldi (Fig.35). Allí diabasas han sido intensamente deformadas dando como resultado esquistos verdes blastofíticos con actinolita, clinozoisita, clorita, titanita y magnetita. Finalmente en la zona del lago Escondido, siguiendo el camino antiguo entre la hostería y el mirador, a lo largo de alrededor de 850 m se observa una secuencia litológica de clara alternancia de pizarras negras, pizarras negras piritíferas, pizarras grises y esquistos verdes variadamente esquistosos y eruptivos macizos, que muestran la íntima deformación de las intercalaciones eruptivas en el conjunto esquistoso plegado.

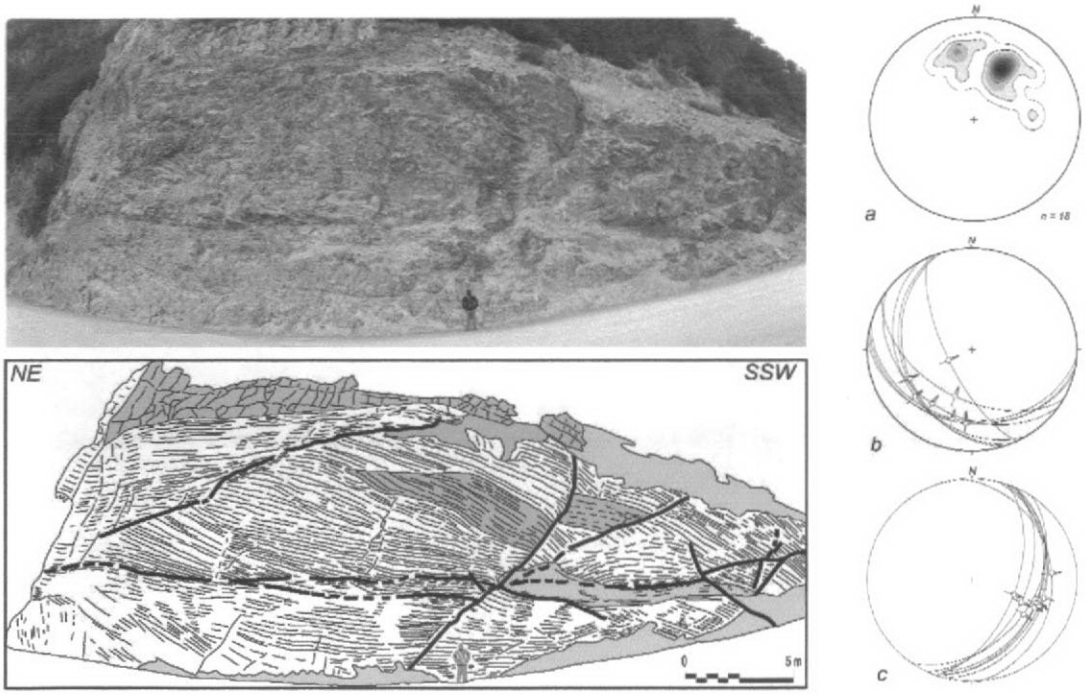


Figura 35: Fotografía y line-drawing del afloramiento de rocas eruptivas básicas en Paso Garibaldi. A la derecha Red de Schmidt -que utiliza el hemisferio inferior- indicando (a) clivaje pizarreño, (b) fallamiento inverso, y (c) fallamiento directo (tomado de la tesina de licenciatura de M. Cenni).

Los cuerpos eruptivos son básicamente todos de composiciones basáltico-andesíticas (algunos con algo de cuarzo por lo que pueden clasificarse como microdioritas o microtonalitas) y estructura, esto es lentes masivos en el centro y esquistados hacia los bordes, donde aparecen calcita, titanita, epidoto, clorita y albita como minerales de alteración.

Ensayos tecnológicos de la espilita:

Densidad, absorción, porosidad:

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Espilita – 3323 –3	2,79	0,19	0,53

Resistencia a la compresión simple:

Muestra Espilita				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
325-1	57,8	60,9	60,6	**112,60**
325-2	58,5	60,9	60,8	**92,85**
325-3	58,9	60,5	60,1	**105,10**
325-4	60,5	60,8	58,8	**131,52**
325-5	61	60,9	60,4	**115,52**

Promedio σc (MPa)	**111,52**
Desviación Standard (δ)	**14,21**

Resistencia a la flexión:

Muestra Espilita				
Submuestra N°	**Largo (cm)**	**Ancho (cm)**	**Espesor (cm)**	**Tensión (MPa)**
TL325-01	22,80	2,90	1,70	**15,24**
TL325-04	22,80	2,80	1,80	**27,71**
TL325-05	22,80	2,80	1,80	**32,99**
TL325-01	22,80	2,90	1,70	rota

Promedio σ_f (MPa)	**25,31**
Desviación Standard (δ)	**9,12**

Las altas desviaciones observadas en las espilitas son coherentes con las PPI (Tabla IV, en pág. 60) variables según el estado de alteración de la muestra llevada a laboratorio.

Ensayos de desgaste Dorry:

Los ensayos se realizaron sobre dos probetas de las muestras de espilita (basaltos regionales s.l) utilizando el método de desgaste con la máquina Dorry con un recorrido de pista de 1.000 metros. Los resultados se detallan a continuación:

Probeta	Desgaste (mm)
I	1,63
II	2,38
Promedio	**2,01**

Como puede verse, ambos valores difieren bastante entre sí, quedando su promedio por debajo de los límites aceptables para considerarla apta para su utilización como revestimiento. Ello es debido a la participación de carbonatos como material de relleno de cavidades en la composición de la roca (véase banda clara de calcita en Fig.36) lo cual frente al resto de los silicatos formadores de la roca baja en ella puntualmente su dureza.

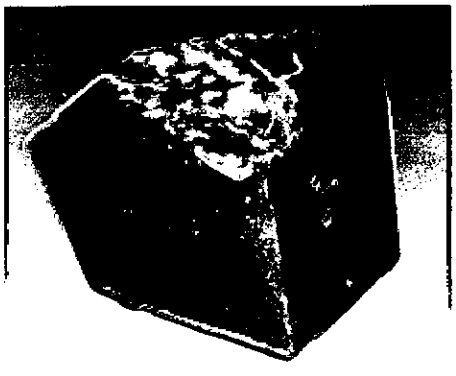


Figura 36: Probeta de espilita.

Ensayos térmicos:

basalto	PPI
AC6	3,73
BC7	4,88
CC9	5,09
DC11	2,98
ED2	3,86
FD5	3,97
GD6	3,7
HD7	4,18
ID9	3,6

Tabla IV: Pérdidas por ignición en el tratamiento térmico de las muestras de basaltos.

Ensayos tecnológicos de la Serie Porfirítica (Fm Lemaire, riolita):

Densidad, absorción, porosidad:

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Serie Porfirítica – 3323 -4	2,96	0,42	1,24

Resistencia a la compresión simple:

Muestra Serie Porfirítica				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
326-1	60,2	59,6	61,3	**122,66**
326-2	60,6	60,8	60,9	**89,78**
326-3	62	60,3	60,3	**111,87**
326-4	60	60,5	60,2	**172,42**
326-5	60,4	61	59,7	**110,55**

Promedio σc (MPa)	**121,45**
Desviación Standard (δ)	**30,87**

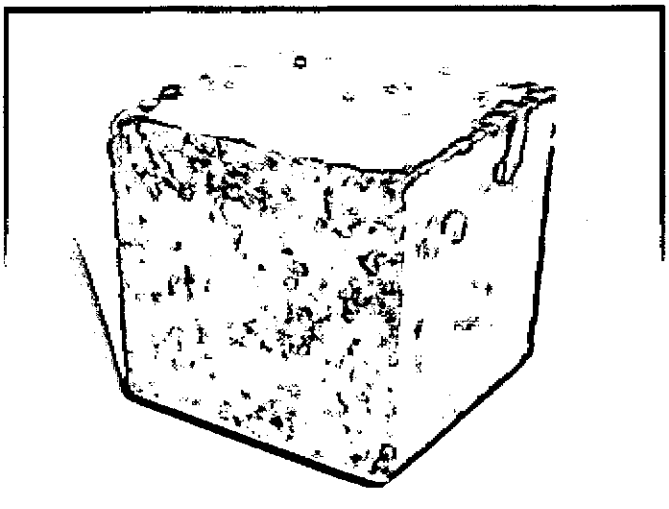


Figura 37: Probeta de riolita.

Las volcanitas cordilleranas han dado buenos resultados de resistencia aunque su aprovechamiento como roca ornamental de la comarca habrá de ser artesanal debido a la reducida (aunque extendida) expresión de cada una de sus manifestaciones. Es lo que actualmente ocurre con el asomo de las volcanitas leucocráticas –claras- (Fig.37) de la base norte del monte Olivia que se ha venido utilizando en los últimos tiempos como revestimiento edilicio en la ciudad de Ushuaia (Fig.38).

Figura 38: "Lajas" de la Serie Porfirítica milonitizada que aflora en la base norte del monte Olivia empleada como revestimiento exterior de una vivienda del barrio Casas del Sur de Ushuaia.

6.7. LAS PIZARRAS CRETÁCICAS

Respecto del encajante de las volcanitas cordilleranas, es decir la Formación Yahgán, constituyen el zócalo mismo sobre el que se encuentra construida la capital provincial. A los aislados afloramientos citadinos frente al antiguo cementerio en el centro mismo de Ushuaia y otros que han quedado al descubierto a pesar de la urbanización, siguen luego a la salida norte, casi sin solución de continuidad por toda la cordillera, metasedimentitas bandeadas con fuerte participación de pizarras (intercaladas con grauvacas, algunos niveles ftaníticos y posibles radiolaritas) cuyo aprovechamiento como material de construcción (frentes de viviendas) se inició hace unos quince años, a modo de material sucedáneo al de los esquistos cloríticos (todavía se conservan en algunos edificios viejos como puede verse en la Fig.X) de Lapataia que dejaron de ser utilizados por encontrarse afectados por la intangibilidad de los elementos paisajísticos del Parque Nacional, aunque de inferior calidad debido a su alto contenido de pirita que se oxida rápidamente una vez expuesta a la intemperie y mancha los frentes de los edificios que reviste (Fig.39).

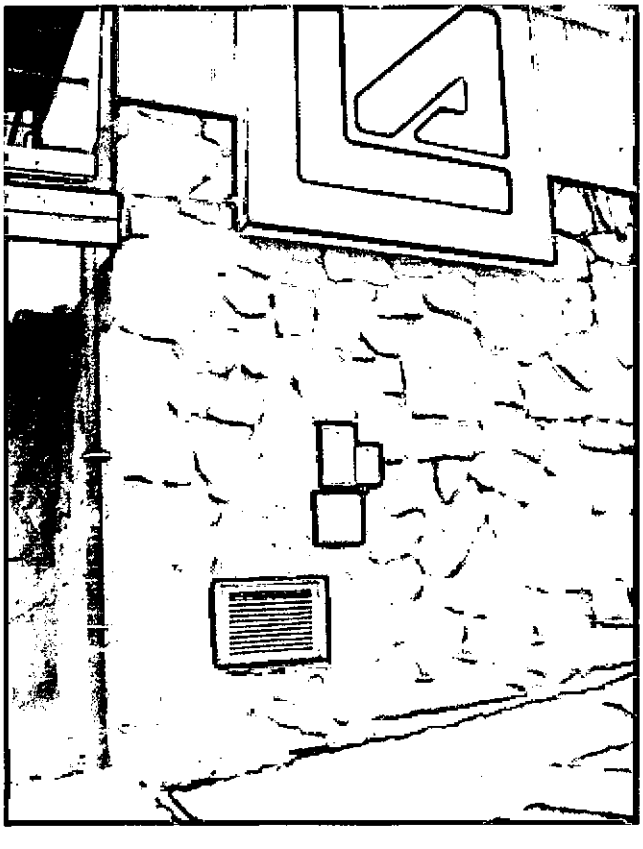


Figura 39: Esquistos cloríticos de Lapataia (esquina de Maipú y Onas de Ushuaia).

La pirita diseminada que contienen las pizarras se ha formado en el depósito sedimentario a favor de las condiciones euxínicas (faltas de oxígeno) en la cuenca sedimentaria original mientras que la concentrada en venillas lo ha hecho a partir de una removilización por metamorfismo de bajo grado. El intemperismo oxida al sulfuro transformándolo en óxido al tiempo que va tiñendo el revestimiento del color del ión ferroso (Fig.40).

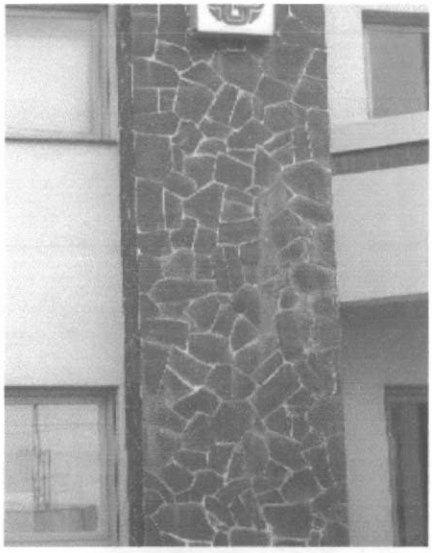


Figura 40: Pizarras del monte Olivia en un edificio de la calle San Martín de Ushuaia (nótese la oxidación de la pirita).

Los mejores sitios para el aprovechamiento de la pizarra son aquellos donde fueren paralelos el bandeamiento y el clivaje de plano axial o pizarrosidad, es decir en los limbos de los pliegues. Allí es donde rompe mejor la roca y el beneficio es óptimo. Por el contrario, el peor se encuentra entonces en las charnelas, donde sendas estructuras son perpendiculares (Fig.41).

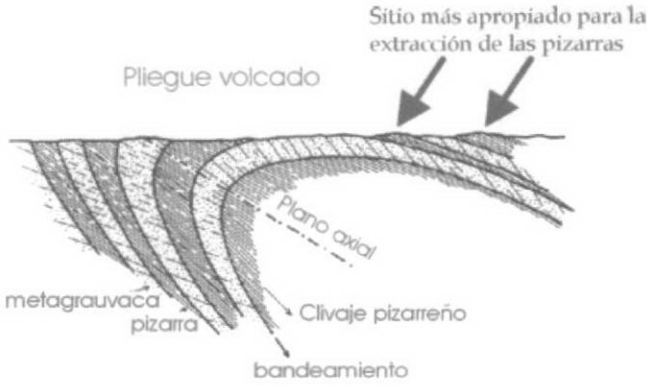


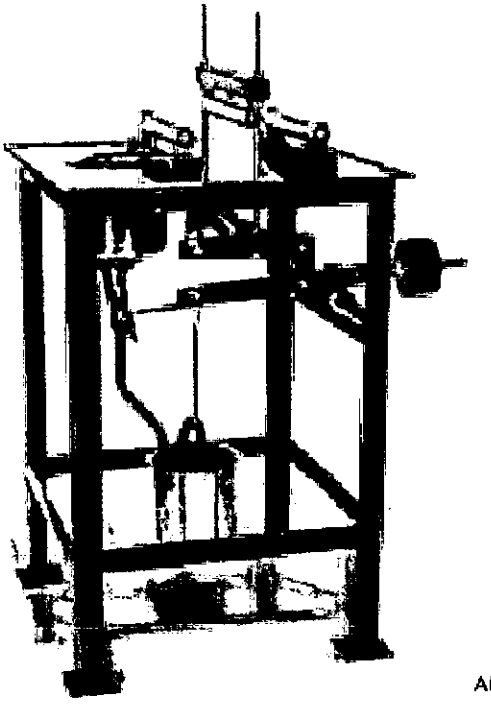
Figura 41: Posición en el pliegue donde el aprovechamiento de la pizarra resulta óptimo.

Ensayos de desgaste Dorry:

Los ensayos se realizaron sobre dos probetas de las muestras de pizarras regionales de la formación Yahgán utilizando el método de desgaste con la máquina Dorry con un recorrido de pista de 1.000 metros. Los resultados se detallan a continuación:

Probeta	Desgaste (mm)
I	0,67
II	0,64
Promedio	**0,66**

Los índices obtenidos han sido excelentes. Estas rocas, ya utilizadas como revestimiento -aunque con dispares resultados (véase Fig.40)- cuentan con un potencial extraordinario, gracias a su alta resistencia al desgaste y por su ubicuidad en la geografía fueguina, para su aprovechamiento como superficie de alto tránsito (lo que no debe ser confundido con carga).



AIM 48101

Figura 42: Máquina Dorry.

6.8. OTROS CUERPOS ERUPTIVOS BÁSICOS

La presencia de numerosas manifestaciones eruptivas engarzadas en el Complejo Deformado hace menester ensayar una propuesta de discriminación entre las mismas. La textura de estas rocas, granosas por un lado a microgranosas y hasta volcánicas por el otro permiten separar plutonitas pertenecientes a lo que se conoce como Dioritas Andinas, conformando un primer grupo, y cuerpos eruptivos de composición de leucobasaltos, melandesitas, diabasas y espilitas, el otro. La información aeromagnetométrica ha permitido corroborar esta especulación ya que las Dioritas Andinas, pertenecientes al Batolito Patagónico, muestran invariablemente una marcada anomalía de color, ausente para el caso de los cuerpos subvolcánicos enumerados.

El gabro del puente quemado

Un cuerpo gabroide, de pequeñas dimensiones, sin respuesta magnética, aflora inmediatamente antes de la entrada al Parque Nacional Tierra del Fuego, en el paraje conocido como "del puente quemado". Se trata de afloramientos limitados, mayormente cubiertos por la foresta, de una roca de color verde oscuro, de estructura que va de granosa gruesa a fina, pasando de una apariencia gábrica a otra basáltica sin relaciones de contacto visibles. Su encajante es una pizarra. La deformación de la plutonita es marcada. Al microscopio muestra una textura microgranosa, subofítica a intergranular, y su composición es de clinopiroxenos (augita, hedenbergita y clinoferrosilita) y plagioclasa albitizada. La ilmenita, muy abundante, es de la variedad pirofanita. Entre otros accesorios hay mineral opaco (pirita) y las alteraciones son de calcita, clorita y una incipiente actinolitización.

Posiblemente constituya un ejemplo visible en superficie, apartado y aparentemente aislado de otros cuerpos eruptivos que se repiten a lo largo del perfil longitudinal de la cordillera fueguina. Su interpretación geotectónica se da en el esquema siguiente (Fig.43):

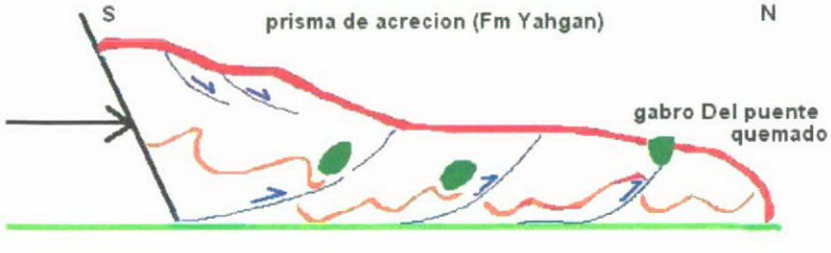


Figura 43: Esquema de la posición del cuerpo del puente quemado en el contexto geológico local

Los cuerpos eruptivos de Spion Kop

Otro ejemplo de loa anterior sería el conocido de antaño cuerpo de Spion Kop, en la sierra Lucas Bridges, identificado por Petersen (1949) en las inmediaciones del "Rancho de Lata", en el paso Harberton o Spion Kop, y constituido por rocas dioríticas (Fig.44).

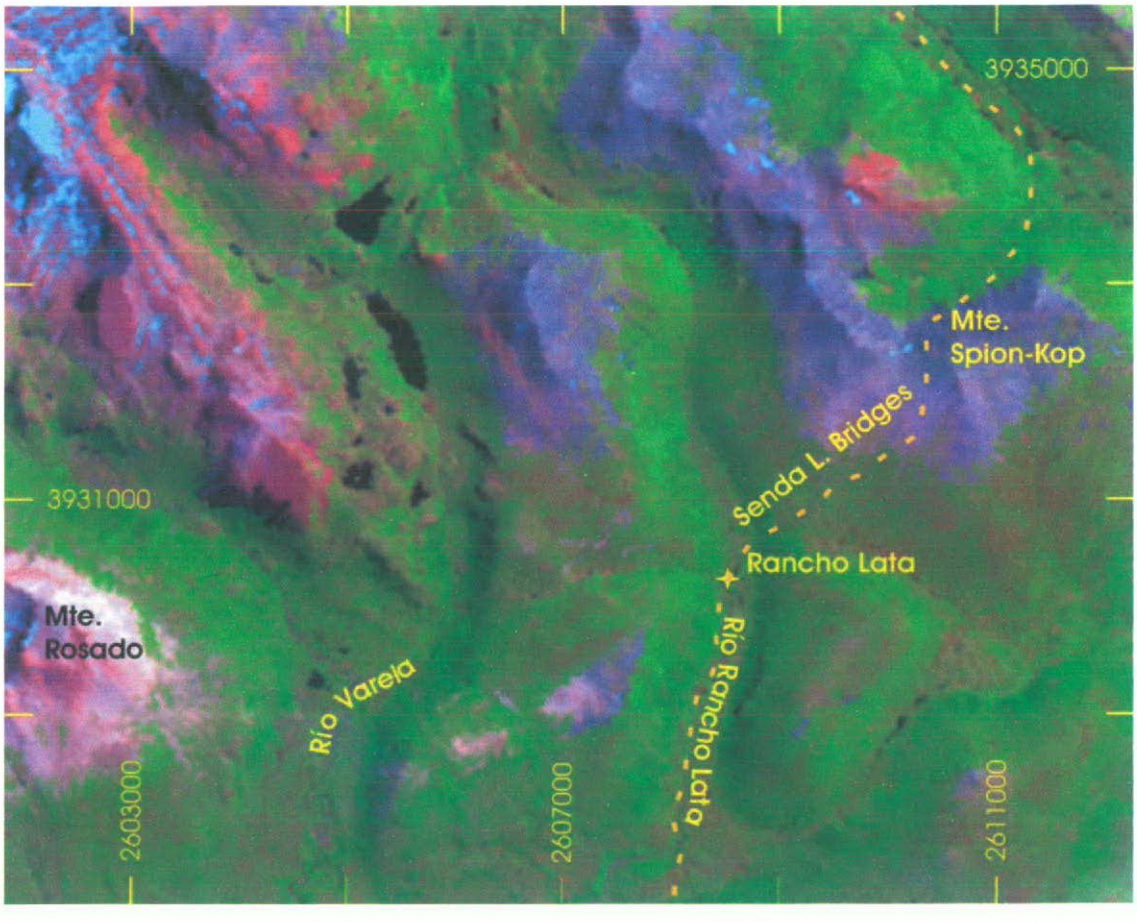


Figura 44: Paso Spion Kop (Imagen Landsat 741, coordenadas Gauss Krugger WGS84).

El mapa aeromagnetométrico de Tierra del Fuego (Hoja 5569-II) muestra que la comarca se encuentra por debajo de los -65nT siendo uno de los sectores con valores más negativos de la isla, muy opuesto a aquellos sitios donde afloran rocas granitoides (o se infiere su presencia en subsuelo) donde las anomalías están en el rango positivo.

El Complejo Deformado de los Andes Fueguinos muestra allí una alternancia de pizarras sericíticas grises, piroclastitas y volcanitas ácidas, con predominancia de rocas de origen

volcánico, levemente metamorfizadas, con bancos desde unos pocos metros de espesor a potencias de algunos cientos de metros. A veces muy milonitizados. El rumbo general es NO-SE con inclinación variable hacia el SO. Las rocas volcanogénicas están constituidas por fenocristales de cuarzo, feldespato pertítico y plagioclasa, dando una composición modal en el rango riolita-dacita (fenoriolita a fenodacita).

La esquistosidad es muy marcada en las pizarras y en ciertos niveles volcánicos.

En el cerro ubicado inmediatamente al SO del Rancho de Lata, en una transecta NE-SO, la secuencia arranca con pizarras grises y unas pocas decenas de metros más arriba ya se tienen piroclastitas ácidas. Los afloramientos se pierden por la vegetación, y ya en la cima del cerro afloran nuevamente pizarras grises, muy esquistosas. Esta litología sigue así por unos 600 m, alternando con unos escasos bancos delgados de volcanitas. Luego se pasa a una zona de fuerte intercalación de paquetes de pizarras y volcanitas, de unos 300 metros. Cada banco individual tiene algunas decenas de metros de potencia y luego se pasa a niveles netamente volcánicos de color blanquecino y fuertemente esquistosos.

Alojados en las rocas volcánicas aparecen cuerpos de pequeñas dimensiones, de tonalidad grisácea que contrastan con las volcanitas en las que se alojan, principalmente por la falta de esquistosidad y por el aspecto de los afloramientos ya que no se presentan como bancos intercalados sino como lomadas redondeadas de hasta 200 m de diámetro.

Al microscopio estas rocas son gabro-dioritas de grano fino a mediano, compuestas por plagioclasa y piroxeno, conformando texturas que van desde seriada a porfiroide y en muchos casos ofítica a subofítica. Los piroxenos alcanzan hasta 1 cm de longitud mientras que las plagioclasas no superan los 2 a 3 milímetros. Éstas suelen estar completamente alteradas, no así los piroxenos. Intersticialmente entre estos granos se dispone una matriz constituida por feldespato, piroxeno, cuarzo y otros minerales no identificados debido a la fuerte alteración. Se observan también rellenos de palagonita (?) ± cuarzo, epidoto y ceolitas (?) que semejan restos de vidrio volcánico alterado y recristalizado y/o amígdalas rellenas con estos materiales.

Los afloramientos anteriores fueron observados en la cima del cerro al SO del Rancho de Lata y en el faldeo del monte ubicado al NO de este último, pero no debe desestimarse una distribución más amplia ya que se han visto bloques sueltos de estas rocas en esta localidad y en el cauce del río Varela. De esta manera, la erosión causada por el agua les confiere un aspecto porfírico muy notorio, donde se destacan fenocristales de plagioclasa

de color blanquecino, rodeados de una matriz oscura. Al microscopio se observa empero que lo que parece matriz es clinopiroxeno ofítico y material intersticial indeterminado.

Al Oeste del paso, a ambos lados del curso del río Varela, afloran basaltos y andesitas. Al microscopio se aprecian rocas de textura ofítica a subofítica e intergranular, microgranosa a granosa, con grado variable de deformación cataclástica, hasta la fragmentación cristalina y la milonitización. Su composición mineral es de clinopiroxeno y plagioclasa. Como accesorio es frecuente la aparición de ilmenita. Entre los minerales secundarios hay principalmente cloritas y epidoto a modo de alteración propilítica y también sericita, leucoxeno (?), calcita y tremolita-actinolita.

El clinopiroxeno, presumiblemente augita, hállase por lo general fresco, englobando a tablillas de plagioclasa formando una textura de ofita-subofita. Su alteración ocasional se basa en una incipiente uralitización de los bordes cristalinos que pasan a tremolita-actinolita, la que junto al epidoto representan un ajuste retrógrado del metamorfismo regional. La plagioclasa, bastante alterada, muestra una composición ácida, entre andesina ácida en las muestras más frescas hacia oligoclasa en las más deformadas, todo ello debido presumiblemente a un proceso de espilitización. La presencia ocasional de zoisita, por otro lado, deberíase a un proceso localizado de saussutización.

Hay también una variedad microgranosa. En ella es abundante la plagioclasa y menos el clinopiroxeno. Los individuos cristalinos de la primera, corrientemente caolinitizados, tienen unos 5 mm de diámetro. La roca debe clasificarse como una diabasa aunque con transiciones gradacionales hacia un tipo litológico de composición de microgabro con plagioclasa ácida.

Textural y composicionalmente se trata de rocas similares a las de Cordillera Alvear y, como en ellas, se destaca la falta de olivino.

También existe una variedad fenoandesítica, con fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) inmersos en una pasta constituida por minerales secundarios (clorita, epidoto, zoisita, leucoxeno, carbonato y mineral opaco) estando la plagioclasa seudomorfizada por dicho material de alteración.

6.9. LA GRANODIORITA DE PUNTA SINAÍ

En punta Sinaí, inmediatamente al Este del casco de la estancia Sara, sobre la costa atlántica del Norte de Tierra del Fuego, aparece una centena de enormes bloques erráticos (Fig.45) de litología alóctona que constituyen un sorprendente ejemplo de acumulación glacial en la cordillera Darwin, transporte a lo largo 150 km en dirección NE, descarga y meteorización en el último medio millón de años (Coronato et al. 1999).

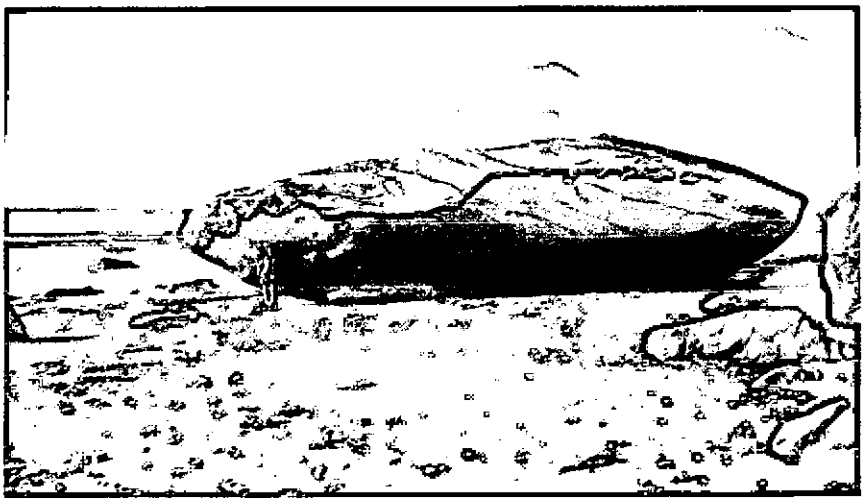


Figura 45: "Erratic boulder" de la granodiorita de Cordillera Darwin en las playas de estancia Sara.

La composición de los bloques es granodiorítica (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita) y su textura granosa de grano grueso. La estructura *de visu* es foliada aunque se muestra aparentemente masiva y resistente. Su color es blanco grisáceo a rosáceo con inclusiones oscuras de la que es portadora (Fig.46).

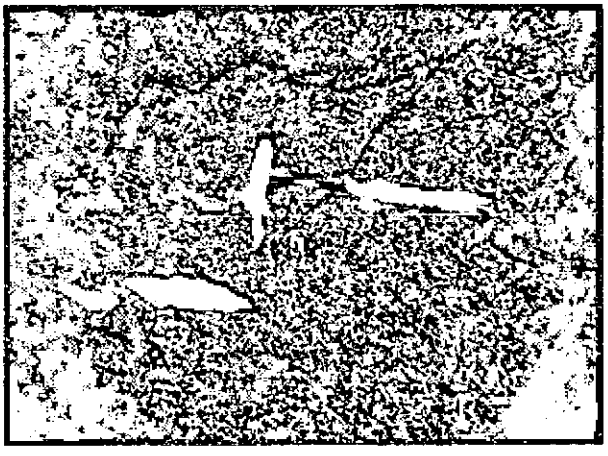


Figura 46: Superficie expuesta a la meteorización de un bloque errático (nótese inclusión oscura).

Ensayos tecnológicos:

Densidad, absorción, porosidad:

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Granodiorita 3323 -9	2,91	0,72	2,08

Resistencia a la compresión simple:

Muestra Granodiorita				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
331-1	61	60,8	61,1	**65,62**
331-2	60,6	60,9	60,9	**68,90**
331-3	60,4	61	60,9	**83,85**
331-4	62,9	59,9	60	**93,60**
331-5	61,2	60,2	60,6	**74,95**

Promedio σc (MPa)	**77,38**
Desviación Standard (δ)	**11,41**

Resistencia a la flexión:

Muestra Granodiorita				
Submuestra N°	**Largo (cm)**	**Ancho (cm)**	**Espesor (cm)**	**Tensión (MPa)**
TL331-01	23,00	2,90	1,70	**9,00**
TL331-02	23,00	2,80	1,70	**6,99**
TL331-03	23,00	2,80	1,70	**8,54**
TL331-04	23,00	2,80	1,70	**6,99**
TL331-05	23,00	2,80	1,70	**0,00**

Promedio σ_f (MPa)	**7,88**
Desviación Standard (δ)	**1,04**

Los bloques de granodiorita que hoy descansan en punta Sinaí han estado sometidos a los efectos de la meteorización durante el último medio millón de años. Posiblemente esa fuere una de las causas –junto a la evidente foliación e inclusiones oscuras que le han introducido una heterogeneidad evidente- no obstante su gran belleza al ser pulida (Fig.47) por las que su comportamiento físico haya sido decepcionante.

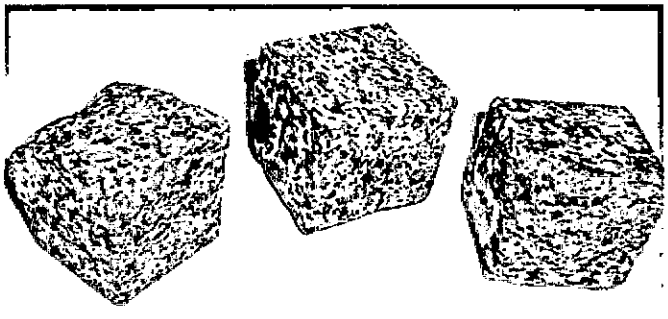


Figura 47: Probetas de granodiorita.

Se recomienda aquí preservar estos bloques erráticos como Patrimonio Geológico provincial y su no utilización para fines ornamentales. El valor científico y cultural de estas rocas errantes supera cualquier beneficio industrial.

6.10. LAS ARENISCAS TERCIARIAS

La falla transcurrente del lago Fagnano (falla de Magallanes), que corre en dirección O-E, divide geológicamente en dos a la isla Grande de Tierra del Fuego. La misma ha sido y es estudiada por su condición de falla activa y empleada para crear una subdivisión de la Placa Sudamericana, que es la Placa (o subplaca) de Scotia, al Sur del lineamiento regional. Así ello, los afloramientos rocosos del Norte de la isla, pertenecen, excepto una cuña al Oeste de la sierra Beauvoir, al Terciario marino, Paleógeno al Sur y Neógeno al Norte. Son dominantes aquí las areniscas, frecuentemente fosilíferas, con cemento calcáreo y raras veces arcilloso ó silíceo. Sus colores varían entre el castaño claro hasta el pardo verdoso. Las sucesiones son potentes pero los bancos de las secuencias no suelen tener grandes espesores (Fig.48). Aunque aparecen como la litología de mayor extensión en la isla, dominando el paisaje de la estepa, no han sido prácticamente aprovechadas como rocas de aplicación. Otras areniscas terciarias, extraídas de la

cantera de Don Bosco, próxima a la caleta La Misión, han sido utilizadas brevemente, para la construcción del núcleo del rompeolas del puerto.

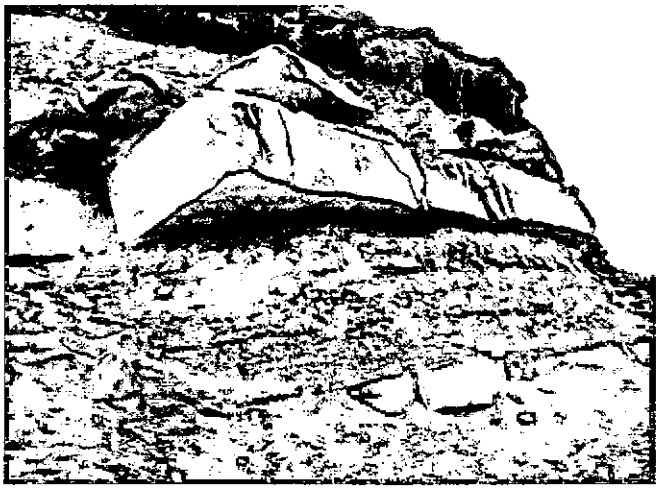


Figura 48: Sucesión de areniscas marinas del Norte de Isla Grande.

Ensayos tecnológicos:

Densidad, absorción, porosidad:

Muestra	Densidad gr/cm^3	Absorción %	Porosidad %
Arenisca 3323 -10	2,21	9,50	20,91

Resistencia a la compresión simple (Fig.49).:

Muestra Arenisca				
Submuestra N°	**Largo (mm)**	**Ancho (mm)**	**Espesor (mm)**	**Tensión (MPa)**
332-1	60,3	60,6	59,8	**29,98**
332-2	60,2	60,7	60,4	**27,15**
332-3	60,8	60,7	60,4	**28,57**
332-4	60,5	60,4	60,3	**28,28**
332-5	60,6	60,8	60,1	**25,81**

Promedio σc (MPa)	**27,96**
Desviación Standard (δ)	**1,57**

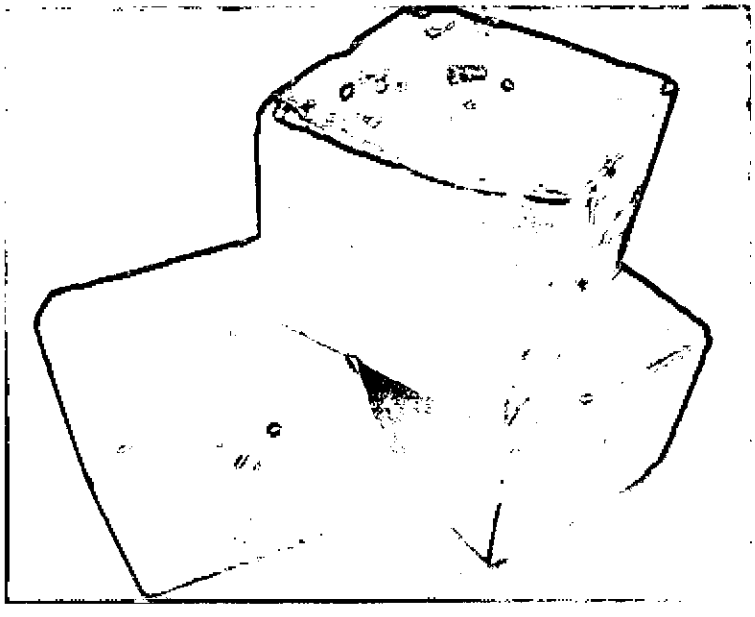
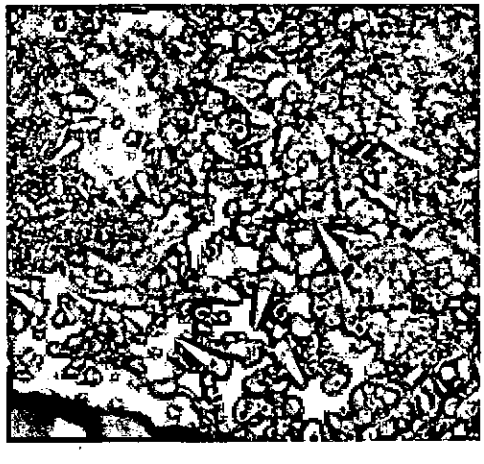


Figura 49: Probetas de arenisca.

Respecto de la arenisca, representativa del resto de las sedimentitas terciarias, la resistencia a la compresión es baja (lo cual indica una pobre cementación), aun por debajo de las areniscas promedio, y la absorción y porosidad, muy altas, lo que constituye su mayor demérito.



Algunas rocas sedimentarias fosilíferas tienen un atractivo particular por lo que podrían resultar de interés ornamental. Tal el caso de ciertas coquinas como las de la Fig. 50 que trabajadas en forma artesanal adquirirían valor como material de revestimiento.

Figura 50: Caliza con gastrópodos del género Turritella de la estepa fueguina.

6.11. LAS ROCAS ORNAMENTALES DE PENÍNSULA MITRE

El extremo oriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego es conocido como península Mitre, que no es tal sino que es el nombre que se le ha dado a los territorios situados al Este de una línea imaginaria entre la bahía Aguirre y la caleta Policarpo. La geología regional consiste en la continuación del Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. En esta área alcanzan su máxima exposición las rocas de la Serie Porfirítica, representada por pórfiros riolíticos (-graníticos), riodacíticos (-granodioríticos) y tonalíticos (-dacíticos). Sobre la costa sur se distinguen los cerros Atocha, Campana y Pirámide –entre las bahías Aguirre y Valentín- y los Montes Negros –entre las bahías Valentín y Buen Suceso- (Fig.51).

Figura 51: Montes Negros vistos desde la ladera norte del monte Atocha.

El monte Atocha está constituido por un cuerpo eruptivo de rocas leucocráticas. En muestra de mano se advierte que se trata de una roca de estructura porfírica, de color rosado a rosado-grisácea, con fenocristales de cuarzo y feldespatos en pasta félsica. Al microscopio aparecen albita y ortosa acompañando al cuarzo, cuyos individuos cristalinos se encuentran fracturados y, comúnmente con bordes engolfados por la pasta leucocrática. Clorita y epidoto han reemplazado a un mineral que probablemente haya sido biotita. También se observa mineral opaco (0,2 mm de Ø) disperso en la pasta sericitizada. Las muestras investigadas corresponden entonces a un pórfiro granítico alfa o beta (según la clasificación de la IUGS) o riolítico-riodacítico. Frecuentemente estos pórfiros, ácidos por sí mismos, pueden encontrarse aun más silicificados en las proximidades de la roca sedimentaria regional.

El monte Pirámide es el de más fácil acceso. Boques de roca y cascajos de roca la misma eruptiva constituyen su cima. No pareciera encontrarse allí más que roca erosionada *in situ*. En muestra de mano se observa un pórfiro de color amarillento en superficie de meteorización y algo más grisáceo en fractura fresca, que recuerda a la roca de los afloramientos de la base norte del monte Olivia (véase Fig.31). Los fenocristales de cuarzo y feldespato se encuentran inmersos en una pasta félsica. Contiene la roca unos diferenciados verdosos, elongados, de pequeño tamaño y con cristalitos de cuarzo incluidos que bien pueden ser xenolitos en una pasta inhomogénea. Su disposición orientada marca la fluidalidad por emplazamiento o posiblemente por deformación, la cual es tan evidente que, vistas desde lejos, confunde a estas rocas con estratos sedimentarios plegados.

Al microscopio se aprecia la textura porfírica de un pórfiro granítico brechoso, constituido por un 75% de fenocristales y un 25% de pasta. Los fenocristales son mayoritariamente de cuarzo (85%), con algunos fragmentos líticos (10%) y feldespato potásico (5%). Los individuos de cuarzo (de 0,5 mm de Ø) son medianamente idiomorfos, con la típica extinción relámpago y algunos se encuentran fracturados. Los fragmentos líticos, relictos probablemente de una volcanita ácida con biotita, alcanzan hasta medio cm de diámetro. El feldespato potásico sin maclas (ortosa) se presenta frecuentemente arcillitizado. La pasta félsica está bastante alterada a un mineral de aspecto flabeliforme (prehnita?).

En el sector sur de los Montes Negros las rocas son comparables: de composición ácida y textura porfírica, en muestras de mano tienen un color rosáceo a blanquecino de su pasta felsítica y diminutos cristales, principalmente de cuarzo. Al microscopio se distinguen en la pasta leucocrática fenocristales de cuarzo, de plagioclasa y de feldespato potásico. El cuarzo muestra extinción ondulosa y se halla corroído y engolfado por la pasta. La plagioclasa es andesina-oligoclasa y el feldespato alcalino, ortosa. La pasta es de composición cuarzo-feldespato alcalino y presenta una marcada alteración a clorita, sericita y epidoto.

En síntesis, la composición mineral de estos pórfiros es de fenocristales de feldespato potásico pertítico (Or_{97} Ab_3 An_0), albita anti-pertítica (Ab_{97} An_2 Or_1) y cuarzo, una pasta de cuarzo y feldespato potásico, y, menos comúnmente, como minerales accesorios, circón, allanita, rutilo e ilmenorutilo, ulvoespinelo, titanita (alterada a anatasa), magnetita titanífera e ilmenita. Como minerales de alteración hay clorita, sericita y moscovita, biotita, pumpellyita, estilpnomelano y clinozoisita.

Estas rocas también se encuentran muy deformadas, hasta milonitizadas. Se clasifican como pórfiros granítico-granodioríticos o riodacíticos. Composicionalmente gradan a dacíticos.

Pero el material más importante de la comarca por su potencialidad como roca ornamental, empero no aprovechado aún, es la llamada "piedra bola". Se trata de pequeños bloques producto de la erosión y transporte de las rocas regionales (sedimentitas del Cretácico superior y el Terciario, pizarras cretácicas y granitoides andinos. Se encuentran como material detrítico en las pequeñas caletas que hay entre Policarpo y bahía Thetis, con la particularidad de que hay una selección por tamaño en cada playa.

Si bien la *piedra bola* viene siendo utilizada de antaño en algunas construcciones de la ciudad de Ushuaia (Fig.52), la utilizada hasta ahora es de origen glaciario ó glacifluvial, obtenida en morenas ó canteras de áridos próximas a la ciudad, y separada del till, que es de menor calidad que la de la costa atlántica, de mejor apariencia ya que su superficie ha sido pulida por la abrasión marina.

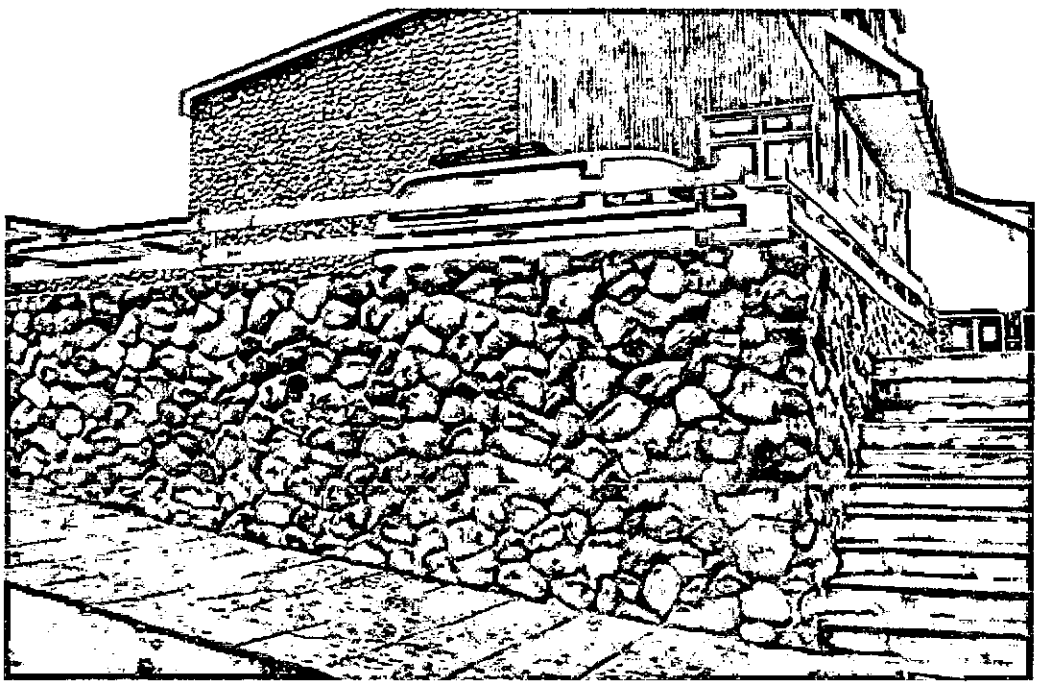


Figura 52: Bloques redondeados ("piedras bola") utilizados en muros del edificio de Prefectura Nacional en Ushuaia

7. GEOQUÍMICA

Los cuadros de análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas (y sus gráficos) de las rocas granitoides estudiadas pueden verse en Tabla V y Figs.52 y 53.

muestra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ni	Sc	LOI	Tot/C	Tot/S	Sum
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	%	%	%	%
CM3	45,2	18,1	12,6	5	11	2,6	2	1,1	0,8	0,3	0,005	17	25	0,7	0,05	0,01	99,8
CM15	38,6	17,1	13,2	9,3	13	1,6	1,8	1,6	1,3	0,2	0,003	10	50	2	0,01	0,01	99,9
CM18	52,9	19	8,52	2,9	8,2	3,8	2,6	0,7	0,5	0,2	0,004	11	14	0,7	0,01	0,01	99,9
CM19	49,5	10,2	8,36	10	17	1,4	0,7	0,8	0,4	0,2	0,017	27	74	1	0,01	0,01	100
CM28	41,4	21,8	8,48	4,1	17	1,6	0,4	0,7	1	0,2	0,002	5	24	3,2	0,04	0,01	99,8
CM33	57,3	19,6	4,84	1,2	6,3	5,3	3,1	0,4	0,3	0,2	0,002	5	5	1,4	0,01	0,03	99,8
CM36	65,8	18,9	0,97	0,1	1	4,2	8,3	0,1	0	0	0,003	5	1	0,9	0,01	0,01	100
CM37	59,3	19,3	4,2	1	4	4,7	6,1	0,4	0,2	0,2	0,003	5	4	0,7	0,01	0,01	100
CM39	53	19,2	7,65	2,4	7,9	3,6	4,4	0,6	0,5	0,2	0,003	8	11	0,4	0,01	0,01	99,8
CK16	49	15,8	10,1	7,7	8,3	4,2	0,3	1	0,2	0,2	0,046	73	44	3,3	0,01	0,01	100
ET27	50,8	19,8	8,82	3	7	4,6	2,6	0,9	0,5	0,2	0,003	5	17	1,8	0,05	0,29	99,8
RET27	50,4	20,1	8,88	3	7,1	4,5	2,6	0,9	0,5	0,2	0,002	5	18	1,6	0,04	0,3	99,8
ET29	47,7	21	8,85	2,9	11	4	1,3	0,7	0,5	0,2	0,001	7	12	1,8	0,01	0,01	99,7
ET33	57,5	18,9	7,57	2,9	4,5	3,4	1,5	0,8	0,2	0,2	0,01	33	19	2,5	0,01	0,14	99,9
ET34	44,9	14	13,5	7	11	2,1	3,7	1,3	0,4	0,2	0,001	28	55	1,9	0,25	0,05	99,8
H25	65,5	19,6	2,16	0,3	2	6,2	6,3	0,2	0,1	0,1	0,002	5	1	0,5	0,01	0,01	100
MO12	46,1	20,6	10	6,8	4,7	2,7	2,8	1,2	0,3	0,1	0,034	50	40	4,6	0,04	0,01	99,8
P14	56,1	17,3	5,65	3,3	6,9	4	1,3	0,5	0,3	0,2	0,013	36	13	4,3	0,41	1,08	99,8
P25	64,6	17,6	2,72	0,8	3,2	4,7	3,5	0,3	0,1	0,1	0,002	5	3	2,2	0,12	0,65	99,7
P32	57	17,2	6,05	3,4	6,9	3,8	2,1	0,6	0,3	0,2	0,007	11	14	2,4	0,18	0,33	99,9
PU5	61,9	17,9	3,13	1,3	5,2	4,5	1,9	0,3	0,2	0,1	0,003	5	4	3,2	0,49	0,07	99,7
PU6	50,1	16,3	8,19	6,8	8,7	3,3	1,1	0,8	0,4	0,2	0,025	62	28	3,9	0,22	1,96	99,8
SPG17	49,2	16	9,07	8,5	9,2	3	0,5	1	0,2	0,1	0,033	41	39	3,1	0,03	0,01	100

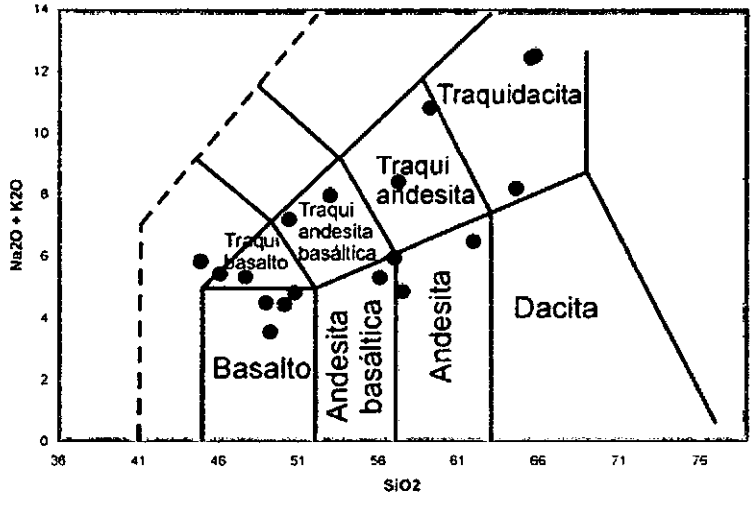


Figura 53: Diagrama TAS (SiO2 frente a álcalis) de las rocas analizadas.

En la figura 53 de la página precedente (donde se han incluido no solo las volcanitas sino todas las rocas eruptivas analizadas) aparecen graficadas como basaltos las muestras del paso Garibaldi y del cerro Krund mientras que la del cerro Olivia cae en el campo de los traquibasaltos. Las dacitas (Is) de la península Ushuaia se ubican en los campos de las andesitas, andesitas basálticas y traquiandesitas.

muestra	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm
CM3	<0,1	176,6	2,2	57	6	0,5	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	2,5	0,01	0,2	<0,5
CM15	<0,1	165	1	35	7	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,8	0,01	<0,1	<0,5
CM18	<0,1	30,1	1,9	44	3,7	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	0,06	0,2	<0,5
CM19	<0,1	67,6	2,4	10	9,2	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	0,02	<0,1	<0,5
CM28	<0,1	19,1	0,8	44	2,5	0,7	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,8	0,06	<0,1	<0,5
CM33	0,1	9,6	13	35	1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,5	0,05	<0,1	<0,5
CM36	0,1	3,5	3,3	3	0,3	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	0,11	<0,1	<0,5
CM37	0,1	0,1	14,9	4	23	0,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	0,08	<0,1	<0,5
CM39	<0,1	49	1,5	35	1,6	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	0,04	0,2	<0,5
CK16	<0,1	52,5	0,4	77	48,5	1,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	<0,1	<0,5
ET27	<0,1	66,2	4,2	52	3,8	<0,5	<0,1	0,2	0,1	<0,1	1,4	0,02	<0,1	0,6
RET27	<0,1	64,9	4,3	52	4	<0,5	<0,1	0,3	0,1	<0,1	2,6	0,02	<0,1	<0,5
ET29	<0,1	46,8	2,2	41	1,6	<0,5	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	1,8	0,05	<0,1	<0,5
ET33	0,4	45	9,6	93	26,7	<0,5	<0,1	0,1	0,2	<0,1	1,4	0,04	<0,1	<0,5
ET34	<0,1	119,7	2,6	46	5,1	<0,5	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	1,5	0,01	0,2	<0,5
H25	0,2	4,5	11,4	20	0,4	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	0,06	<0,1	<0,5
MO12	0,8	12,7	1	73	49	9,3	0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5
P14	<0,1	265,6	9,4	47	27,5	<0,5	0,1	<0,1	0,1	0,3	3,8	0,04	<0,1	1,3
P25	0,4	19,4	9,9	49	3,7	1,5	0,2	0,2	0,2	<0,1	2,2	0,05	<0,1	0,9
P32	<0,1	11,7	5,6	41	11,2	<0,5	0,1	0,1	0,1	<0,1	1,5	0,03	<0,1	<0,5
PU5	<0,1	19,4	9,4	43	5,7	<0,5	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	1	0,05	0,1	<0,5
PU6	1,5	137	5,5	46	30,2	<0,5	0,1	0,3	0,1	0,2	2,2	0,01	0,1	1,4
SPG17	0,1	1,3	0,8	41	25,8	<0,5	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	<0,1	<0,5

Tabla V: Análisis químicos de elementos mayoritarios (página precedente)), minoritarios (esta página y trazas -incluye tierras raras- (página siguiente)

Referencias:

CM Moat CM3 diorita-monzonita, CM15 hornblendita, CM18 monzonita, CM19 piroxenita, CM28 hornblendita, CM33 monzodiorita, CM36 sienita, CM37 monzonita, CM39 monzonita;

CK cerro Krund CK16 diabasa;

MO monte Olivia MO12 diabasa;

SPG paso Garibaldi SPG17 diabasa;

ET estancia Túnel ET27 diorita, ET29 diorita, ET33 tonalita, ET34 microgabro;

H Jeu-Jepén H25 diorita;

P y PU península Ushuaia P14 dacita, P25 dacita, P32 granodiorita, PU5 dacita, PU6 lamprófiro.

muestra	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CM3	566,6	1	46,2	1,4	21,6	1,2	2,6	55,2	1	1629	0,2	3	7	377	99,2	34,4
CM15	389,4	<1	59,3	0,2	16,3	1,8	2,1	24,1	1	1122	0,2	1,1	0,3	399	82,3	34,9
CM18	540,4	1	42,2	1,9	21,9	3	2,8	64	<1	1255	0,3	7,8	2,3	213	180,1	107,4
CM19	173,2	<1	48,3	0,6	12,7	1,9	1,1	12,9	<1	514,6	0,2	2,3	0,7	255	133,4	61,6
CM28	78,3	1	48,5	0,2	19,4	1	0,8	6,4	<1	2109	<0,1	1,7	0,3	279	206,2	23,4
CM33	922,3	2	27,2	0,4	22,3	3,4	5,1	72,3	<1	1481	0,6	9,6	2,5	113	181,6	111,8
CM36	161,3	1	45	3,6	17,1	0,6	1,2	178	<1	441,9	0,2	8,3	1,6	21	297,9	22,5
CM37	622,3	2	40,7	2,9	20,8	5,1	6,3	144	1	1241	0,7	13,2	2,4	102	264	219,8
CM39	1072	1	35,9	1,9	20,1	1,5	2,5	90,5	<1	2195	0,2	8,1	1,7	205	170,9	57,9
CK16	42,6	<1	39,8	1,2	13,9	2,6	3,8	4,3	<1	194,2	0,3	1,2	0,2	250	58,6	84,3
ET27	973,3	2	26,1	1,4	26,5	5,2	9,9	66,4	1	1129	0,9	5,4	2,3	209	96,7	192
RET27	936,9	2	25,6	1,6	26,9	5,3	10	66,1	1	1106	0,9	6,7	2,3	205	92,7	181,7
ET29	404,8	1	33,3	0,8	23,2	1,3	1,7	27,6	<1	2833	0,2	1,1	0,2	251	121,5	25
ET33	370,3	1	35,7	0,9	22,3	3,2	7	45,2	1	687,4	0,5	10,1	3,7	175	174,3	122,1
ET34	1696	<1	84	2,3	16,9	1,7	1,5	77,1	<1	523,4	0,2	2,8	0,9	406	89,9	44,5
H25	1002	2	30,1	1,8	24,2	3,8	9,8	136	<1	833,9	0,9	21,6	6,6	56	231,5	124,9
MO12	1707	1	43,1	3,9	19,2	2,6	5,6	82,6	<1	487,4	0,5	2,2	1,2	251	23,8	102,2
P14	504,5	1	31,9	1,2	19,5	3,3	8,9	37,9	<1	1345	0,6	13,8	3,3	128	172,2	129,8
P25	1929	2	27,3	1	19,2	4,4	12,9	89,1	2	1091	1,1	23	6,8	46	219,6	194,6
P32	639,7	1	32,9	0,6	20	3	8,6	50,8	<1	1062	0,7	10,1	2,2	158	184,6	107,3
PU5	1434	1	25,4	1,6	19,3	3,9	9,3	62,4	<1	1391	0,8	14,2	4,2	66	195,7	122,8
PU6	737,6	1	33	1,3	18,9	2,8	7,4	39,9	1	1055	0,5	8,2	2,2	249	63,2	98,1
SPG17	200,4	<1	33,9	1,5	15,2	2,3	4,8	10,2	<1	251,1	0,3	1,9	0,3	256	64,3	93,4

muestra	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CM3	23,9	24,5	58,9	7,39	32,4	7,5	2,21	6,23	0,98	4,91	0,84	2,21	0,33	2,35	0,31
CM15	26,2	15,5	41,9	5,98	28,2	8,2	2,5	8	1,04	5,23	0,93	2,31	0,29	2,1	0,29
CM18	19,4	25,3	50,3	5,68	23,4	4,9	1,54	4,49	0,57	3,49	0,67	1,9	0,3	1,73	0,36
CM19	23,7	9,8	24,9	3,53	17,1	5,1	1,42	5,08	0,82	4,43	0,83	2,21	0,32	2,23	0,35
CM28	16,9	13,8	37,1	5,13	23,1	5,6	1,75	4,99	0,72	3,52	0,66	1,54	0,22	1,45	0,19
CM33	21,6	30,4	61,4	6,83	27	5,5	1,56	4,63	0,68	3,55	0,71	2,04	0,31	2,17	0,31
CM36	2,9	8,9	12,4	1,19	4,8	0,7	0,48	0,6	0,08	0,43	0,09	0,24	0,06	0,32	0,04
CM37	20,9	37,4	78,3	8,64	31,8	6,4	1,52	4,85	0,68	3,56	0,71	2,08	0,36	2,3	0,31
CM39	19,9	31,5	70,5	8,17	34,2	7,2	2,28	5,19	0,77	3,91	0,67	1,8	0,32	1,95	0,25
CK16	24,1	7,5	19,2	2,5	11,7	3,4	1,23	3,83	0,64	4,1	0,9	2,63	0,39	2,71	0,39
ET27	39,7	30,8	81	10,9	47,4	9,9	2,75	8,69	1,38	7,36	1,38	4,08	0,65	3,65	0,54
RET27	38	29	77,3	10,3	45,2	9,8	2,58	8,34	1,3	7,04	1,28	3,72	0,56	3,65	0,51
ET29	19	28	66,6	8,39	34,7	7,3	2,33	5,86	0,76	3,92	0,66	1,66	0,25	1,49	0,23
ET33	29,7	24,4	59,2	5,97	23,7	5,4	1,39	4,94	0,87	5,3	1,05	3,09	0,53	3,24	0,5
ET34	16,3	11,5	30	4,29	20,2	5,3	1,56	4,19	0,67	3,56	0,6	1,56	0,23	1,36	0,19
H25	14,4	36,4	67,2	6,76	22,5	4	1,08	2,72	0,39	2,35	0,47	1,42	0,23	1,76	0,23
MO12	34,1	13,1	33,5	4,13	18,8	4,7	1,35	4,99	0,9	6,24	1,21	3,65	0,53	3,51	0,55
P14	15	35,5	67,3	6,61	23,6	4,2	1,19	3,18	0,45	2,28	0,45	1,25	0,25	1,36	0,24
P25	12,6	50,8	94,1	8,53	26	4	1,13	2,49	0,35	1,86	0,38	1,1	0,19	1,34	0,22
P32	15,8	23,9	50,5	5,24	18,5	3,5	1,14	2,94	0,51	2,44	0,5	1,45	0,25	1,59	0,24
PU5	11,2	29,1	52,7	5,33	17,4	3,1	0,88	2,13	0,37	1,94	0,34	1,09	0,2	1,26	0,2
PU6	18,9	26	53,4	5,77	20,8	4,2	1,39	3,67	0,63	3,33	0,65	1,8	0,28	1,73	0,29
SPG17	20,8	8,6	23,3	2,95	13,6	3,3	1,43	3,63	0,57	3,56	0,74	2,02	0,32	2,11	0,31

El diagrama AFM de figura 54 indica que todas son rocas calcoalcalinas.de arco magmático, identificándose dos grupos eruptivos, con sus tipos litológicos comunes en cada caso, las rocas intrusivas granitoides pero sin cuarzo, por un lado (Dioritas Andinas pertenecientes al Batolito Patagónico) algunas con afinidades alcalinas (de tipo químico, por la alteración tectónica) y las rocas eruptivas cordilleranas (basaltos Is) por el otro, con ciertas afinidades tholeíticas en las que se incluirían todas las variedades ígneas de península Ushuaia a modo de cuerpos subvolcánicos.

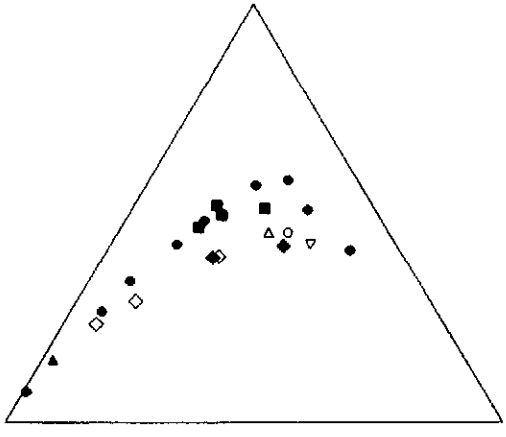


Figura 54: Diagrama AFM de las rocas eruptivas de Tierra del Fuego.
vértices inferior izquierdo Na2O + K2O, superior FeO + Fe2O3, inferior derecho MgO
Referencias: granitoides (figura llena) CM círculos, ET cuadrados, P rombos, H triángulos;
volcanitas (figura vacía) CK círculos, P rombos, MO triángulos arriba, SPG triángulos abajo.

Respecto de las Tierras Raras (Lám. III), en península Ushuaia las dacitas muestran el mismo patrón de TTRR que la granodiorita y el lamprófiro (con una fuerte pendiente de la curva y anomalía positiva de Tm) por lo cual se interpreta que son consanguíneos.

Los distintos tipos litológicos del Complejo Plutónico Moat (piroxenita, hornblendita, diorita, monzonita), muestran el mismo patrón de Tierras Raras exceptuando a la sienita, por lo que debe considerarse su consanguinidad. La sienita muestra notables empobrecimiento en TTRR y anomalía positiva de Europio.

La monzonita de Jeu-Jepén muestra una fuerte pendiente (alta relación La/Yb) recta hasta llegar a la anomalía negativa de Ho y positiva de Yterbio, similar a algunas dioritas (con y sin cuarzo) de Túnel.

En todos los diagramas pueden verse anomalías positivas de Tamario.

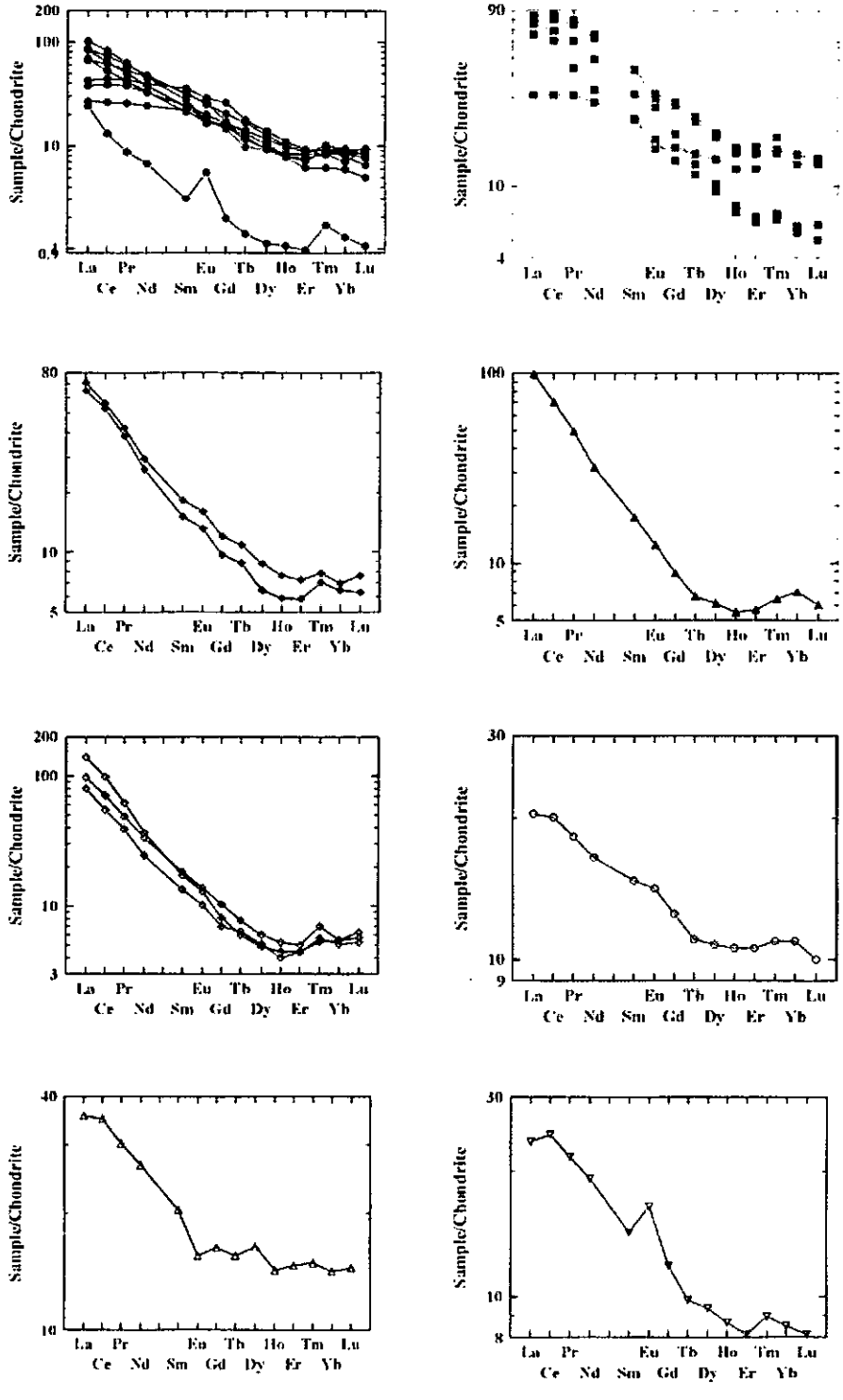


Lámina III: Diagramas de Tierras Raras de las rocas eruptivas normalizadas a condrito.
Referencias: como en las de la Fig.53 de la página precedente
MO triángulos azules, SPG triángulos verdes

8. EVALUACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Las rocas eruptivas estudiadas corresponden a dos unidades formacionales regionales. La más antigua, de edad cretácica inferior alta, pertenece al grupo de plutonitas que ha sido denominado *Dioritas Andinas* y es parte del *Batolito Andino o Patagónico.* Los tipos litológicos comprendidos en esta gran entidad geológica, heterogéneamente distribuida en la Cordillera Fueguina, son piroxenitas, hornblendito-piroxenitas, hornblenditas, gabros, dioritas, sienitas monzonitas, lamprófiros. Por el estudio de elementos traza se ha demostrado que las volcanitas de península Ushuaia también están emparentadas con esta eruptividad básico-ultrabásica.

La segunda entidad, aproximadamente coetánea con la anterior pero al parecer derivada de otra cámara magmática, está representada por las volcanitas cordilleranas básicas cuyas variedades son gabros, diabasas, espilitas, leucobasaltos y melandesitas. Como parte del mismo Complejo Deformado de los Andes Fueguinos, hay otras rocas eruptivas muy deformadas, de edad jurásica, consistentes en pórfiros cuarcíferos, riolíticos y riodacíticos.

Fuera de las rocas granitoides se cuenta asimismo con otras rocas con aplicaciones ornamentales tales como rocas sedimentarias, principalmente areniscas, metasedimentarias (pizarras de la formación Yahgán) y también sedimentos (guijarros, guijas y bloques).

Dentro de las dioritas andinas, exponentes de los distintos afloramientos han sido sometidos durante este estudio a ensayos tecnológicos, cuyos resultados los muestran como potencialmente beneficiables a los fines ornamentales. La muestra de roca que obtuvo la mayor resistencia a la compresión ha sido una diorita proveniente de la sierra Beauvoir. Empero las de beneficio inmediato deben buscarse, por su variedad, acceso, tonelaje y condiciones físico-mecánicas, en el cerro Jeu-Jepén.

Entre las volcanitas cordilleranas que pueden ser empleadas como material de revestimiento se encuentran las volcanitas ácidas (riolitas l.s) cuya alta proporción de cuarzo y otros silicatos indican a *prima facie* una alta resistencia al desgaste, mientras que los basaltos (ls) han dado una resistencia despareja entre las probetas sometidas a ensayo por su alto contenido de carbonato. Por el contrario, las pizarras regionales (Fm. Yahgán) sí han mostrado en laboratorio una satisfactoria perfomance en la máquina Dorry.

9. BIBLIOGRAFIA

Acevedo, R.D. 1988. Estudios geológicos areales y petroestucturales en el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. Tesis Doctoral. FCEyN, Universidad de Buenos Aires. Inédita.

Acevedo, R.D. 1997. Minería: un recurso aún no suficientemente aprovechado en Tierra del Fuego. Revista de la Televisora Austral. Ushuaia, Tierra del Fuego. www.cadicush.org.ar/articulos.htm

Acevedo, R.D.; Quartino, G., Coto, C. 1989. La intrusión ultramáfica de Estancia Túnel y el significado de la presencia de biotita y granate en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Acta Geológica Lilloana. Tomo XVII (1): 21-36. San Miguel del Tucumán.

Acevedo, R.D., Roig, C.E. 1999. Memoria geotécnica de la cantera Aguas Blancas. UTE Ormas-Construtora Andrade-Gutiérrez. Informe interno inédito.

Acevedo, R.D.; Linares, E.; Ostera, H., Valín, M.L. 2002. La Hornblendita Ushuaia (Tierra del Fuego): Geoquímica y geocronología. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Tomo 57(2): 133-142.

Aguirre Urreta, B., Suárez, M.D. 1985. Belemnites de una secuencia turbidítica volcanoclástica de la Formación Yahgán–Titoniano-Cretácico inferior del extremo Sur de Chile. IV Congreso Geológico Chileno, Actas I(1): 1-16.

Anónimo. 1995. Estudio de fragmentación de voladura de rocas "Cantera Aguas Blancas". Guerra Servicios de Ingeniería. (Informe Inédito).

Bonarelli, G. 1917. Tierra del Fuego y sus turberas. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Tomo XII, N° 3. Buenos Aires.

Borello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14. Buenos Aires.

Bujalesky, G. (Ed.) 1997. Evaluación de impacto ambiental de la cantera del cerro Jeu-Jepén, Tierra del Fuego. UTE Ormas-Construtora Andrade Gutiérrez. Ushuaia. Informe inédito.

Camacho, H.H. 1948. Geología del Lago Fagnano o Cami. Universidad Nacional de Buenos Aires. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis n°543. Inédita.

Caminos, R. 1975. Tobas y pórfiros dinamometamorfizados de la Isla de los Estados, Tierra del Fuego. 6° Congreso Geológico Argentino, 2: 9-23. Bahía Blanca.

Caminos, R. 1980. Cordillera Fueguina. En Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, Volumen II: 1463-1501.

Caminos, R.; Haller, M.; Lapido, O.; Lizuain, A.; Page, R. & Ramos, V. 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 754-786. San Luis.

Caminos, R. y Nullo, F. 1979. Descripción geológica de la Hoja 67e: Isla de los Estados. Servicio Geológico Nacional, Boletín n° 175. Buenos Aires.

Cenni, M. 2005. Rilevamento geologico e analisi strutturale del settore centrale della cordigliera delle Ande nella Terra del Fuoco. Tesis de Licenciatura, Universidad de Urbino, Italia. Inédita.

Coronato, A., Roig, C., Rabassa, J., Meglioli, A. 1999. Erratic boulder field of pre-Illinoian age at Punta Sinaí, Tierra del Fuego, Southernmost, South America. XV INQUA Congress, Abstract, p.47-48. Durban, South Africa.

Dott Jr R.H.; Winn Jr, R.D.; De Wit, M.J., Bruhn, R.L. 1977. Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekenika Beds of Tierra del Fuego. Nature, 266: 620-623.

Elsztein, C. 2004. Geología y evolución del Complejo intrusivo de la Península Ushuaia, Tierra del Fuego. Tesis de Licenciatura. FCEyN, Universidad de Buenos Aires. Inédita.

Furque, G. 1966. Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21(1): 61-66. Buenos Aires.

González Guillot, M.; Seraphim, G.; Acevedo, R.D.; Escayola, M.; Schalamuk, I., Pimentel, M. 2005. El plutón diorítico Moat: una nueva manifestación del Batolito Patagónico Austral en la Provincia de Tierra del Fuego, Argentina. Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, I: 627-634. La Plata.

Harrington, H.J. 1943. Observaciones geológicas en la Isla de los Estados. Museo Argentino de Ciencias Naturales. Anales, Tomo XLI. Geología. Publicación Nº 29: 29-52. Buenos Aires.

Iovine, G.M. 2005. Estudio microtectónico de la deformación sobreimpuesta al depósito polimetálico Arroyo Rojo, Isla Grande de Tierra del Fuego. Tesis de Licenciatura. FCEyN, Universidad de Buenos Aires. Inédita.

Kranck, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica, 4(2). 231 p. Helsinki.

Marmisolle, D. 1994. Informe estudio geológico Cantera roca Aguas Blancas. Ministerio de Obras y Servicios Públicos. Dirección Provincial de Puertos. Tierra del Fuego. inédito.

Olivero, E.B., Martinioni, D.R. 1996. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego. Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. Journal of Paleontology, 70: 272-274.

Petersen, C.S. 1949. Informe sobre los trabajos de relevamiento geológico efectuados en Tierra del Fuego entre 1945/48. Dirección General de Industria y Minería. Bs As. Inédito.

Quartino, B.J.; Acevedo, R.D., Scalabrini Ortiz, J. 1987. Rocas eruptivas volcanógenas entre Monte Olivia y Paso Garibaldi, Isla Grande de Tierra del Fuego. Simposio Internacional de Vulcanismo Andino, Actas IV: 209-212. San Miguel del Tucumán.

Quartino, B.J.; Acevedo, R.D., Scalabrini Ortiz, J. 1989. Rocas eruptivas volcanógenas entre Monte Olivia y Paso Garibaldi, Isla Grande de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(3-4): 328-335. Buenos Aires.

COLABORADORES: este trabajo ha contado con la colaboración inestimable del licenciado Mauricio González-Guillot, becario del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas, quien redactó los capítulos de las rocas granitoides de las sierras Lucas Bridges y Beauvoir y elaboró los mapas geológicos. Se ha sumado a ello el aporte profesional en el trabajo de campo de la geóloga Julieta Balderramas, de la Dirección Provincial de Minería, y del idóneo Germán Cabrera, todos ellos residentes locales.

Los ensayos tecnológicos se realizaron en el INTEMIN de Buenos Aires y estuvieron a cargo de la licenciada María Beatriz Ponce, Bertín Ortega, Eduardo Ojeda y Roberto Cravero y los ensayos de desgaste con máquina Dorry en el INTI a cargo de los arquitectos Ricardo A. Jeifetz e Inés Dolmann y el Lic. Fabio S. Luna.

Los análisis químicos isotópicos fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica y Geocronología de la Universidad de Brasilia bajo la responsabilidad del Dr. Marcio Martins Pimentel.

Listado de figuras

Figura 1: Modelo de ensayo de resistencia a la compresión simple 05
Figura 2: Cuadro estratigráfico-geológico 10
Figura 3: Mapa geológico regional 11
Figura 4: Ubicación geográfica de las rocas sobre las que se efectuaron ensayos tecnológicos 12
Figura 5: Aeromagnetometría de la plutonita ultramáfica 13
Figura 6: Afloramiento de la roca hornblendítica y vena de sienita en baliza Escarpados 14
Figura 7: Mapa geológico del stock ultramáfico de Estancia Túnel 15
Figura 8: Alteración epidótica de la roca hornblendítica 16
Figura 9: Imagen aérea de la cantera de la península Ushuaia 22
Figura 10: Bloques de roca granitoide en el pedraplén de bahía Encerrada 23
Figura 11: Vivienda con bloques provenientes de la cantera de la península Ushuaia 24
Figura 12: Bloques redondeados de la plutonita ultramáfica 26
Figura 13: Imagen frontal del frente de cantereo de la cantera "Aguas Blancas" 27
Figura 14: Fotografía de un bloque de la cantera con diorita, sienita y basalto 28
Figura 15: Proceso de formación de la monzonita 29
Figura 16: Diaclasamiento principal del frente de cantereo 33
Figura 17: Dibujo del estilo de deformación plegante. 34
Figura 18: Probetas de lamprófiro 38
Figura 19: Probetas de diorita-monzonita 39
Figura 20: Placa de sienita 40
Figura 21: Corte de hornfels. 41
Figura 22: Tipos litológicos de las rocas granitoides del cerro Jeu-Jepén 42
Figura 23: Complejo Deformado de los Andes Fueguinos en la sierra Lucio López 43
Figura 24: Mapa geológico del Plutón Diorítico Moat 44
Figura 25: Bloques de hornblendita estratificada del PDM 47
Figura 26: Bloques de diorita del PDM 47
Figura 27: Valores isotópicos de Sm y Nd de los tipos litológicos del PDM 48
Figura 28: Ubicación del cuerpo intrusivo aflorante sobre la costa norte del lago Fagnano 49
Figura 29: Afloramientos de las rocas granitoides sobre la costa norte del lago Fagnano 50
Figura 30: Afloramientos de altura de las rocas ultramáficas 51
Figura 31: Afloramiento de donde se obtuvieron las muestras para los ensayos tecnológicos 55
Figura 32: Ofitas de donde se obtuvieron las muestras para los ensayos tecnológicos 56
Figura 33: Fotomicrografías de los leucobasaltos de las sierras Sorondo y Alvear 56
Figura 34: Cuerpo eruptivo de forma lenticular de la sierra Alvear 57
Figura 35: Fotografía y line-drawing de rocas eruptivas básicas en Paso Garibaldi 58
Figura 36: Probeta de espilita 60
Figura 37: Probeta de riolita 61
Figura 38: Serie Porfirítica milonitizada en la base norte del monte Olivia 62
Figura 39: Esquistos cloríticos de Lapataia 63
Figura 40: Pizarras del monte Olivia 64
Figura 41: Posición en el pliegue donde el aprovechamiento de la pizarra resulta óptimo 64
Figura 42: Máquina Dorry 65
Figura 43: Esquema de la posición del cuerpo del puente quemado en el contexto geológico 66

Figura 44: Paso Spion Kop 67
Figura 45: "Erratic boulder" de la granodiorita de Cordillera Darwin 70
Figura 46: Superficie meteorizada de un bloque errático 70
Figura 47: Probetas de granodiorita 72
Figura 48: Sucesión de areniscas marinas del Norte de Isla Grande 73
Figura 49: Probetas de arenisca 74
Figura 50: Caliza con gastrópodos del género Turritella de la estepa fueguina 74
Figura 51: Montes Negros vistos desde la ladera norte del monte Atocha 75
Figura 52: Bloques redondeados ("piedras bola") 77
Figura 53: Diagrama TAS 78
Figura 54: Diagrama AFM 81

Listado de Láminas

Lámina I: Vistas al microscopio de la Hornblendita Ushuaia 20
Lámina II: Vistas al microscopio de la Diorita Jeu-Jepén. 32
Lámina III: Diagramas de Tierras Raras 82

Listado de Tablas

Tabla I: Pérdidas por ignición en el tratamiento térmico de las muestras de hornblendita 19
Tabla II: Pérdidas por ignición en el tratamiento térmico de las muestras de Jeu-Jepén 34
Tabla III: Valores isotópicos de Sm y Nd de los tipos litológicos del PDM 48
Tabla IV: Pérdidas por ignición en el tratamiento térmico de las muestras de basaltos 60
Tabla V: Análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas 78