

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas



**GEOLOGÍA Y GEOTECNIA REFERENTE AL
APROVECHAMIENTO HIDROELÉCTRICO
“PRESIDENTE NÉSTOR KIRCHNER”,
RÍO SANTA CRUZ, PROVINCIA DE SANTA CRUZ,
ARGENTINA**



Autor: Falcioni, Florencia E.

Director: Silva, Adrián A.

Co-Director: Celli, Alejandro E.



COLABORADORES

Para la realización de este trabajo final de licenciatura se contó con la colaboración de:

- Dra Remesal, Marcela; en el análisis petrográfico sobre basaltos.
- Dra. Schecnman, Jazmín; en el análisis petrográfico de rocas sedimentarias.
- Lic. Cozzi, Guillermoen; en el análisis de difracción de rayos X sobre rocas pelíticas.

A todos ellos se les agradece la predisposición, paciencia, y explicaciones que me brindaron para la realización de este trabajo final de licenciatura.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente quiero agradecer a la Universidad de Buenos Aires, y en particular a la facultad de Cs. Exactas y Naturales, y al departamento de Cs. Geológicas, porque gracias a su carácter de universidad pública y gratuita, tuve la posibilidad de formarme profesionalmente.

A todos los docentes que integran el departamento de geología: Profesores, Jefes de trabajos Prácticos, Ayudantes de Primera y de Segunda, Investigadores; que no solo me brindaron su tiempo y su conocimiento profesional, sino que siempre estuvieron para apoyarme desde el lado humano.

Agradezco al Jurado, que al día de hoy desconozco, por tomarse el trabajo de leer y corregir el manuscrito a esta altura del año.

A mi director Dr. Adrián Silva Busso, por aceptar dirigir esta tesis, y por los valiosos consejos, las motivaciones, y el acompañamiento que me brindó durante todo este proceso. Gracias por ocupar el rol de profesor, de director, y principalmente el de persona que me dio lugar y me sostuvo en diferentes momentos.

A mi Co-Director Lic. Alejandro Celli, que me hizo conocer el gusto por la geología aplicada a la ingeniería. Le agradezco muchísimo el lugar que siempre me dio, tratándome a la par, teniendo paciencia para explicarme cada nueva temática, acompañándome las campañas que realizamos, dándome confianza de a poco para que me empiece a mover como profesional en el ambiente laboral. Sin duda es una de las personas que más valoro durante este último tiempo, no solo por las enseñanzas académicas y profesionales, sino por su enorme don de persona.

A Héctor Reynal, que como Director del proyecto de las presas de Santa cruz, me permitió tratar esta temática, y me brindó toda la logística y la documentación que tuvo a su alcance.

A todo el equipo de área de ingeniería del ORSEP, que me explicarán todas las terminologías y conceptos ingenieriles necesarios para la realización de este trabajo. Además son los que logran que tengamos ganas de ir a trabajar todos los días a la oficina y funcionemos como equipo.

Al Dr. Eduardo Malagnino quién tuvo la gentileza de reunirse conmigo para discutir algunos de sus papers. A la Dra. Marcela Remesal y la Dra. Jazmín Schecnman, que me ayudaron en la interpretación de los cortes petrográficos. Al Lic. Guillermo Cozzi, que me brindo todo el tiempo y el conocimiento necesario para que pueda realizar yo misma los ensayos de difracción de rayos X.

A mis compañeros de la facu, que se transformaron en verdaderos amigos, y estuvieron presentes dándome todo su apoyo y energía, para que en el momento más complicado de mi vida, yo siga en esta hermosa carrera.

A mis amigos de siempre, “las chicas de la primaria”, “los chicos del pelle”, y las “Super-power”, que me bancaron todos los desplantes y los “no puedo porque tengo que estudiar...”. Además siempre están acompañándome en cada proyecto y paso que doy.

A Cristian, que realmente fue una sorpresa en mi vida, y hoy en día no me imagino un día lejos de él. Gracias por todo el apoyo, algunos retos necesarios para que termine la tesis n, y el amor y compañerismo de siempre.

A mi familia, que es mi sostén. En especial a mi papá y mi hermano, que siempre confiaron en mí, y entre los tres formamos una pirámide que se tambalea a veces, pero nunca nos dejamos caer.

Nuevamente a mi papá por todas las noches que me esperó en la parada del colectivo, las veces que me dejaba la comida hecha, aunque yo llegue a cualquier hora de la facu. Gracias por tus llamados en cada parcial y la típica pregunta de “¿Cuánto te sacaste?”, que era tu parámetro para saber cómo me sentía.

A mi mamá, que es la mujer más maravillosa que pude haber conocido, que me cantaba “se late el 10, se late el 10” cada vez que yo estaba colapsada a punto de rendir. Gracias por incitarme siempre a estudiar, a que también me vaya de viaje, sea libre y feliz. Te amo con todo mi corazón y son tus pasos los que sigo cuando estoy media perdida. Este trabajo Final de Licenciatura te lo dedico completamente a vos!

Gracias a todos!!!

RESUMEN

En este trabajo se presenta un estudio geológico-geotécnico sobre el río Santa Cruz, ubicado en la provincia de Santa Cruz, República Argentina. El área de estudio está comprendida a nivel regional, sobre el valle del río desde la desembocadura del Lago Argentino hasta los 70°47' longitud oeste.

Actualmente el valle del río Santa Cruz es foco de investigaciones y análisis para la construcción de la presa hidroeléctrica Néstor Kirchner. Este proyecto fue estudiado primeramente por el consorcio IECI, bajo la supervisión de Agua y Energía Eléctrica S.E. en los años 1976-1980, donde se alcanzó un nivel de prefactibilidad de la obra. Luego en el 2006 el proyecto fue reactivado por el consorcio ESIN-IATASA, quienes realizaron una serie de campañas de investigación. Hoy en día el desarrollo de esta obra hidroeléctrica está a cargo del consorcio Represas Patagonia, y ha llegado a una etapa de proyecto ejecutivo.

El trabajo llevado a cabo se divide en dos etapas, la primera se centra en la definición de un marco geológico nivel regional, mientras que la segunda etapa se enfoca en un análisis geológico-geotécnico en el área de emplazamiento de la presa.

El estudio a nivel regional se abarca desde el punto de vista hidrológico, estratigráfico, tectónico, estructural, geomorfológico y sismológico. Se basa en la recopilación y análisis de una gran cantidad antecedentes, y en el estudio de imágenes satelitales, fotografías aéreas y modelos de elevación digital (DEM), que permitieron la elaboración de un mapa geológico-geomorfológico a escala 1:100.000 (Anexo F. Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000).

El valle del río Santa Cruz se encuentra en la provincia geológica Meseta Patagónica Austral. El área inicialmente correspondía a un ambiente de transgresión marina asociado al Mar Patagónico. Posteriormente la zona se estructuró a partir de las orogenias que formaron la cordillera de los Andes. Luego la zona estuvo afectada por seis glaciaciones que determinaron los rasgos principales del paisaje actual.

En cuanto a los posibles eventos sísmicos, la región presenta una vulnerabilidad mínima.

Una vez definido el marco geológico regional, el trabajo se focaliza en un estudio detallado de la geología y geotecnia en la zona de emplazamiento de la presa.

Se realizó una campaña geológica, previamente diagramada a partir del estudio de imágenes satelitales y el análisis de antecedentes. Durante la misma se realizó un relevamiento estadístico de discontinuidades, según normas de la International Society for Rock Mechanics, además se practicaron ensayos in situ correspondientes a la obtención del índice de resistencia de la roca.

Estas tareas se complementaron con ensayos de laboratorio, que incluyeron el estudio de 12 cortes petrográficos, el análisis de difracción de rayos X sobre 5 muestras, y 19 ensayos de la resistencia a la carga puntual. A su vez se efectuó un estudio preliminar sobre la estabilidad de las laderas.

En base a estos estudios, se aplicaron diversas clasificaciones geomecánicas. Partiendo de esta caracterización, se calcularon una serie de parámetros geo-ingenieriles del macizo rocoso, de aplicación directa en el cálculo del proyecto; tales como la resistencia al corte, resistencia a la compresión simple global, y módulo de deformación. Además se hallaron los índices de calidad del macizo rocoso como el RMR, el DMR, el RQD, y el GSI.

A partir de estos parámetros, sumados a una evaluación preliminar de la disponibilidad de materiales y del grado de afectación al ambiente, se evaluó la ubicación y tipo de presa más conveniente, propuesta por los concesionarios antes mencionados.

Finalmente, se elaboró una serie de sugerencias y recomendaciones, tendientes a encauzar el avance de las futuras etapas de investigación.

INDICE

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.	1
1.1 Naturaleza del Trabajo.	2
1.2 Objetivo.	3
1.3 Ubicación y vías de acceso.	4
1.4 Metodología.	6
1.5 Antecedentes.	9
1.5.1 Antecedentes geológicos	9
1.5.2 Antecedentes del proyecto hidroeléctrico	11
CAPÍTULO 2: ESTUDIO DEL ÁREA A EMBALSAR.	12
2.1 Geografía física.	13
2.1.1 Hidrografía e hidrología.	13
2.1.2 Clima.	18
2.1.3 Vegetación.	20
2.1.4 Suelos.	20
2.2 Geología.	21
2.2.1 Estratigrafía.	21
2.2.2 Ambiente geotectónico.	55
I. Marco tectónico y estructural del área de estudio	59
2.2.3 Estructura.	63
I. Estructura en área de estudio.	63

II. Estructuras glacitectónicas en el área de estudio.	66
2.2.4 Geomorfología	69
I. Unidades geomorfológicas.	70
I.A. Unidades geomorfológicas glaciales y glacifluviales	71
I.B. Unidades geomorfológicas fluviales.	75
I.C. Unidades geomorfológicas volcánicas.	78
I.D. Unidades geomorfológicas de remoción en masa	80
2.2.5 Sismicidad.	82
I. Ambiente neotectónico	84
II. Propagación de sismos en el terreno	85
III. Análisis de terremotos históricos en la región	86
2.2.6 Historia geológica.	88

CAPÍTULO 3. ESTUDIO GEOLÓGICO Y GEOTÉCNICO DE DETALLE EN EL CIERRE DE LA PRESA NÉSTOR KIRCHNER.

3.1 Geomorfología de detalle.	93
3.1.1 Geomorfología de Remoción en masa .	93
I. Deslizamientos rotacionales.	93
II. Expansiones laterales.	96
III. Avalanchas de rocas y flujos.	98
IV. Caída de rocas.	100
V. Vuelcos.	102
3.1.2 Geomorfología fluvial.	104

3.1.3 Geomorfología volcánica.	108
3.2 Caracterización geológica y geotécnica del macizo rocoso de fundación.	110
3.2.1 Ensayos de campo.	112
I. Índice de resistencia de campo.	112
II. Conductividad hidráulica de campo.	114
3.2.2 Ensayos de laboratorio.	118
I. Análisis petrográfico sobre areniscas.	118
II. Difracción de rayos X.	119
III. Densidad.	122
IV. Resistencia a la carga puntual.	124
3.2.3 Clasificaciones geomecánicas.	128
I. Rock quality designation (RQD).	128
II. Rock mass rating (RMR).	131
III. Geológico strength index (GSI).	134
IV. Dam mass rating (DMR).	137
3.3 Estimación de parámetros geomecánicos.	140
3.3.1 Resistencia al corte	140
3.3.2 Resistencia a la compresión simple global.	147
3.3.3 Módulo de deformación.	149
3.4 Análisis preliminar de estabilidad de taludes	153
CAPÍTULO 4. Aspectos ambientales.	161

CAPÍTULO 5. Discusiones.	167
5.1 Selección de tipo de presa.	168
5.2 Tratamiento de la fundación.	175
5.3 Sitio de emplazamiento de la presa.	180
CAPÍTULO 6. Conclusiones	185
6.1 Selección de tipo de presa.	186
6.2 Sitio de emplazamiento de la presa.	186
CAPÍTULO 7. Recomendaciones.	188
CAPITULO 8. Bibliografía e Índice de figuras y tablas.	192
8.1 Bibliografía.	192
8.2 Índice de figuras y Tablas.	210
CAPÍTULO 9. Anexos.	221
A. Análisis petrográfico.	222
B. Difracción de rayos X.	263
C. Ensayo de resistencia a la carga puntual.	276
D. Ensayos de permeabilidad.	284
E. Rock Mass Rating.	293
F. Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000	297

1

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.

1.1 NATURALEZA DEL TRABAJO

El presente trabajo tiene como objeto general el estudio y análisis de la geología y geotecnia de un sector del valle del río Santa Cruz asociado a la implementación de la presa hidroeléctrica Néstor Kirchner.

El proyecto de desarrollo hidroeléctrico Néstor Kirchner radica desde 1976, cuando el consorcio IECI, bajo la supervisión de Agua y Energía Eléctrica S.E. realizó los primeros estudios, y logro alcanzar la etapa de prefactibilidad para el proyecto. Posteriormente, en el 2006, se retomaron las investigaciones por parte del consorcio ESIN-IATASA, las cuales no alcanzaron ningún objetivo, ya que ese mismo año se decidió abandonar el proyecto. En junio de 2013 la obra fue adjudicada a la empresa cordobesa Electroingeniería en consorcio con una empresa china, Gezhouba, quienes siguen trabajando hasta el día de hoy y lograron alcanzar la etapa de proyecto ejecutivo.

En el segmento analizado, el río discurre desde la desembocadura del lago Argentino hasta la ubicación propuesta del cierre de la presa Néstor Kirchner, recorriendo unos 126km, aproximadamente, siguiendo todas las sinuosidades que este presenta. La ubicación propuesta para el cierre corresponde a la zona del cerro Fortaleza Ubicado a unos 130km de la ciudad de El Calafate. (Ver fig 1.3.2)

La obra presentada tendrá una longitud de 1900m y un alto de 70m, con un embalse asociado de 250m² de superficie. La presa cuenta con una casa de máquinas donde se dispondrán 5 turbinas Francis con una generación anual de 3380 Gw/h. La energía generada será vinculada con el Sistema Argentino de Interconexión, a través de la estación transformadora 500/132 Río Santa Cruz. Para lograr la interconexión se construirá una línea de extra alta tensión de 500kv y las adecuaciones necesarias en 5 estaciones transformadoras.

La financiación de la obra estará a cargo de bancos chinos, a largo plazo con una tasa de interés que alcanzaría al 121% del proyecto. El pago a los bancos inversionistas se realizará mediante la generación de energía, otorgando la concesión de la presa durante 10 años. Según el consorcio este tipo de financiación permitirá garantizar el flujo financiero durante los 6 años de la obra y de esta forma asegurar que se realice en los plazos contractuales definidos.

1.2 OBJETIVO

El objetivo principal de este trabajo de licenciatura es acceder al título de grado de Licenciada en Ciencias Geológicas, otorgado por el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, perteneciente a la Universidad de Buenos Aires, mediante la aplicación de los conocimientos y metodologías adquiridas a lo largo del ciclo de formación de la carrera.

La investigación realizada describe las características geológicas del valle del río Santa Cruz a un nivel regional, y detalla las características geológicas-geotécnicas del macizo rocoso aflorante en el área de emplazamiento la obra hidroeléctrica ($50^{\circ}12'51,53''$ Latitud Sur y $70^{\circ}47'09''$ Longitud Oeste).

La finalidad de la misma reside en aportar datos geomecánicos cuali-cuantitativos, para poder caracterizar al macizo rocoso, y así obtener parámetros ingenieriles. Dicho parámetros junto con el análisis de impacto ambiental, permitirá poder evaluar si el tipo de presa y la zona elegida para su emplazamiento, propuestos en el proyecto ejecutivo, son los adecuados para el área de estudio. A su vez se podrá estimar los tratamientos necesarios para la fundación de la obra.

Por otra parte se propondrán estudios complementarios y diversas recomendaciones tendientes a minimizar los riesgos y costos del proyecto.

1.3 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área se localiza en sur de la Argentina (provincia de Santa Cruz), acotada en el Valle del Río Santa Cruz. Este río nace en la desembocadura del Lago Argentino, y tras recorrer 385km de oeste a este, desemboca en el mar Argentino. (Figura 1.3.1).

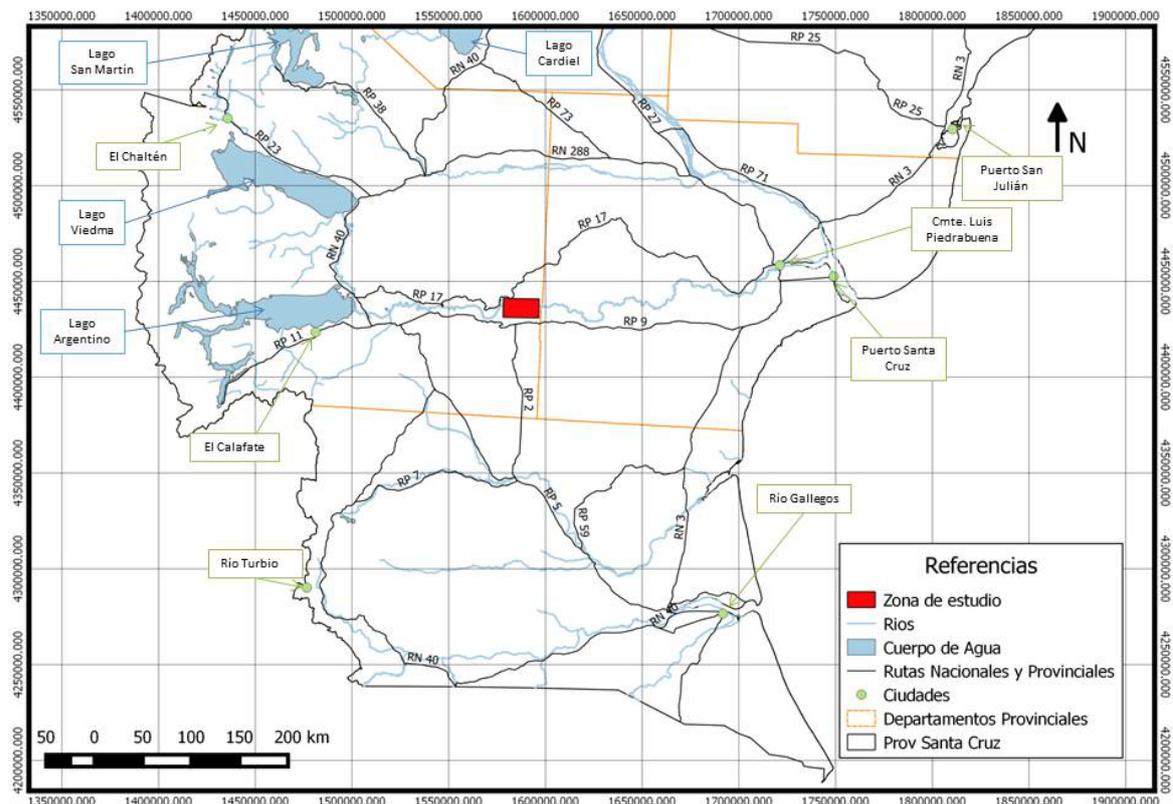


Fig. 1.3.1. Mapa de ubicación regional de la zona de estudio. (Sistema de coordenadas Gauss Kruger Argentina Faja 1).

La zona donde se desarrollará el proyecto hidroeléctrico Néstor Kirchner se ubica a 130km hacia el este de la ciudad de El Calafate. La sección posee superficie de 183km² aproximadamente, y está comprendida entre las coordenadas geográficas: A: 50°10'28''S 70°54'18''O; B: 50°10'28''S 70°38'43''O; C: 50°15'49''S 70°54'18''O; D: 50°15'49''S 70°38'43''O. (Figura 1.3.2)

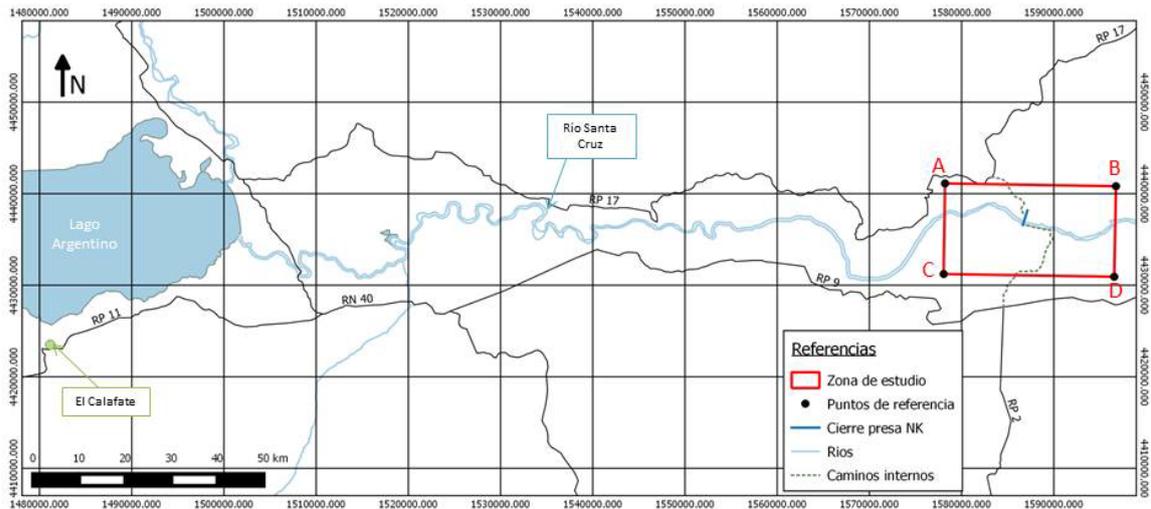


Fig. 1.3.2. Detalle de ubicación de la zona de estudio. (Sistema de coordenadas Gauss Kruger Argentina Faja 1).

Se accede al área de obra a través de rutas asfaltadas y caminos de ripio (Figura 1.3.2). Desde la ciudad de Calafate por la ruta provincial N°11 se recorren 40km aproximadamente en dirección este, para empalmar con la ruta nacional N°40. Luego de transitar 10km se toma la ruta provincial N°9 (camino de ripio) por 72km hasta llegar al empalme con la ruta provincial N°2. En ese punto se debe girar a la derecha tomar un camino interno de ripio durante 15km, hasta llegar a la zona del emplazamiento de la obra.

Para dirigirse a la zona del obra por la margen Norte del río, desde la ciudad del El Calafate, se debe tomar la ruta provincial N°11 hasta el empalme con la ruta nacional N°40, se gira y se recorre 6km hasta llegar al paso Charles Fuhr. Luego de cruzar dicho paso se sigue, por la misma ruta, 14km hasta llegar al empalme con la ruta provincial N°17. Se toma la ruta provincial N°17 (camino de ripio) durante 97,5km, hasta empalmar con un camino interno. Ese camino de 7km, finaliza en el área de emplazamiento de la presa.

1.4 METODOLOGÍA

Primeramente se realizó una búsqueda bibliográfica y cartográfica a nivel regional, como referente al proyecto hidroeléctrico. (Ver apartado 1.5. Antecedentes)

A partir de la interpretación y el análisis del material recopilado se definió un marco geológico a nivel regional, teniendo en cuenta aspectos hidrográficos, climáticos, estratigráficos, estructurales, geotectónicos, geomorfológicos y sismológicos (Ver Cap. 2.2, Geología).

Con la información ya analizada, y la interpretación de imágenes satelitales, obtenidas mediante google earth, y modelos de elevación digital SRTM_3 (NASA, 2017), se pudo estudiar la morfología del área de análisis, y se distinguieron distintas unidades geológicas-geomorfológicas y rasgos estructurales.

Se descargaron gratuitamente capas a nivel país, en formato shapefile, del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Se adquirieron las capas referidas a: Provincias, departamentos, cursos y cuerpos de agua y red vial.

A su vez utilizando el software Global Mapper 13, se procesó el modelo de elevación digital, SRTM-3 (NASA, 2017), para la obtención de la topografía del área, con una equidistancia de 25m.

En base a toda la información disponible se realizaron dos mapas del área de estudio. El primero describe el Sistema hidrográfico del río Santa Cruz (ver fig. 2.1.1. Cap. 2.1. Geografía Física), mientras que el segundo muestra la geología y geomorfología presente en la zona (ver mapa geológico-geomorfológico 1:100.000). Para la elaboración de los mismos se empleó el programa Arcgis 10.1.

El mapa geológico-geomorfológico (1:100.000) (Anexo F) se comparó con la hoja geológica 5172-II "Paso Río Bote" (1:250.000), de la provincia de Santa Cruz elaborada por Cobos *et al*, 2004, bajo el programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina que lleva a cabo el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) junto con el Instituto de Geología y Recursos Minerales. En dicha comparación resaltó diferencias referidas a la nomenclatura y a unidades geomorfológicas que se detallan en los capítulos 2.2.1, Estratigrafía, y 2.2.4, Geomorfología.

En abril de 2015 se realizó una campaña, cuyo objetivo a nivel regional fue corroborar los límites superficiales de las unidades geológicas-geomorfológicas, y observar a grandes rasgos las características geológicas y estructurales de la comarca.

A su vez dentro de esa misma campaña se llevó a cabo un relevamiento geológico-geotécnico detallado, orientado a caracterizar el macizo rocoso según los estándares de la International Society for Rock Mechanics (ISRM, 1978 y 1981), avalados por la International Association of Engineering Geology (IAEG, 1981b). Se analizaron seis afloramientos rocosos en la zona, en cada uno se realizó un relevamiento sistemático de discontinuidades, centrándose en la actitud de las mismas, el espaciamiento, persistencia, rugosidad, resistencia de las paredes, apertura, relleno, filtraciones, número de familias; además se ensayó la resistencia a la compresión simple de campo, en cada macizo.

Además durante el 2006 el consorcio ESIN-IATASA ejecutó ensayos de conductividad hidráulica. Se realizaron veintisiete ensayos Lefranc, para suelos granulares, y 120 ensayos Lugeon para analizar la conductividad hidráulica en la roca. Ambos ensayos se practicaron bajo las normas IRAM10 531 (1985) y 10 532 (1983), respectivamente.

Durante la campaña se recolectaron muestras de areniscas, pelitas y basaltos, las mismas fueron sometidas a diferentes ensayos de laboratorio con el fin de caracterizar el macizo rocoso.

Las unidades geológicas fueron caracterizadas mediante descripciones petrográficas (Basaltos y Areniscas), y la realización de ensayos de difracción de rayos X (Pelitas).

EL análisis petrográfico se realizó sobre 12 muestras, seis correspondientes a basaltos y seis a areniscas. Primero se describieron macroscópicamente cada una de las muestras, y luego se observó bajo microscopio el corte delgado de cada una de ellas. (Ver anexo A. Análisis petrográficos). Las rocas ígneas fueron clasificadas por la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), (Le Bas, y Streckeisen, 1991). A su vez las rocas sedimentarias se clasificaron de acuerdo a los diagramas de Folk et al. (1970) y Dott modificado por Pettijohn *et al.* (1987).

Por otra parte se ejecutaron cinco ensayos de difracción de rayos X sobre las pelitas en el laboratorio de geología aplicada del Instituto de Tecnología Minera (INTEMIN), a cargo del Lic. Guillermo Cozzi. El objetivo de estos ensayos fue poder discernir el tipo de

arcilla presente en el macizo rocoso, y así determinar las características y el comportamiento de las mismas ante el desarrollo de la obra hidroeléctrica. (Ver cap. 3.2.2.2)

Otro ensayo que se llevó a cabo fue el de resistencia a la carga puntual (Index Point Load), siguiendo la metodología propuesta por la ISRM (1985). Se efectuaron 8 ensayos sobre muestras irregulares, seis ensayos del tipo axial, y cinco del tipo diametral. En base a estos resultados, se estimó la resistencia a la compresión simple de los diferentes afloramientos (cap. 3.2.2.4)

Los ensayos de densidad fueron ejecutados durante las campañas de 1977-1978 (consorcio IECI), y la del 2006 (consorcio ESIN-IATASA). En la primera campaña se analizaron once muestras, mientras que en la segunda estudiando 15 muestras del macizo rocoso.

Los datos provenientes del relevamiento sistemático de discontinuidades permitieron caracterizar los distintos afloramientos. Se empleó la última versión de la clasificación geomecánica para macizos rocosos fisurados RMR (Rock Mass Rating), de Bieniawski (1989), teniendo en cuenta las consideraciones para su aplicación en fundaciones de presas, propuestas por Bieniawski y Orr (1976) y Romana (2004). Además se caracterizó el macizo rocoso a partir del índice Rock Quality Designation (RQD), estimado a partir del algoritmo propuesto por Palmström (1975). (Ver Cap. 3.2.3, Clasificaciones geomecánicas.).

A partir de los datos de salida de las distintas clasificaciones se estimaron una serie de parámetros geomecánicos, indispensables para garantizar una buena elección en cuanto al sitio de emplazamiento, el tipo de presa q se construirá y los tratamientos de fundación necesarios. Se calculó la resistencia al corte y la envolvente de rotura mediante el criterio de Mohr-Coulomb y el de Hoek y Brown (Hoek *et al.*, 2002). Además se estimó el módulo de deformación del macizo rocoso (E_m), a través de distintos métodos (Serafim y Pereira, Hoek y Brown, Romana). Por último se halló la resistencia la compresión simple global del macizo rocoso, siguiendo la ecuación de Hoek y Brown (2004) que se basa en el criterio de Mohr-Coulomb.

Finalmente se realizó un análisis preliminar la estabilidad de laderas siguiendo el método determinístico que plantea Hoek y Bray (1981).

1.5 ANTECEDENTES

1.5.1 Antecedentes geológicos

Darwin fue el primer científico en estudiar el valle del Río Santa Cruz. El 13 de abril de 1834, realizó una expedición por el río, cuyo objetivo era llegar a la naciente del río Santa Cruz, pero por problemas técnicos no pudieron arribar al Lago Argentino. Por esta razón, en su descripción (Darwin, 1846), postula que el río Santa Cruz pudo haber formado un brazo de mar estrecho durante el Cuaternario. Además en esa publicación describe la flora y fauna que observó durante el recorrido, junto con la geología expuesta de la región.

La estratigrafía del valle es compleja que generó varias discusiones a lo largo de la historia. Los primeros que desarrollaron sus estudios en el área fueron: Ameghino (1889, 1898 y 1906), Moreno (1899), Hatcher (1897 y 1900), Hauthal (1904), Quensel (1910) y Dusen (1913).

El primer estudio estratigráfico y cronológico del conjunto de las descargas glaciarias patagónicas y el establecimiento de sus límites orientales, fue realizado por Caldenius (1932). Él logró diferenciar regionalmente cinco sistemas morénicos y los correlacionó con los estadiales correspondientes a la última glaciación europea, salvo el Inicioglacial ya que la considera como una glaciación previa a la última.

En 1950 Feruglio estudió la Meseta Patagónica Austral a nivel regional, y sus aspectos geológicos fueron presentados en el libro “Descripción Geológica de la Patagonia”, que es útil para la contextualización del presente trabajo. Roll (1937), Galante (1955) y Turic (1968), estudiaron los basaltos a nivel regional. A su vez Zambano y Urien (1970), Russo y Flores (1972), Furque y Camacho (1972), Fleck *et al.*, (1972) y Furque (1973), continuaron analizando los depósitos de las transgresiones y regresiones de mar Patagoniano.

Por su parte varios autores se dedicaron a datar los estratos expuestos mediante ensayos radimétricos e interpretación paleontológica y paleoambiental, entre ellos se

encuentran: Marshall *et al.* (1977), Marshall y Pascual (1978), Ricardi y Rolleri (1980), Russo *et al.*, (1980). Marensi *et al.*, 2005; Cuitiño y Scasso (2010) y Cuitiño (2011) realizaron trabajos más recientes sobre la estratigrafía del área de estudio, basándose en las hipótesis de los autores antes mencionados, y aplicando nuevas metodologías de investigación.

A partir de la década del setenta es aceptado mayoritariamente el cuadro regional de Caldenius (1932), sufriendo modificaciones la cronología absoluta de sus diversos sistemas morénicos. Por su parte, Strelin (1995); Strelin y Malagnino (1996); Strelin *et al.* (1999), Malagnino (2009), y Strelin y Malagnino (2009), definen la estratigrafía de detalle de las diferentes glaciaciones presentes en el valle del río Santa Cruz. Datos paleomagnéticos y de dataciones radimétricas apoyan la existencia de glaciaciones pliocenas y hasta miocenas tardías. El segundo y el tercer sistema morénico de Caldenius (1932) son asignados a glaciaciones previas a la última (Mercer *et al.*, 1975; Mercer, 1976; Mercer y Sutter, 1982). Con respecto al número de glaciaciones que están presentes, Malagnino (1995) define por primera vez la existencia de seis episodios de este tipo en el ámbito de Patagonia cuando describe al sistema morénico Chipanque en la cuenca del Lago Buenos Aires. Este esquema de seis glaciaciones patagónicas es adoptado por Strelin y Malagnino (1996) en el ámbito del lago Argentino cuando reconocen también aquí la presencia de seis glaciaciones que van desde el Plioceno tardío hasta el Pleistoceno tardío (Última Glaciación).

Posteriormente, este esquema también fue aceptado por otros autores que han diferenciado en total seis sistemas morénicos, los cuales se corresponden con aquellos ubicados en la zona del lago Viedma (Schellmann, 1998; Schellmann, 1999; Cornato *et al.*, 2004; y Rabassa y Coronato, 2002).

El análisis sobre los basaltos Neógenos atrajeron a varios investigadores, que estudiaron el origen, su procedencia, la datación, y la correlación de estos depósitos volcánicos. Los trabajos más destacados son los realizados por: Otros autores como Ramos y Kay (1992); Cobos y Panza (2001); Heller *et al.*, (2002); Panza y Franchi (2002); Ramos (2002); Kay *et al.*, (2004); D' Orazio *et al.*, (2004); Mejía *et al.*, (2004); y Mazzoni y Rabassa (2010).

Los trabajos sobre estructuras de la región son escasos, los aportes más significativos son de Galante (1995), Kraemer *et al.*, (2002), Massabie *et al.*, (2007), Ghiglione *et al.* (2009), Goyanes (2009), y Goyanes y Massabie (2012).

Cobos *et al.*, 2014, presentaron el trabajo más reciente a nivel regional, en la hoja geológica 5172-II, Paso río Bote 1:250.000, provincia de Santa Cruz. En la misma hacen una recopilación bibliográfica y un análisis sobre diferentes temáticas tales como: geología, ambiente tectónico, geomorfología, entre otras. Además elaboran un mapa geológico 1:250.000. Este trabajo permitió obtener un panorama geológico a nivel regional.

1.5.2 Antecedentes del proyecto hidroeléctrico

Los inicios del proyecto de embalse del río Santa Cruz, se remontan a los labores de la década de 1970, cuando el consorcio IECI, bajo la supervisión de la Dirección General de Agua y Energía Eléctrica, realizaron los primeros estudios en la región alcanzando un nivel de Prefactibilidad para el proyecto. Veintiocho años después se retomó el proyecto bajo el consorcio ESIN-IATASA, y llevaron a cabo varios ensayos durante el año 2006. Los ensayos que se citan en este trabajo hacen referencia a las dos campañas mencionadas, y se describen en el trabajo Represas Patagonia ELING-CGGC-UTE, 2016.

Actualmente el proyecto está siendo ejecutado por el consorcio Represas Patagonia ELING-CGGC-UTE, quienes llevan grandes campañas de investigaciones, logrando que la obra alcance un nivel de proyecto ejecutivo. En este trabajo se contó con los informes de Piovano *et al.*, 2015, referido a la geología, sedimentología, estratigráfica y geomorfología del valle del Río Santa Cruz, y Goyenechea *et al.*, 2015, que desarrollaron el informe de impacto ambiental.

2

CAPÍTULO 2. MARCO REGIONAL

2.1 GEOGRAFÍA FÍSICA

En el presente ítem se lleva a cabo la descripción y análisis de alguno de los componentes del medio físico en el área de estudio, tales como el agua, el clima, los suelos, y además se incluye el estudio de la flora. En capítulos siguientes se estudiarán las disciplinas Geología y Geomorfología para concluir con un análisis integral del medio físico

2.1.1 Hidrografía e hidrología

La cuenca del río Santa Cruz está ubicada en la provincia de Santa Cruz, en los departamentos de Lago Argentino y Corpen Aike. Atraviesa la provincia en sentido Oeste-Este hasta desembocar en el océano Atlántico, y ocupa una superficie de 29.685,91 km². Se halla comprendida entre los paralelos 48°56' y 50°50' de Latitud Sur y los meridianos 68°33' y 73°35' de Longitud Oeste, aproximadamente. (Fasce, 1982)

Hacia el Oeste se ubica el límite internacional con Chile, conformado por el cerro Fitz Roy (3.375 m.s.n.m.), el cordón Mariano Moreno, y los cerros Murallón (3.600 m.s.n.m.), Bolados (2.800 m.s.n.m.), Stokes (2.060 m.s.n.m.) y Agudo (1.711 m.s.n.m.). Hacia el Norte la limitan la meseta del Quemado y los cerros de la Torre (1.760 m.s.n.m.), Cangrejo (2.028 m.s.n.m.) y Pana (1.990 m.s.n.m.). Por último, hacia el Sur su límite lo constituyen la sierra de los Baguales, los cerros Bote (1.780 m.s.n.m.) y Mangrullo (1.805 m.s.n.m.), la meseta de los Italianos, los cerros La Criolla (1.074 m.s.n.m.), Grande (767 m.s.n.m.), Pan de Azúcar (367 m.s.n.m.) y del Puesto (367 m.s.n.m.) (Fasce, 1982). La ubicación de estos cerros se puede observar en el mapa "Sistema hidrográfico de río Santa Cruz".

Las nacientes de la cuenca del río Santa Cruz se hallan en el Escudo de Hielo Patagónico. De él descienden lenguas glaciarias y aguas de fusión que forman ríos y arroyos que aportan a los lagos Argentino y Viedma. El río Santa Cruz es emisario directo del lago Argentino y recorre hasta su desembocadura unos 383 km, con una pendiente media de 0,53 m/km. El lago Argentino recibe las aguas del lago Viedma, ubicado 55 km

al norte del mismo, a través del río La Leona que hace su aporte unos 5 km al norte del nacimiento del río Santa Cruz (Parisi y Gribaudo, 1992)

Todos los componentes conforman un sistema hidrográfico simple, constituido principalmente por dos lagos de gran envergadura (Argentino y Viedma) y dos cursos fluviales principales (ríos Santa Cruz y La Leona). En el mapa de la cuenca del río Santa Cruz (fig. 2.1.1) se muestran los componentes que constituyen el sistema hidrográfico del Río Santa Cruz.

SISTEMA HIDROGRÁFICO DEL RÍO SANTA CRUZ PROV. DE SANTA CRUZ REPÚBLICA ARGENTINA

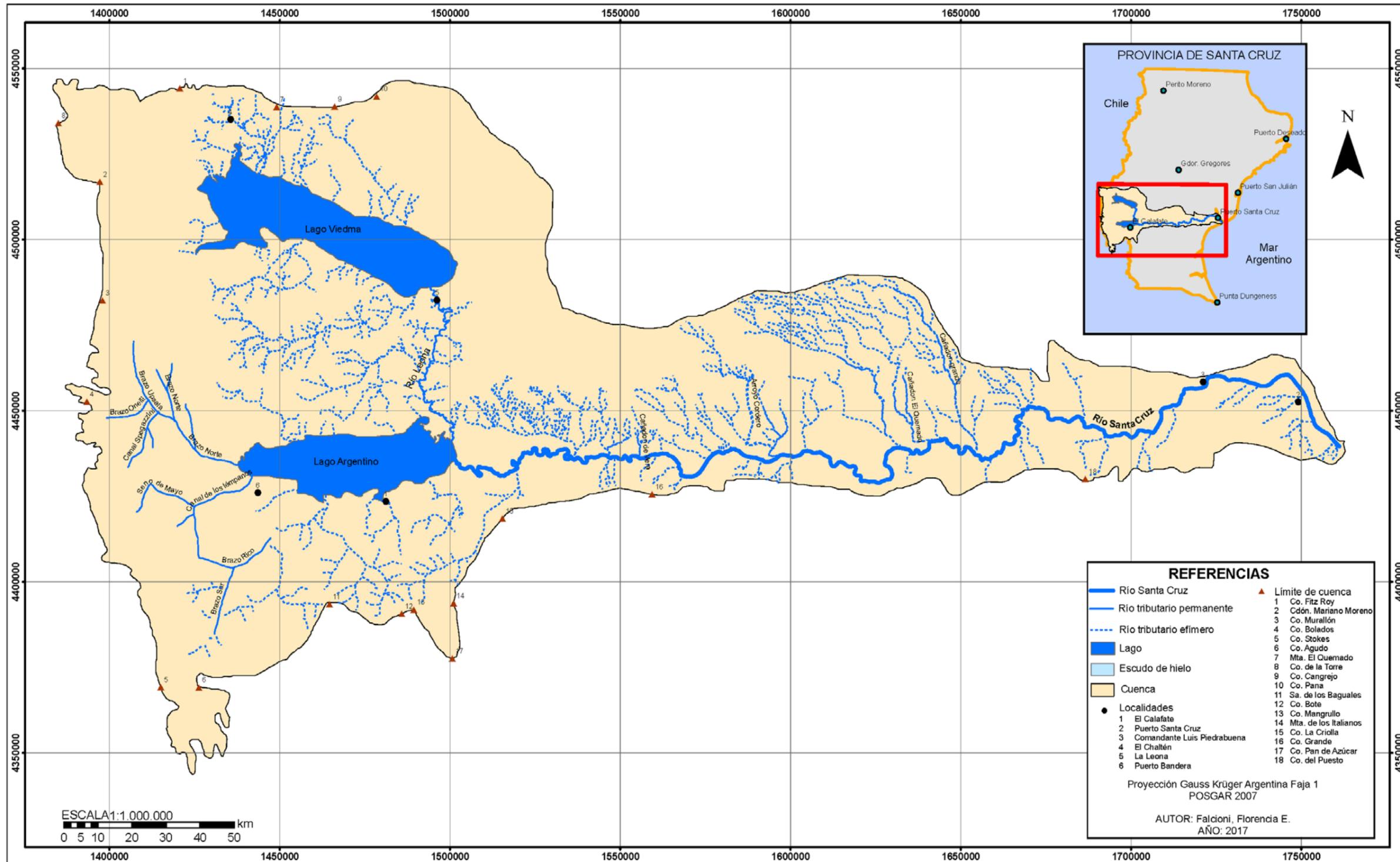


Fig 2.1.1. Mapa del sistema hidrográfico de río Santa Cruz

El río Santa Cruz recibe aporte de agua de distintos emisarios. En la margen derecha, se desarrollan pequeños cursos efímeros que descienden hacia el río, erosionando la ladera y labrando pedimentos de flanco. Por margen izquierda, hacen su aporte los cañadones del Mosquito y de Vera (provenientes del cerro Fortaleza) y el arroyo El Lechuza (que drena el cerro Catedral, de 863 m de altitud). Luego confluye por la misma margen el arroyo de las Cuevas, emisario del arroyo Cordero, y los cañadones el YatenGuajen, el Kolian Kaike y Grande. Estos cañadones, al igual que las vaguadas que confluyen por margen derecha, hacen aportes únicamente en época de lluvias, debido a que su alimentación es autóctona pluvial (Valladares, 2004).

El mayor aporte de agua que recibe el río Santa Cruz se debe al deshielo estacional de los glaciares que se encuentran en el Campo de Hielo Patagónico Sur, lo que explica su régimen unimodal, con un período de aguas altas de septiembre a fin de marzo y un período de aguas bajas el resto del año. En el siguiente gráfico se observa el caudal medio mensual promedio, entre los años 1955 al 2015, en el cual resalta fácilmente el régimen unimodal del río, con un pico máximo en el mes de marzo.

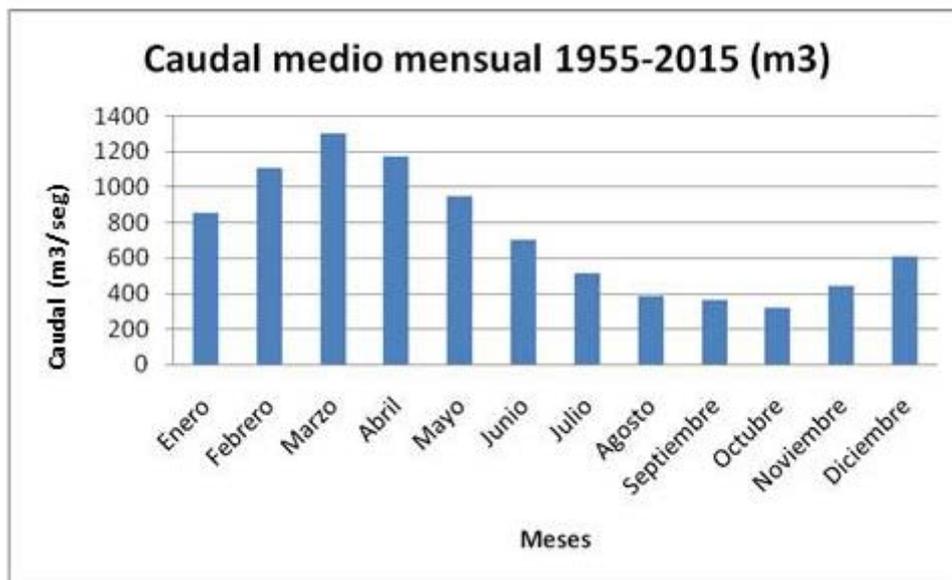


Fig. 2.1.2. Gráfico de caudal medio mensual 1955-2015. (Datos extraídos de la base de datos hidrológica integrada, Subsecretaría de Recursos Hídricos, Ministerio del Interior, Rep. Argentina). La disposición de datos de los siguientes años está limitada como se describe a continuación: 1955 datos de Septiembre a Diciembre, 1976 datos de Enero a Agosto, 1977 datos de Septiembre a Diciembre, 1992 datos de Junio a Agosto y de Octubre a Diciembre, 2015 datos de Enero a Septiembre.

Los pulsos anuales son relativamente regulares en la serie hidrométrica plurianual, debido a la homogeneidad de la cuenca de aporte y a que el caudal depende

principalmente del derretimiento de nieves glaciares, o sea de la diferencia térmica interanual. En este patrón de pulsos, se producen algunas irregularidades que ocurren por efecto de la rotura del Glaciar, que se reflejan en picos de menor intensidad y duración en el régimen del río (Goyenechea, 2015).

Proceso de cierre y derrumbe del Glaciar Perito Moreno

El proceso de cierre tiene lugar cuando el frente del glaciar avanza hasta colisionar con el extremo oeste de la Península Magallanes. Debido a que la base del glaciar apoya sobre el sustrato rocoso, el mismo se comporta como una presa y bloquea al brazo Rico. A continuación en la Fig. 2.1.3 se muestra la disposición del Brazo Rico, el Canal de los Témpanos y donde se produce el bloqueo.



Fig. 2.1.3. Imagen extraída de Google earth. Mapa de ubicación los glaciares y canales en la zona del Lago Argentino.

Como resultado de la elevación del nivel del brazo Rico y la generación de esfuerzos diferenciales sobre la sección del cierre, se establece una vía de agua subglaciar que permite su progresivo pasaje hacia el canal de los Témpanos. A medida que la ablación progresa, se formaliza un túnel excavado en el hielo, cuyo techo

finalmente colapsa. En la figura siguiente se muestra en imágenes el proceso antes explicado del glaciar Perito Moreno.

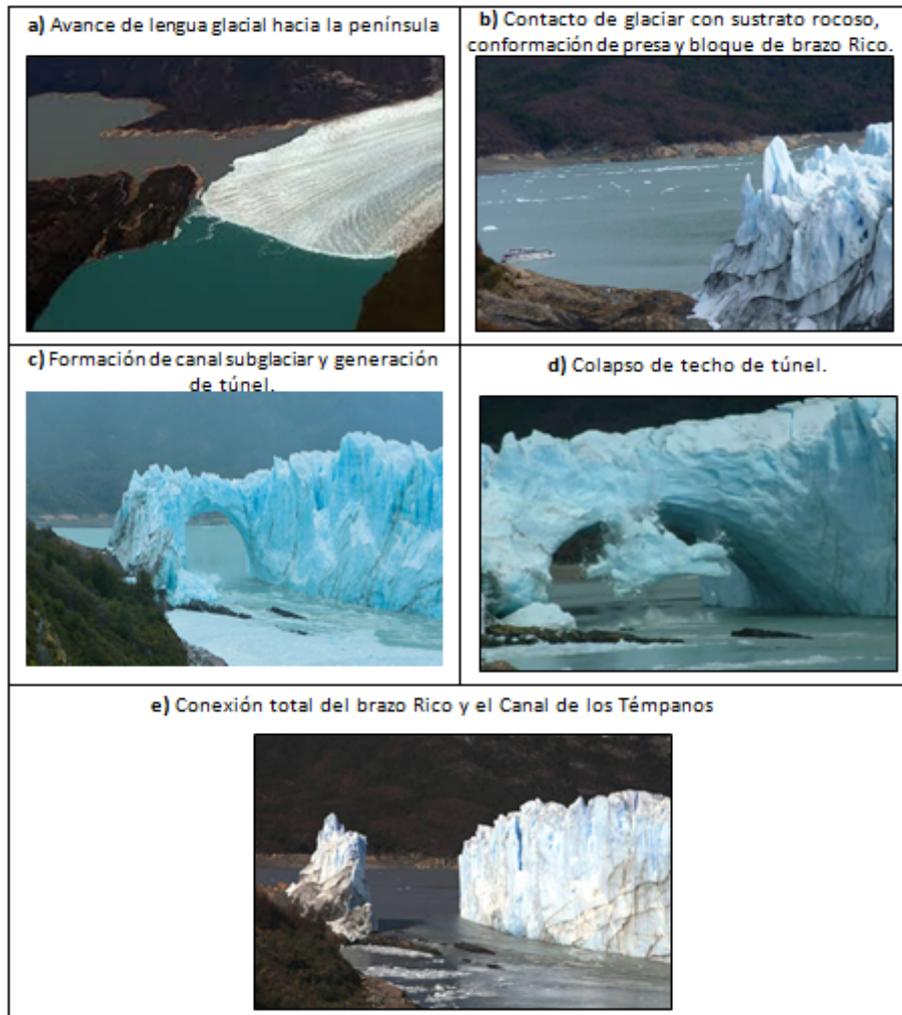


Fig. 2.1.4. Proceso de cierre y derrumbe del glaciar Perito Moreno. (Imágenes obtenidas Del diario “El patagónico”, Santa Cruz, 28 de Octubre de 2015.)

2.1.2 Clima

La región está afectada por vientos húmedos provenientes del Pacífico y por la circulación del aire polar desde el Sur. Presenta un gradiente térmico en sentido Este-Oeste, como se distingue en el mapa de isotermas (Fig. 2.1.5A). Analizando la

disposición de las isohietas (Fig. 2.1.5B.), puede apreciarse que las precipitaciones se desarrollan en la zona montañosa, disminuyendo hacia el Este (Oliva *et al.*, 2001).

De acuerdo a las temperaturas y precipitaciones del área, se distinguen dos climas bien desarrollados, el clima frío húmedo cordillerano y el clima templado-frío árido (Valladares, 2004).

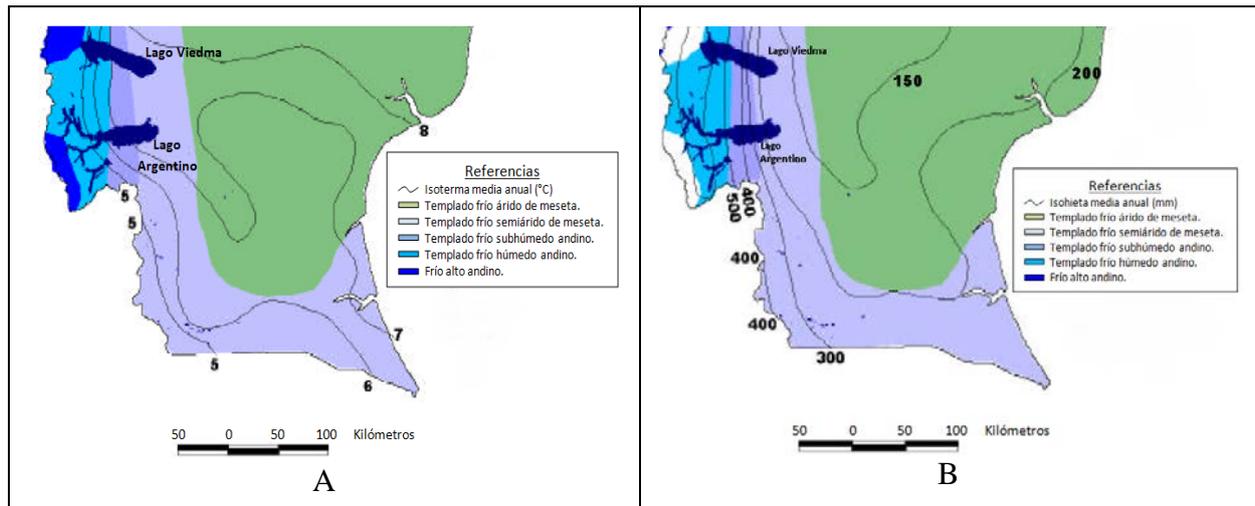


Fig. 2.1.5. A) Mapas de isotermas (°C). B) Mapa de isohietas (mm). La temperatura junto con las precipitaciones define el clima del área de estudio. (Modificado de Oliva *et al.*, 2001).

El clima frío húmedo cordillerano se desarrolla en la región andina, en donde los vientos provenientes del Pacífico son obligados a ascender y descargar su humedad en forma de nieve o lluvia sobre las laderas occidentales y seguir su camino hacia el Este como viento seco; este tipo de precipitaciones se denominan lluvias orográficas. Sobre las altas cumbres se desarrolla un clima frío nival, asociado a la formación del campo de hielo continental y a los glaciares de montaña.

Hacia el este del sistema cordillerano se encuentra el lago Argentino, donde se ha registrado una temperatura media de 12,7°C para el mes de enero y de 1,2°C en julio (Valladares, 2004). Este lago modera las temperaturas extremas en el área; la máxima absoluta registrada fue de 28,4°C y la mínima de -10°C. Las precipitaciones oscilan los 900mm anuales sobre la cordillera andina (aunque existen registros anuales que superan

los 2.000mm en algunos sectores) y los 500mm en la región pre-andina. Durante el verano es mayor la frecuencia e intensidad de los vientos (Valladares, 2004).

El clima templado – frío árido está presente en la meseta patagónica. La característica aridez de área se da por las lluvias orográficas que se desarrollan en el condón montañoso. Las precipitaciones no alcanzan los 200mm anuales y los vientos del Oeste son fríos y desecantes con ráfagas que superan los 50km/h. Las intrusiones de aire polar provocan bruscas caídas de la temperatura, las cuales son moderadas en el área costera por la influencia marítima. Aún aquí, la temperatura media del mes de enero no alcanza los 15°C (Valladares, 2004).

2.1.3 Vegetación

Al oeste, la vegetación corresponde al tipo de bosques andino patagónicos, distrito magallánico, con dominancia del género *Nothofagus*. Se desarrolla desde el borde de los lagos hasta una altura promedio de 1.100m. Predominan la lenga, el ñire, el guindo y arbustos como el notro y el calafate, que presentan coloridas flores. Por encima de este bosque se halla la estepa altoandina, con pajonales de *Stipa* y *Festuca*. Hacia el Este, se despliega la meseta patagónica y aparece la estepa patagónica donde se desarrolla un tapiz gramíneo con presencia de coirón y *Festuca* y arbustos como el neneo (Fasce, 1982).

2.1.4 Suelos

La zona del valle de río Santa cruz y la meseta patagónica presenta suelos tipo Aridisoles, de textura franco-arenosa a franco-arcillosa, con bajos contenidos de materia orgánica. Hay un alto porcentaje de suelos desagregados por el sobrepastoreo. A su vez, los horizontes arcillosos subsuperficiales quedan expuestos y se cubren por guijarros por efecto del congelamiento y descongelamiento; esta superficie se denomina “pavimento de erosión” (Oliva *et al.*, 2001).

En los alrededores del lago Argentino, sobre los depósitos glaciarios, se desarrollan suelos con un alto contenido de materia orgánica y en ocasiones presentan capas de cenizas volcánicas. Se diferencian Aridisoles, Inceptisoles, Entisoles y Molisoles (Oliva *et al.*, op. cit.).

2.2 GEOLOGÍA

2.2.1 Estratigrafía

Cenozoico, Paleógeno, Oligoceno Inferior

Formación Río Leona

Antecedentes

Esta unidad fue estudiada por primera vez por Feruglio (1944, 1949-50) quién la define como “Estratos del Río Leona”. Más tarde Russo y Flores (1972) y Furqué y Camacho (1972) la asignan y mapean como unidad formacional Río Leona para el área al sur del Lago Argentino y este del río Leona.

Distribución Areal

Hay dos sectores en particular donde se expone la formación, al norte de la desembocadura del Río Santa Cruz, y en la margen norte del mismo.

Litología y Ambiente

Se constituye de un conglomerado basal, areniscas finas, medianas hasta conglomerádicas, con abundantes restos de troncos silicificados (Pujana, 2008), pelitas carbonosas y niveles volcaniclásticos, en un arreglo granodecreciente (Marenssi *et al.*, 2005). El ambiente depositacional se interpreta como fluvial que evoluciona desde

entrelazado de alta energía hasta meandroso y anastomosado de baja energía (Marensi *et al.*, 2005). La abundancia de niveles con material carbonoso y el contenido polínico sugieren la depositación en ambientes pantanosos bajo un clima húmedo y templado (Barreda *et al.*, 2009).

Paleontología

De acuerdo a los trabajos que se han realizado en el área el contenido paleontológico de la formación es muy escaso, solamente Pujana (2008) distinguió restos de troncos silicificados, Nothofagáceas.

Relaciones estratigráficas

La formación se apoya en discordancia sobre la Formación Man Aike y es cubierta en forma transicional por los depósitos marinos de la Formación Estancia 25 de Mayo (Marensi *et al.*, 2005; Cuitiño y Scasso, 2010).

Edad y correlaciones

De acuerdo a su posición estratigráfica, Furqué (1973) la asigna al Paleoceno-Daniano, aunque Nández, (1988); Malumián (1994); Malumián y Caramés, (1997) la definen en el Eoceno terminal hasta el Oligoceno temprano. Barreda *et al.* (2009) en base al análisis palinológico la colocan en el Oligoceno tardío inicial.

Oligoceno superior-Mioceno inferior

Formación 25 de Mayo

Antecedentes

Unidad identificada primeramente por Darwin (1846), Hatcher (1900) y Ameghino (1906), este último autor fue quién la llamó Formación Patagónica. Posteriormente fueron agrupadas bajo la denominación informal de “Patagoniano” (Rovereto, 1921) y “Patagoniense” (Feruglio, 1949). Más tarde Bertels (1970) las definió como Formación Monte León, mientras que Furqué y Camacho (1972) denominaron formalmente a las capas aflorantes en esa región como Formación Centinela.

Recientemente Cuitiño y Scasso (2010) denominaron a esta unidad como Formación 25 de Mayo, ya que el nombre Formación Centinela había sido utilizado previamente por Harrington y Leanza (1957) para designar una sección ordovícica aflorante en la sierra de Zapla en el noroeste argentino, por lo que debería ser descartado, de acuerdo a los artículos 17 y 21 (inciso 5) del Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía, 1992).

Distribución Areal

Se observan depósitos a ambos márgenes del Río Santa Cruz, en particular en la desembocadura del río y en algunos afloramientos aislados en ambos márgenes del río Santa Cruz.

Litología y Ambiente

En la región del Lago Argentino consiste de areniscas finas y gruesas, intercaladas con niveles tobáceos y fosilíferos, que conforman un espesor de 170m aproximadamente (Furqué y Camacho, 1972; Furque, 1973; Manassero *et al.*, 1990; Cuitiño y Scasso, 2010; Nullo y Haller, 2002). De acuerdo con la litología y la fauna que presenta, el ambiente depositacional se define como marino costero (Nullo y Combina, 2002), coincidiendo con el vulcanismo de la región cordillerana, representado en el gran contenido de sedimentos volcánico-clásticos (Camacho *et al.*, 1998). En la fig. 2.2.1 se observa un afloramiento de la formación aquí analizada.

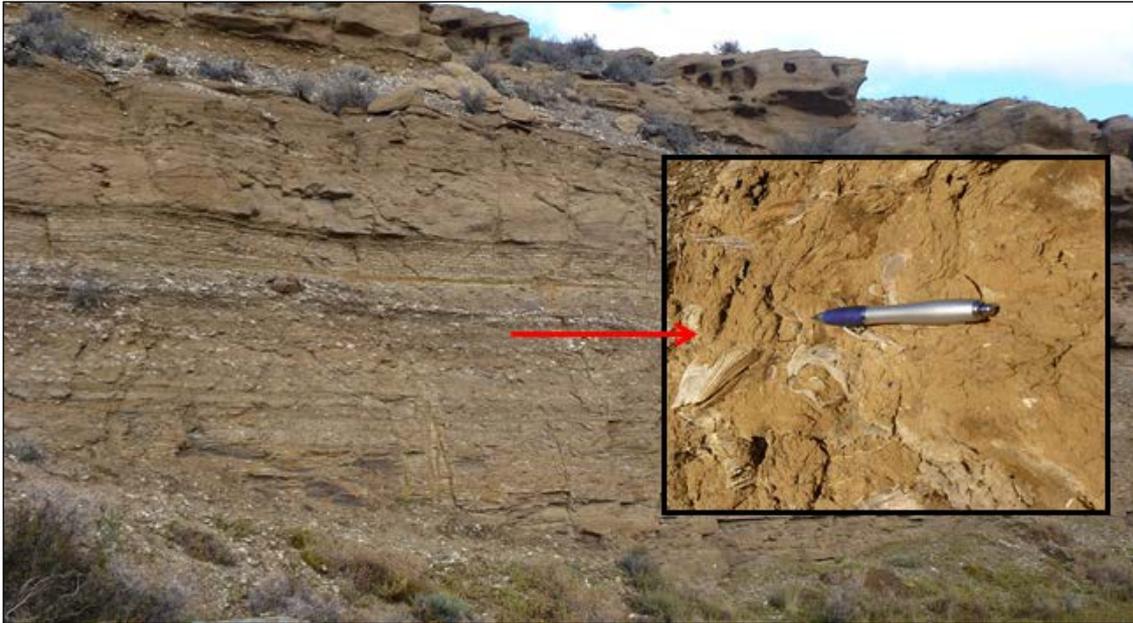


Figura 2.2.1. Afloramiento de la formación 25 de Mayo, sobre la margen del río Bote ($50^{\circ} 18' 016,6''$ S $71^{\circ} 43' 10,75''$).Detalle de banco con bivalvos.

Paleontología

Feruglio (1949) describió varias especies de fósiles de invertebrados, tales como *Ostrea hatcheri*, *Ostrea orbigny*, *Magellania patagónica*, entre otros. Por su parte Casadío *et al.* (2000) distinguieron varios taxones de crustáceos y moluscos, por ejemplo: *Munida sp*, *Raninoides sp*, *Crassostrea hatcheri* (Ortm.) y *Panopea sp*. Además en la unidad se identificaron asociaciones palinológicas compuestas por polen, esporas y cantidades variables de quistes de dinoflagelados (Piñero, 1983; Guerstein *et al.*, 2004). A continuación se muestra un ejemplar de bivalvo en un afloramiento de la formación 25 de mayo.



Figura 2.2.2. Ejemplar de bivalvo sobre la margen del río Bote (50° 18'016,6'' S 71°43'10,75°).

Relaciones estratigráficas

Furqué y Camacho (1972) y Nullo y Haller (2002) afirman que su base es una discordancia erosiva con la formación Río Leona, aunque según Cobos *et al.* (2014) el contacto entre ambas unidades es concordante. El techo lo constituye la Formación Santa Cruz que se deposita en forma discordante sobre la formación 25 de Mayo (Cobos *et al.* 2014).

Edad

Haciendo referencia al contenido paleontológico, Furqué y Camacho (1972) y Furqué (1973) la refirieron al Oligoceno superior a Mioceno inferior; Riccardi y Rolleri (1980) al Eoceno superior- Mioceno inferior. Russo *et al.* (1980) y Guerstein *et al.* (2004) la ubicaron también en el Oligoceno superior–Mioceno inferior, basándose el primer autor en la micropaleontología, y el segundo en las asociaciones de esporomorfos y quistes de dinoflagelados.

Parras *et al.* (2008), realizaron dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sobre valvas de *Crassostrea hatcheri*, además de análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre una toba procedente de la localidad Estancia La Siberia, en el lago Cardiel. Las edades isotópicas obtenidas sobre las valvas

varían entre 25,00 y 26,38 Ma para las localidades situadas más al norte y 21,24 a 22,86 Ma para las más australes, en tanto que la edad radimétrica sobre la toba es de $20,48 \pm 0,27$ Ma.

Neógeno, Mioceno medio-inferior

Formación Santa Cruz

Antecedentes

La unidad estratigráfica ha sido identificada por numerosos autores que han estudiado a estas sedimentitas en diversas localidades de la región santacrucense. Goyanes (2009) menciona todos los autores y explica cómo fue cambiando el nombre de la formación a lo largo del tiempo.

Ameghino (1889,1898) y Hatcher (1897, 1900) las agruparon bajo el nombre de “Santacrucense” o “Santacruceano” al estudiar los materiales paleontológicos que contienen estas capas. Feruglio (1949,1950) describió numerosas secciones de esta formación. Riggi (1958) elaboró perfiles en el sector norte de la provincia de Santa Cruz, mientras que Brandmayr (1954) realizó perfiles en la zona sur.

Posteriormente Zambrano y Urien (1970) y Russo y Flores (1972) definieron como Formación Santa Cruz a las sedimentitas aquí analizadas. Furqué y Camacho (1972) y Furqué (1973), en el sector sur del lago Argentino, dividieron a esta unidad en tres miembros denominados Miembro Los Dos Mellizos, Miembro Bon Acord y Miembro Los Huelguistas.

Cuitiño (2011) en su trabajo de doctorado realiza una comparación sobre las distintas denominaciones que recibe esta formación en base a diversos autores (ver fig 2.2.3.)

Edad / Autor	d'Orbigny (1842)	Darwin (1846)	Hatcher (1987-1903)	Ameghino (1906)		Feruglio (1949-1950)		Bertels (1970)	Russo y Flores (1972)
Mioceno			Santa Cruz Beds			Entrerriense			
			Supra-Patagonian Beds			Santacruicense			
Oligoceno	Terrain Tertiaire Patagonien	Great Patagonian Tertiary Formation			Rionegrense	Patagoniense	Superpatagoniense	Fm. Monte León	Formación Patagonia
					Entrerriense		Leonense	Fm. San Julián	
Eoceno				Formación Santacruceña	Superpatagoniense				
			Patagonian Beds	Formación Patagónica	Leonense				
					Juliense				

Edad / Autor	Di Paola y Marchese (1973)		Riggi (1978)		Bertels (1977, 1980)		Legarreta y Uliana (1994)		Varios recientes (*)
Mioceno							Entrerriense		
	Formación Santa Cruz						Superpatagoniense		Fm. Monte León
Oligoceno	Fm. Patagonia	Mb. Monte Observación	Fm. Patagonia	Mb. Monte León	Fm. Monte León	Mb. Monte Observación	Patagoniense	Leonense	Fm. San Julián
		Mb. Monte León		Mb. San Julián		Mb. Punta Entrada		Juliense	
Eoceno		Mb. San Julián			Fm. San Julián	Mb. Meseta Chica			
						Mb. Gran Bajo			

Figura 2.2.3. Cuadro comparativo sobre las propuestas estratigráficas del terciario marino para la sección oriental de la Provincia de Santa Cruz. Fuente: Cuitiño (2011).

Distribución Areal

La unidad posee una amplia distribución areal, y ocupan las cimas y las laderas de las serranías. Si bien aflora ampliamente en el valle del río Santa Cruz, sus exposiciones están limitadas en varias secciones debido a que están cubiertas por acumulaciones glaciogénicas (morénicas y glaciifluviales), carpetas de detritos y abanicos aluviales, coladas basálticas, o porque han sido afectadas por eventos de remoción en masa.

Se distinguen varios afloramientos principalmente en ambos flancos del valle. Además resaltan afloramientos en los valles labrados por los ríos afluentes, debido a que la acción fluvial erosionó los depósitos que la cubren, y dejó expuesta la formación.

Litología

Se caracteriza por una alternancia de pelitas, areniscas, tobas y en menor proporción conglomerados finos, los cuales aparecen formando cuerpos lenticulares, depositados en un ambiente continental fluvial (Cuitiño 2011).

El Miembro Los Dos Mellizos se caracteriza por la abundancia en arcillitas, las que se interstratifican con areniscas tobáceas (Goyenechea 2015). El contenido de fósiles de mamíferos indica que pertenece a la sección inferior del Santacrucesense según Feruglio (1949). El Miembro Bon Acord se integra de tobas interstratificadas con areniscas medianas a algo conglomerádicas. Por su parte, el Miembro Los Huelguistas se identifica por presentar areniscas y conglomerados, además contar con una escasa participación de tobas (Goyenechea, 2015). En la siguiente figura se observa un afloramiento de la formación aquí analizada.



Figura 2.2.4. Afloramiento de la Formación Santa Cruz.

Ambiente

La sedimentación de la Formación Santa Cruz se produjo como respuesta a la regresión del mar patagoniano, debido a los efectos tectónicos de la orogenia Andina, que de volúmenes clásticos superlativos que superaron el espacio de acomodación disponible, generando una secuencia continental progradante hacia el este. Bellosi (1995, 1999) demuestra que la paleofauna contenida en las secciones inferiores de ésta unidad, es indicadora de condiciones húmedas gradando a secas, en los términos superiores. Este deterioro se relaciona al levantamiento de la cordillera Andina Patagónica, que dio lugar a la formación de una sombra orográfica para la Patagonia extrandina, favoreciendo condiciones áridas. Esta particularidad climática explica la ausencia de niveles fosilíferos en los términos superiores de la Formación Santa Cruz (Bellosi 1998,1999)

Paleontología

Varias especies de mamíferos fueron encontrados en la zona. Feruglio (1949) halló algunos ejemplares de *Andinotheriumvinum*, *Diadiapherusmayusculus*, *Toatheriumminusculus* y *Proeutatumcfrubustus*. Por su parte Pascual (en Furqué 1973) menciona a los mamíferos *Hepalopselongatus*, *Neoromuysp*, *Adonitheriumsp* y *Protherotherium sp*. Feagle *et al.* (1995) estudia los niveles de paleosuelos, e indica la presencia de una fauna mamífera, resaltando a los marsupiales paleothentidos.

En la sección superior de la formación no hay representación de fósiles. Tauber (1997) lo relaciona con un deterioro climático, que Bellosi (1998,1999) lo adjudica al levantamiento de la Cordillera de los Andes.

Relaciones estratigráficas

La Formación Santa cruz yace en discordancia angular por encima de la Formación 25 de Mayo (Zambrano y Urien, 1970). En un trabajo reciente, Cuitiño y Scasso (2010) analizan que las formaciones se depositan en concordancia, ya que no pudieron observar en el campo las relaciones de discordancia (ver fig 2.2.5.).

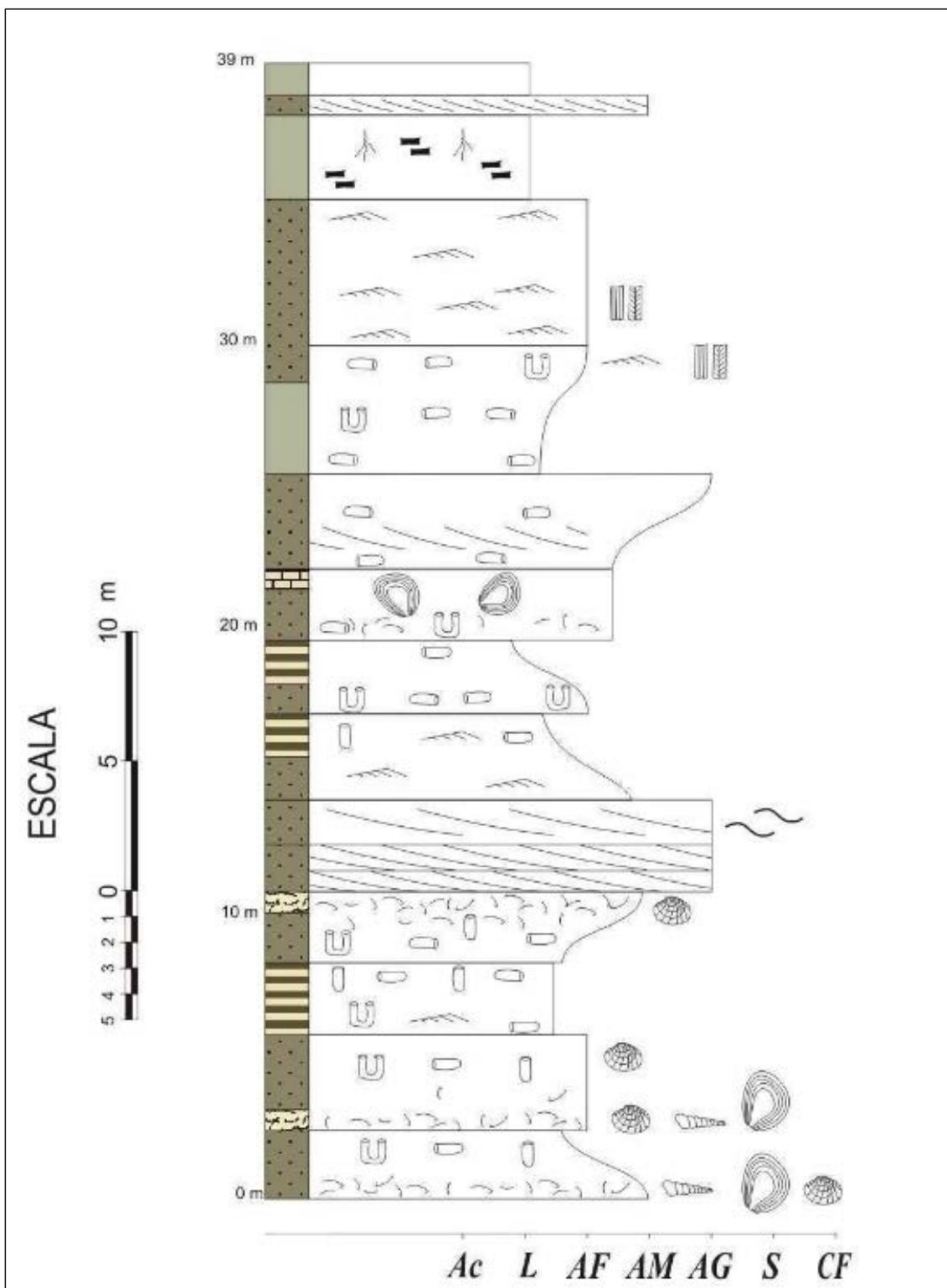


Figura 2.2.5. Perfil estratigráfico, en la zona del Cerro Cóndor Cliff. (Cuitiño 2011)

Goyanes (2009) reconoce discordancias intraformacionales, y menciona que podrían responder a los pulsos de elevación de la faja plegada y corrida de la Cordillera Patagónica Austral.

Por encima de la formación yacen depósitos glaciares en respuesta los sucesivos avances glaciares que se produjeron en el área. En la figura 2.2.6 se observa el contacto entre la Formación Santa Cruz y los depósitos glaciares que la sobreyacen.



Figura 2.2.6. Contacto superior de la Formación Santa Cruz con depósitos glaciares en corte de camino interno.

Edad y correlaciones

Varios autores estudiaron y definieron la edad de esta Formación. Los primeros fueron Marshall *et al.* (1977), Marshall y Pascual (1978) y Marshall *et al.* (1986), quienes a través de dataciones radiométricas (edades absolutas) y determinaciones paleontológicas (edades relativas) designaron edades de $15\pm 1,8$ Ma. y $16\pm 1,5$ Ma, ubicándola en el Mioceno medio. Feruglio (1949) postuló para el área cercana al Lago Argentino, una edad miocena superior en base a la presencia de *Notohippus*; Furqué y Camacho (1972) coinciden en asignar la misma edad. Furqué (1973) le asignó a la Formación edad miocena, debido al conjunto faunístico encontrado en el Miembro Bond Acord. Riccardi y Rolleri (1980) la ubican en el Mioceno inferior y en el Plioceno inferior en el Lago Argentino (Nullo y Combina, 2002). Cuitiño (2011) define la edad

en la parte inferior de la Formación como miocena temprana (Burdigaliano) en base a datos radimétricos.

Basaltos Neógenos

La presente unidad está compuesta por basaltos emitidos en diferentes eventos volcánicos. En el mapa geológico geomorfológico 1:100.000 la unidad “Basaltos Neógenos” incluye los basaltos Cóndor Cliff, La Siberia y Camusú Aike. A continuación se describen características de cada uno:

i. Basaltos Cóndor Cliff

Antecedentes

Los primeros registros que se tienen de los Basaltos Cóndor Cliff corresponden a descripciones morfológicas y estratigráficas realizadas por Darwin (1842). Con posterioridad, estas coladas fueron descritas por Mercer *et al.* (1975) en un estudio de las glaciaciones de las cuencas de Lago Argentino y Lago Viedma. Strelin y Malagnino (2009) realizan nuevas investigaciones y concluyen que las coladas fluyeron encauzadas en valles que cortaban las terrazas glacifluviales “La Australasia”.

Distribución Areal

Los Basaltos Cóndor Cliff se reconocen principalmente en la margen izquierda del río Santa Cruz, con una amplia distribución. En su mayoría corresponden a basaltos expuestos a la erosión fluvial, encontrándose en algunos sectores, cubiertos por sedimentos glaciales o fluviales. En la margen derecha del río, los basaltos son escasos y se encuentran en su mayoría cubiertos por depósitos glaciales (ver fig. 2.2.7.)



Figura 2.2.7. Basalto Cónдор Cliff, en margen izquierda del río Santa Cruz, cierre de presa Néstor Kirchner

Litología

Depósitos de estas coladas fueron estudiados en la ladera sur del valle, sobre la cara sur del Cerro Fortaleza (ver anexo F. Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000). Allí se encuentra un paleo valle relleno con brechas piroclásticas cubiertas por 10 a 15 m de lavas almohadilladas y coronado por aproximadamente 12 capas de coladas, alcanzado un espesor de casi 100 m. En la margen norte del río Santa Cruz se presenta como depósitos con secuencias similares (Goyenechea 2015).

Según Strelin *et al.* (1999), los Basaltos Cónдор Cliff pueden dividirse petrográficamente en olivínicos y feldespáticos, en función de la naturaleza de los fenocristales y correspondiéndose con la ubicación espacial de las coladas.

Estos basaltos provienen de una fuente heterogénea regional (Kay *et al.* 2004) y su volumen es pequeño, en comparación con las manifestaciones basálticas eocenas (Mazzoni y Rabassa, 2010). Haller *et al.* (2002) por su parte, describen a los basaltos como alcalinos y los consideran formados en un ambiente de intraplaca sin influencia de subducción. En la siguiente imagen se muestra los basaltos de margen derecha del río Santa Cruz a la altura del cierre de la presa Néstor Kirchner.



Figura 2.2.8. Basalto Cóndor Cliff, en margen derecha del río Santa cruz, cierre presa Néstor Kirchner.

Ambiente

Originalmente se interpretaron dos efusiones separadas, una en cada margen del río Santa Cruz. En la margen derecha del río, se estima que el centro efusivo fue decapitado por acción glaciaria. A su vez, en la otra margen se distingue el centro efusivo de la colada al norte de la misma. (Goyenechea, 2015)

En la actualidad, se interpreta un mismo centro efusivo para ambas coladas, que habrían corrido por el paleocauce del río Santa Cruz, lo que resulta concordante con los depósitos de brechas piroclásticas cubiertas de lavas almohadilladas, situadas en la base de las coladas (Goyenechea, 2015).

En tal caso, ambas coladas podrían provenir de diferentes aparatos volcánicos ubicados al nor-noroeste de la sección de estudio (Goyenechea, 2015) con pequeños centros efusivos periféricos o pequeñas fumarolas asociadas. Las fumarolas se observan en el sector central del mapa, sobre la colada de basaltos ubicada en la margen norte del río.

Las coladas, encauzadas en valles que cortaban la Terraza Australasia, arribaron al valle del río Santa Cruz, endicándolo y extendiéndose sobre la terraza San Fernando (Goyenechea 2015). Finalmente fueron erosionados por los procesos relacionados a la Glaciación La Frutuosa (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996).

Con posterioridad a su emplazamiento fueron afectadas por una glaciación que se desplazó por el ancestral eje del valle del río Santa Cruz, denominada Glaciación La Frutuosa (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996), de tal forma que fueron erosionadas severamente y su cuerpo, inicialmente continuo, seccionado y separado en dos áreas volcánicas situadas a ambos lados del río Santa Cruz.

Relaciones estratigráficas

Los Basaltos Cóndor Cliff conforman, junto con el Basalto Gregores (Marín, 1984) y el Basalto El Pedrero (Panza y Cobos, 1998), las unidades más representativas de las principales manifestaciones basálticas del Mioceno inferior a medio (Mazzoni y Rabassa, 2010).

Edad y correlaciones

Mazzoni y Rabassa (2010) ubican a los Basaltos Cóndor Cliff en el Mioceno inferior a medio, sin embargo, mediante dataciones radiogénicas, Mercer *et al.* (1975), le asignaron edades de $2,95 \pm 0,07$ Ma; $2,79 \pm 0,15$ Ma; y $2,66 \pm 0,06$ Ma. Concordante con esta datación, Kay *et al.* (2004) ubican las coladas en el Plioceno superior.

Finalmente, Goyenechea (2015) coincide con Kay, e infiere edades menores a las presentadas por Mercer *et al.* (1975), en base a observaciones de campo.

ii. Basalto La Siberia

Roll (1937), Galante (1955), y Turic (1968) fueron los primeros en analizar estos basaltos, dentro de un contexto regional. Panza y Franchi (2002) describieron el Basalto La Siberia, basados en un informe inédito de Cobos y Panza (2001), que fueron quienes

originalmente identificaron esta unidad. Los primeros autores incorporaron al Basalto La Siberia a su Ciclo basáltico mioceno superior-plioceno inferior, de amplio desarrollo en el occidente del Macizo del Deseado.

Se pueden ver representaciones del basalto La Siberia en la ladera norte del valle, donde se distinguen un aparato volcánico en los $50^{\circ}07'56.95''S$ y $71^{\circ}34'35.58''O$ aprox. Cabe mencionar que el desarrollo de estos basaltos se encuentra al norte del área de estudio propuesta en este trabajo.

La roca característica de este ciclo lávico es un basalto olivínico gris oscuro a negro con venillas marrones y rojizas de óxidos de hierro (Cobos *et al.* 2014). Estos basaltos fueron incorporados por Haller *et al.* (2002) a una etapa de plateau desarrollada al sur de la provincia de Santa Cruz, junto con el basalto Vizcacha que se encuentra al sur este de la zona a estudiar. Según el autor, las lavas presentan características geoquímicas que indican un enriquecimiento del magma con componentes derivados de subducción

El origen de las lavas de plateau del Mioceno superior-Plioceno inferior del retroarco patagónico fue interpretado por distintos autores en el marco del modelo de ventana astenosférica de Gorrington *et al.* (1997), entre ellos Ramos y Kay (1992), Panza y Franchi (2002), Ramos (2002), Haller *et al.* (2002), Kay *et al.* (2004) y Corbella y Lara (2008).

iii. Basalto Camusú Aike

Los primeros en mapear esta unidad fueron Panza *et al.* (2003), quienes la asignaron al Ciclo Efusivo Plioceno superior- Pleistoceno inferior. Previamente, Haller *et al.* (2002) analizaron el magmatismo cenozoico tardío del sudoeste de Santa Cruz, que incluye a los Basaltos Camusú Aike y Laguna Barrosa en su «unidad post-plateau».

D'Orazio *et al.* (2004b) y Mejía *et al.* (2004), estudiaron la geoquímica de las lavas del campo volcánico de Camusú Aike y realizaron dataciones de la unidad con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los primeros científicos obtuvieron edades entre $2,95 \pm 0,06$ Ma y $2,91 \pm 0,05$ Ma; mientras que los segundos $2,98 \pm 0,03$ Ma y $3,02 \pm 0,04$ Ma, incluyendo a estos basaltos al Plioceno superior.

Esta unidad se encuentra dispuesta en la margen derecha del río Santa Cruz, entre los 71°17'O y los 71°03'O de latitud. La litología se compone de Basaltos olivínicos, traquibasaltos y andesitas basálticas, con espesores de 1 a 2,5m (Cobos *et al.* 2014).

El ambiente en que se desarrollaron es de intraplaca, explicado a través de un modelo de ventana astenosférica, propuesto inicialmente por Ramos y Kay (1992) y Gorrington *et al.* (1997). D'Orazio *et al.* (2004) determinaron la existencia de dos grupos de basaltos: el Grupo I, (2,9 Ma), interpretado como producto de cristalización fraccionada de típicos fundidos de ventana Astenosférica, y el Grupo II (2,5 Ma), también correspondiente a un magmatismo de ventana astenosférica, donde estaría presente un componente enriquecido probablemente derivado de subducción previa de la placa de Nazca.

Plioceno Superior- Pleistoceno

Depósitos Morénicos y Terrazas Glacifluviales

Varios autores estudiaron los sucesivos avances y retrocesos glaciarios en la zona; Darwin (1842), Moreno (1899), Hauthal (1904), Quensel (1910), Dusen (1913), Caldenius (1932), Feruglio (1949), Mercer (1975), Mercer y Sutter (1982), y Malagnino (1995). Darwin (1842) reconoció bloques erráticos en el Estrecho de Magallanes y describió los depósitos glaciarios ubicados sobre capas basálticas en Cóndor Cliff, valle abajo del río Santa Cruz.

Caldenius (1932), realizó un estudio detallado en los depósitos glaciarios presentes en la cuenca del lago Argentino, donde definió cuatro sistemas morénicos y sus glacifluviales asociados. Sin embargo estableció una errónea telecorrelación entre los 3 sistemas internos con las sub-épocas: Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial definida por De Geer (en Caldenius 1932) para el retroceso del hielo escandinavo.

Estos tres estadios indicados tienen edades que van de los 20.000A.P. a los 10.000A.P. Por su parte, el cuarto estadio correspondería a una glaciación anterior a la última. La presencia de estas 2 glaciaciones en la región fue puesta en duda por Feruglio (1949) quién solo reconoció claramente a una.

Feruglio (1944) en base al trabajo de Caldenius (1932), planteo una nueva diferenciación de los depósitos morénicos, determinó la existencia de tres glaciaciones. La primera es la Glaciación antigua (pre Última Glaciación), incluye las morenas externas de la pampa Alta y las morenas intercaladas con basaltos de la meseta entre el río Chico y el Chorrillo Malo (cerro del Fraile). Luego le sigue la Última Glaciación, que comprende tres cintas de morenas internas, “Morenas de las Estancias Tres Cerros y Mortensen”, “Cinta Morénica del Tranquilo” y “Cinta Morénica de Charles Fuhr”, en respuesta a dos avances glaciarios. Finalmente se desarrolla el Posglacial, que incorpora los arcos morénicos más recientes, distantes entre 50 km y 2 a 6 km de los frentes de los glaciares actuales.

Por su parte Mercer *et al.* (1975), Mercer (1976) y a Mercer y Sutter (1982), realizaron estudios de dataciones en flujos lávicos intercalados con distintos depósitos de till en el cerro del Fraile y en el área del lago Buenos Aires. Dichos resultados permitieron identificar varios avances glaciarios en el Mioceno tardío y en el Plioceno, además de definir la Gran Glaciación Patagónica, la más antigua y extendida al este, entre 1,2 y 1,0 Ma. En su trabajo Mercer (1976), presenta un bosquejo marcando cinco cierres morénicos, localizados al oeste de los Riscos Punta de Vacas, al pie del cerro Nunatak, a la altura de la estancia El Mosquito, al oeste del Primer Laberinto y en el cierre del lago Argentino, respectivamente (ver fig. 2.2.9). Estos cierres no los correlaciona con los cierres descritos anteriormente por Caldenius y Feruglio.



Figura 2.2.9. Esquema de las glaciaciones según Mercer (1976) (tomado de Strelin y Malagnino, 1996).

En estudios más recientes Strelin y Malagnino (1996), Strelin *et al.* (1999) y Strelin y Malagnino (2009) analizaron las unidades glaciogénicas ubicadas en el alto valle del río Santa Cruz, reconociendo depósitos de seis glaciaciones, una con edad Miocena-superior a Pliocena, y las demás entre el Pleistoceno inferior y el Pleistoceno superior. Ellos las definieron como “glaciación Pampa Alta”, “Glaciación Estancia la Fructuosa”, “Glaciación Chuñi Aike”, “Glaciación Cerro Fortaleza”, Glaciación Arroyo Verde” (con Estadial I y II) y “Glaciación El Tranquilo”(con Estadial I, II y III), estableciéndose las correspondencias con los esquemas propuestos por autores previos; entre ellos, Caldenius (1932), Feruglio (1944) y Mercer (1976). A continuación se presenta el mapa preliminar que hicieron estos autores mostrando las diferentes unidades geomórficas de la región (fig. 2.2.10)

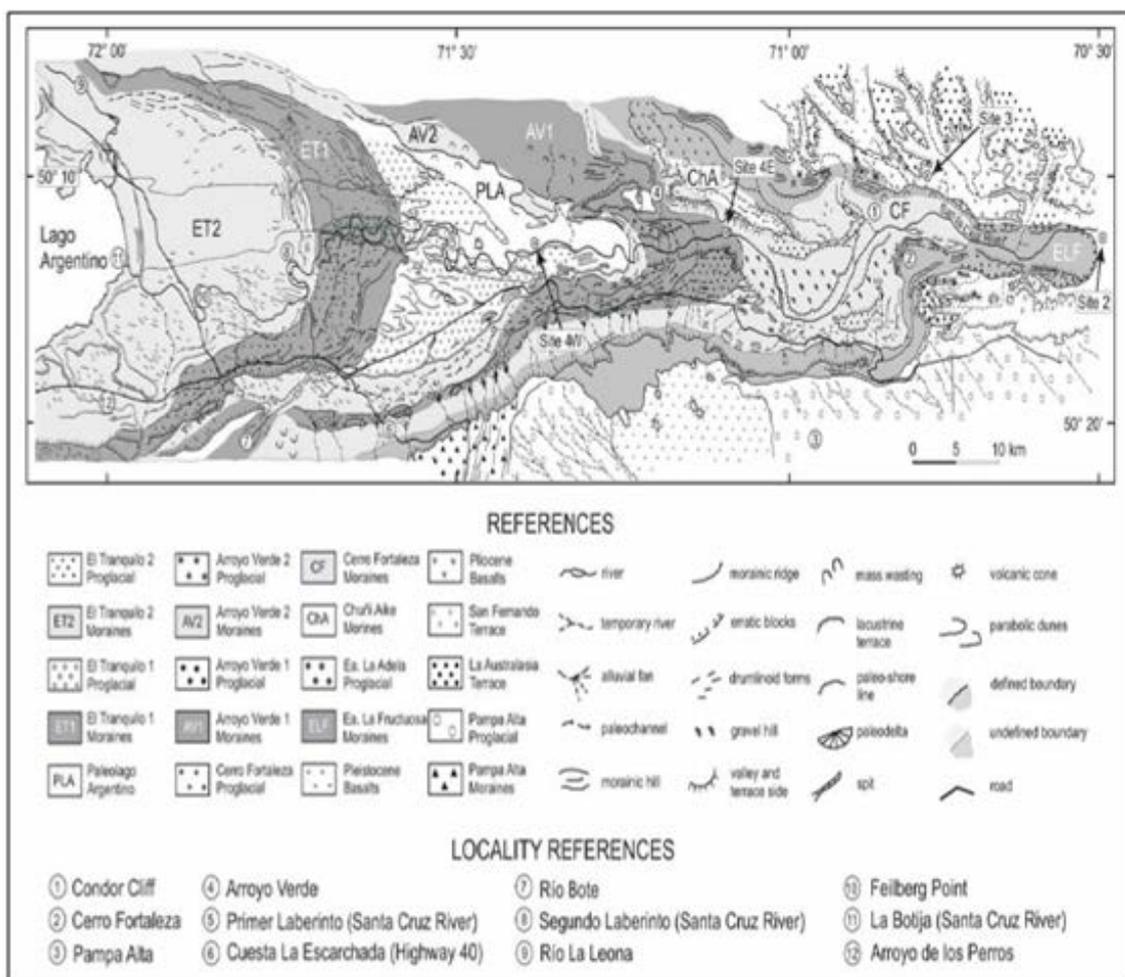


Figura 2.2.10. Distribución de las unidades geomórficas en la región del alto valle del río Santa Cruz (tomado de Strelin y Malagnino, 2009).

Otros aportes fueron los de Schellmann (1998, 1999), quien reconoció en el valle del río Santa Cruz un evento glacial antiguo (Mioceno tardío a Plioceno temprano) y al menos seis glaciaciones de piedemonte durante los últimos 2,5 Ma. A su vez Rabassa y Coronato (2002) y Coronato *et al.* (2004) reconocieron siete eventos glaciarios. Identificaron dos grupos de glaciaciones en función de los depósitos de la Gran Glaciación Patagónica (GGP), glaciaciones más antiguas Pre- GGP y las Post-GGP, este último incluye los depósitos de tres glaciaciones (Post- GGPI, II y III). El avance glaciario subsiguiente corresponde a la Última Glaciación (Último Máximo Glacial). Rabassa y Coronato (2002) establecieron las equivalencias entre este esquema y la nomenclatura de trabajos anteriores.

Goyanes (2009) hace una comparación de todas las nomenclaturas propuestas por los diferentes autores, de acuerdo a los trabajos de Caldenius (1932), Feruglio (1944), Mercer *et al.* (1975), Strelin (1995), Strelin y Malagnino (1996), Schellmann (1998), Strelin *et al.* (1999) y Rabassa y Coronato (2002) en la región, y lo plasma en un cuadro comparativo que se muestra en la fig 2.2.11.

	Edad	Edad Radiométrica	Rabassa y Coronato (2002)	Schellmann (1998)	Strelin y Malagnino (1996)	Mercer (1976)	Feruglio (1944)	Caldenius (1932)
GLACIACIONES	Pleistoc. superior	16-10 ka A.P.	Tardiglacial	Punta Banderas, lago Rico y Punta Ciervos	El Tranquilo Estadial III		Punta Banderas, lago Rico y Punta Ciervos	Punta Banderas, lago Rico y Punta Ciervos
		18-20 ka A.P.	Ultima Glaciación	Periodo Glacial I	El Tranquilo Estadial II		El Tranquilo, Segunda pulsación	Gotiglacial
		> 93 < 150 ka A.P.	Ultimo interglacial					
	Pleistoc. medio		Post GGP 3	Periodo Glacial II	El Tranquilo Estadial I		El Tranquilo	Gotiglacial
		> 128 ka A.P.	Post GGP 2	Periodo Glacial III	Arroyo Verde Estadial I y II		Arco interior b	Daniglacial
		> 710 ka A.P.	Post GGP 1	Periodo Glacial IV	Cerro Fortaleza			
	Pleistoc. Temprano	1-1,1 Ma A.P.	GGP	Periodo Glacial V	La Fructuosa y Chuñi Aike	Arco morénico externo		Inicioglacial
	Plioceno temp. a Mioceno tardío	2,3-3,5 Ma a 5-7? Ma A.P.	Pre GGP	Periodo Glacial VI	Pampa Alta		Sistema externo	

Figura 2.2.11. Cuadro comparativo del englazamiento Neozoico (Goyanes 2009)

En este trabajo se usará una nomenclatura propuesta por la autora, ya que se diferenciaron dos nuevos niveles de terrazas glacifluviales. El resto de los niveles se pueden correlacionar con los nombres que utilizaron los autores anteriormente mencionados.

Morena y terraza glacifluvial A “Pampa Alta” (Plioceno Superior)

La terraza glacifluvial “A” y los depósitos “A” se los puede asociar con la terraza glacifluvial y los depósitos morénicos “Pampa Alta” descritos por Strelin *et al.*, (1999)

Esta unidad geomorfológica representa la primera glaciación pedemontana reconocida a escala regional en varias localidades de la Patagonia. La terraza Glacifluvial se ubica en la margen derecha del río Santa Cruz. Según Goyenechea (2015) tiene una potencia que varía entre 8m (a partir de observaciones en antiguas canteras), hasta 30m al este del cierre morénico (a partir de exposiciones que se observan en cañadones más profundos).

Malagnino (2009), establece un modelo de sedimentación para el desarrollo de la terraza glacifluvial “A”, donde considera que el ambiente de depositación fue el de un sistema fluvial de hábito megatrenzado de baja sinuosidad. La pendiente en general estima inferior a los 30°, relacionado con ríos de régimen permanente, caudales de base elevados, con descarga estacional extraordinaria. Los sedimentos que aportaba fueron proporcionados por un extenso lóbulo de hielo.

Sobre la terraza glacifluvial “A” se asientan los depósitos morénicos “A”, que tienen mayor desarrollo en la margen izquierda del río Santa Cruz. Su litología está compuesta por clastos angulosos facetados, de hasta 20 cm de diámetro, inmersos en una matriz arcillosa. Composicionalmente predominan las areniscas silicificadas, metamorfitas y volcanitas ácidas de procedencia andina (Strelin *et al.*, 1999).

Mercer (1976) realizó dataciones radimétricas (K/Ar) y estudios paleomagnéticos a unos basaltos ubicados al sur del lago Argentino, que son coetáneos con estos depósitos morénicos, arrojando una edad 4,5 y 3,48 + 0,09 Ma, Pliocena inferior a media. Estos depósitos indican la existencia de grandes campos de hielo durante el Plioceno medio, idea que es reinterpretada por Strelin y Malagnino (2009).

Terraza glacifluvial B “La Australasia” (Plioceno Superior)

La terraza “B” puede coincidir con la terraza glacifluvial La Australasia que fue estudiada por Feruglio (1950), Strelin (1995), Strelin *et al.* (1999) y Strelin y Malagnino (1996).

Se ubica en la margen derecha del río Santa Cruz, representado en el sector más oriental del mapa (ver anexo F. Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000). Presenta un espesor máximo estimado de 200 m y una pendiente que inclina hacia el este (Goyenechea 2015).

La litología que presenta es diversa. La base de la unidad no se halla expuesta, la secuencia comienza con sedimentitas terciarias que dan lugar a un nivel arenoso de 460m de cota. A continuación un paquete limo-arenoso estratificado es coronado por rodados patagónicos a los 500m de cota, a lo que le siguen arenas y gravas glacifluviales. A los 525m de cota se observa un nivel piroclástico de 2,5m sobre los que se apoya un paquete de gravas coronadas por depósitos de till (Goyenechea 2015).

A esta unidad se le asigna la edad Mio-Pliocena, correspondiente a la segunda glaciación (Malagnino 1995). Este autor define seis glaciaciones que se desarrollaron en el valle, a partir del Mioceno medio a Mioceno tardío (Mercer *et al.*, 1975; Mercer y Sutter, 1982; Malagnino, 1995).

Terraza glacifluvial “C “

Sobre la margen izquierda del valle entre los 71°17'O y los 71°01'O, se distinguen unas terrazas que no han podido ser correlacionadas con la ya mencionadas. Su cota varía entre 430m y 500m aprox, diferenciándolas tanto de la terraza “B”, como de la terraza D que se describe a continuación. Cobos *et al.* (2014) incluyen estos depósitos como "Depósitos de morenas estadio Inicialglacial II", que se correlaciona con las morenas “La Fructuosa” descrita por Strelin y Malagnino (2009). Sin embargo los valores de cota que muestran son considerablemente superiores a las morenas La Fructuosa que se describirán posteriormente. En este trabajo los depósitos en cuestión se

los considera como una terraza glacifluvial "C" que se desarrolló anteriormente la terraza "San Fernando".

Terraza glacifluvial D “San Fernando”

Esta unidad se encuentra expuesta en el centro este de la zona de estudio, sobre ambas márgenes del río Santa Cruz. Con alturas que rondan entre los 290 m.s.n.m. y los 340 m.s.n.m., son niveles de terraza construidos en un paleocauce similar al actual cauce del río Santa Cruz, aunque de mayor cota, por lo que su distribución sigue su rumbo. Estas terrazas pueden ser correlacionadas con las denominadas “San Fernando” propuestas por Strelin y Malagnino (2009).

Estos depósitos se encuentran conformados por rodados y bloques polimícticos, en ocasiones facetados, con un diámetro máximo de 0,3 m, interdigitados con bancos arenosos laminados, niveles tobáceos y niveles diamictíticos (Strelin y Malagnino op. cita).

Sobre esta secuencia encontramos los Basaltos Cóndor Cliff, los que cubrieron las Terrazas San Fernando provocando metamorfismo de contacto, observable en el techo de las gravas (Strelin y Malagnino, 2009).

La Terraza San Fernando se depositó sobre antiguos depósitos glacifluviales y sobre la Formación Santa Cruz, cortando lateralmente los depósitos de las terrazas Australasia y Pampa Alta y con los Basaltos Cóndor Cliff suprayacentes. (Goyenechea 2015).

Diversos estudios llevados a cabo por Fergulio (1950), Strelin *et al.* (1999), Strelin y Malagnino (2009) ubican estos depósitos entre el Mioceno superior y Plioceno, período en el que tuvo a cabo la sedimentación de las terrazas formadas a partir del retroceso glaciario luego de la última glaciación (Strelin *et al.*, 1999).

Considerando las relaciones estratigráficas de la Terraza San Fernando, según las cuales se encuentra subyacente al Basalto Cóndor Cliff, es posible determinar para los depósitos de la Terraza San Fernando una edad superior a los 2,4 Ma y 1,03 Ma asignados por Fleck *et al.* (1972) y por Mercer *et al.* (1975) a dichos basaltos.

Morena E “La Frutuosa” (Pleistoceno Inferior)

Los depósitos morénicos “E” se pueden correlacionar con la morena “La Frutuosa” denominada por Strelin y Malagnino (2009). Estos depósitos se caracterizan por la presencia de bloques erráticos y de bloques de basaltos autóctonos que superan los 2 metros de diámetro, inmersos en una matriz limosa de color grisáceo. Presentan un espesor del orden de los 20 metros.

Siguiendo hacia el este y sobre ambos márgenes del río, existen bloques de dimensiones métricas, y se hallan incorporados en el aluvio de terrazas fluviales más jóvenes. De vincularse estos depósitos a los de las morenas Estancia la Frutuosa, esta glaciación señalaría la máxima expansión hacia el este que alcanzaron los glaciares en ésta latitud (Strelin, 1995).

Las relaciones estratigráficas que muestran estas morenas varían según el sector geográfico. Por un lado están en contacto directo con los basaltos Cándor Cliff, mostrando indicios que el glaciar retrabajo estos basaltos, e incluyó varios bloques del mismo al till depositado. Al sur del Cerro Fortaleza, se observa que estos depósitos morénicos se encuentran en contacto con la Meseta Pampa Alta (teraza Pampa Alta; Strelin, 1995),

La superficie de transporte sobre la cual se acumularon las morenas “Estancia la Frutuosa”, fue labrada sobre la meseta Pampa Alta (Strelin, 1995), dejando sobre esta meseta rasgos erosivos propios del avance glaciario.

Terraza glacifluvial F

En ambos márgenes del río Santa Cruz, en la zona más oriental del área, se desarrollan las Terrazas Glacifluviales "F" (ver anexo F. Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000). Estas terrazas podrían ser correlacionadas con las terrazas glacifluviales "G", que se describirán a continuación, ya que presentan similar valor de cota y se encuentran en la misma área. Sin embargo según Strelin y Malagnino (2009) en su mapa " Distribución de las unidades geomórficas en la región del alto valle del río Santa Cruz" (Ver fig 2.2.10), muestran que la glaciación Cerro Fortaleza, evento glaciario relacionado con las terrazas glacifluviales “G”, no llega hasta esas longitudes,

por lo que se decidió clasificarlas como depósitos separados. Estas terrazas se suponen anteriores a la Glaciación Cerro Fortaleza definido por Strelin y Malagnino (2009), por lo que se habrían desarrollado en los últimos tiempos del primer avance glaciario.

Depósito morénico y Terraza glacifluvial G “Cerro Fortaleza y Arroyo verde”

Tanto los depósitos morénicos como las terrazas glacifluviales “G” involucran las terrazas y morenas “Cerro Fortaleza” y “Arroyo verde”, ya que no se las pudo individualizar en el terreno ni en la imagen satelital cuando se confeccionó el mapa geológico-geomorfológico.

Los depósitos que componen el cuerpo de la Morenas Cerro Fortaleza se desarrollan a ambos márgenes del río Santa Cruz, teniendo mayor desarrollo en el sector oeste y centro del mapa geológico.

En la zona aflora una capa de till de 25 m de espesor que asienta sobre un nivel de rodados glacifluviales. El till se compone mayoritariamente de bloques basálticos de hasta 2 m de diámetro y exóticos, de tamaños similares, inmersos en una matriz limosa de color gris claro. A 5 m del tope del perfil se advierte la intercalación de una capa limosa gris clara de 0,5 m de espesor que contiene esporádicos guijarros y pequeños bloques de composición principalmente basáltica. Los bloques incorporados en las secciones superficiales del till presentan gruesas costras calcáreas que tapizan sus bases y en algunos casos los cementan entre sí. (Goyenechea 2015).

Strelin y Malagnino (1996) dividen la glaciación “Arroyo Verde” en dos estadios, reconociendo cinco cierres morénicos para el estadal I y tres para el estadal II. El último cierre del estadal II, ubicado a la altura de la estancia La Victoria, habría producido un endicamiento que originó un cuerpo lacustre («Paleolago Argentino»). Los límites de este antiguo lago están definidos por geformas tales como espigas, paleolíneas de costa, que no se distinguieron en el mapa debido a la escala que se eligió (mapa geológico-geomorfológico 1:100.000)

La litología se describe como unidades de till alternantes con niveles limosos deformados. El till se compone de una matriz limosa de color gris amarillento con guijarros dispersos y bloques facetados y estriados de hasta un metro de diámetro, de

composición granítica en su mayoría (Strelin y Malagnino, 1996). La alternancia con depósitos pelíticos lo podemos relacionar con la generación de varios paleo lagos durante los avances y retrocesos glaciares. El espesor de estos depósitos va disminuyendo valle abajo, presentando un espesor máximo de 100m (Strelin y Malagnino, 1996).

En la zona más oriental abarcada por el mapa geológico-geomorfológico (1:100.000), se pueden distinguir depósitos fluviales, los cuales están estrechamente relacionados con el evento glaciario Arroyo Verde. Strelin y Malagnino (1996), los asocian genéticamente con el proceso de vaciado del paleolago Argentino, previo al estadio Gotiglacial.

Los depósitos fluviales están compuestos por gravas finas que en ciertas ocasiones muestran importante presencia de cemento carbonático, con una matriz arenosa gruesa a muy gruesa de color castaño amarillento; las litologías se disponen en forma de bancos que exhiben un arreglo granodecreciente. Los fenoclastos no superan los 5 cm y pueden llegar a 15 cm; presentan un elevado grado de esfericidad y los de formas oblatas y proladas son los más comunes. La procedencia es variada, predominan los clastos de rocas volcánicas y de piroclastitas ácidas con respecto a los graníticos y metamórficos. El espesor de esta unidad es difícil de determinar, pero se asume un máximo de 5m. (Cobos *et al.* 2014).

Depósito morénico y terraza glacifluvial H “El Tranquilo (estadio I y II)”

Estos depósitos morénicos corresponde al último avance glaciario, Glaciación El Tranquilo. La glaciación tuvo dos pulsos glaciares. El primer avance esbozó las morenas El Tranquilo I, desarrollando un hábito entrelazado-distributivo. El segundo depositó las Morenas El Tranquilo 2, y sus depósitos glacifluviales se encauzaron en los valles fluviales labrados por el primer avance glaciario a través de un resalto de unos 10 a 15 m (Cobos *et al.* 2014).

El sistema morénico del primer pulso conforma un arco convexo hacia el este en el que pueden reconocerse hasta 7 cordones morénicos muy próximos y claramente definidos. Por detrás del último cordón morénico se aprecian drumlins dispuestos en abanico (Strelin y Malagnino, 1996).

El till alcanza 20 m de espesor y se compone mayoritariamente de matriz limoarcillosa de color castaño amarillento, con clastos dispersos angulosos y ocasionales bloques de varios m³ de volumen. (Cobos *et al.* 2014).

El sistema morénico del segundo pulso está conformado por numerosos cordones apretados y un extenso campo de drumlins situado al oeste del arco interno. En el paso Charles Fuhr se puede observar un corte de 20 a 25 m de till limoso de color gris a amarillento con frecuentes rodados estriados que cubre a depósitos glacifluviales y glacialacustres más antiguos. (Cobos *et al.* 2014).

Durante la elaboración del mapa geológico geomorfológico no se reconocieron los campos de drumlins que se mencionan anteriormente. Además no se logró diferenciar los depósitos de los distintos estadios de la glaciación “El Tranquilo”, por lo que se dispuso una única unidad denominada “H”.

Los depósitos proglaciales de ambos sistemas se presentan como planicies y terrazas glacifluviales a diferentes alturas topográficas. Las geoformas de la glaciación El Tranquilo se ubican al oeste del mapa, en la cercanía del Lago Argentino, la desembocadura del Río Santa Cruz y a ambos márgenes del mismo. El tranquilo I se desarrolla más hacia el este, respecto al Tranquilo II

La edad propuesta para el sistema Gotiglacial I (equivalente al estadal I de la Glaciación El Tranquilo o a la Post-GGP 3) es Pleistoceno medio, en tanto que el sistema Gotiglacial II (El Tranquilo II o Última Glaciación) se encuadra en el Pleistoceno superior. (Cobos *et al.* 2014).

Cuaternario, Pleistoceno-Holoceno inferior

Depósitos fluviales

En área bajo estudio se distinguen depósitos fluviales que corresponden a dos niveles bien diferenciados, unos del Pleistoceno inferior a medio, y otros del Pleistoceno superior que pueden llegar al Holoceno. Se extienden a ambos márgenes del Río Santa Cruz, mostrando mejor exposición en el sector central de la zona. (Cobos *et al.* 2014).

El primer nivel fue descrito por Strelin y Malagnino (1996), quienes los relacionaron genéticamente con el proceso de vaciado del paleolago Argentino, previo a la glaciación El Tranquilo. El espesor de esta unidad es difícil de determinar debido al enmascaramiento de su contacto en discordancia erosiva con las sedimentitas y piroclastitas de la Formación Santa Cruz, pero se estima en valores superiores a los 5 metros. (Cobos *et al.* 2014).

En superficie es un depósito consolidado constituido por gravas, importante presencia de cemento carbonático, con una matriz conformada por arenas gruesas a muy gruesas de color castaño amarillento; dispuestos en bancos que exhiben un arreglo granodecreciente. Los fenoclastos que constituyen estos depósitos son de 5cm a 15cm, en su mayoría son prolados u oblados, la procedencia es variada. Resalta la presencia de grandes bloques de basalto Laguna Barrosa, los cuales asignan a estos depósitos al Plioceno superior-Pleistoceno superior. (Cobos *et al.* 2014).

Los depósitos del nivel superior son los más modernos del sistema de terrazas fluviales del río Santa Cruz, se encuentran representados en ambos márgenes del río. Se disponen en una angosta faja de unos 25 km de largo con un ancho máximo de 1500 m, con una suave pendiente regional al este. Esta unidad está constituida por un agregado suelto de gravas gruesas a muy gruesas, con abundante matriz arenosa mediana a gruesa, y subordinadamente arcillas y limos, de color amarillo grisáceo. Los clastos son redondeados a subredondeados con formas proladas y obladas y, en menor proporción discoidales. Los fenoclastos son fundamentalmente de rocas volcánicas ácidas y en menor proporción de granitoides y metamorfitas, pero también los hay de basaltos provenientes de zonas distales, con escaso transporte que mantienen su forma angulosa; el tamaño medio de los mismos es de 6 a 9cm. (Cobos *et al.* 2014).

Estos depósitos responden genéticamente al mismo sistema que el nivel anterior, por lo que se puede asegurar que son más modernos y los ubican en el Pleistoceno superior, y quizás puedan llegar al Holoceno. (Cobos *et al.* 2014).

Holoceno

Depósitos de cobertura de pedimento

Cubren gran parte de los flancos del valle y del el relieve mesetiforme. El nivel de base local de los depósitos reconocidos está representado por el curso del río Santa Cruz, por lo que estos depósitos se definen como pedimentos de flanco sensu stricto de la nomenclatura de González Díaz y Malagnino (1984).

Estas superficies de erosión y transporte habrían sido labradas por procesos fluviales en clima árido. Están elaboradas sobre las sedimentitas cenozoicas de las formaciones Río Leona, 25 de Mayo y Santa Cruz, siendo esta última la de mayor relevancia en el área de estudio. Los sedimentos originados por este proceso de erosión, se presentan como mantos que rara vez superan los 5m de espesor, se ubican entre los 250 y los 700 m.s.n.m., con pendientes entre 3° y 6°. (Cobos *et al.* 2014).

Están compuestos por gravas subangulosas a subredondeadas con 4cm de diámetro medio, y una matriz de arenas finas, limos y arcillas de colores gris, castaño y amarillo. Litológicamente dominan los fragmentos de sedimentitas procedentes de las unidades pedimentadas, así como rocas tobáceas ácidas silicificadas y volcanitas de distinta composición, con mucha menor participación de plutonitas y metamorfitas. (Cobos *et al.* 2014).

Temporalmente se ubica a estos depósitos de cobertura de pedimentos en el Pleistoceno tardío, llegando en algunos casos al Holoceno. (Cobos *et al.* 2014).

Depósitos de remoción en masa

En ambos flancos de valle del Río Santa Cruz se distinguen eventos de remoción en masa localizados. La mayor expresión se encuentra en la zona del Cerro Fortaleza sobre la ladera norte. Estas acumulaciones se originan mediante tres mecanismos, deslizamiento rotacional, expansión lateral y caída de bloque, los mismos serán explicados con mayor detalle en el capítulo de geomorfología.

Estos depósitos están constituidos por fragmentos angulosos a subangulosos de basaltos y suelen estar mezclados con material proveniente de las sedimentitas

cenozoicas que las subyacen. La dimensión de los bloques es sumamente variable, estimándose entre 0,20 y 1 m de diámetro, pero en algunos casos pueden llegar a varios metros cúbicos. (Cobos *et al.* 2014).

Hacia el sector más oriental se observan lomadas, las cuales fueron producto de la acción fluvial sobre antiguos deslizamientos suavizando su geoforma original. (Cobos *et al.* 2014).

Depósitos eólicos

Los depósitos eólicos se desarrollan como cuerpos elongados que se localizan marginalmente al cauce del río Santa Cruz. Debido a que provienen de la deflación de las arenas de su planicie aluvial, se desarrollan en forma selectiva de acuerdo al recorrido del río. Se componen de arenas medias a finas alcanzando aproximadamente 2m de espesor. (Goyenechea *et al.* 2015 y Piovano *et al.* 2015)

Estos depósitos se desarrollaron luego de los últimos avances glaciares de edad pleistocena. Se les confiere edad cuaternaria, y actualmente se continúan desarrollando a lo largo del valle del Río Santa Cruz. (Cobos *et al.* 2014).

Depósitos Lacustres

Están constituidos por acopios de material detrítico moderno presente en la orilla del lago Argentino. A través de imágenes satelitales se distinguen cuatro cordones lacustres como resultado de las sucesivas variaciones de nivel del lago. La variación del lago está vinculada estrechamente al comportamiento del Glaciar Perito Moreno y al aporte del río La Leona.



Fig. 2.2.12 Vista general de la orilla del lago Argentino.

Los depósitos son sedimentos marginales, poco consolidados constituidos mayoritariamente rodados y bloques, en una matriz arenosa que fue erosionada por el viento. En la figura 2.2.13 se muestra un detalle de los depósitos lacustres.



Fig. 2.2.13 Detalle de depósitos lacustres a orillas del Lago Argentino, donde se ven rodados y bloques de más de 20cm de diámetro medio.

Se estima que los rodados y los bloques erráticos fueron transportados por el glaciar y depositados a medida que la lengua glaciaria retrocedía, o por balseo. El balseo se genera cuando se desprende una porción de hielo de la masa del glaciar y comienza a flotar siguiendo la corriente de un mar o de un lago, en este caso se trata del Lago Argentino. La fracción de hielo lleva inmerso sedimentos y bloques, que anteriormente fueron transportados por el glaciar. Cuando el fragmento de hielo se derrite deposita todo el material que tenía consigo. A continuación se muestra un bloque errático que fue afectado por el proceso de congelifracción



2.2.1.14 Bloque errático afectado por proceso de congelifracción.

Otro aporte significativo del material sedimentario es a través del río La Leona. Este río nace en el lago Viedma y tras recorrer 70km, aproximadamente, desemboca en el Lago Argentino. Tiene un caudal de 262 m³/seg de media anual, permitiéndole transportar grandes cantidades de sedimento que luego deposita en el Lago Argentino

Temporalmente se los ha ubicado en el Holoceno, pero no se descarta la posibilidad que en algún caso puedan corresponder al Pleistoceno tardío.

Depósitos coluvio-aluvial

Son acumulaciones detríticas modernas presentes en casi todos los taludes y quiebres de pendiente. El material que las compone se genera por la erosión, fluvial, eólica y de remoción en masa de las unidades inferiores, junto con aportes eólicos, formando una delgada capa.

Su litología está compuesta por arenas mediana a finas, limos y arcillas, rodados redondeados a subredondeados, y en algunos casos rodados angulosas de rocas volcánicas, tobas silicificadas, ignimbritas, materiales silíceos y en ocasiones granitos. Se presentan como depósitos inconsolidados con colores grises y castaños. (Cobos *et al.* 2014).

Depósitos de planicie aluvial

Esta unidad está constituida por material detrítico transportado por los cursos fluviales, conformando rellenos de cauce y planicies de inundación. Además se distinguen varios depósitos de abanicos aluviales, que en algunos casos coalescen lateralmente formando una bajada (ver fig. 2.2.1.15). Los principales aportes son los del río Santa Cruz y sus afluentes.

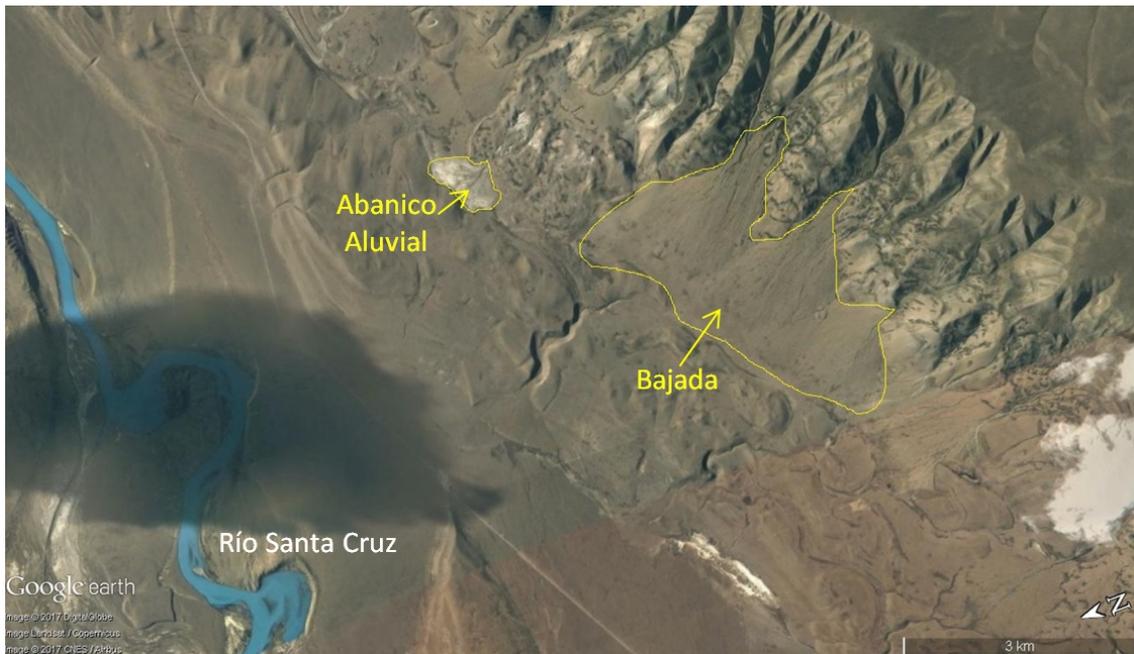


Fig. 2.2.15. Imagen extraída de google earth, donde se observa la coalescencia lateral de tres abanicos aluviales formando una bajada. A su vez se distinguen un abanico aluvial.

La composición de estas acumulaciones se da por material inconsolidado de distinta procedencia y granulometría; las gravas provienen de los niveles de agradación, de depósitos de origen glaciario y del aporte de los basaltos de la zona; la matriz es predominantemente arenosa pero también se encuentran presentes limos y arcillas. El espesor total de esta unidad se estima en 3 o 4 metros, ya que en algunos lugares no se pudo definir la base de los mismos (Cobos *et al.* 2014). En la figura 2.2.16 se muestra un detalle de la planicie aluvial.



Figura 2.2.16. Ejemplo de depósito de planicie aluvial. Paso Charles Fuhr

2.2.2 Ambiente geotectónico

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia geológica *Meseta Patagónica Austral*, cuyo basamento y sedimentación corresponden a la generación de la Cuenca Austral. Dicha cuenca es de tipo cratónico marginal de retroarco, de edad jurásica, y su origen se vincula con la interacción de las placas Sudamericana y Antártica (Robbiano *et al.*, 1996).

La cuenca Austral o Magallánica es de una gran extensión, y abarca las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego, parte del territorio chileno y la plataforma submarina sur atlántica (fig. 2.2.17). En su margen austral, hay una zona de acortamiento y movimientos de rumbo, que forman el límite entre las placas de Scotia y Sudamericana en la Cordillera Fueguina (Cuitiño, 2011).

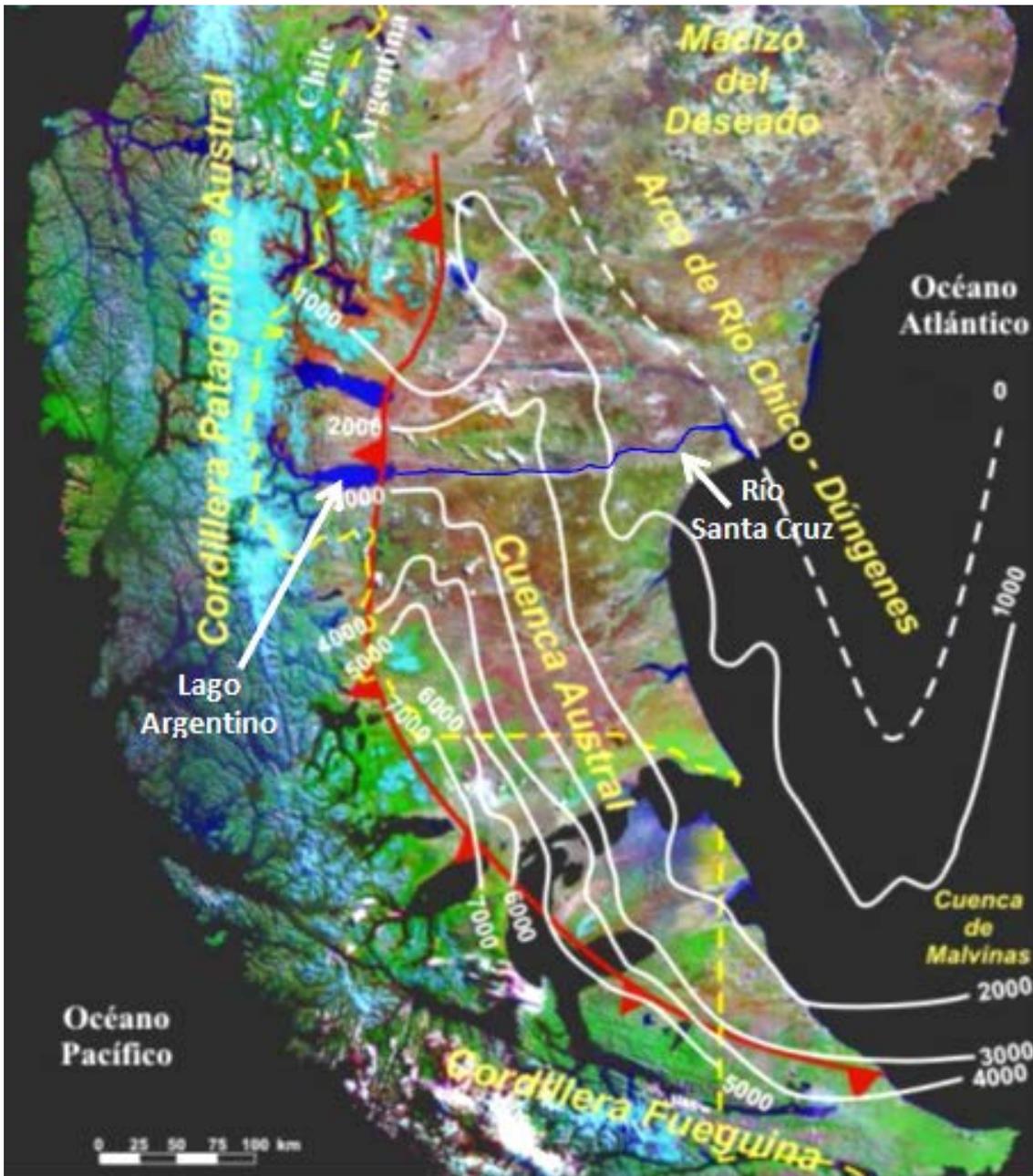


Fig. 2.2.17. Rasgos estructurales de la Cuenca Austral. Modificado de Biddle *et al.* (1986) y Robbiano *et al.* (1996). Extraído de Cuitiño (2011).

La evolución de la cuenca consta de tres etapas tectónicas principales (Biddle *et al.*, 1986; Robbiano *et al.*, 1996). En el Jurásico medio, según los estudios de estos autores, comienza la etapa de rift, con la formación de hemigraben que dislocan la corteza. En el sector más austral, la extensión permitió la formación de corteza oceánica, asociada a la apertura del Mar de Wedell (Robbiano *et al.*, 1996). Esta etapa está representada por un complejo volcánico del evento Chon Aike, mostrando rocas volcánicas y

volcanoclásticas, Grupo Bahía Laura y Serie Tobífera, que conforman el basamento de la cuenca. Este basamento se expone, además, en el Macizo del Deseado y en la Cordillera Patagónica (Robbiano *et al.*, 1996).

De acuerdo al trabajo presentado por Robbiano *et al.* (1996), en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, se inicia la etapa post-rift, con una subsidencia térmica y un posterior relleno sedimentario, que sigue durante el Cretácico hasta el Plioceno. El sistema cambia a un régimen compresivo a partir del Cretácico tardío, asociado al levantamiento de la Cordillera Austral, que funciona hasta el Cenozoico. Este levantamiento corresponde a los Movimientos Patagónicos. Biddle *et al.* (1986), explica que la cordillera forma el margen occidental y austral de la cuenca, con el desarrollo de una faja plegada y corrida que produce subsidencia por carga en el antepaís.

Este relleno se caracteriza por sucesivas transgresiones y regresiones (Arbe, 1986, 1987, 1989, 2002; Robbiano *et al.*, 1996; Rodríguez y Miller, 2005), que forman seis secuencias depositacionales. A causa del levantamiento de la Cordillera Austral, y que las intrusiones marinas son desde el sureste de la región, se origina una migración de los depocentros en el sentido noroeste al sudeste, desde el Cretácico al Cenozoico. El sector norte de la cuenca presenta depósitos más antiguos, de menor espesor sedimentario y desarrollando un ambiente mixto, mientras que en el Sur los espesores aumentan y el ambiente es totalmente marino. (Robbiano *et al.*, 1996).

A continuación se muestra una correlación entre los movimientos orogénicos y epirogénicos de la región austral Sudamericana detallada en la cuenca del Salado, Colorado, San Jorge y Austral. Se observa que cada hiato coincide con una fase orogénica. Las distintas fases orogénicas junto con los ascensos y descensos del nivel del mar, explican el sistema depositacional del área de estudio con las sucesivas transgresiones y regresiones.

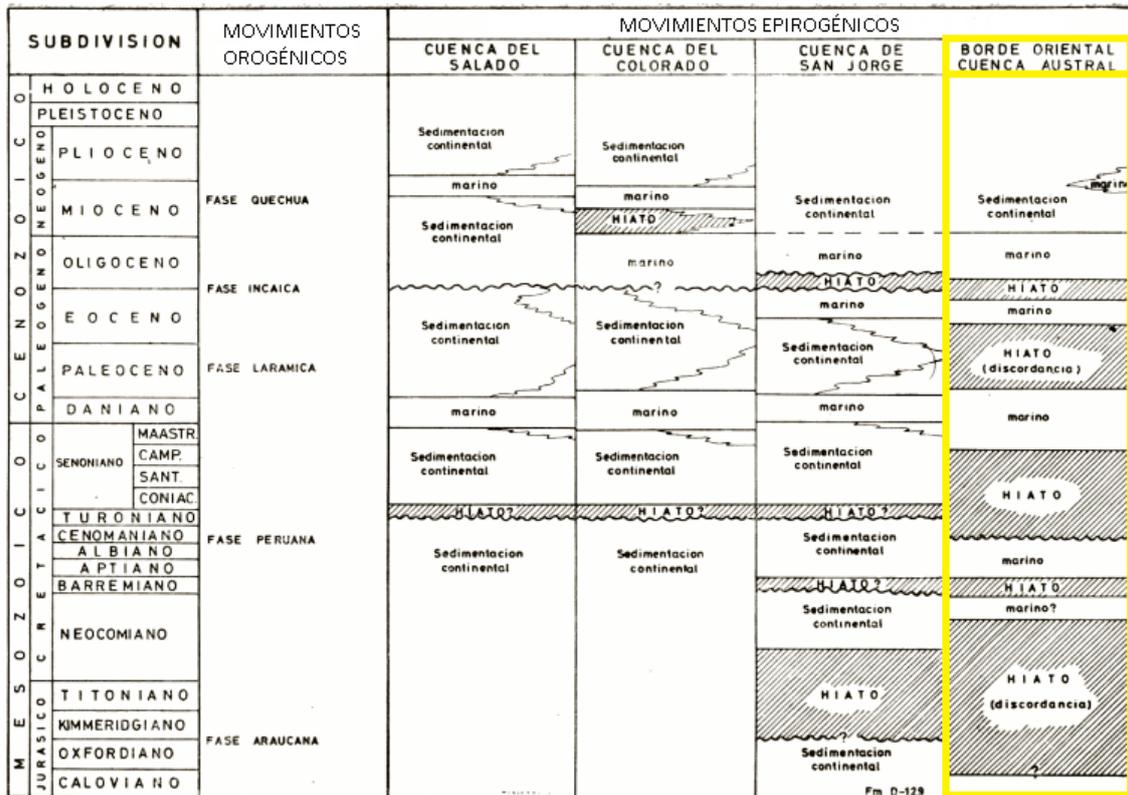


Fig. 2.2.18. Cuadro de correlación entre los movimientos oro y epirogénicos de la región austral Sudamericana. (Charrier y Malumian, 1975). Considerando antecedentes de: Bertels (1970), Camacho (1967), Kaasschieter (1963), Lesta (1968, 1970), Malumián (1968), Malumián *et al.* (1971), Zambrano (1971), y Zambrano y Urien (1970).

La secuencia depositacional en la cuenca comienza en el Oxfordiano/Kimmeridgiano con la Fm. Sprinhill, luego en el Valanginiano tardío – Aptiano temprano se deposita la Fm. Río Meyer. En el Aptiano temprano – Albiano tardío se deposita al norte de la cuenca las formaciones Río Belgrano y Río Tarde, mientras que hacia el Sur domina la Fm. Río Mayer, el Ciclo San Martín y La Fm. Mata Amarilla. La Fm. Cerro Dorotea se desarrolla en el Turoniano temprano – Maastrichtiano, mientras que en el Paleoceno – Oligoceno temprano comienzan a depositarse las formaciones Río Turbio, Río Leona y 25 de Mayo.

En el Eoceno tardío comenzó la estructuración de la Cordillera de los Andes. El frente plagado y corrido se desarrolló durante la facie Incaica ocurrida en el Paleógeno. Dicha deformación se vincula con la alta velocidad de expansión del fondo oceánico y la colisión de dorsales activas con el margen occidental Farellón-Aluk, ubicada en el paralelo 43°, hace 52Ma (Kraemer *et al.*, 2002). Esta estructuración modificó la

clasificación de la cuenca, convirtiéndola en cuenca de Antepaís. Según Cobos et al. (2014), esta fase de deformación se representa en la discordancia basal de la Formación Río Leona.

Durante el Mioceno tardío – Plioceno se depositó la Fm. Santa Cruz. En el Mioceno tardío hubo una reactivación tectónica adjudicada al choque de una dorsal con el margen occidental, conocida como el ciclo Neógeno - facie Quechua (Kraemer et al., 2002). Este nuevo episodio acentuó la deformación, y está representado en la discordancia del techo de la Formación Santa Cruz (Nullo et al., 2010).

I. Marco tectónico y estructural del área de estudio

La estructuración de la región andina y extrandina que está presente en nuestra sección latitudinal fue analizada por varios investigadores a lo largo del tiempo como, Massabie (1990), Kraemer (1998), Diraison et al. (2000), Kraemer et al. (2002), Massabie et al. (2007), y Ghiglione et al. (2009, 2014).

Regionalmente la cordillera Patagónica se puede dividir, según Kraemer et al. (2002), desde el Oeste al Este, en tres dominios morfotectónicos principales: Flanco andino occidental, Región andina interna y Flanco andino occidental. En la figura 2.2.19., Kraemer et al. muestran el límite entre el frente deformacional y el desarrollo del monoclinal frontal.

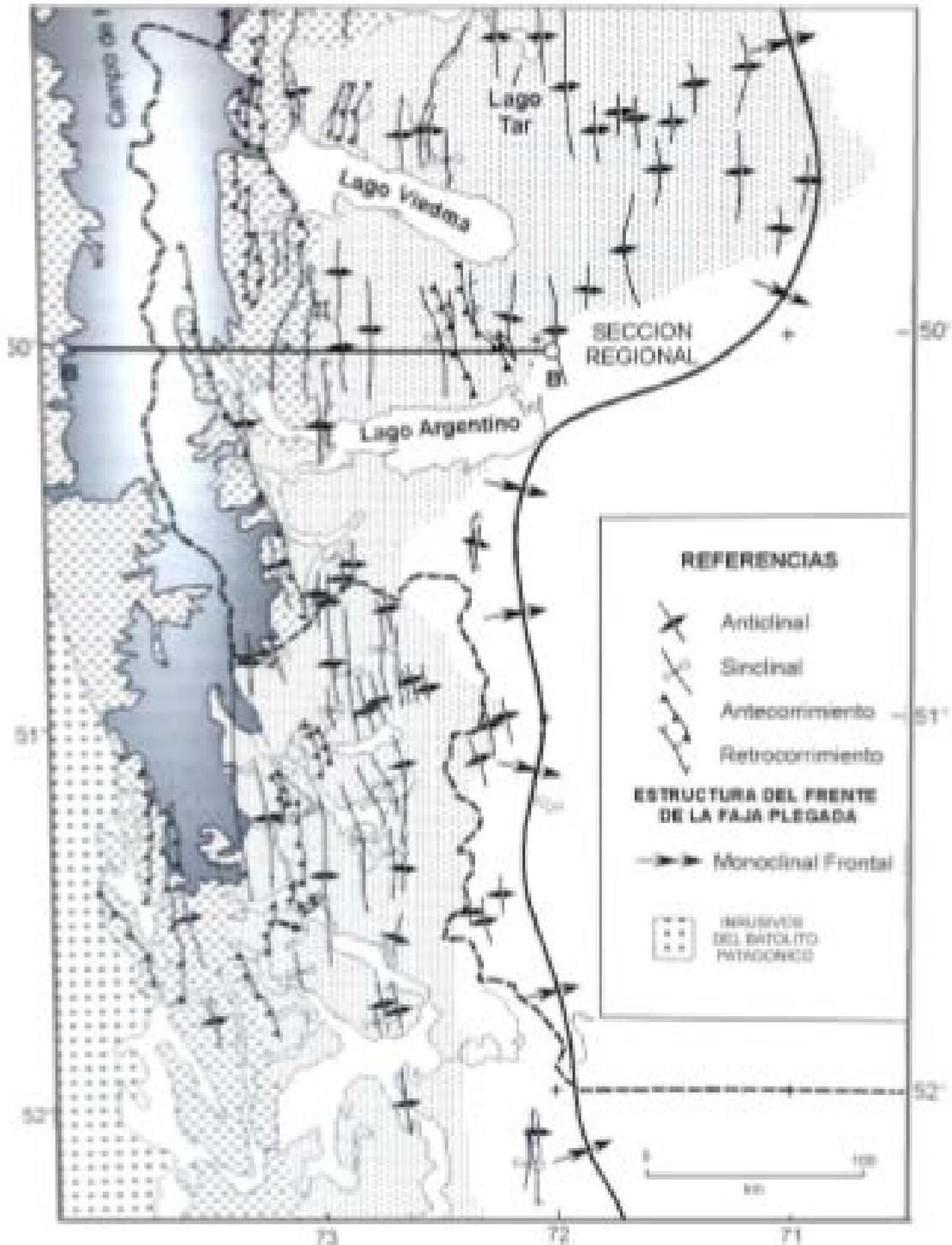


Fig 2.2.19. Dominios morfotectónicos para la región del lago Argentino (Kraemer *et al.*, 2002)

El Flanco andino occidental comprende la faja plegada y corrida de piel gruesa interna y es la que configura el área en la cual se localiza en Campo de Hielo Patagónico Sur. Su sedimentación está intensamente deformada por esfuerzos

compresivos, y el basamento presenta anticorrimientos de vergencia al este (Kraemer, 1991).

Por su parte, en el Flanco andino oriental se desarrolla la faja plegada y corrida externa en donde se observa una disminución progresiva de la intensidad de deformación de tal manera que se pasa desde corrimientos que involucran al basamento y la cubierta sedimentaria (Faja plegada y corrida de piel gruesa), a suaves pliegues de gran longitud de onda hacia la zona este de la misma (Faja plegada y corrida de piel fina) (Kraemer, 1991).

Giacosa et al. (2012) coincide con Kraemer et al. (2002) y divide el área de acuerdo a las características estructurales en: zona Andina, zona Sub-Andina y zona Extra-Andina (ver fig. 2.2.20). Cada una de estas zonas tiene las mismas características que los dominios morfoestructurales definidos por Kraemer et al. (2002).

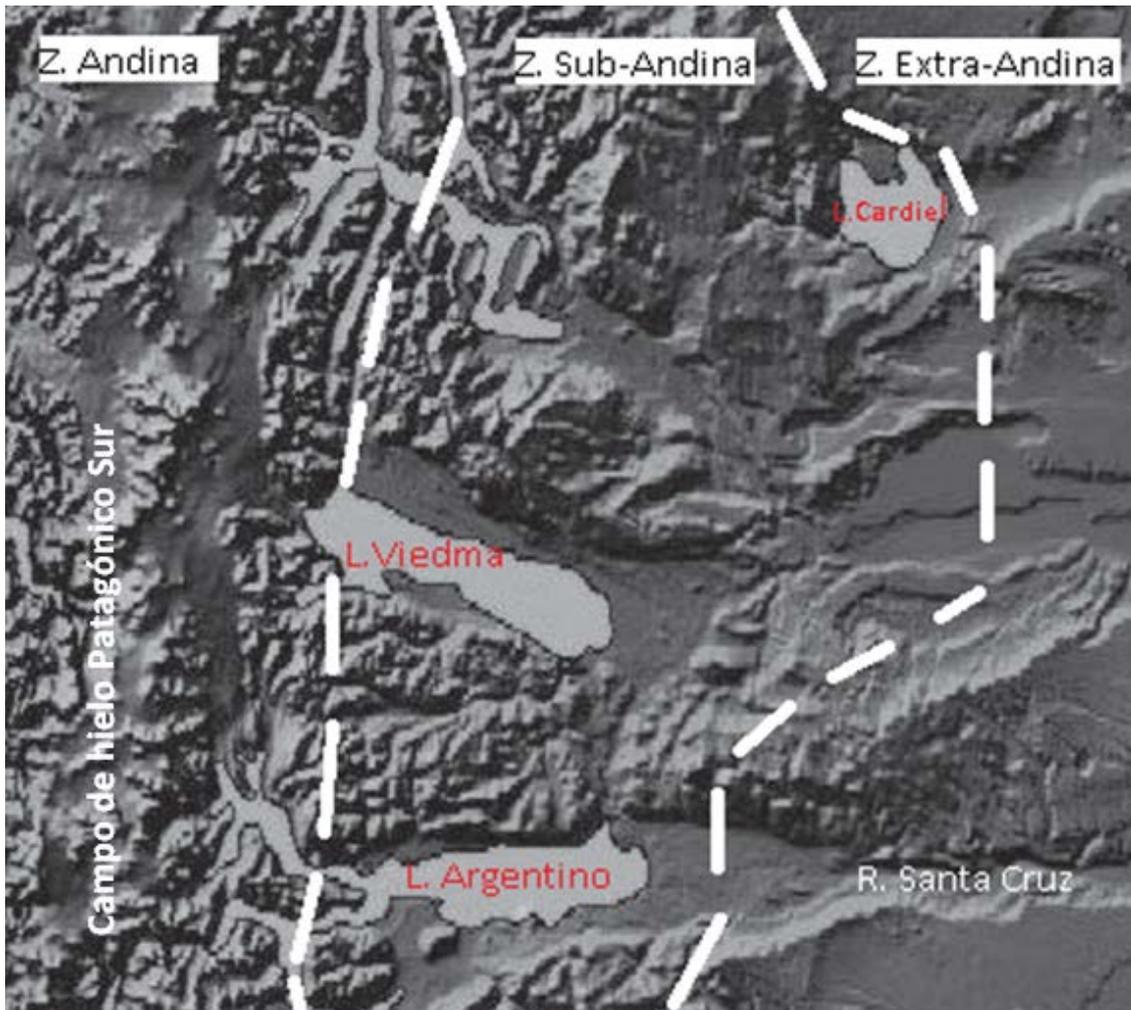


Fig. 2.2.20. Distribución morfoestructural para la región patagónica, Zona del Lago Argentino y Lago Viedma. (modificado de Giacosa *et al.* 2012)

Siguiendo este esquema estructural, el área estudiada en este trabajo se ubicaría en el Flanco Andino Oriental o Zona Extra-Andina, donde la faja plegada y corrida presenta una disminución importante en su ancho, y las estructuras de deformación degradan desde monoclinales frontales a deformación ausente, en sentido Oeste-Este. Estos cambios coinciden con el incremento hacia el Sudeste del espesor sedimentario de la Cuenca Austral (Kraemer *et al.* 2002).

Por su parte Ghiglione junto con colaboradores, en sus trabajos del 2009 y 2014, explican que el área de estudio no es afectada por el ciclo Ándico, ya que se ubica en el sector de antepaís de la faja plegada y corrida.

2.2.3. Estructura

La configuración estructural del área estudiada presenta un estilo simple, aunque su interpretación es dificultosa debido a que hay grandes áreas cubiertas por depósitos de remoción en masa, glaciarios y fluviales junto con una cobertura basáltica cenozoica.

En esta zona los afloramientos más relevantes son los de la Fm. Santa Cruz, los cuales presentan una inclinación de 7° hacia el este en la cercanía al Lago Argentino, y disminuye a 3° hacia el este en sector del cerro Fortaleza (Goyenechea 2015).

I. Rasgos estructurales reflejados en el Área de Estudio

En la región central del Río Santa Cruz se describe una secuencia anticlinal-sinclinal de flancos tendidos que afectan a las formaciones 25 de Mayo y Santa Cruz, entre la estancia San Martín y el Cerro Fortaleza (Yacimientos Carboníferos Fiscales, en Galante, 1995). Kraemer et al. (2002) vinculan este plegamiento con inversión tectónica de fallas normales jurásicas, características de la tectónica de la Faja Plegada y Corrida Externa, de piel gruesa. El plegamiento de la zona del Cerro Fortaleza está asociado a estructuras de horst y graben profundos, identificados por estudios sísmicos (Cobos et al., 2014).

La inversión tectónica adjudicada a estos pliegues es de grado leve en comparación al intenso plegamiento en el sector occidental, fuera del área de estudio, próximo a la Cordillera Patagónica.

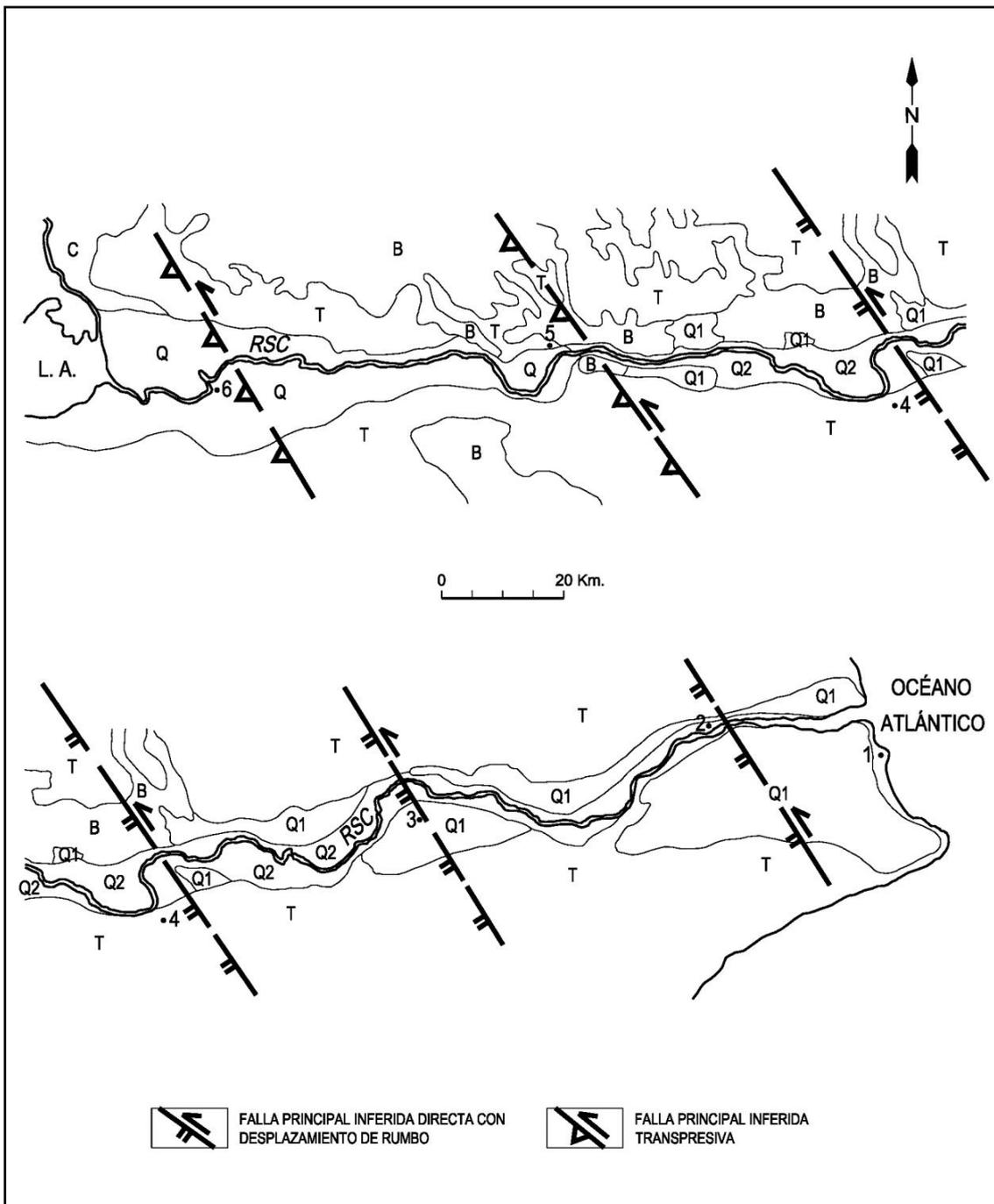


Fig. 2.2.21. Bosquejo de la estratigrafía, geomorfología y estructura a lo largo del río Santa Cruz. Referencias: LA, lago Argentino; RSC, río Santa Cruz; 1, Puerto Santa Cruz; 2, Comandante Luis Piedrabuena; 3, Estancia Rincón Chico; 4, Estancia Rincón Grande; 5, Estancia Cóndor Cliff; 6, Estancia La Julia o Río Bote; C, formaciones cretácico tardías; T, Formación Monte León y Formación Santa Cruz, aflorantes y parcialmente cubiertas; B, basaltos cenozoicos parcialmente cubiertos; Q, depósitos cuaternarios glaciales y glaci-fluviales, indiferenciados aguas arriba de Estancia Cóndor Cliff; Q1, depósitos fluviales cuaternarios tempranos; Q2, depósitos fluviales cuaternarios tardíos. Adaptado de: Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz, República Argentina, escala 1:750.000, Panza (2002) y con observaciones y relevamientos originales. (Massabie et al., 2007).

En la zona de estudio se distinguen lineamientos con orientación NO-SE, representados por alineación de conos volcánicos, y control estructural de algunos cañadones que desembocan en el río Santa Cruz. Massabie et al., (2007), analizan el

hábito meandriforme del río Santa Cruz, y asocian los meandros de gran radio de curvatura (en intervalos de 40-50 Km), con la existencia de fallas de rumbo NO-SE e inclinación al suroeste (Ver fig. 2.2.21.) Estos autores caracterizan estas fallas con una cinemática transpresiva cenozoica con presencia de cuaternario, que habría controlado la morfología del río, la disposición hacia el Este de los depósitos glaciares pleistocenos, y la disposición de los conductos volcánicos de los basaltos Cerro Fortaleza y Cóndor Cliff (Massabie et al., 2007).

Las primeras dos fallas que infieren Massabie et al. (2007) corresponden al área de estudio, aunque solamente se vieron rasgos morfoestructurales en la margen izquierda del río que corresponderían a la falla de la Ea. Cóndor Cliff (Ver Fig. 2.2.21. y anexo F, mapa geológico-geomorfológico 1:100.000).

La terraza Pampa Alta (ver anexo F. Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000) tiene una disposición subhorizontal sin mostrar estructuración significativa. Sobre dicha terraza se observan lineamientos que se reflejan en el diseño paralelo-subparalelo de la red de drenaje y la rectificación de cursos, que sugieren un control estructural, presentan una dirección NO-SE, e inclinan hacia el SE. (Ver Fig. 2.2.22). El origen de estos lineamientos se puede vincular con el avance del glaciar durante la primera glaciación, que dejo como resultado estrías glaciares representadas por los lineamientos descriptos.

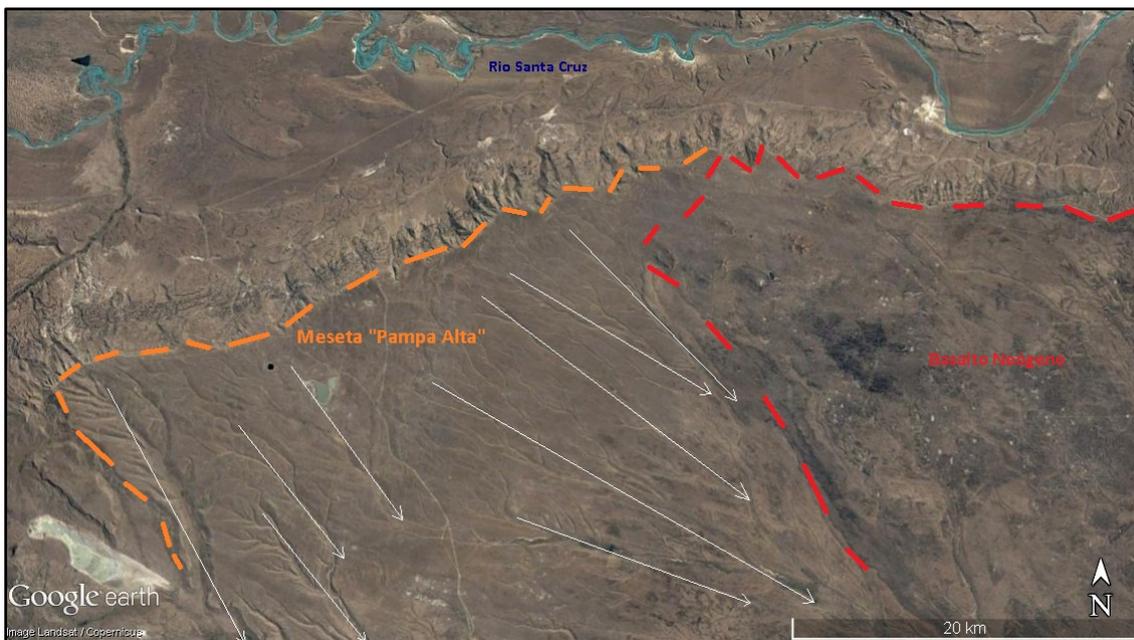


Fig. 2.2.22. Imagen aérea extraída de google earth, donde resaltan los lineamientos estructurales sobre la meseta Pampa Alta mostrando un diseño de drenaje paralelo-subparalelo.

II. Estructuras glacitectónicas en el Área de Estudio

Según Aber y Ber (2007) el término glacitectonismo se define como la deformación estructural sobre el lecho o sedimentos, como resultado directo de la carga o movimiento de un glaciar (en: Goyanes, 2009, basado en Moran, 1971 y Aber et al., 1989).

Las estructuras de deformación locales se presentan en las acumulaciones glaciogénicas y las sedimentitas terciarias. Estas unidades se localizan en ambientes geológicos que estuvieron bajo la acción directa de las glaciaciones de valle, y muestran evidencias de fallamiento y deformación.

Las estructuras de fallamiento que presentan las sedimentitas terciarias, especialmente las correspondientes a la Formación Santa Cruz, son de variada tipología, ya que se observaron fallas directas, fallas inversas y sobrecojimientos locales.

En la Formación Santa Cruz, las fallas directas observadas son de alto ángulo, con rechazo de aproximadamente 0,60 m. Este tipo de deformación se genera como una respuesta al alivio de carga que sobreviene cuando las masas de hielo se retiran del valle englazado (Goyenechea, 2015).

Por otra parte, los fallamientos inversos y cabalgamientos, en algunos casos múltiples (estructuras del tipo dúplex), que fueron observados en ésta formación, tienen un desarrollo mucho más importante. En la figura 2.2.23 se ilustra una estructura de éste tipo sobre la margen derecha del valle del río Santa Cruz, en un corte artificial de la ruta. Aquí se observa los desplazamientos de los bloques cabalgantes.

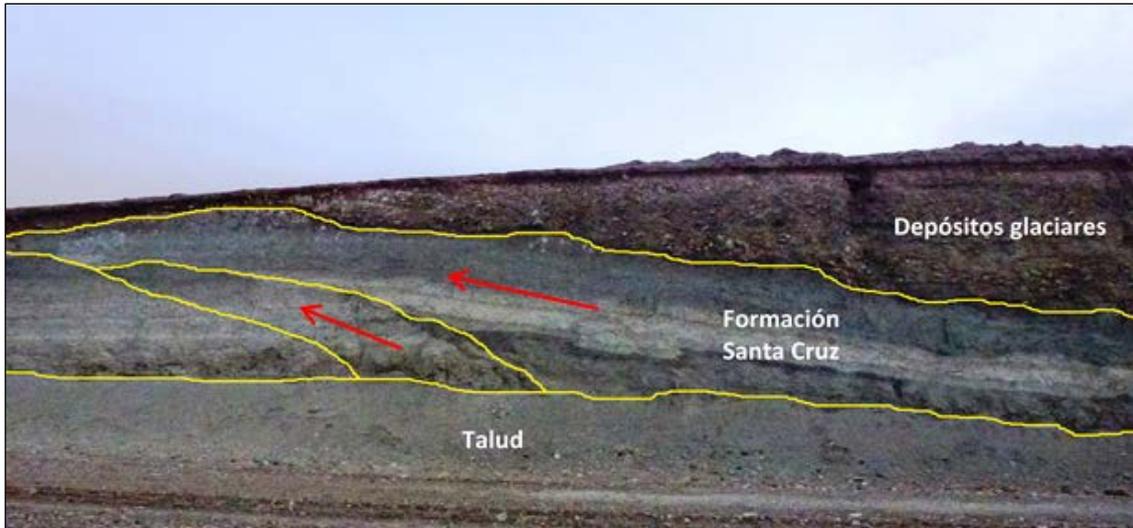


Fig. 2.2.23. Cabalgamientos múltiples (dúplex) en las sedimentitas terciarias, por deformación glacitectónica. El nivel superior corresponde al contacto entre la formación Santa Cruz y los depósitos glaciares. Corte en camino interno.

Este tipo de estructura se genera en respuesta del avance del glaciar antes de que llegue a las sedimentitas terciarias que van a ser deformadas. Los esfuerzos se van transmitiendo y materializándose en corrimientos inferiores a partir de planos de despegue en profundidad, como se observa en la figura 2.2.24.

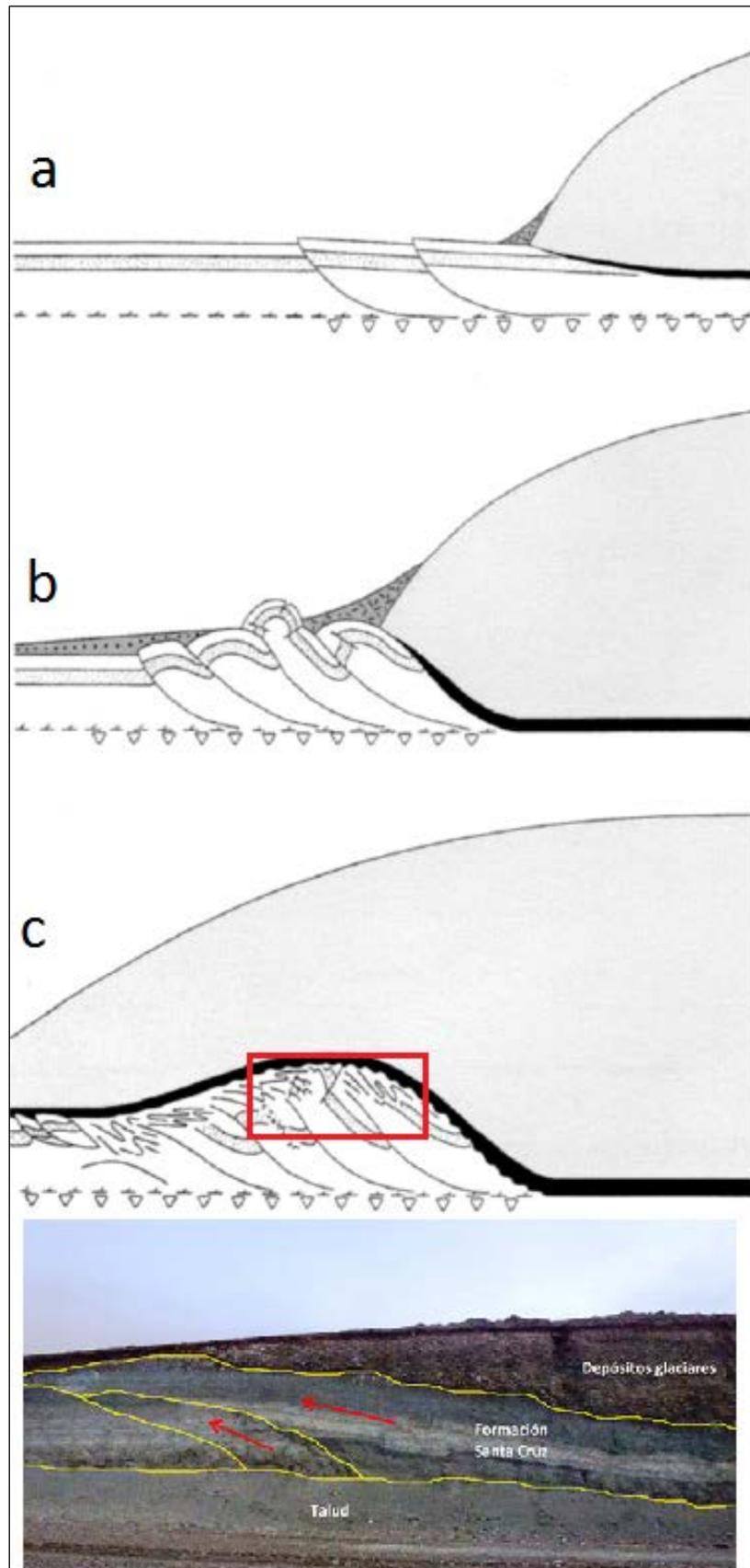


Fig. 2.2.24. Sucesiones de eventos que generan estructuras glacitectónicas. a) Etapa inicial: el fallamiento inverso afecta a las sedimentitas terciarias en el sector proglaciario, b) Etapa intermedia: formación de la estructura dúplex en el sector proglaciario y c) Etapa final: decapitación parcial de los bancos deformados. Cabalgamientos múltiples de la Fm. Santa Cruz. (Modificado de Aber y Ber, 2007)

La Fm. Santa Cruz presenta bancos con granulometría fina y de baja permeabilidad (arcillitas, limoarcillitas y tobas), los que dan condiciones propicias, como planos de despegue, para la generación de las estructuras referidas.

A medida que el frente de hielo se aproxima se genera un incremento progresivo de los esfuerzos, situación que da lugar a la formación de estructuras del tipo dúplex (Figura 2.2.24b).

Con el arribo del frente del glaciar a la sección que ya desarrollo las estructuras cabalgantes, culmina la deformación y comienza el proceso de erosión del tope de las sedimentitas a medida que el glaciar se desplaza sobre ellas. Paralelamente se deposita sobre la estructura arrasada el till basal (Figura 2.2.24c) (Goyenechea, 2015). La figura 2.2.24d es un cabalgamiento multiplex en la formación Santa Cruz.

El proceso descrito da lugar a la formación de una morena particular que se caracteriza por tener un núcleo integrado de rocas falladas y cabalgantes que subyace a una cubierta de till alojado, compacto y con abundancia de granulometrías finas (Goyenechea, 2015). Bennett (2001) propone el término de “morena de empuje”.

2.2.4. Geomorfología

La zona presenta un relieve mesetiforme con un valle en forma de “U” característico de un ambiente glacial, cuya topografía desciende en cota de oeste a este. Se distinguen dos tipos de sustratos: unidades blandas y friables, conformadas por sedimentitas terciarias y depósitos glaciarios, y unidades resistentes que forman la planicie estructural, coladas basálticas.

El principal proceso que modeló el paisaje fue el glacial, en menor medida el volcánico, y actualmente el fluvial y la remoción en masa. Los procesos glacialacustres y eólico están actuando hoy en día en sectores bien delimitados. Estos agentes erosivos han tenido un evidente control estructural y litológico, que influyó en la generación de las distintas geoformas, y definen al paisaje como compuesto.



Fig 2.2.25. Vista general del área de estudio

La cuenca hidrográfica tiene forma elongada, y presenta un canal principal con hábito meandriforme, alimentación alóctona pluvio-nival, y régimen permanente. La red tributaria tiene escaso desarrollo a ambas márgenes, con diseño dendrítico; la alimentación es autóctona por precipitaciones, y el régimen es efímero.

La vegetación es en general escasa a nula. En la zona de los cauces abandonados es de tipo mallín.

I. Unidades geomorfológicas

En este trabajo se considera unidad geomorfológica al conjunto de geoformas debidas a un solo proceso morfogenético, definido o prevalente, que esculpió el relieve.

En este apartado se expondrá la caracterización geomorfológica de los principales agentes modeladores, glaciar, fluvial, volcánico y remoción en masa, a escala regional. En la sección “Estudio del Área a Embalsar” se analizará la geomorfología del embalse en detalle.

I. A. Unidades geomorfológicas glaciales y glacifluviales

En el mapa geológico-geomorfológico (1:100.000) resalta la acción glaciaria. Según Ahlmann. H. W, 1948, existen distintos tipos de glaciares. El área de estudio fue afectada durante la glaciación “Pampa Alta” por un glaciar del tipo “Campo de Hielo”: manto de hielo continuo de una superficie menor a 50.000km^2 , donde el flujo guarda relación con la topografía. Luego de esa primera glaciación hubo erosión fluvial, el río labró un valle incipiente. En este valle se canalizaron las siguientes glaciaciones, caracterizando al glaciar como glaciar de valle: cuerpos elongados y flujo encauzado en un antiguo sistema fluvial.

Las geoformas mayoritarias son las morenas y las terrazas glacifluviales. A continuación se muestra el contacto erosivo entre una morena y las sedimentitas de la formación Santa Cruz (Fig. 2.2.26.).

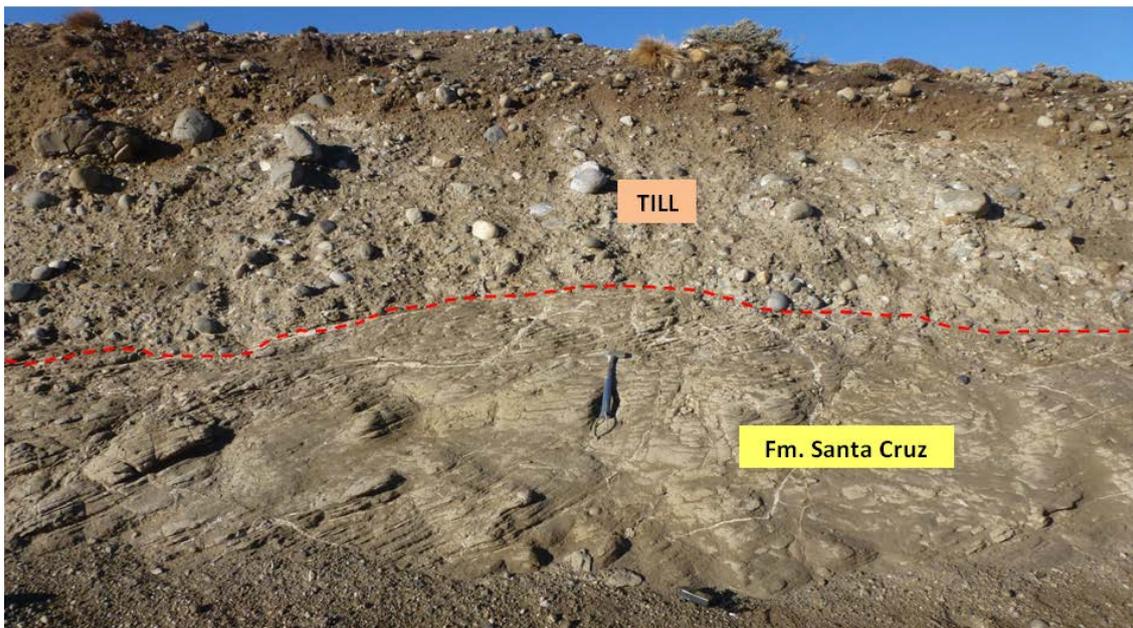


Fig 2.2.26. Detalle de till heterogeneo y sin estratificación. Se observa el contacto erosivo con la fm. Santa Cruz

Las morenas se pueden clasificar en relación con la geometría del glaciar. En la figura 2.2.27 se muestran los distintos tipos de morenas que se reconocen en el área



Fig 2.2.27. Imagen extraída de google earth, donde se individualizan y clasifican las distintas morenas desarrolladas en la zona. M Al: Morena "A" lateral. M El: Morena "E" lateral. M Et: Morena "E" terminal. M Gl: morena "G" lateral. M Gf: morena "G" de fondo. M Gt: morena "G" terminal. M Hl: morena "H" lateral. M Hf: morena "H" de fondo. M Ht: morena "H" terminal.

La morena terminal o frontal se forma cuando el hielo se va fundiendo, cerca del extremo de un glaciar a igual velocidad que el avance hacia adelante del glaciar, en promedio. El extremo del glaciar es estacionario, cuando se derrite el hielo deposita el material que venía transportando; luego la masa de hielo sigue avanzando acumulando el material anteriormente depositado (efecto topadora). Este tipo de morena se utiliza para delimitar hasta donde llegó un glaciar, y así poder analizar cómo fueron los distintos avances glaciares. En la zona de estudio un claro ejemplo son las morenas G y H. Las primeras se observan a ambos márgenes del río Santa Cruz y muestran un posible antiguo cierre a los $50^{\circ}13'01''S$ y $71^{\circ}18'05''O$. Las morenas H forman dos antiguos cierres, los que indicarían que el glaciar tuvo al menos dos avances, uno hasta la misma zona que el cierre de la morena G, y el otro hasta los $50^{\circ}12'29''S$ y $71^{\circ}44'58''O$.

Las morenas laterales se desarrollan a los márgenes del glaciar, con materiales proporcionados por las laderas de los valles situados a niveles superiores que el glaciar, y los materiales transportados por el glaciar. Aparecen en trozos y pueden o no estar a ambos márgenes de la artesa. Se pueden formar lagunas entre estos depósitos y la pared del valle. Las morenas más representativas en la figura 2.2.27 son las A y E. Las "morenas A", pertenecientes a la glaciación Pampa Alta, se observan sobre la margen izquierda del río a lo largo de todo el valle. En algunos sectores está cubierta por basaltos neógenos, mientras que en otros lugares las coladas se habrían encausado en antiguos cañadones.

En la segunda glaciación se desarrollaron las morenas "E". Se disponen a ambos márgenes del río hasta los $71^{\circ}15'O$, hacia el Este de esta longitud, solamente se limitan a la margen derecha del río Santa Cruz. Varios de estos depósitos fueron erosionados fuertemente por la actividad fluvial, generando pedimentos de flanco; en otros casos se desarrollaron abanicos aluviales sobre los mismos, que coalescen formando una bajada.

Las morenas basales se disponen en el fondo del valle. Se forman cuando la ablación del glaciar supera la alimentación, por lo que el frente glaciario retrocede pero sigue suministrando sedimentos. Tiene efecto nivelador rellenando los puntos bajos y obturando los viejos canales de corriente de agua, induciendo un desarreglo en el sistema de drenaje. Hay dos ejemplos muy bien desarrollados en el valle del río Santa Cruz, la morena G a los $50^{\circ}15'05''S$ $71^{\circ}52'43''O$, y la morena H ubicada a los

50°12'56''S 71°52'43''O. Analizando los depósitos se observa que ambos fueron afectados por erosión fluvial, se distinguen antiguos cauces y lagunas, pero igualmente se encuentran muy bien preservadas.

Otra geoforma glacial característica del área de estudio son las terrazas glacifluviales. Estas terrazas se desarrollan gracias a la depositación de materiales que transportaba la masa de hielo, aumentando el nivel de base respecto al nivel del mar, junto con el desarrollo del sistema glacifluvial que se genera a medida que la lengua glaciaria retrocede.

En el valle se distinguen ocho niveles de terrazas correspondientes a distintos avances y retrocesos glaciarios. La primera y más desarrollada es la terraza A, que corresponde a la glaciación Pampa Alta. Se sitúa en el sector Sur del Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000 sobre la margen derecha del río. Entre los 71°30'O y los 71°00'O se observa actividad volcánica sobre la terraza con registros de coladas basálticas, edificios volcánicos, y formación de lagunas. La red de drenaje que se dispone sobre la terraza tiene entre los 71°30'O y los 70°30'O aprox. un diseño paralelo con orientación NO-SE, hacia el este pasa a un diseño dendrítico con presencia de algunas lagunas. En el borde norte de la terraza se distinguen antiguas escarpas de eventos de remoción en masa cuyos depósitos fueron erosionados por la actividad fluvial, y actualmente forman parte de la planicie aluvio-coluvial.

El siguiente pulso se caracteriza por el desarrollo de la terraza B "La Australasia", la cual se reconoce en la margen derecha del río (50°15'31,44'S 70°50'41.29''O) ocupando una superficie de 8m² aprox. A diferencia de los demás depósitos, este tiene poca representatividad en la zona de estudio, probablemente por los procesos de erosión que sufrió.

Luego de la formación de la terraza glacifluvial B hubo un período interglacial, donde se reactivó la erosión fluvial (Goyenechea *et al.*, 2015). Primero se profundizó el valle y luego se expandió la planicie aluvial mediante el proceso de aplanación lateral, originando la terraza glacifluvial "D". Se encuentra en ambos márgenes del río Santa Cruz entre las longitudes 70°43'20''O y 70°36'12''O. Hay sectores donde la erosión fluvial fue tal que convirtió a las terrazas en superficies de erosión, originando pedimentos de flanco.

Sobre la margen izquierda del valle entre los 71°17'O y los 71°01'O, se distingue la terraza "C". Como se explicó anteriormente en el apartado de estratigrafía, no se puede correlacionar este depósito con ninguna otra morena o terraza glacifluvial, por lo que se la considera como una terraza glacifluvial "C" que se desarrolló anteriormente a la terraza "San Fernando".

Las terrazas glacifluviales "F" y "G" que se desarrollan a ambos márgenes del río fueron esculpidas durante el retroceso del episodio glacial "Daniglacial" identificado por Caldenius (1932). Strelin y Malagnino (1996), Strelin *et al.* (1999) y Strelin y Malagnino (2009) dividen el episodio en dos glaciaciones: "Cerro Fortaleza" y "Arroyo Verde". Ambas terrazas podrían ser correlacionables, como se explica en el capítulo de estratigrafía, sin embargo se muestran como productos de dos procesos geomorfológicos distintos siguiendo las ideas presentadas en los trabajos de Strelin y Malagnino (1996, 1999, 2009).

Las terrazas glacifluviales "H", que se muestran en el mapa geológico-geomorfológico 1:100.000, se relacionarían con la última glaciación que afectó el valle. Tiene una gran representación en el valle entre los 72°00'O y los 71°23'O, aunque se pueden distinguir relictos de estos depósitos en ambos márgenes del río a lo largo de toda el área de estudio. Abarcan una superficie aproximada de 250 km², en el sector más próximo al Lago Argentino la terraza fue afectada por los procesos de erosión y deposición eólica debido a la influencia de los vientos desde el sector oeste. Otro agente que erosionó estas geoformas fue el fluvial, se pueden distinguir sobre estas terrazas algunos paleocauces y antiguas planicies aluviales.

I. B. Unidades geomorfológicas fluviales

La zona de estudio presenta un cauce principal con hábito meandriforme, alimentación alóctona pluvio-nival, y régimen permanente. Nace en el lago Argentino y, tras recorrer 385 km de longitud incluyendo todas sus sinuosidades, forma un estuario de 25 km de longitud, desembocando en el Mar Argentino (ver Fig 2.2.28.).



Fig 2.2.28. Imagen del Río Santa Cruz extraída de Google Earth desde su nacimiento en el lago Argentino hasta la desembocadura en el Mar Argentino.

En su recorrido, hay sectores donde el río se encuentra encajonado, y otros donde fluye libremente mostrando divagación lateral. La planicie aluvial oscila entre 5 a 10 km, permitiendo el desarrollo de meandros y presentando una importante sinuosidad, Hilson Foot *et al.* (2009). En la siguiente figura se puede observar que los meandros con menor radio se disponen en el sector occidental, en las cercanías con el Lago Argentino. A 63,60 km en línea recta desde la desembocadura del lago Argentino, se disponen dos mega-meandros, los cuales Massabie *et al* (2007) relacionan con la presencia de fallas ciegas. Ya en el sector oriental, el río presenta un hábito sinuoso, lo que puede indicar que estaría controlado, en parte, por las estructuras presentes y por los procesos de remoción en masa que se desarrollan en la zona.



Fig 2.2.29. Imagen del área de estudio, tomada de Google Earth. Se pueden observar los distintos hábitos que presenta el río desde su nacimiento en el lago Argentino

A lo largo del tiempo el río Santa Cruz presentó diferentes niveles de base que se asocian a los distintos niveles de terrazas labradas sobre el valle. En el presente trabajo

se distinguen 2 niveles de terrazas, a partir del relevamiento de campo y el análisis de las imágenes satelitales en gabinete.

Cobos *et al.* (2014) identificaron cuatro niveles de terrazas. El nivel de terraza I, Plioceno inferior, y el nivel II, Plioceno superior, a criterio de esta autora son dos niveles de terrazas glacifluviales, que se explica en el ítem “Unidades geomorfológicas glaciares”. Los niveles III y IV coinciden con los niveles de terrazas aquí descriptos.

El primer nivel de terrazas, Nivel III descripto por Cobos *et al.* (2014), se desarrolla al sur de la estancia Chuni Aike, hasta el límite oriental del área a estudiada. Está representado a ambos márgenes del río: sobre la margen derecha, forma una angosta faja discontinua, mientras que en la izquierda, cubre una gran superficie en la curva que hace el río aguas arriba de Cóndor Cliff (cota 150 a 250 m.s.n.m.).

Los depósitos del siguiente nivel, que corresponden al Nivel IV descripto por Cobos *et al.* (2014), son los más modernos del sistema de terrazas del río Santa Cruz. Se encuentran en ambos márgenes del río, desde la estancia Lübeck (ex Helmich) hasta el cañadón Verde. Se exponen como una angosta faja de unos 25 km de largo con un ancho máximo de 1500 m, con una suave pendiente regional al Este.

La planicie aluvial está constituida por material detrítico transportado por el río Santa Cruz durante todo su recorrido. El material inconsolidado es de distinta procedencia y granulometría; las gravas provienen tanto de los depósitos de agradación, como de los depósitos glaciares y de los basaltos. La matriz es mayormente arenosa, aunque también se encuentran limos y arcillas (Cobos *et al.*, 2014). El ancho de la planicie varía entre 8 km, en el sector más oriental del área de estudio, a 400m, donde el río se encuentra encajonado. En la figura 2.2.30 se muestra un detalle de la planicie aluvial en las cercanías con el lago Argentino.



Fig 2.2.30. Planicie aluvial del río Santa Cruz en la cercanías con el lago Argentino.

I.C. Unidades geomorfológicas volcánicas

La actividad volcánica que se distingue en el área de estudio está representada por tres eventos: los basaltos La Siberia, Cóndor Cliff y Camusú Aike.

Los basaltos La Siberia conforman un campo lávico de gran extensión ubicado en las inmediaciones de la latitud 50°S, en la provincia de Santa Cruz. En la zona de estudio está representado por un cono volcánico ubicado en los 50°07'58.54''S y los 71°34'36.85''O.

El basalto Cóndor Cliff, se interpreta como una serie de coladas basálticas superpuestas al norte del río Santa Cruz, en los alrededores de las estancias Cerro Fortaleza, Cóndor Cliff y La Fructuosa (Cobos *et al.*, 2014). Alcanzan su mayor desarrollo en la margen izquierda del río, mientras que en la margen derecha su presencia es mucho más limitada (ver anexo F. Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000). La disposición de estos basaltos coincide con la expuesta por Goyenechea (2015).

En la margen izquierda del río Santa Cruz se observa un gran desarrollo de las coladas Cóndor Cliff con presencia de algunas lagunas y fisuras sobre las mismas (ver

fig. 2.2.31.). Las fisuras pudieron haber sido una respuesta al enfriamiento rápido de la colada basáltica cuando sucedió el evento volcánico, actualmente pueden estar afectadas por la circulación de un río o arroyo que genere inestabilidad en la ladera por infiltración de agua en el macizo. Los aparatos volcánicos emisarios no se encontraron en el área, por lo que se cree que los centros efusivos serían discretos y se ubicarían hacia el Norte del río.



Fig 2.2.31. Vista del basalto Cóndor Cliff ubicado sobre la margen izquierda del río Santa Cruz.

Sobre la margen derecha, al sur de las estancias El Refugio y La Victoria, se distingue una colada lávica poco modificada, encauzada en el cañadón Camusú Aike. Además se reconocen otras coladas en ese sector con idénticas características litológicas y geomorfológicas, que corresponderían al mismo evento volcánico (Cobos *et al.*, 2014). Estas coladas provienen de conos volcánicos localizados al sur de la estancia El Refugio (ver anexo F. Mapa geológico-geomorfológico 1:100.000). El cerro Grande (767 m) resalta del resto de los aparatos volcánicos por su tamaño y porque conserva gran parte de sus rasgos primarios. Sobre estas coladas se desarrolla un sistema fluvial con diseño paralelo que muestra un control estructural de área, además se ven algunos bajos y lagunas.

En todos los sectores donde domina el ambiente volcánico, es común la existencia de bajos de diferentes tamaños sobre las planicies lávicas. Algunos de ellos alojan cuerpos de agua permanentes. La formación de estos bajos se puede asociar al colapso de los estratos lávicos a partir del sublavado de las sedimentitas que infrayacen (“Fm. Santa Cruz”). Por su parte Cobos *et al.* 2014 coinciden con esta posible explicación, pero no descartan que en algunos casos correspondan a ventanas lávicas con inversión de relieve.

La presencia de basaltos coronando las laderas, es un factor condicionante para el desarrollo de la remoción en masa. La superposición de estratos con diferente resistencia (basaltos sobre sedimentitas) provoca inestabilidad en las pendientes, favoreciendo la generación de deslizamientos, en particular deslizamientos rotacionales.

I.D. Unidades geomorfológicas de remoción en masa

Los procesos de remoción en masa se clasifican según el mecanismo del movimiento. La clasificación más aceptada y aplicada a nivel internacional, divide estos procesos en: caídas o desprendimientos, vuelcos, asentamientos, deslizamientos, expansiones laterales, flujos y movimientos complejos. Varnes (1978) y Hutchinson (1988), elaboraron una simple y completa tabla de clasificación que incluye la intervención de distintos movimientos y materiales que los forman. Estas tablas son actualizadas constantemente, la más reciente es la presentada por Hungr en el 2014, donde muestra una actualización de la clasificación de Varnes (ver Fig 2.2.32).

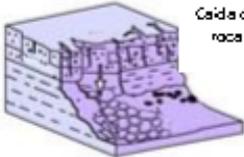
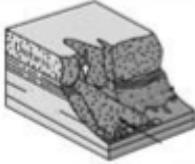
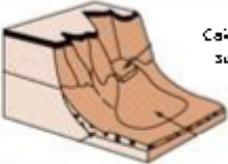
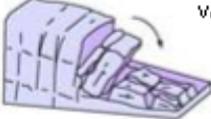
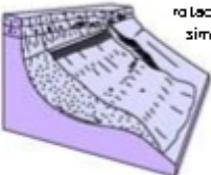
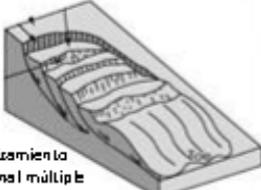
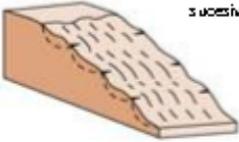
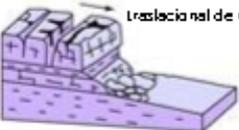
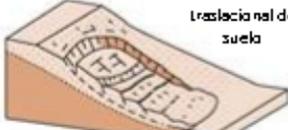
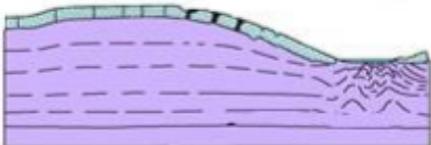
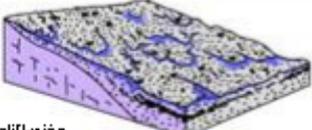
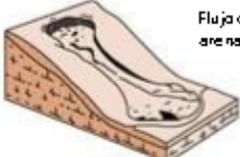
Material		ROCA	DETRITO	SUELO
Tipo de movimiento				
Caida		 Caída de roca	 Caída de detrita	 Caída de suelo
		 Vuelco de roca	 Vuelco de detrita	 Vuelco de suelo
Deslizamiento	Rotacional	 Deslizamiento rotacional simple	 Deslizamiento rotacional múltiple	 Deslizamiento sucesivo
	Traslacional	 Deslizamiento traslacional de roca	 Deslizamiento traslacional de detrita	 Deslizamiento traslacional de suelo
Expansión Lateral				
Flujos		 Solifluxión	 Flujo de detrita	 Flujo de tierra arena o suelo
Complejas		 Ej: Deslizamiento rotacional con caída de roca y flujo de suelo		 Ej: Deslizamiento rotacional que se convierte en traslacional y finaliza como flujo de suelo

Fig 2.2.32. Clasificación de procesos de remoción en masa Hungr et. al.(2014), modificada.

A escala regional, los deslizamientos rotacionales son las principales geoformas derivadas de los procesos de remoción en masa en el área de estudio. Estos deslizamientos movilizan grandes volúmenes de materiales y generan depósitos

extensos. Se desarrollan generalmente sobre la ladera norte, ya que muestra gran pendiente y cuenta con la presencia de coladas lávicas subhorizontales sobreyaciendo secuencias clásticas terciarias.

A su vez, se distinguen distintos depósitos indefinidos de remoción en masa en ambas márgenes del río, los cuales van modificando la forma del curso. En el apartado siguiente se describirán con más detalle cada proceso de remoción en masa expuesto en el área de estudio.

2.2.5. Sismicidad

El Instituto Nacional de Prevención Sísmica define la zona de estudio con peligrosidad sísmica reducida a muy reducida (fig. 2.2.33). Sin embargo hay que tener en cuenta que la provincia de Santa Cruz no cuenta con estaciones sismológicas ni con acelerógrafos para tener registro de las vibraciones de la tierra. El acelerógrafo más próximo se ubica en la ciudad de Ushuaia, Tierra del fuego (INPRES).

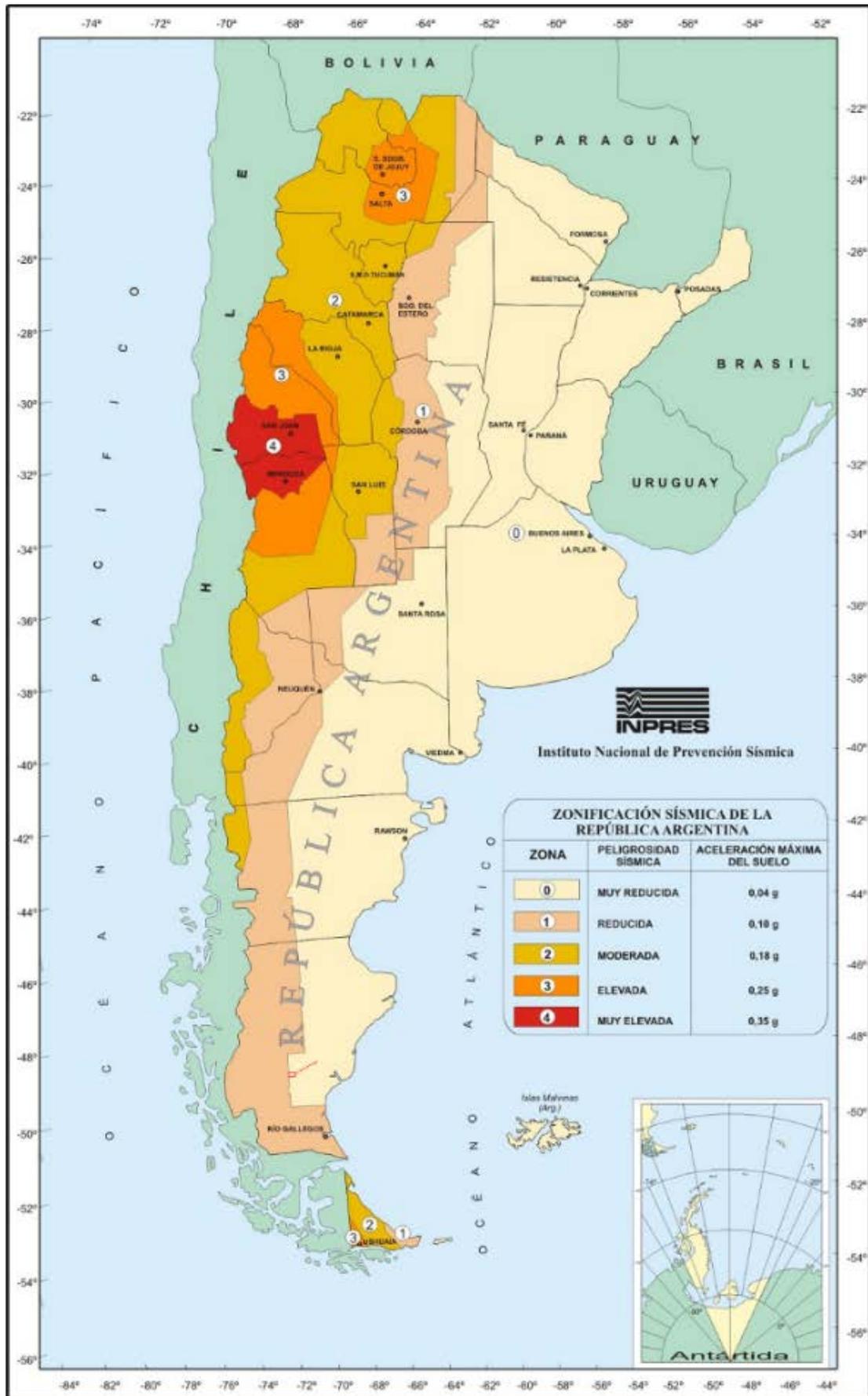


Fig.2.2.33. Zonificación de Peligrosidad Sísmica en base al reglamento CIRSOC 103, Normas Argentinas para Construcciones Sismorresistentes. INPRES.

I. Ambiente Neotectónico

Los terremotos que se desarrollan en la zona más austral de nuestro país, se pueden asociar principalmente a la tectónica que rige en la provincia de Tierra del Fuego. La Isla de Tierra del Fuego se encuentra ubicada sobre el límite entre dos placas tectónicas, cuenca del lago Fagnano, que describe un valle de origen tectónico y forma parte de la conocida falla Magallanes–Fagnano. Al Sur de esta, se encuentra el borde Norte de la placa de Scotia, mientras que al Norte, se encuentra el borde Sur de la placa Sudamericana (fig. 2.2.34).

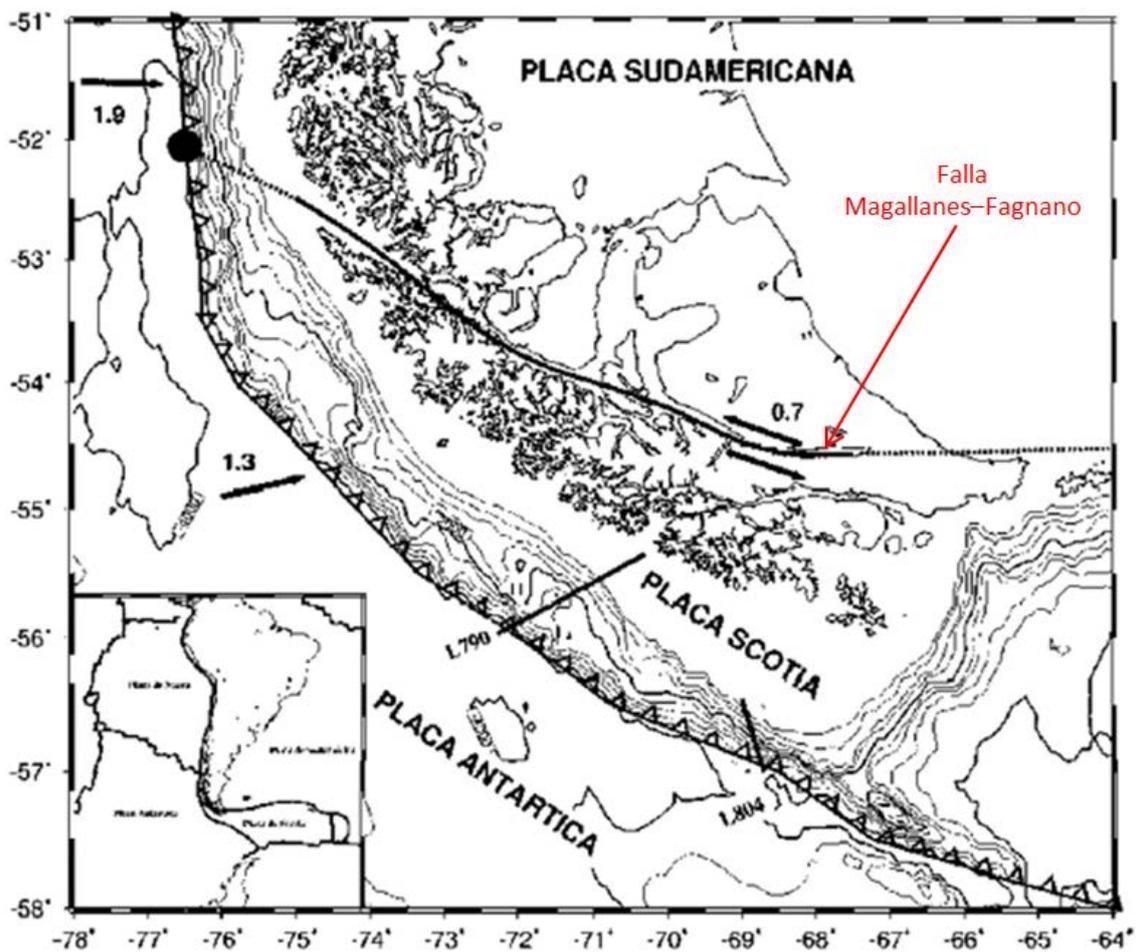


Fig. 2.2.34. Esquema tectónico de la provincia de Tierra de Fuego (Cisternas A y Vera E, 2008).

La placa de Scotia se mueve con una dirección y sentido Oeste–Este, mientras que la Sudamericana lo hace de manera inversa. El resultado de esta interacción produce un cizallamiento que genera ondas en consecuencia de una gran liberación de energía acumulada. Estas ondas llegan a la superficie, y es lo que denominamos movimientos sísmicos.

A nivel local, en el valle del río Santa Cruz, Massabie *et al.* 2007 describen la presencia de fallas ciegas, que podrían ser fuentes de terremotos. Estas fallas según los autores son del tipo transpresivas, y podrían generar movimientos asociados a la liberación de energía.

I.I. Propagación de sismos en el terreno

Un aspecto fundamental a tener en cuenta en el análisis sismológico, son las modificaciones que pueden sufrir las ondas sísmicas, durante su trayecto desde el hipocentro del terremoto hasta llegar a superficie.

La presencia de depósitos sedimentarios, son capaces de amplificar la señal sísmica. Cuando una onda sísmica pasa de un medio con velocidad de propagación rápida (sustrato con alta densidad, roca) a uno con velocidad más baja (sustratos de baja densidad, sedimento) provoca un aumento en su amplitud. En consecuencia, materiales como las arenas sueltas o las arcillas blandas amplifican el movimiento del suelo significativamente. En el área de estudio hay diversos depósitos que podrían modificar la amplitud de la onda sísmica (Ver anexo F. Mapa geologico-geomorfológico 1:100.000)

Otro factor de gran importancia es la licuefacción inducida por un terremoto. La licuefacción es la disrupción in situ del soporte mutuo entre granos, generalmente por una sacudida sísmica, en la que se produce la pérdida total o parcial de la resistencia de cizalla de los materiales afectados. En suelos sin cohesión, la transformación de un estado sólido a líquido es el resultado del aumento de la presión de los poros que disminuye el coeficiente de fricción durante un terremoto. El suelo completamente saturado, con arenas sin cohesión, generalmente limpias, que pueden incluir algo de

gravas puede ser licuefaccionado durante la sacudida sísmica por la propagación de las ondas de cizalla (Rodríguez Pascua 1997).

Las areniscas fluviales, y aluviales, como también algunos de los depósitos morénicos podrían sufrir licuefacción ante el desarrollo de un evento sísmico en la zona

I.I.I. Análisis de terremotos históricos en la región

En el área de estudio hubo varios sismos de diferentes magnitudes como se puede ver en la fig. 2.2.35. EL sismo más cercano a la zona de la presa se desarrolló hace 31 años, el 10 de Septiembre de 1986. Se generó a 33km de profundidad, tuvo una magnitud de 5.0 grados en escala Richter, y no generó daños debido a que la zona no estaba poblada (USGS). El epicentro se encuentra a 70km de la ciudad de Calafate y a 30km de donde se construirá la presa hidroeléctrica Néstor Kirchner. Los demás sismos distan entre 70 y 100km de la zona de la presa, tienen magnitudes máximas de 5,5 grados y mínimas de 4grados en la escala de Richter (Valores obtenidos de USGS).

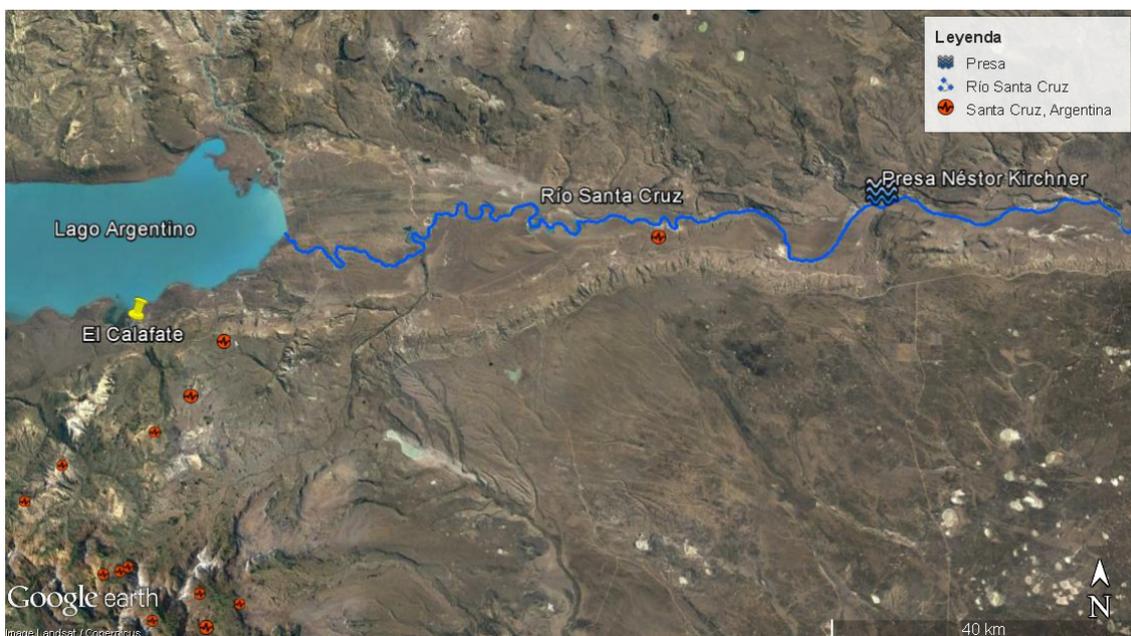


Fig. 2.2.35. Imagen extraída de google earth, donde se individualizan los sismos próximos a la zona de construcción de la presa Néstor Kirchner. La información de los sismos proviene de la Red Sismográfica Global, conformada por el Servicio geológico de los Estados Unidos (USGS), LA Fundación Nacional de Ciencias (NSF) y las Instituciones de Investigación Incorporadas para la Sismología (IRIS).

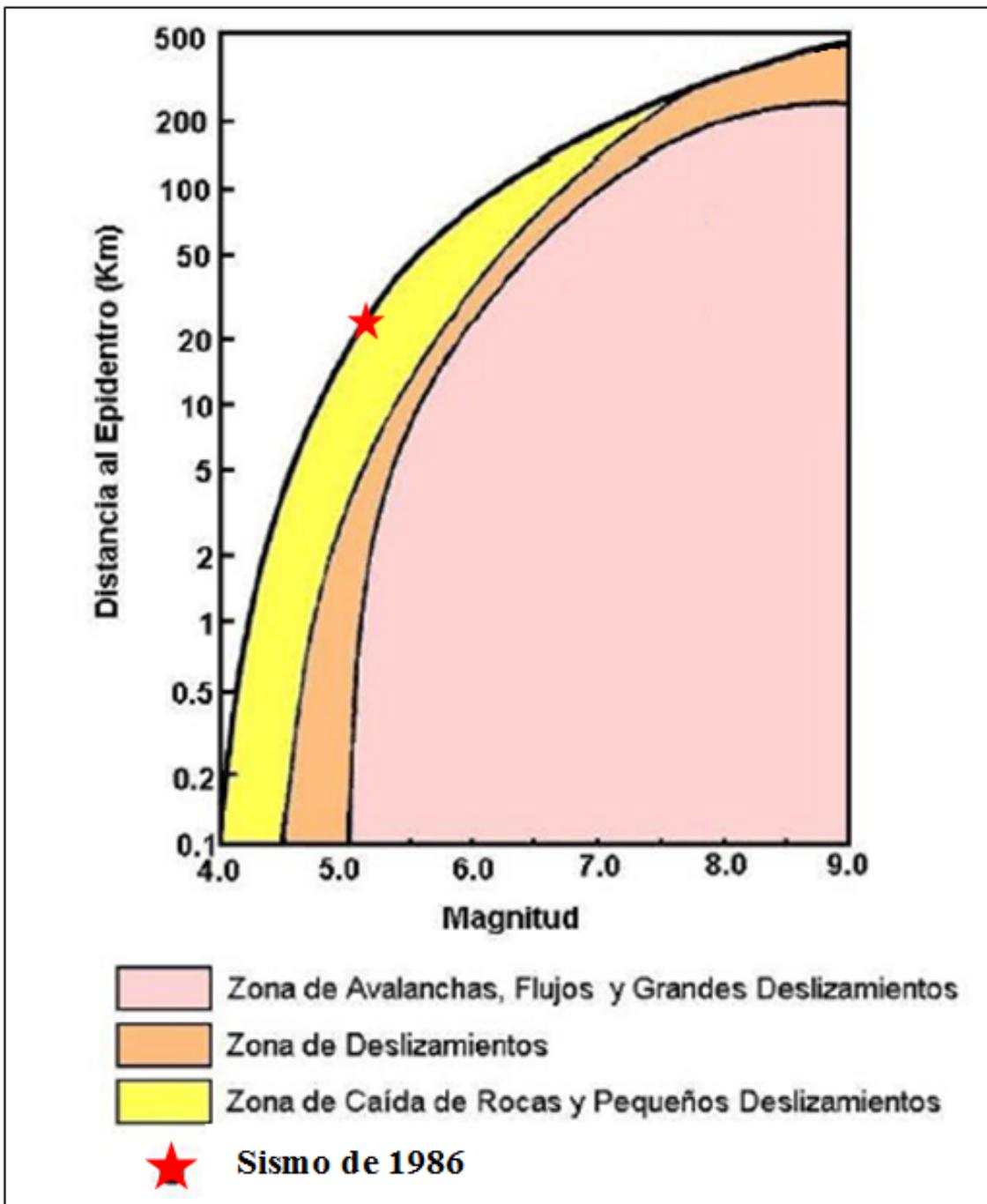


Figura 2.2.36 Gráfico de susceptibilidad de deslizamientos inducidos por terremotos tomado de Hays (1990) (en Goyenechea 2015), modificado.

Teniendo en cuenta el arreglo geotectónico y geomorfológico regional que presenta la zona del proyecto, es considerable analizar la probabilidad de un sismo como el desencadenante de movimientos de remoción en masa de variable escala.

Hays (1990) analizó la relación que existe entre la magnitud de un sismo y la distancia a su epicentro, con la posibilidad de generación de movimientos de remoción en masa de diferente tipología y magnitud. Su trabajo concluyó en la elaboración de un gráfico que muestra la vinculación entre las variables antes mencionadas (ver fig. 2.2.36)

De acuerdo a Hays el sismo originado en 1986 pudo haber generado caída de roca y pequeños deslizamientos en la zona aledaña a la presa hidroeléctrica. Estos posibles eventos de remoción hubiesen traído complicaciones tanto en la etapa de construcción y posterior operación de la presa.

La probabilidad de ocurrencia de un sismo como el del Septiembre de 1986 son muy bajas, debido a que los movimientos entre placa o por reactivación de una falla, se desarrollan en tiempos geológicos. Sin embargo hay que tomar precauciones sobre esta temática, ya que los eventos sísmicos son impredecibles y pueden ocurrir en cualquier momento.

2.2.6. Historia geológica

La unidad más antigua que aflora en la región es la Formación Río Leona. La sedimentación de esta unidad infiere un ambiente fluvial que evoluciona de alta energía a baja energía, finalizando en un ambiente pantanoso.

En el Eoceno tardío comenzó un episodio de deformación y ascenso tectónico en la cordillera. Este evento de deformación, representado en la región por la discordancia basal de la Formación Río Leona, se atribuye a la Fase Incaica o Primer Movimiento del Ciclo Ándico (Marenssi et al., 2002).

Luego del evento tectónico el área fue afectada por una importante transgresión marina, del mar Patagoniano, que cubrió gran parte del extremo sur patagónico y alcanzó el pie del sector cordillerano occidental. Esta ingresión está registrada en los depósitos de plataforma somera de la Formación Centinela.

La depositación de la formación Santa Cruz se produjo a raíz de la regresión del mar patagoniano, en respuesta a los eventos tectónicos de la orogenia Andina, durante el Mioceno, la cual trajo aparejado el aporte de un gran volumen de material (Ramos, 2002).

La suma de estos factores se tradujo en una secuencia continental progradante hacia el este, con depósitos de ambiente húmedo en la base pasan a sedimentación de ambiente árido hacia el tope. Estas variaciones climáticas son una respuesta al levantamiento de la Cordillera Andina Patagónica, la cual produjo una sombra orográfica para la Patagonia Extrandina (Bellosi, 1999).

Paralelo al levantamiento de los Andes y posterior a la depositación de las secuencias de la Formación Santa Cruz se sucedieron numerosas glaciaciones que dieron lugar a la formación de variadas morfologías que marcarían el lineamiento del valle del río Santa Cruz y acompañarían su desarrollo.

La primera glaciación, Glaciación Pampa Alta (Strelin, 1995), se extendió desde la región andina y se desplegó más allá del ambiente montañoso afectando grandes superficies, caracterizándose como un “Campo de hielo”.

El retroceso de esta glaciación, con el derretimiento de los glaciares, dio lugar a la formación de una extensa planicie glacifluvial, denominada Terraza A (“Pampa Alta”) (Goyenechea, 2015). A continuación, el nivel de base, probablemente producto de la tectónica andina (Fase Quechua) y del glacitectonismo, tuvo un descenso que quedó reflejado en la estructuración de la Terraza B (“Australasia”).

Durante la depositación de las secuencias pertenecientes a la Terraza B, la zona se vio afectada por el vulcanismo proveniente del margen orogénico andino, evento que se tradujo en la depositación de niveles piroclásticos-hidroclásticos dentro de la secuencia sedimentaria.

A continuación, producto de un probable diastrofismo (Goyenechea, 2015), se reactivó la erosión fluvial profundizando el valle del paleocauce del río Santa Cruz, a partir de donde construyeron las terrazas glacifluviales C y D (“San Fernando”).

En el Plioceno tardío los Basaltos Cóndor Cliff, fruto de erupciones emitidas en numerosos centros volcánicos a raíz de la fase Ándica Principal, alcanzan el valle del

río Santa Cruz y cubren los depósitos de la terraza glacifluvial San Fernando. (Strelin y Malagnino, 1996). En la misma época se desarrollan los basaltos de intraplaca, Camusú Aike, en la margen derecha del río Santa Cruz, entre los 71°17'O y los 71°03'O de latitud.

Durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano, en el ambiente de retroarco la subducción de sucesivos segmentos de la Dorsal de Chile originó la extrusión de grandes volúmenes de lavas basálticas alcalinas y subalcalinas. Este magmatismo está representado en el área por el Basalto La Siberia al norte del río Santa Cruz (Panza *et al.*, 2014)

Luego del emplazamiento de las coladas lávicas, un enfriamiento global conduce a un nuevo avance de los glaciares situados en la cordillera andina, con dirección al este. Esta glaciación, denominada La Fructuosa, quedó registrada en la depositación de la Morena E ("La Fructuosa") y las terrazas glacifluviales F, relacionadas con el retroceso de las lenguas glaciarias (Strelin, 1995).

Le sigue la glaciación Chuñi Aike, la cual no se haya representada en la región de estudio debido a que sus depósitos fueron, en su mayoría, erosionados por el avance de la glaciación Cerro Fortaleza. Esta glaciación fue la responsable de la erosión de los basaltos y de numerosas acumulaciones glaciarias previas. (Goyenechea, 2015)

Durante el Pleistoceno temprano a medio, con el mejoramiento climático global, el retroceso de la glaciación Cerro Fortaleza dejó tras de sí los depósitos morénicos y glacifluviales homónimos.

Posteriormente, la glaciación Arroyo Verde marcó dos avances y retrocesos que quedaron en el registro geológico como las acumulaciones morénicas y glacifluviales G, de las cuales los depósitos aterrizados del primer estadio glaciario son los que encontramos en la zona de estudio. (Strelin y Malagnino, 1996).

El retroceso de la glaciación Arroyo Verde, junto con una mejora climática y ascenso del continente, permitió el desarrollo de un ambiente fluvial en la zona, caracterizado por la formación de las terrazas fluviales nivel I del río Santa Cruz.

En respuesta a un enfriamiento de la zona, surge un nuevo avance, denominado El Tranquilo, la cual posee dos estadiales, pero con un retroceso continuo. Suyos son los

depósitos de la Terraza H (“El Tranquilo”), reconocidos en el área investigada. (Strelin y Malagnino, 1996)

A fines del Pleistoceno, y posiblemente al inicio del Holoceno, se registraron el nivel más moderno de terrazas fluviales del río Santa Cruz (Nivel II). A su vez el valle fue evolucionando a través de los procesos de erosión fluvial, remoción en masa, eólicos y lacustres, que hoy en día siguen modelando el paisaje.

3

CAPÍTULO 3. ESTUDIO GEOLÓGICO Y GEOTÉCNICO DE DETALLE EN EL CIERRE DE LA PRESA NÉSTOR KIRCHNER

3.1 GEOMORFOLOGÍA DE DETALLE

La zona del cierre de la presa Néstor Kirchner se caracteriza por estar expuesta a los siguientes procesos geomorfológicos principales: glaciario, remoción en masa, fluvial, y volcánico. En el apartado 2.2.4.1.1, unidades geomorfológicas glaciales y glacifluviales, se abordó con detalle el proceso glaciario. A continuación se realizará un análisis geomorfológico, enfocando a los procesos de remoción en masa, fluvial y volcánico, que son determinante para la conformación del paisaje actual.

3.1.1. Geomorfología de remoción en masa

El área del cierre del embalse presenta distintos depósitos de remoción en masa. En su mayoría los movimientos se disponen en la margen izquierda del río. Se identifican, según la clasificación de Hungr *et al.* (2014) los siguientes procesos:

I. Deslizamientos Rotacionales

Este tipo de deslizamiento son los de mayor distribución en el área. Su desarrollo se caracteriza por el movimiento de bloques sobre un plano de despegue curvo y cóncavo. Se produce en bancos donde hay una litología blanda (sedimentitas terciarias) y por encima una litología más resistente (Basaltos Neógenos). El movimiento de la masa rocosa es hacia atrás y abajo. (Ver fig. 3.1.1).

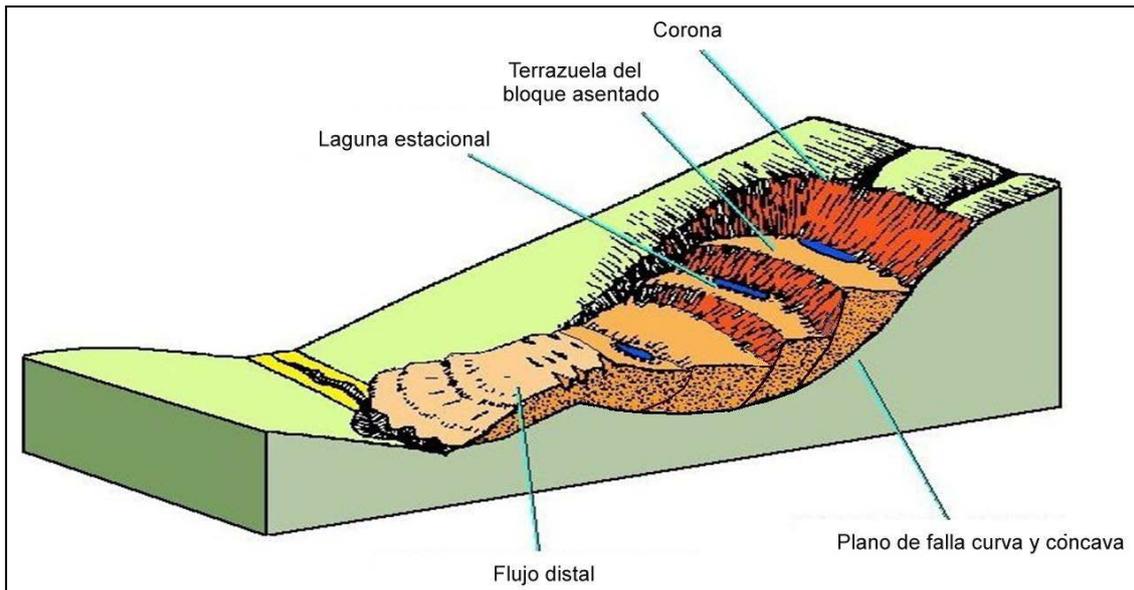


Fig. 3.1.1. Esquema típico de corriente de tierra (Earth-flow). (Imagen extraída de Piovano *et al.*, 2015)

La morfología individual de cada deslizamiento no es muy definida debido a que los bloques movilizados se fracturaron desagregándose. Los deslizamientos más recientes son los que se ubican en la parte superior de la ladera y todavía conservan su morfología original, se distinguen las cicatrices cóncavas que presentan cara libre labrada sobre las vulcanitas. Los procesos de remoción que se sitúan en las cercanías al pie de la ladera, son los más antiguos, cuyas características se ven parcial o totalmente modificadas por erosión fluvial, y en algunos casos porque tuvieron una removilización posterior como flujo.

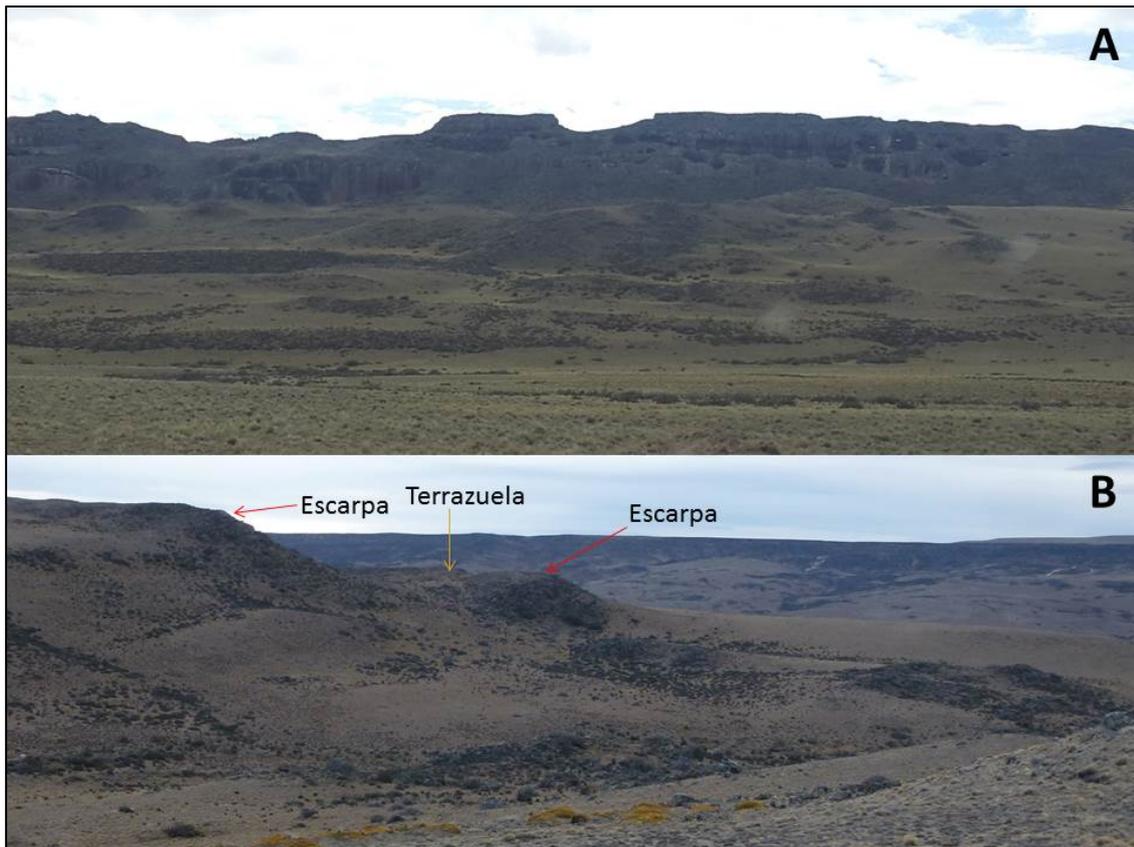


Fig. 3.1.2. La imagen A muestra una serie de deslizamientos rotacionales de la margen izquierda del río con vista de frente. La fotografía B detalla un deslizamiento rotacional en corte de perfil, donde se distinguen las escarpas y Terrazuela.

Según Piovano *et al.* (2015), todo el conjunto de masa fue rotado hasta casi una posición vertical, luego de haber descendido 15m a partir de su posición original. Además los autores, a partir de la integridad que presentan los testigos y la morfometría de los bloques de mayor tamaño, calcularon que el plano de deslizamiento se encontraría entre 30 y 60m de profundidad.

Los movimientos de este tipo se sucedieron a lo largo del tiempo en forma progresiva y retrogresiva, erosionando lateralmente las paredes del valle. Como resultado de este proceso, se formó una pendiente de menor inclinación que la original, sobre la cual las terrazuelas de cada bloque se disponen en forma escalonada y paralela al borde del tope de la escarpa superior.

Luego de que se genere el movimiento primario (deslizamiento rotacional), es necesario estudiar la nueva situación de la ladera y la probabilidad de que se generen nuevos deslizamientos. Un factor importante que explica es la percolación de agua en el sustrato que aumenta la presión poral en la zona deslizada, constituyendo un factor interno que

desestabiliza la ladera. El aumento de la presión poral se genera ante las siguientes situaciones:

La fracturación de los bloques deslizados disminuye la tenacidad inicial de la litología, favoreciendo el ingreso de agua al subsuelo.

La presencia de los bloques en la pendiente aumenta el índice de rugosidad de la misma, promoviendo el incremento de tiempo de residencia del agua de escorrentía, y así aumentando la tasa de percolación del agua al sustrato.

La generación de cuencas lacustres situadas entre la espalda y la terrazuela del deslizamiento son de régimen estacional y drenan a lo largo de la superficie de deslizamiento hasta aflorar como manantiales en la zona baja de las pendientes.

Todas las situaciones incrementan la presión poral en la zona deslizada a magnitudes muy superiores a las que existían antes del movimiento y constituye un factor interno desencadenante de generación de flujos, y por lo tanto podrían ser de mayor peligrosidad que los primarios, al involucrar velocidades y magnitudes superiores a los deslizamientos rotacionales.

II. Expansiones Laterales

Se reconocen expansiones laterales locales sobre las sedimentitas terciarias, en el ámbito de la ladera sur del valle. El movimiento consiste en la fracturación y extensión del material compacto suprayacentes partir de la deformación interna de los materiales situados en el subsuelo de la masa transportada. Estos procesos se generan cuando un estrato de baja tenacidad, que pueden tener comportamiento plástico (Fm. Santa Cruz), generan un flujo plástico, provocando el movimiento de la masa rocosa superior (Basaltos Neógenos). Finalmente el material plástico aflora en la superficie formando crestas de presión.

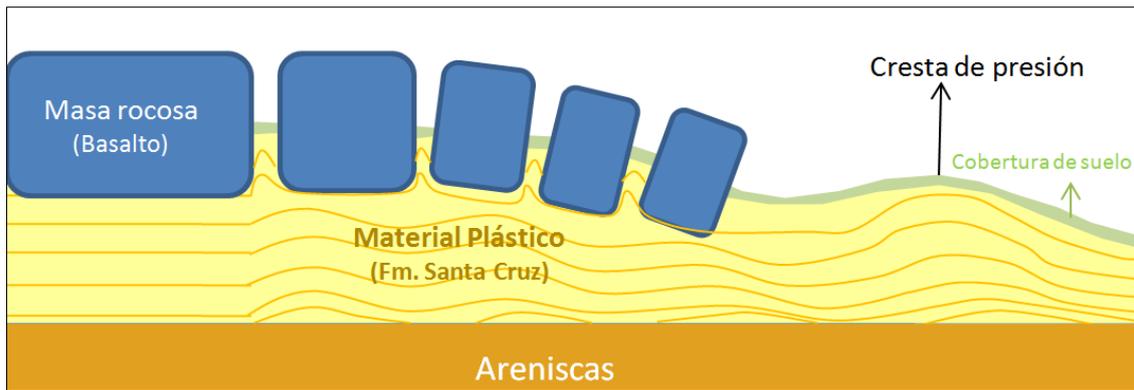


Fig.3.1.3. Modelo de expansión lateral combinada donde se distinguen es estrato sedimentario con comportamiento plástico que subyace al estrato rocoso con alta tenacidad. Además se destaca la cresta de presión formada en la parte más distal.

El movimiento de los bloques rocosos tiene dirección lateral hacia abajo, separándose de la escarpa y dejando expuesta la espalda del bloque (Ver fig. 3.1.3). En la comarca se observó una expansión lateral en la ladera sur del valle del río Santa Cruz a los ($50^{\circ}13'34,42''$ Latitud S, $70^{\circ}47'16,29''$ Longitud O). Según Piovano *et al.*, (2014), este evento presenta una longitud de 300m y un ancho de 30m. A continuación se muestra una imagen del proceso indicando las características más relevantes.

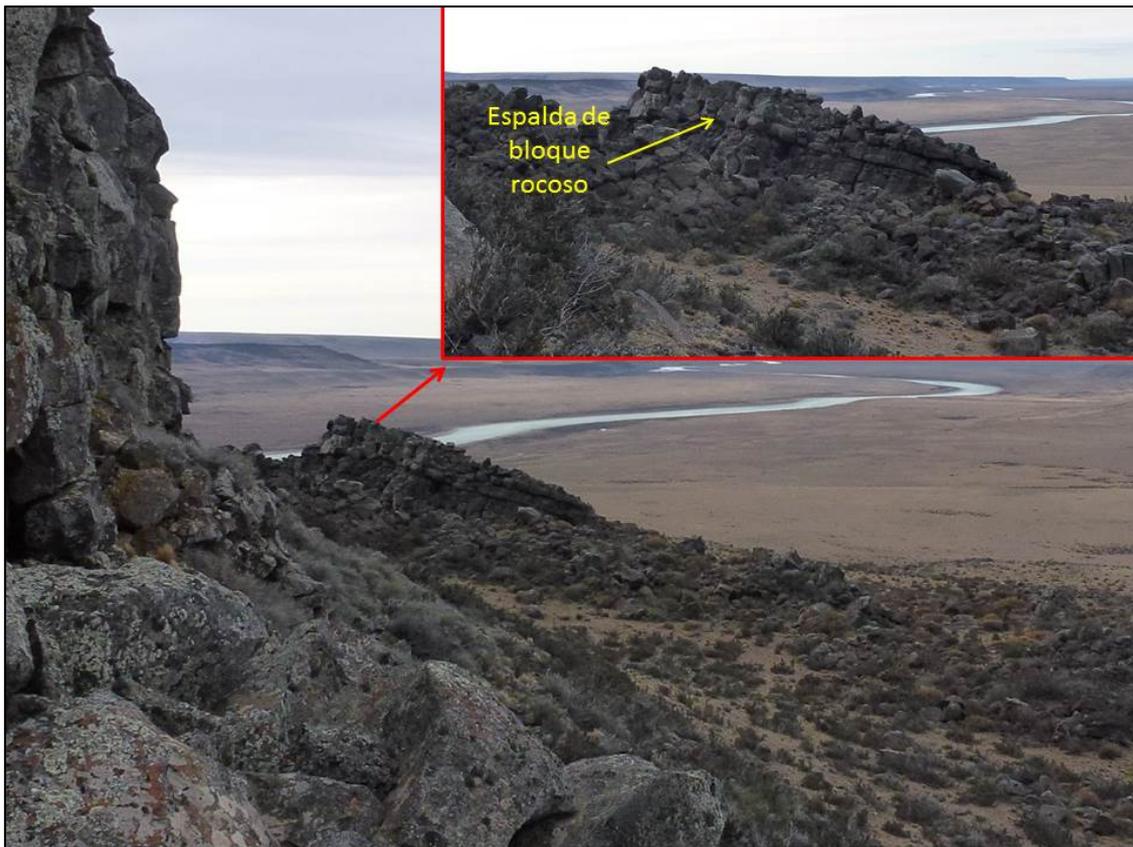


Fig.3.1.4. detalle de una expansión lateral sobre la margen derecha del río Santa Cruz. Se distingue la espalda expuesta del bloque rocoso.

A su vez los autores antes mencionados, indican que hay otro ejemplo de expansión lateral sobre la ladera Norte, pero que no es fácilmente reconocible porque sobre la misma se desarrollan deslizamientos rotacionales. En el área encontraron la formación de diques clásticos, los que indican que existió un comportamiento fluido de las sedimentitas terciarias. Es probable que las inyecciones verticales hayan sucedido durante la expansión lateral.

III. Avalanchas de rocas y flujos

Las avalanchas de roca son movimientos complejos, se relacionan con removilizaciones de bloques y detritos previamente desplazados. En el caso de estudio que se presenta en este trabajo, primero se desarrolla el deslizamiento rotacional, con

elevada fragmentación y dislocamiento, y luego se produce el flujo denso. Estos dos sucesos están separados por un intervalo de tiempo. El proceso involucra gran volumen de material fresco, no meteorizado (ver fig. 3.1.5)

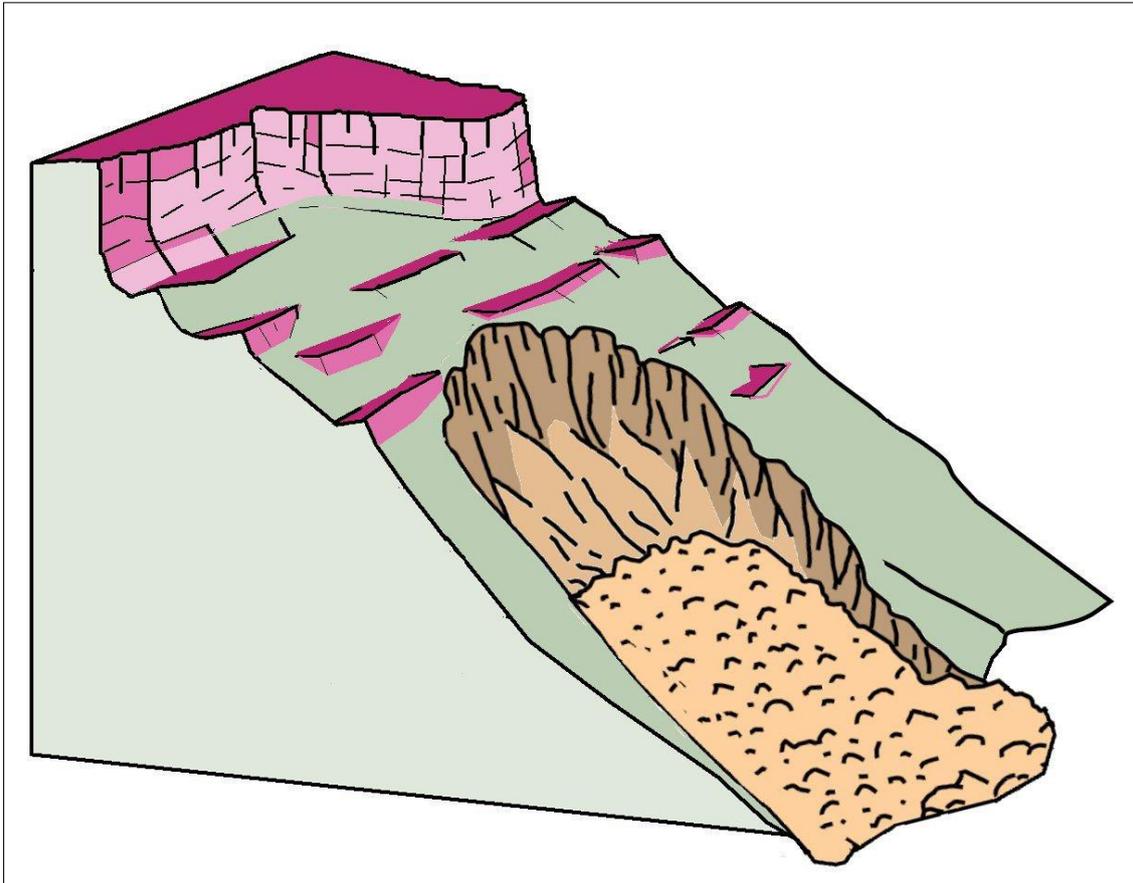


Fig. 3.1.5. Esquema de avalancha de roca en un área previamente afectada por deslizamientos rotacionales. (Imagen extraída de Piovano *et al.* 2014)

La fluidización del flujo es incitada principalmente por dos agentes, el aire y el agua. El aire atrapado por caída que genera efecto aerodinámico, además sufre aumento de presión y se escapa hacia arriba aliviando el material y facilitando la fluidización. La presencia de agua en el sustrato, o la adhesión por lluvia, provoca licuefacción del sedimento, permitiendo que este se comporte como un fluido. Otro factor de importancia es el choque entre bloques, que aumenta la presión de contacto impulsiva entre clastos (Fluidización dinámica).



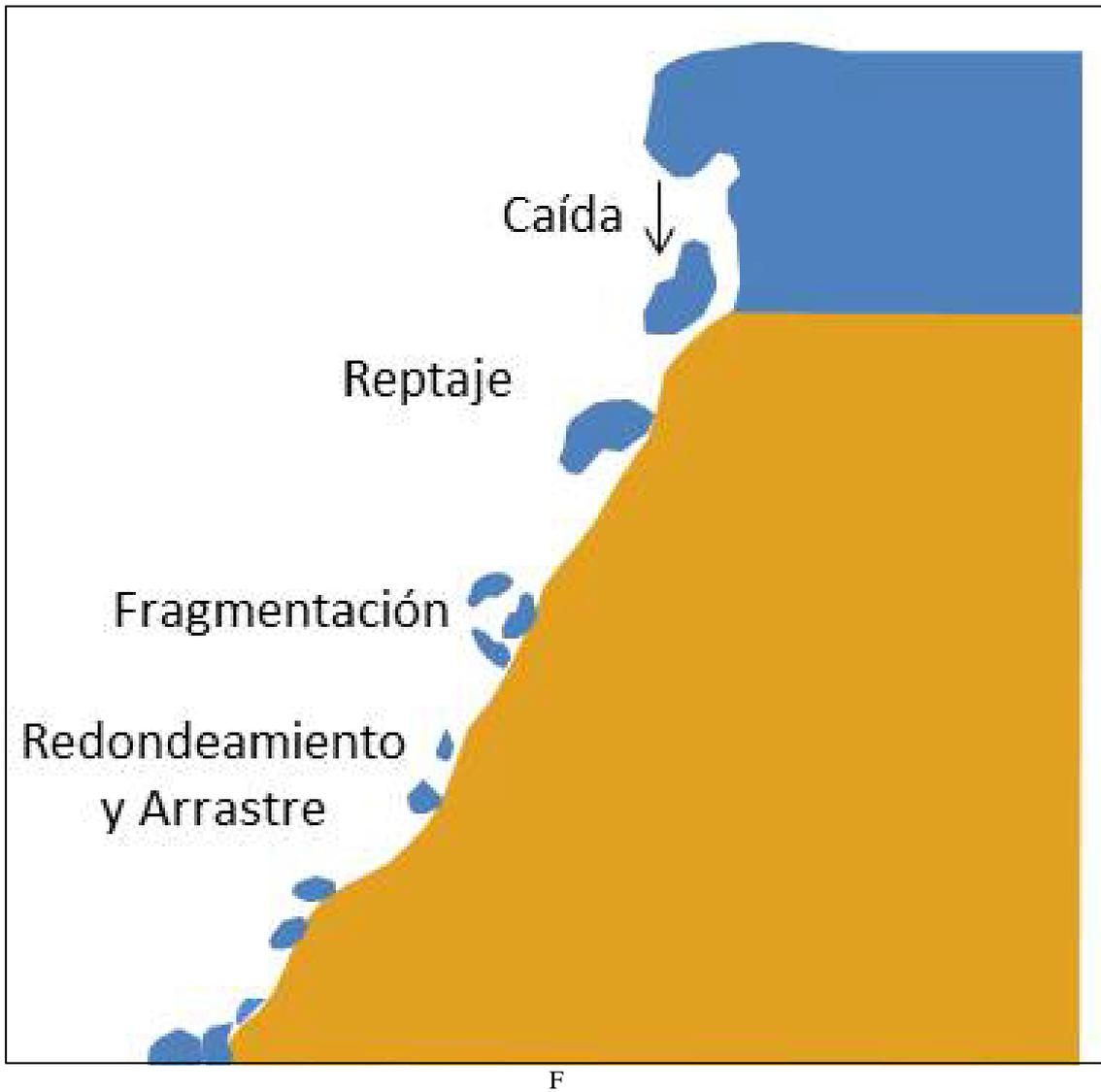
Fig. 3.1.6. Imagen extraída de Google earth, donde se muestra un posible flujo que removió material previamente deslizado por deslizamientos rotacionales.

Hay otros flujos en la zona relevada que se pueden vincular con expansiones laterales cuyo material correspondería a los bancos inferiores que tienen un comportamiento fluido y son extruidos hacia afuera de la pendiente. Otro caso son los flujos que se desarrollan como una fase distal fluida de un deslizamiento rotacional.

Estos tipos de flujos descriptos a diferencia de las avalanchas de roca, tienen mayor desarrollo elongado y poco espesor, se componen de fracciones clásticas ya desagregadas (Fm. Santa Cruz), con menos participación de vulcanitas y gravas glaciafluviales.

IV. Caídas de rocas

Son movimientos gravitacionales de baja magnitud en relación al volumen de masa que afectan, pero de alta frecuencia. El movimiento comienza cuando una masa rocosa se desprende de una ladera empinada e inicia la caída libre, luego el material al chocarse con el suelo sufre reptaje, fragmentación, redondeamiento y arrastre. El recorrido que realiza el /los bloques es en función de la altura a la que se desprendió y de la probabilidad que tienen los bloques de ser movidos, se denomina sombra de caída.



ig.3.1.7. Esquema de Caída libre donde se detallan todas las etapas del movimiento hasta la depositación.

En el área de estudio este tipo de remoción en masa se da en la ladera Norte y Sur del valle, donde se ubica una escarpa volcánica vertical a sub vertical que promueve este tipo de movimiento. Se distinguen desprendimientos de bloques que tienen dimensiones métricas, que fueron favorecidas por el diaclasamiento que presentan los depósitos volcánicos vinculados con la disyunción columnar y otros sistemas de fracturas de distinto origen. Como resultado de este movimiento la acumulación de bloques construye un talud de elevada inclinación al pie de la pendiente.

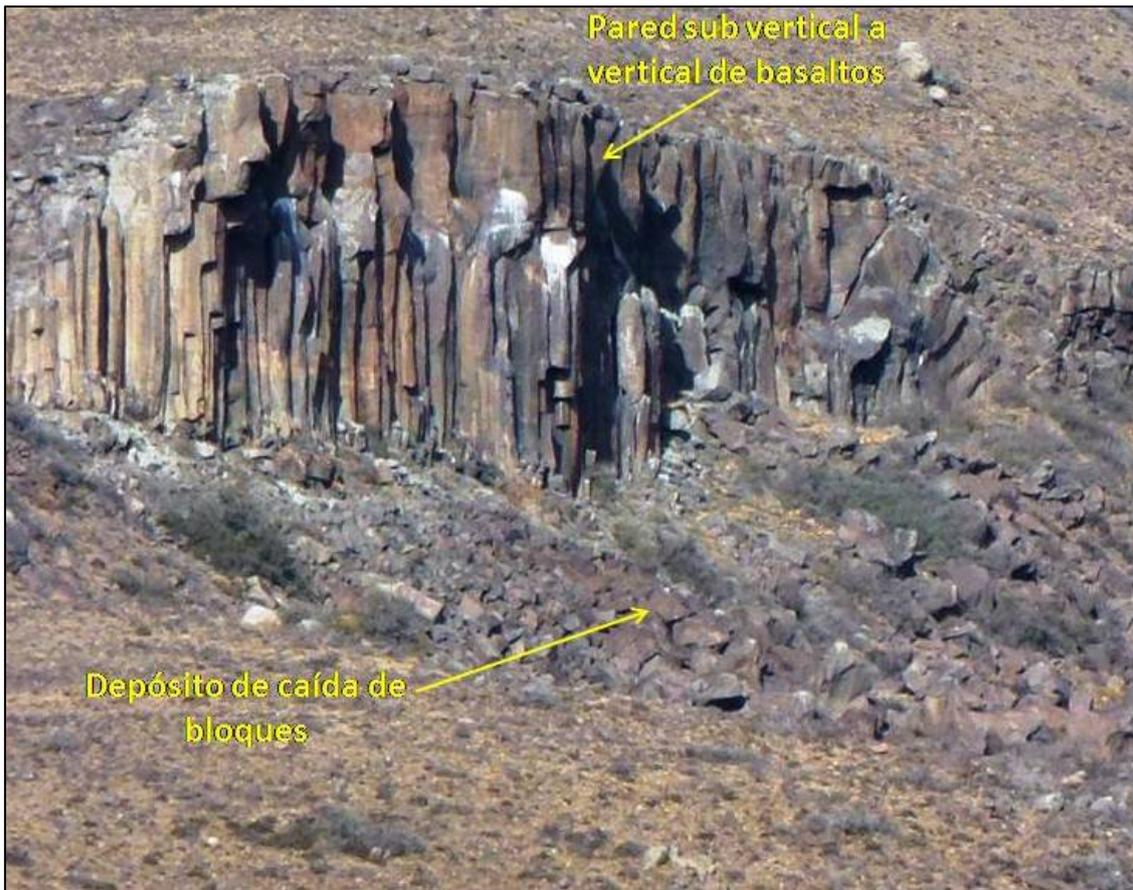


Fig.3.1.8. Se distingue una pared vertical a sub vertical conformada por basalto donde se produce la caída libre, luego los bloques reptan, se fragmentan y redondean, hasta depositarse en al pie de la ladera.

V. Vuelcos

Es un movimiento rotacional hacia adelante con un eje de pivot, que está por debajo del centro de gravedad de la masa. Los bloques están separados en general por diaclasas y con planos de inclinación sub-vertical. La rotación se da a partir de planos discontinuos bien definidos. En algunos casos puede haber deslizamientos rotacionales en las charnelas, generando un autoequilibrio de la masa, y evitando el vuelco.

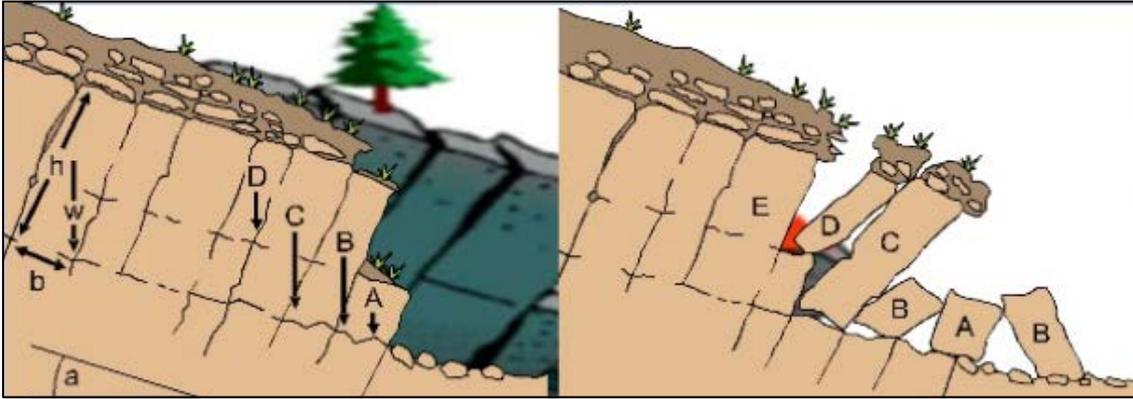


Fig. 3.1.9 Esquema de vuelco. Los bloques A, B, C, D Y E están separados por discontinuidades verticales, además el macizo es afectado por otro juego de fracturas paralelas a la superficie. Se puede observar toda la trayectoria que recorre el bloque hasta depositarse (<https://es.slideshare.net/sergioramoncayoqui/movimiento-de-masas-41923890>)

En la ladera de margen izquierda del río Santa Cruz los depósitos basálticos están afectados por discontinuidades verticales, vinculadas con la disyunción columnar, además el macizo también se ve dominado por otros juegos de fracturas de distinto origen. Estos juegos de fracturas promueven el vuelco de los bloques. En la siguiente figura se muestra lo explicado anteriormente.

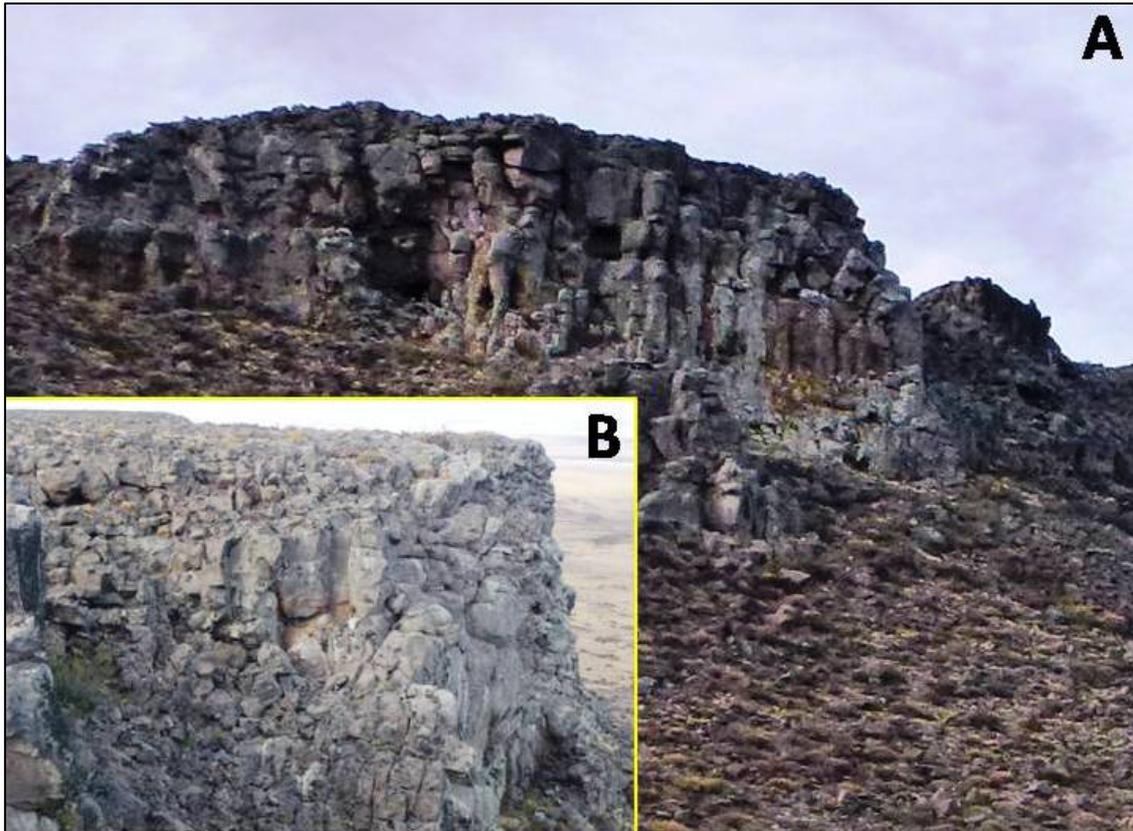


Fig3.1.10. A) Basalto de la margen izquierda del río Santa Cruz, que exhibe disyunción columnar, generada por tensiones cuando lava se enfría. B) Detalle de distintos juegos de fracturas que presentan los basaltos del área infiriendo la probabilidad de ocurrencia de vuelcos.

3.1.2. Geomorfología fluvial

En la zona de cierre de la presa Néstor Kirchner el valle del río Santa Cruz presenta un estrechamiento debido a la presencia de planicies estructurales basálticas en ambos márgenes del río. El estrechamiento del valle provocó que el río tenga un hábito menos sinuoso, y que la llanura de inundación asociada sea regular y de poco desarrollo areal, ya que los afloramientos de basaltos impiden la migración lateral del río.

La red fluvial tributaria tiene escaso desarrollo sobre ambos laterales del valle. Los ríos son de régimen estacional, con alimentación autóctona por precipitaciones pluviales locales o fusión de nieve estacional. En la ladera sur del valle el diseño que dibuja la red es del tipo dendrítico a sub-dendrítico, hay sectores donde el diseño es definido por control estructural y morfológico. La densidad de estos ríos es media a baja y tienen muy poco desarrollo de llanuras de inundación. Sobre la ladera Norte el sistema tributario es más joven respecto al desarrollado en la ladera opuesta, algunos cauces no

logran aún su integración con el río Santa Cruz, y desarrollan un diseño centrípeto. Esto se debe a la mayor cantidad de depósitos de remoción en masa y a la mayor superficie de basalto. A continuación se muestra una imagen distinguiendo los distintos hábitos que presentan los ríos tributarios (figura 3.1.11).

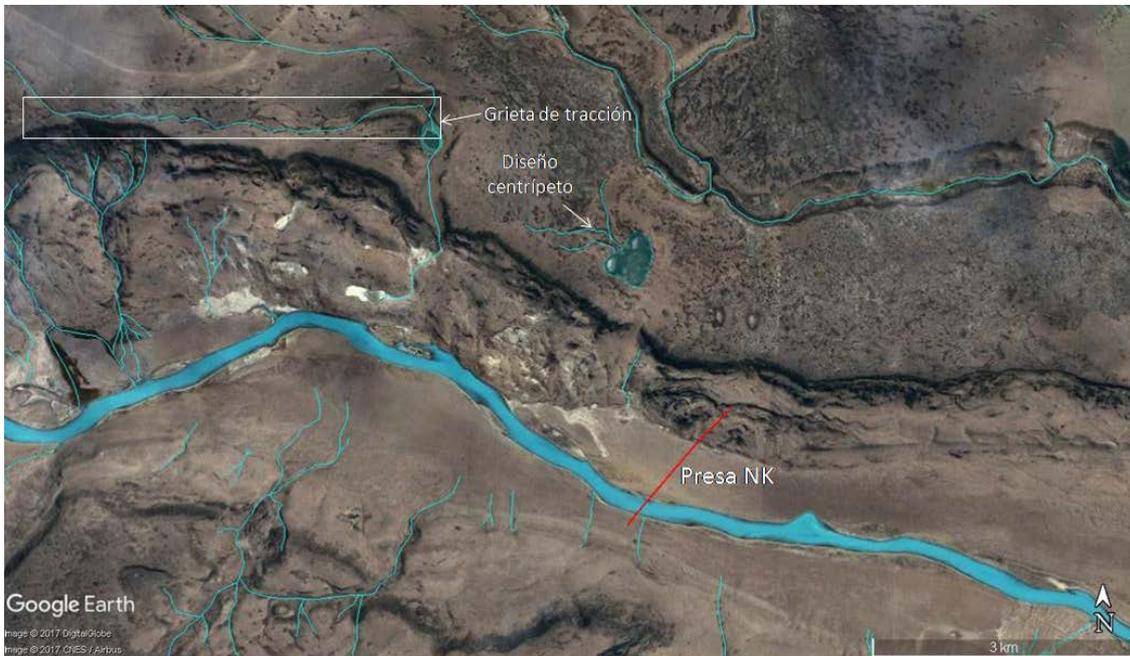


Fig. 3.1.11. Imagen extraída de Google Earth, donde se muestran el desarrollo del sistema tributario del río Santa Cruz en la zona del cierre de la presa Néstor Kirchner (NK). Resalta el diseño centrípeto sobre la planicie estructural de la ladera Norte del valle.

Goyenechea (2015) explica en su trabajo que la margen Norte se caracteriza por la presencia de depósitos de remoción en masa, los cuales generan endicamiento de los ríos tributarios, permitiendo el desarrollo de grandes planicies de inundación asociadas a estos ríos.

En la figura 3.1.11 se detalla una grieta de tracción que está siendo ocupada por un curso de agua. Como se explicó en el apartado 3.1.1.1, deslizamientos rotacionales, la presencia de agua en el macizo rocoso provoca inestabilidad en la ladera favoreciendo la generación de un evento de remoción en masa.

En relación con las características de la red fluvial tributaria descritas anteriormente, se observan abanicos aluviales muy desarrollados sobre la margen derecha del río Santa Cruz. Algunos de estos coalescen lateralmente y generan una

angosta bajada continua. Los de mayor desarrollo tienen su superficie desactivada, ya que el ápice migra aguas abajo en consecuencia de la profundización del río Santa Cruz. Los abanicos que se muestran sobre esta margen se pueden describir como abanicos segmentados o en trompeta.

En la margen izquierda del río Santa Cruz la presencia de esta geoforma es casi inexistente debido a tres factores principales: bajo desarrollo de la red tributaria, resalto de depósitos morénicos y terrazas fluviales, y gran desarrollo de procesos de remoción en masa. Los depósitos de abanicos aluviales se pueden observar en el anexo F, mapa geológico-geomorfológico 1:100.000

Los niveles de terrazas aluviales que se explican en el capítulo de “Geomorfología fluvial”, no superan los 2m de altura (Ver cap. 3.1.2.), lo que permite que ante una gran crecida, puedan ser alcanzadas por el agua. Los dos niveles de terrazas se caracterizan como terrazas aluviales y pares. Sobre las mismas se puede apreciar antiguas geoformas fluviales de pequeña escala, tales como cauces abandonados, planicies de inundación abandonada, y antiguas barras. En el trabajo de Goyenechea (2015), agregan a las geoformas ya mencionadas, el desarrollo de dunas de diferente tipología a partir de los depósitos de areniscas finas, pero no se pudieron distinguir. En la siguiente imagen se muestran las antiguas geoformas fluviales de pequeña escala sobre un sector de la terraza fluvial.

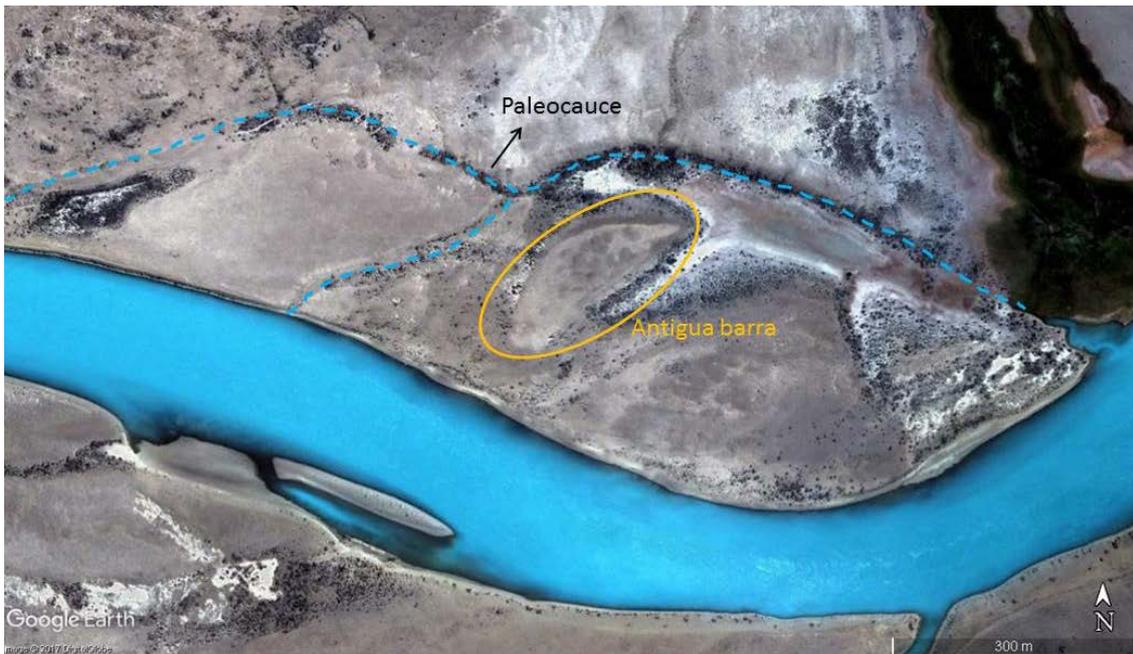


Fig 3.1.11. Terraza Fluvial de margen izquierda del río Santa cruz, donde hay presencia de paleocauces y antigua barra fluvial. Imagen extraída de Google Earth.

En el cauce del río se distinguen geoformas de acumulación secundarias representadas por barras longitudinales (centrales) y laterales. Las barras laterales se ubican dos sobre la margen derecha, y una sobre la margen izquierda del río. La barra central favorece la multiplicidad del cauce en un sector limitado del río.



Fig. 3.1.13. Imagen extraída de Google Earth, donde se distinguen distintos tipos de barras en el sector de cierre de la presa Néstor Kirchner. Las figuras A y D son barras laterales, las figuras B y C corresponden a barras longitudinales

3.1.3. Geomorfología volcánica

En la zona de estudio aledaña al cierre de la presa Néstor Kirchner se localizan una serie de coladas basálticas con mayor desarrollo sobre la ladera Norte del valle del río Santa Cruz. Estas coladas corresponderían a los Basaltos Cóndor Cliff (ver cap. 2.2.1. Estratigrafía), cuyos centros efusivos son discretos de tal forma que no han dejado aparato volcánico apreciable.

Según el trabajo de Piovano *et al.* (2015), Las coladas se extendieron desde el Norte sobre un relieve de terrazas escalonadas subhorizontales de múltiples génesis. A su vez destacan que la única concordancia altitudinal entre coladas se dan entre las que cubren el mismo nivel aterrazado, como es el caso de las coladas que cubren los depósitos de la Terraza glacifluvial D “San Fernando”.

Luego del desarrollo de estas coladas el valle fue afectado por la glaciación Estancia La Frutuosa (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996). Piovano *et al.* (2015), afirman que la glaciación sepultó parcialmente los depósitos volcánicos, especialmente en la margen derecha del río, y erosionó severamente el cuerpo volcánico. La erosión que generó el agente glaciario fue de tal magnitud, que el cuerpo volcánico, inicialmente continuo, fue seccionado y separado en dos áreas volcánicas situados a ambos lados del río Santa Cruz.

En este trabajo se tomaron muestras de basaltos en distintos puntos de ambas márgenes del río Santa Cruz, para la realización de análisis microscópicos (Ver Anexo A). Los resultados dieron que todas las muestras corresponden a basaltos del campo 10 del diagrama de clasificación QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Le Bas y Streckeisen, 1991), además por su alto contenido de olivina se los clasifica como Basaltos Olivínicos. Debido a que todas las muestras son del mismo tipo, basalto olivínico, se podría considerar que las coladas presentes en ambas laderas del valle corresponden a los mismos centros efusivos, y que en algún momento formaron parte de un único cuerpo volcánico como lo describen Piovano *et al.* (2015). A continuación se indica la ubicación de las muestras analizadas.



Fig. 3.1.14. Imagen extraída de Google earth, ubicación de muestras analizadas.

Localmente las coladas fueron excavadas por cursos fluviales, el ejemplo de mayor envergadura es el cauce del arroyo Cordero, ubicado sobre la ladera norte que tiene dirección casi paralela con el río Santa cruz en el sector de cierre de la presa. El mismo se une con el arroyo de Las Cuevas, para finalmente adosarse al río Santa Cruz.



Fig. 3.1.15. Imagen extraída de Google Earth donde se muestra la ubicación del el Arroyo Corderos en la ladera norte del valle del río Santa cruz.

3.2. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y DEL MACIZO ROCOSO DE FUNDACIÓN

Para la caracterización del macizo rocoso se han considerado tanto las propiedades mineralógicas, texturales y mecánicas de la matriz rocosa, como las características de las discontinuidades presentes. Se efectuaron ensayos de campo y de laboratorio, y se aplicaron tres clasificaciones geomecánicas para cada uno de los afloramientos analizados.

Las propiedades mineralógicas se analizaron a través del estudio de cortes petrográficos en areniscas y ensayos de difracción de rayos X en pelitas. El análisis petrográfico permitió definir la composición mineralógica de las areniscas; mientras que los ensayos de difracción de rayos X, determinaron el tipo de arcillas presentes en la zona de estudio.

El valor de densidad del macizo se obtuvo de trabajos anteriores (Represas Patagonia ELING-CGGC-UTE, 2016.), donde realizaron los ensayos siguiendo la norma IRAM 10525/1982. Este parámetro es fundamental para el cálculo de estabilidad de taludes.

La resistencia a la compresión simple del macizo se calculó de dos maneras, en campo y en laboratorio, ambas debidamente normalizadas.

En el terreno, ha sido estimada una resistencia a la compresión simple a partir de índices de campos propuestos en la norma ISRM, 1981. Esta metodología permite de manera sencilla, realizar una cantidad estadística de mediciones, directamente sobre el afloramiento, obteniendo un valor medio.

La resistencia a la compresión simple obtenida en laboratorio se realizó bajo la norma ISRM, 1985, en el Laboratorio de Ingeniería Civil de la Facultad Regional Buenos Aires, Universidad Tecnológica Nacional; mediante la utilización del equipo de la Cátedra Geología Aplicada, docente Lic. Carlos Di Salvo). Los resultados de cada medición y sus protocolos de las mediciones, han sido representados en el Anexo C.

La conductividad hidráulica se calcula para definir el grado de permeabilidad que presenta el macizo rocoso. Este parámetro se analizó a partir de las investigaciones realizadas por la UTE Represas Patagonia, mediante ensayos Lefranc y Lugeon, bajo las normas IRAM 10531 y 10532, respectivamente. En el Anexo D se muestran los resultados obtenidos en cada perforación y se detallan los protocolos aplicados para los ensayos.

La clasificaciones geomecánicas que se eligieron para los afloramientos a analizar son el índice Rock Quality Designation (RQD); la clasificación Rock Mass Rating (RMR) elaborada por Bieniawski en 1973, y actualizada en 1989; el parámetro Geológico Strength Index (GSI), desarrollado por Hoek (1994) y modificado por Marinos y Hoek (2000); y el índice Dam Mass Rating (DMR), definido por Romana (2004), que es una adaptación del RMR de Bieniawski (1989).

3.2.1. Ensayos de Campo

I. Índice de resistencia de campo

Los índices de campo permiten obtener una aproximación al valor de resistencia de la roca. La norma ISRM (1981), plantea la realización de unos ensayos fácilmente practicable en el terreno para estimar la resistencia a la compresión simple del macizo rocoso. En la siguiente tabla se muestran las indicaciones para estimar la resistencia en campo.

Clase	Descripción	Identificación de campo	Aproximación al rango de resistencia a compresión simple (MPa)
S_1	Arcilla muy blanda	El puño penetra fácilmente varios cm.	< 0,025
S_2	Arcilla débil	El dedo penetra fácilmente varios cm.	0,025-0,05
S_3	Arcilla firme	Se necesita una pequeña presión para hincar el dedo.	0,05-0,1
S_4	Arcilla rígida	Se necesita una fuerte presión para hincar el dedo.	0,1-0,25
S_5	Arcilla muy rígida	Con cierta presión puede marcarse con la uña.	0,25-0,5
S_6	Arcilla dura	Se marca con dificultad al presionar con la uña.	> 0,5
R_0	Roca extremadamente blanda	Se puede marcar con la uña.	0,25-1,0
R_1	Roca muy blanda	La roca se desmenuza al golpear con la punta del martillo. Con una navaja se talla fácilmente.	1,0-5,0
R_2	Roca blanda	Se talla con dificultad con una navaja. Al golpear con la punta del martillo se producen pequeñas marcas.	5,0-25
R_3	Roca moderadamente dura	No puede tallarse con la navaja. Puede fracturarse con un golpe fuerte del martillo.	25-50
R_4	Roca dura	Se requiere más de un golpe con el martillo para fracturarla.	50-100
R_5	Roca muy dura	Se requieren muchos golpes con el martillo para fracturarla.	100-250
R_6	Roca extremadamente dura	Al golpearlo con el martillo sólo saltan esquirlas.	> 250

Tabla 3.2.1. Tabla de indicaciones para estimar la resistencia del macizo rocoso en el campo. (ISRM, 1981. Extraído de González de Vallejo *et al.* 2002).



Fig. 3.2.1. Ubicación de Afloramientos analizados en el área de estudio. Imagen extraída de Google earth.

Se realizaron 14 ensayos distribuidos en siete (6) afloramientos diferentes (ver fig. 3.2.1). Cinco de los afloramientos corresponden a areniscas gruesas, y uno está compuesto por toba arenosa.

A continuación se muestran los resultados que indican que el macizo rocoso presenta una resistencia baja, caracterizándolo como una roca blanda a muy blanda.

Afloramiento	Juego de diaclasas	Resistencia (clase)	Rango de Resistencia a la compresión simple (Mpa)	Clasificación
1	A (Estratificación)	S4	0,1 a 0,25	Arcilla Rígida
	B (Diaclasas)	S4	0,1 a 0,25	Arcilla Rígida
	C (Diaclasas)	S4	0,1 a 0,25	Arcilla Rígida
2	A (Estratificación)	R2	5 a 25	Roca blanda
	B (Zona de falla)	R2	5 a 25	Roca blanda
	C (Diaclasas)	R2	5 a 25	Roca blanda
3	A (Estratificación)	R2	5 a 25	Roca blanda
	B (Falla)	R2	5 a 25	Roca blanda
4	A (Estratificación)	R1	1 a 5	Roca muy blanda, suelo consolidado
5	A (Estratificación)	R1	1 a 5	Roca muy blanda, suelo consolidado
6	A (Estratificación)	R1	1 a 5	Roca muy blanda, suelo consolidado
	B (Fracturas)	R1	1 a 5	Roca muy blanda, suelo consolidado

Tabla. 3.2.2. Tabla de resultados de resistencia a la compresión simple a través de ensayo en campo.

II. Conductividad hidráulica de campo

La permeabilidad es el parámetro que permite evaluar la capacidad de transmitir agua de una formación en función de la textura de la misma sin relacionarla con su forma geométrica (González de Vallejo et al. 2002). Esta es una de las propiedades de los macizos que presentan más variación dentro de una misma formación.

En este trabajo se analizó la permeabilidad para los suelos granulares (depósitos morénicos y fluviales compuestos por grava y bloques), y para el macizo rocoso (Formación Santa Cruz). Se realizaron ensayos Lefranc a régimen permanente siguiendo la norma IRAM 10 531 (1985) para los suelos granulares, mientras que el macizo rocoso se estudió mediante ensayos Lugeon de acuerdo a la norma IRAM 10 532 (1983) (ver Anexo D). Todos los ensayos los ejecutó la empresa Pilotes TREVI

durante el año 2006, correspondiente a la campaña realizada por el consorcio ESIN-IATASA.

Para el estudio de la permeabilidad en los suelos granulares se realizaron sesenta y siete (67) ensayos Lefranc, ubicados en veinte dos (22) perforaciones a diferentes profundidades (ver fig. 3.2.2). Los resultados de dichos ensayos se promediaron, y se obtuvo el valor promedio de permeabilidad para suelos granulares: $6.5 \times 10^{-2} \text{cm/s}$. Este valor indica que el flujo pasa de forma rápida a través de estos suelos.

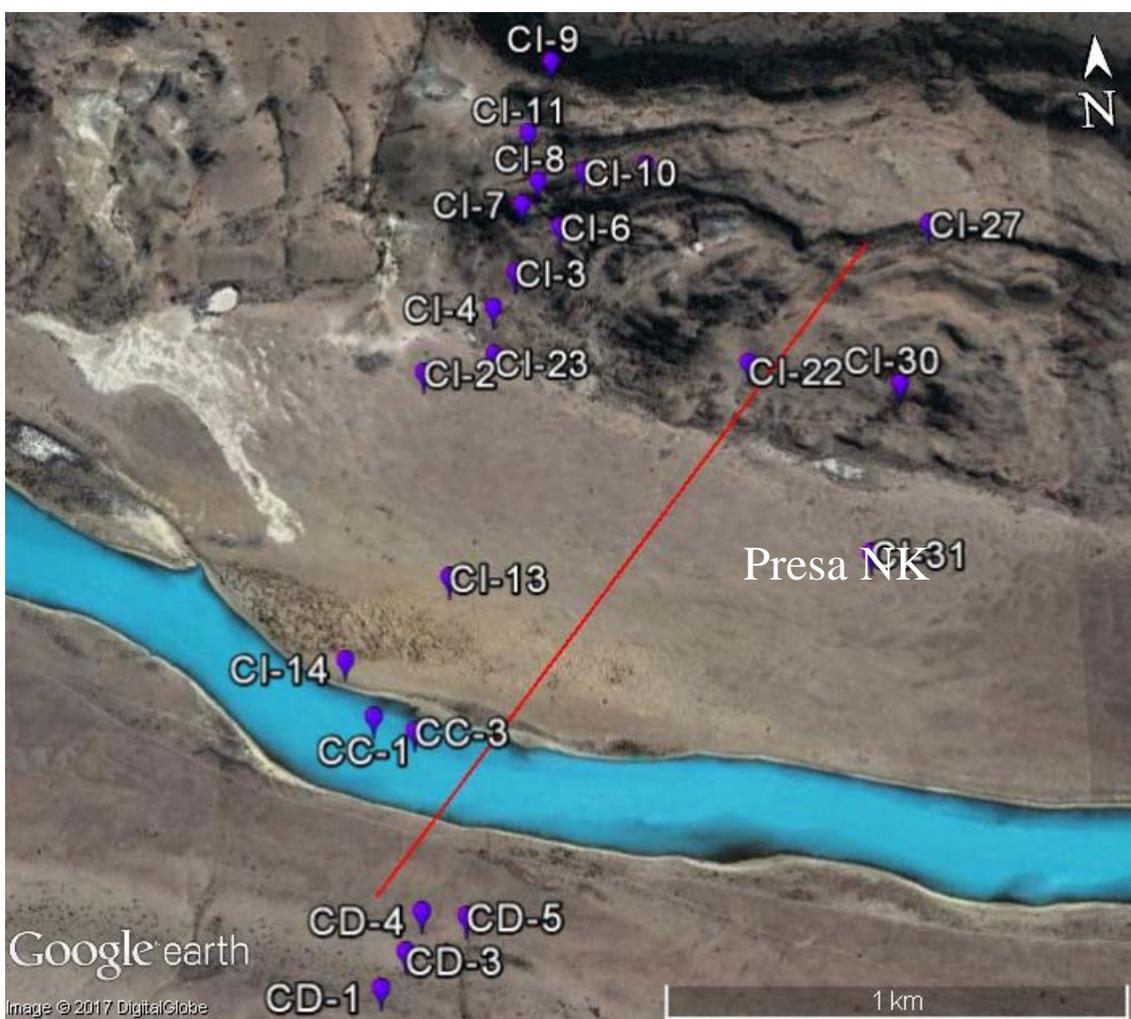


Fig.3.2.2. Ubicación de de perforaciones analizadas.

En este trabajo la permeabilidad que presente la roca de fundación es de mayor importancia que la presente en el suelo, debido a que sobre la misma se fundará las

obras de hormigón anexas a la presa. A su vez la posibilidad de fuga de agua a través del macizo de fundación de la presa de materiales sueltos, podría traer problemas no solo por la pérdida de volumen del embalse, sino por el efecto de supresión. Este efecto provoca el aumento de presión en la zona de fundación, pudiendo afectar la estabilidad de la estructura de la presa.

Para analizar la permeabilidad de macizo rocoso se realizaron ciento veinte siete ensayos (120) Lugeon, distribuidos en veinte (20) perforaciones a diferentes profundidades (ver fig. 3.2.2). Con los datos obtenidos se diseñó una zonificación de tres áreas, a partir de la clasificación propuesta por Olalla y Sopeña (1991). Se estableció una zona impermeable a los sectores que presenten valores de permeabilidad entre 0 a 3 UL, zona permeable entre 3 a 6 UL, y zona muy permeable correspondiente a los segmentos que tengan más de 6 UL (ver tabla 3.2.3).

Zona	UL
Zona impermeable	0-3
Zona permeable	3-6
Zona Muy permeable	>6

Tabla 3.2.3. Zonificación propuesta para macizo rocoso de acuerdo a valores de permeabilidad obtenidos a través de ensayos Lugeon.

En la siguiente tabla se detallan las zonas más permeables de acuerdo a cada perforación.

Sondeo	Profundidad i (m)	Profundidad f (m)	UL
CI-2	32,04	35,95	14,10
	35,95	40	6,77
	40	42,02	6,27
CI-3	11,5	15	26,20
CI-5	23,5	27,74	18,60
	27,74	31,52	19,70
	31,52	35,56	14,30
CI-6	17,65	21,53	17,30
	21,53	25,89	15,00
	25,89	29,91	10,30
CI-7	23,08	27,17	8,90
CI-8	24,9	29,17	13,90
	29,17	33,15	6,60
CI-15	25	29,4	7,22
CI-32	23	27,1	19,00
CD-4	67,65	72,51	8,29

Tabla 3.2.4. Tabla donde se detallan los sectores de mayor permeabilidad en roca.

A partir del análisis de la zonificación, se puede inferir que los sectores de mayor permeabilidad corresponden a lentes de areniscas intercalados en la formación Santa Cruz (Ver capítulo 2.2.1, Estratigrafía). A su vez algunos de estas áreas también podrían corresponder a roca con grado de fracturación producido por la dinámica glaciaria y los procesos de remoción en masa que afectó al valle del río Santa Cruz.

3.2.2. Ensayos de Laboratorio.

I. Análisis petrográfico sobre areniscas

Se analizaron seis cortes petrográficos de areniscas de la formación Santa Cruz. Las muestras K1 I k1II y K20 corresponden a tramos de roca perforada, durante la campaña de Agua y Energía entre los años 1977 y 1978. Los cortes C2 I, C2 II, y B3, pertenecen a muestras tomadas de afloramientos superficiales en el campo (ver figura 3.2.3). En el Anexo A se describen macroscópica y microscópicamente cada una de las muestras mencionadas.



Fig.3.2.3. Imagen extraída de Google earth, donde de muestra la ubicación de las muestras analizadas.

En general son rocas silicoclásticas color gris muy bien consolidadas con fractura irregular. Hay ejemplares que presentan alteraciones propias de la exposición en el ambiente. La textura que disponen es clasto-sostén, con zeolitas y otras arcillas que conforman el cemento, ocupando espacios vacíos.

Están compuestas en general, por clastos de sílice, feldespatos, líticos, y en algunos casos bioclastos. El mayor porcentaje de líticos tienen origen volcánico, aunque también hay clastos de líticos metamórficos y sedimentarios. Los ejemplares K1 I y K20 tienen alto contenido de fósiles marinos, correlacionables con la formación Santa Cruz. Esta particularidad se podría deber a que las mismas estaban ubicadas a mayor profundidad, por lo que representarían la última transgresión marina que afectó el área (ver capítulo 2.2.1, Estratigrafía). Como minerales accesorios hay piroxenos y anfíboles. Mayoritariamente los clastos son subredondeados, de baja esfericidad, y su tamaño varía entre areniscas finas y medianas (Wentworth, 1922).

De acuerdo con la clasificación de Folk et al. (1970), que se basa en los porcentajes de cuarzo, feldespato y líticos presentes en la roca (ver Anexo A), la areniscas en general pertenecen a litoarenitas, salvo las muestras K 1 I y K20, que corresponden a litoarenita feldespática y feldearenita lítica respectivamente.

Otra clasificación que se aplicó para las areniscas es la de Dott modificada por Pettijohn. (1987), la cual caracteriza la muestra en función del porcentaje de matriz que presenta, la cantidad de cuarzo, feldespato y líticos, destacando su procedencia (ver Anexo A). Las muestras analizadas se clasifican como arenitas líticas volcánicas, diferenciándose la muestra K20 que corresponde a una arenita feldespática.

II. Difracción de rayos X

Se analizaron cinco muestras de arcillas: A3 I, A3 II, A3III, C3I, C3II (Ver anexo B), mediante la difracción de rayos X, en el laboratorio de difracción de rayos X del Instituto de Tecnología Minera (INTEMIN-SEGEMAR) a cargo del Lic. Guillermo Cozzi. Las mismas fueron halladas en el área de estudio, y fueron preparadas por la autora de este trabajo como se explica en el anexo B. En el anexo B se detalla la metodología empleada.

Macroscópicamente todas las muestras presentan características similares. Son rocas de color gris con textura clasto sostén de grano fino. La fracción cristaloclástica en general está compuesta por cuarzo y feldespato, como se muestra en la siguiente figura.

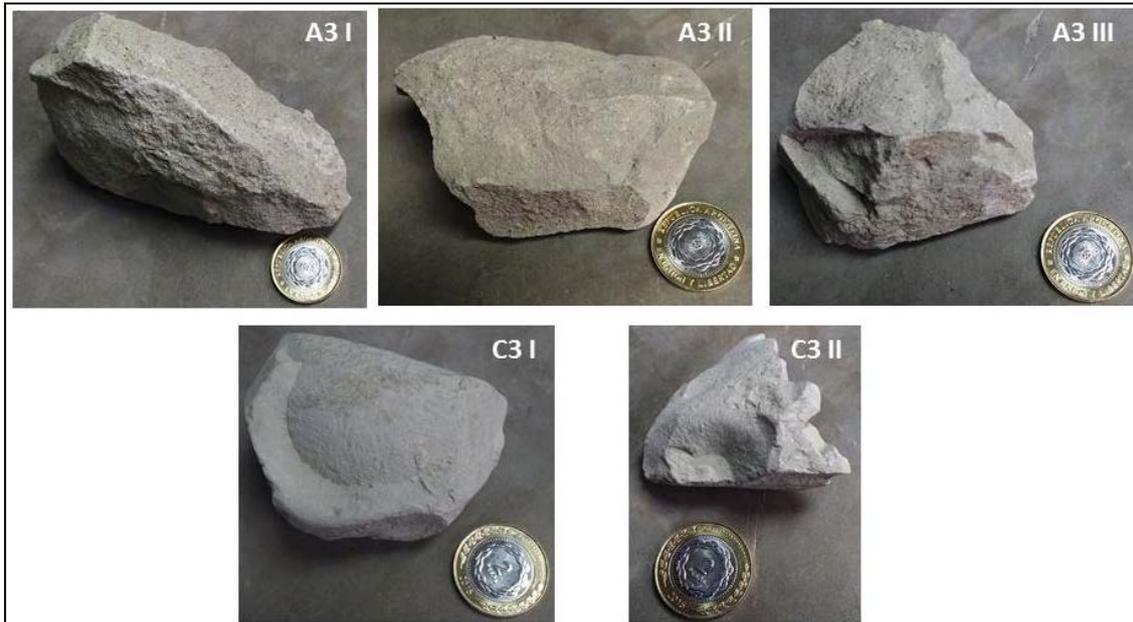


Fig. 3.2.4. Imagen de cada una de las muestras analizadas por difracción de rayos X.

Observando la roca a través de la lupa, se distinguen minerales de color negro y brillo metálico, posiblemente magnetita, además resaltan pequeños sectores donde hay pátinas de óxido de hierro.

De acuerdo a los resultados que se presentan en el anexo B, las muestras presentan composición mineralógica similar, y todas tienen esmectita como componente mayoritario de la fracción arcillas.

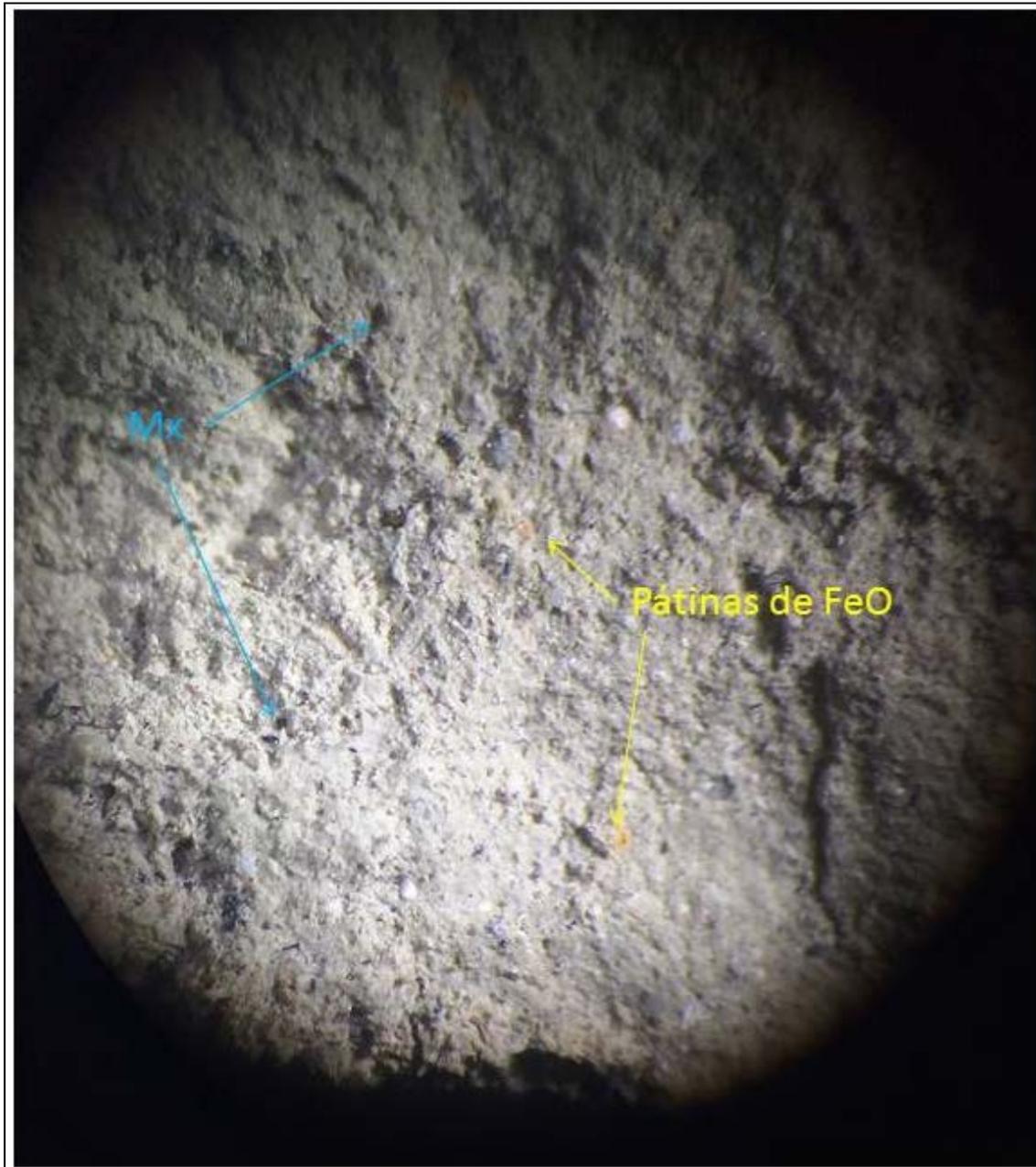


Fig.3.2.5. Detalle de vista en lupa con aumento X10.

Estas arcillas tienen una estructura laminar desarrollada por el apilamiento de hojas “t-o-t” (tetraedro-octaedro-tetraedro), cuyo edificio resultante presenta una carga eléctrica negativa como consecuencia de la sustitución del silicio (Si^{+4}) por el aluminio (Al^{+3}). La neutralización de las cargas se realiza con la introducción de cationes de gran peso y tamaño (Ca^{+2} , Na^{+} , Mg^{+2}), así como con la introducción de moléculas de agua entre las hojas “t-o-t”, razón por la cual este tipo de arcilla se caracteriza por la

absorción de la humedad y la cesión o ganancia de cationes cuando se encuentra en contacto con una masa de agua.

Las esmectitas tienen una gran capacidad para absorber el agua cambiando de volumen paulatinamente con la ganancia o pérdida de la humedad, hasta llegar a formar un gel en el caso de encontrarse totalmente sumergidas en agua.

III. Densidad

La densidad es la relación entre el peso de un material y el volumen que ocupa en el espacio. En este trabajo se analizará la densidad seca y la densidad saturada del macizo rocoso para evaluar su comportamiento en estado natural y cómo responde ante el llenado del embalse.

Se denomina densidad natural a la relación entre la masa de la muestra y el volumen total de la misma. La densidad seca es el coeficiente entre la masa de las partículas sólidas y el volumen total, mientras que la densidad saturada corresponde a la masa total de las partículas sólidas y del agua que ocupa la totalidad de los poros, dividida por el volumen total. A continuación se muestran las fórmulas de todas las relaciones antes mencionadas.

Densidad natural	Siendo:
$\gamma_{nat} = W_m / V$	γ_{nat} : densidad natural
Densidad seca	γ_d : densidad seca
$\gamma_d = W_s / V$	γ_{sat} : densidad saturada
Densidad Saturada	W_m : masa de la muestra
$\gamma_{sat} = (W_s + W_w) / V$	W_s : masa de las partículas sólidas
	W_w : masa de del agua
	V : volumen total de la probeta

Fig.3.2.6. Fórmulas de densidad natural, seca y saturada.

Como se explicó en la introducción, en el área de estudio se realizaron dos campañas geológicas-geotécnicas, la primera efectuada en 1977-1978 por el consorcio

IECI para Agua y Energía (AyEE); y la segunda en el 2006 por el consorcio ESIN-IATASA. Durante la campaña del consorcio IECI se analizó la densidad 11 muestras, mientras que en la segunda campaña se analizaron 15 muestras del área de estudio (Represas Patagonia ELING-CGGC-UTE, 2016).

Las perforaciones correspondientes a las muestras estudiadas en las dos campañas mencionadas, están ubicadas en la margen izquierda de río Santa Cruz, en la zona aledaña al cierre de la presa Néstor Kirchner (NK). A continuación se muestra una imagen satelital con la ubicación de las mismas

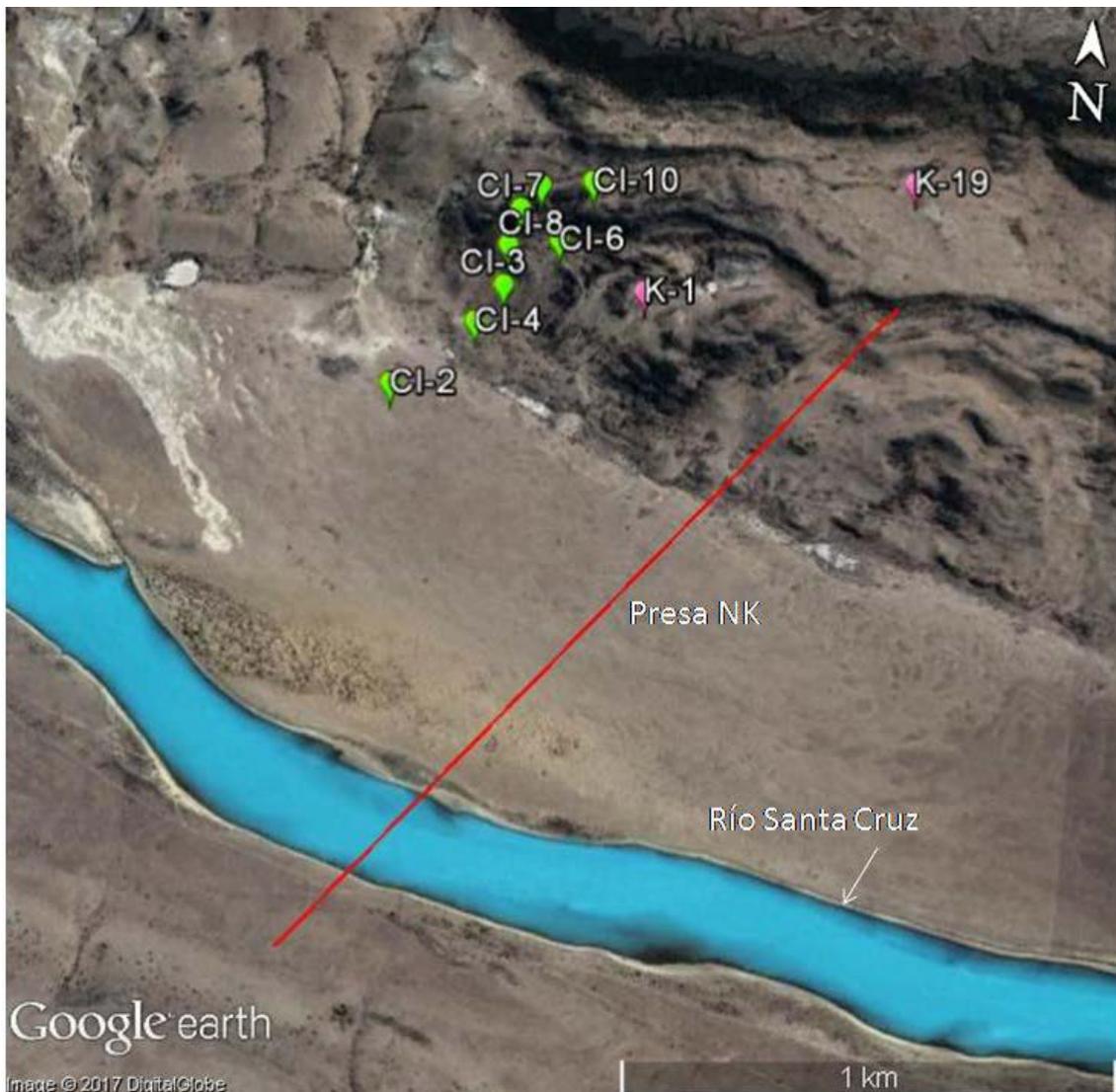


Fig. 3.2.7. Ubicación de perforaciones correspondiente a las muestras ensayadas en el análisis de densidad. Los puntos rosas corresponden a la campaña de IECI-AyEE, y los puntos verdes a la campaña de ESIN-IATASA.

Los valores de la densidad seca y natural aquí presentados, se calcularon promediando los valores obtenidos en cada ensayo de las campañas anteriormente mencionadas.

Para la obtención de la densidad saturada se sumó la densidad seca con la densidad del agua tabulada, 0,99707g/cm³ (Tabla de la cátedra de química general e inorgánica, departamento de Inorgánica, FCEN). A continuación se muestran los resultados alcanzados.

ARENISCAS	IECI-AyEE		γ_{sat} (g/cm ³)	ESIN-IATASA		γ_{sat} (g/cm ³)
	γ_{nat} (g/cm ³)	γ_d (g/cm ³)		γ_{nat} (g/cm ³)	γ_d (g/cm ³)	
Promedio	1,96	1,81	2,81	1,84	1,68	2,68
Mínimo	1,95	1,81	2,81	1,65	1,39	2,39
Máximo	1,98	1,82	2,82	2,02	1,93	2,93

Tabla 3.2.5. Tabla de resultados de ensayos de densidad en areniscas campaña 1977-1978 (IECI-AyEE) y 2006 (ESIN-IATASA), junto con la densidad saturada calculada.

Pelitas	IECI-AyEE		γ_{sat} (g/cm ³)	ESIN-IATASA		γ_{sat} (g/cm ³)
	γ_{nat} (g/cm ³)	γ_d (g/cm ³)		γ_{nat} (g/cm ³)	γ_d (g/cm ³)	
Promedio	2,09	1,88	2,88	1,91	1,71	2,71
Mínimo	2,00	1,82	2,82	1,65	1,39	2,39
Máximo	2,14	1,92	2,92	2,05	1,93	2,93

Tabla 3.2.6. Tabla de resultados de ensayos de densidad en pelita campaña 1977-1978 (IECI-AyEE) y 2006 (ESIN-IATASA), junto con la densidad saturada calculada.

Los valores de densidad alcanzados son fundamentales para la estimar la estabilidad de los taludes (ver cap. 3.4. Análisis preliminar de estabilidad de taludes).

IV. Resistencia a la carga puntual

El objetivo de este ensayo es estimar la resistencia a la matriz rocosa, como una variante del ensayo de resistencia a la compresión uniaxial, a través del índice I_s (50).

Los ensayos se practicaron bajo la norma ISRM (1985). No se ha utilizado la norma argentina IRAM 10.608(1985), ya que ésta se basa en la anterior, la cual a juicio de la

autora, presenta especificaciones mejor definidas. En el Anexo D.1 se explica la metodología empleada en base a la norma ISRM (1985).

Se llevaron a cabo ensayos de resistencia a la carga puntual (Index Point Load), sobre siete muestras de areniscas líticas volcánicas (ver fig. 3.2.8):

B2 I y B2 II: Muestras tomadas del afloramiento 2. A las muestras se le realizaron ensayos del tipo muestras irregulares. A la muestra B2I se le realizó un solo ensayo, y a la muestra B2 II dos ensayos.

B3: Muestra tomada del afloramiento 3. Se realizaron dos ensayos del tipo muestras irregulares.

C2 I y C2 II: Muestras obtenidas del afloramiento 4 y 5 respectivamente. Se ejecutó un ensayo del tipo muestras irregulares para cada muestra.

K1 I y K1 II: Testigos correspondientes a la perforación K1. Se practicaron tres ensayos diametrales y un ensayo axial sobre la muestra K1 I, y dos ensayos axiales en la muestra K1 II.

K3: Muestra correspondiente a la perforación K3. Se realizaron dos ensayos axiales y un ensayo diametral.

K19: Muestra correspondiente a la perforación K 19. Se ejecutó un ensayo del tipo muestras irregulares, y otro ensayo axial.



Fig.3.2.8. Ubicación de muestras ensayadas en el área de estudio.

A partir del análisis de los resultados se obtuvo un valor de I_s (50) para cada muestra ensayada. Luego dichos valores fueron correlacionados con resistencia a la compresión simple obtenida en laboratorio (UCSL), mediante la expresión: $UCSL = 24 I_s$ (50). Los valores obtenidos de todas las muestras fueron promediados arrojando un valor de I_s (50) de 0,6MPa y UCSL de 11,6Mpa para el macizo rocoso. Además se calculó la desviación estándar $s=5,1$ y se graficó la distribución. En el gráfico, fig. 3.2.9, se puede apreciar que la distribución de los resultados es normal, simétrica, unimodal, del tipo mesocúrtica, mostrando el grado de concentración medio alrededor de los valores centrales de la variable. Los datos correspondientes a cada muestra se exponen en el Anexo C.

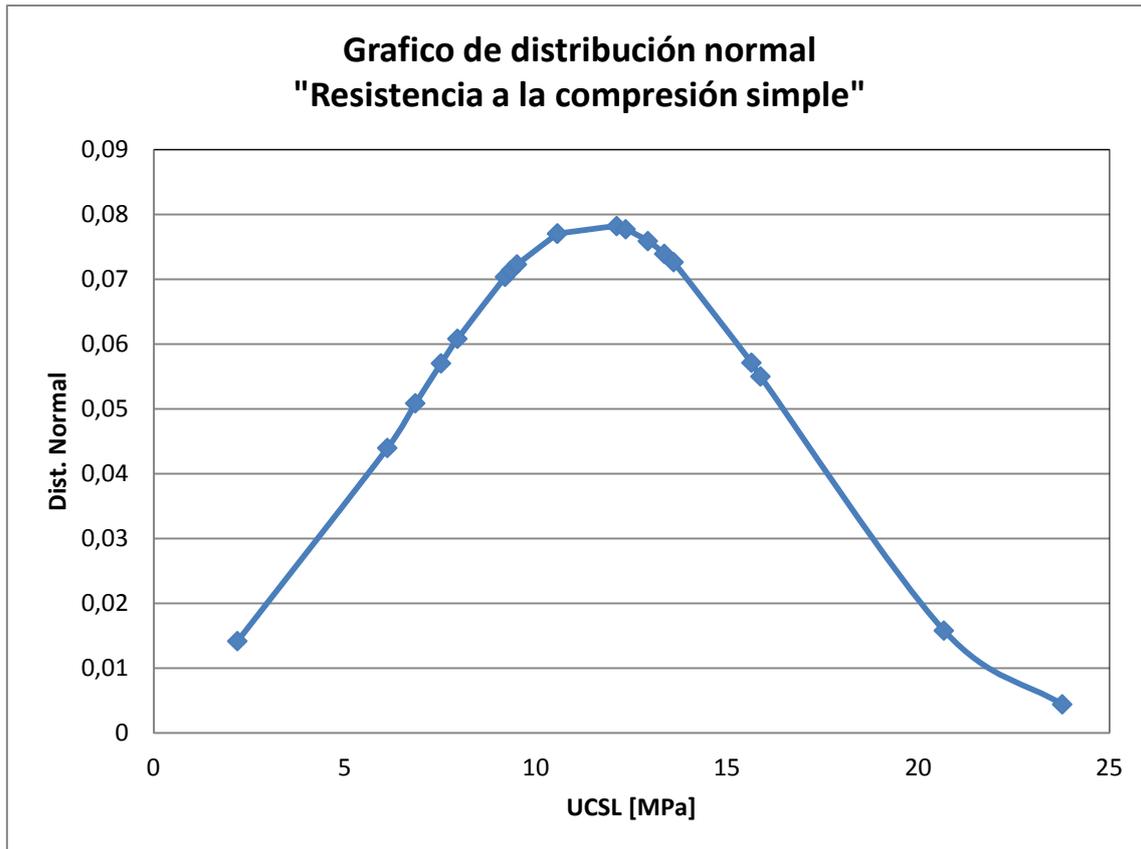


Fig. 3.2.9. Gráfico de distribución de los valores de resistencia a la compresión simple obtenidos a partir del ensayo de carga puntual.

Por otro lado se analizó en forma separada los casos ensayados correspondientes a la margen derecha (B2 I, B2 II, B3, C2 I, C2 II) del río Santa cruz y los ubicados en la margen izquierda (K1 I, K1 II, K19, K3). El valor promedio de UCSL para la margen derecha es de 11,70 MPa, mientras que el de la margen izquierda es de 10,63MPa. Con estos valores se puede decir que la resistencia a la compresión simple del macizo rocoso en ambas márgenes es muy parecida y que la roca se clasifica como blanda según la norma ISRM (1985).

Los valores obtenidos fueron comparados con los resultados hallados por los consorcios IECI, y ESIN-IATASA (Represas Patagonia ELING-CGGC-UTE, 2016). En los estudios realizados por el consorcio IECI para Agua y Energía (1977-1978), se analizaron 34 ensayos de carga puntual y 15 ensayos triaxiales, arrojando un valor de UCSL promedio de 5,30 MPa para areniscas en estado natural, y de 4,05MPa para areniscas saturadas. Por su parte el consorcio ENSI-IATASA (2006) practicó 14

ensayos de carga puntual y 6 triaxiales sobre muestras de areniscas es estado natural, obteniendo un valor promedio de 7,84MPa.

Para caracterizar el macizo rocoso y estimar los parámetros geomecánicos se utilizará un valor promedio de la resistencia a la compresión simple, teniendo en cuenta los valores obtenidos en los estudios de los consorcios IECI y ESIN-IATASA, y los hallados en este trabajo. El valor estimado de compresión simple para el macizo rocoso es de $\sigma = 8,24\text{MPa}$.

3.2.3. Clasificaciones geomecánicas

I. Rock Quality Designation (RQD)

La clasificación Rock Quality Designation (RQD) fue desarrollada por Deere (1963) y Deere y Miller (1966). El índice se define como el porcentaje de recuperación de testigos de más de 10 cm de longitud (en su eje) sin tener en cuenta las roturas frescas del proceso de perforación respecto de la longitud total del sondeo. Matemáticamente se emplea la siguiente ecuación para el cálculo de este índice:

$$RQD = \frac{\sum (Long. 10 > cm)}{Long. total} \times 100\%$$

Se aceptan normalmente testigos de al menos 55mm de diámetro recuperados durante una perforación a rotación. El valor de RQD caracteriza el macizo rocoso, varían entre 0% a 100%, correspondiéndose los valores más bajos con los macizos fracturados, y los valores altos de RQD con los macizos sanos. Deere (1963) y Deere y Miller (1966), propusieron la siguiente relación entre el valor numérico RQD y la calidad de la roca:

RQD	Calidad de la Roca
< 25%	Muy Mala
25-50%	Mala
50-75%	Regular
75-90%	Buena
90-100%	Excelente

Tabla 3.2.7. Índice de calidad de roca a partir de la clasificación RQD. Deere (1963) y Deere y Miller (1966)

Esta metodología presenta ciertas limitaciones descritas por González de Vallejos *et.al.*, (2002) que se presentan a continuación:

Es un índice que se desarrolló para rocas ígneas, por lo tanto presenta errores al aplicarse en rocas estratificadas.

La calidad del macizo rocoso depende de la dirección de la perforación (ver fig. 3.2.10, RQD volumétrico)

No deben tenerse en cuenta las roturas por desecación, retracción, o tensiones longitudinales en los testigos.

Al no considerar testigos menores a 10cm, se le asigna la misma clasificación a fragmentos de rocas como a material disgregado.

Cuando no se dispone de testigos de perforación se puede estimar el RQD volumétrico por el algoritmo de Palmström (1975), a partir la suma de frecuencias de cada familia de discontinuidades por metro lineal (J_v). La frecuencia se calcula como el cociente entre la cantidad de discontinuidades de una misma familia y la longitud del plano perpendicular que las contiene. La estimación del RQD se halla mediante la siguiente expresión:

$$RQD = 115 - 3,3 J_v \text{ (Para valores de } J_v > 4,5)$$

$$RQD = 100 \text{ (Para valores de } RQD \leq 4,5)$$

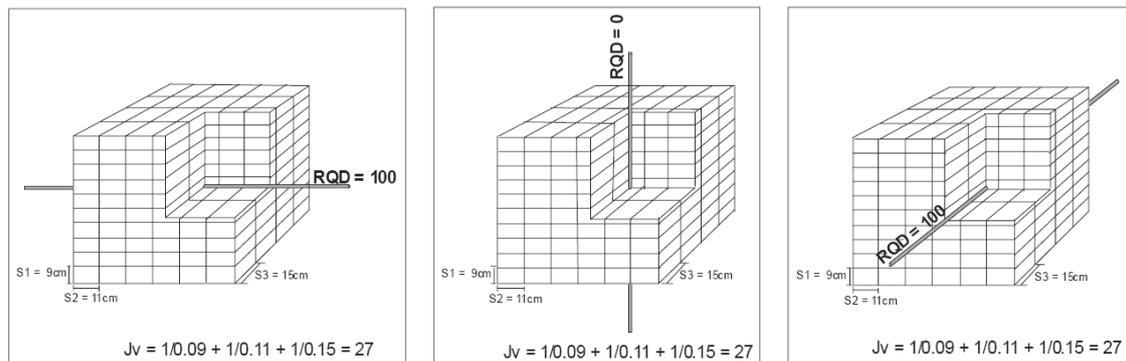


Fig. 3.2.10. Esquema donde se muestran tres perforaciones que penetran al mismo macizo rocoso en diferentes direcciones, obteniendo valores de RQD de 0 y 100. El valor de J_v en los tres casos permanece constante, debido a que es evaluado según las 3 dimensiones. Extraído de Palmström (2005).

En el presente trabajo se optó por emplear el método de Palmström (1975) para calcular el índice RQD, ya que no se dispone de testigos de perforación suficientes como para aplicar la metodología desarrollada por Deere (1963) y Deere y Miller (1966).

Se analizaron seis afloramientos ubicados sobre la margen derecha del río Santa Cruz (Ver fig. 3.2.1.). Todos los macizos corresponden a areniscas líticas volcánicas, según el análisis petrográfico realizado a muestras tomadas (Ver apartado 3.2.2.1, análisis petrográfico sobre areniscas). De cada afloramiento se detalla si hay, presencia de estratificación, diaclasas y zonas de falla.

De acuerdo a los resultados obtenidos (ver tabla 3.2.8) el RQD del macizo rocoso en promedio es de 40,36, lo que califica según la relación de RQD y calidad de roca propuesta por Deere (1963) y Deere y Miller (1966) (ver tabla 3.2.7), como un macizo de mala calidad.

Afloramiento	Juego de diaclasas	Discontinuidades			Jv	RQD	Porcentaje RQD
		Longitud (m)	Cantidad	Frecuencia			
1	A (Estratificación)	0,35	8	22,86	25,26	31,65	40,36
	B (Diaclasas)	5,00	4	0,80			
	C (Diaclasas)	5,00	8	1,60			
2	A (Estratificación)	0,30	5	16,67	20,25	48,18	
	B (Zona de falla)	4,00	13	3,25			
	C (Diaclasas)	3,00	1	0,33			
3	A (Estratificación)	0,80	18	22,50	22,83	39,65	
	B (Falla)	3,00	1	0,33			
4	A (Estratificación)	0,45	9	20,00	20,00	49,00	
5	A (Estratificación)	0,35	9	25,71	25,71	30,16	
6	A (Estratificación)	0,30	6	20,00	21,67	43,50	
	B (Fracturas)	3,00	5	1,67			

Tabla.3.2.8. Tabla de resultados para el análisis del índice RQD.

II. Rock Mass Rating (RMR)

El sistema de clasificación RMR o Rock Mass Rating fue desarrollado por Z.T. Bieniawski durante el año 1973, y modificado posteriormente en 1989, en base a más de 300 casos reales de túneles, cavernas, taludes y cimentaciones. Constituye un sistema de clasificación de macizos rocosos que permite relacionar índices de calidad con parámetros geotécnicos del macizo, de excavación y sostenimiento.

Para determinar el índice RMR de calidad de la roca se hace uso de los seis parámetros geotécnicos siguientes:

La resistencia a compresión simple de la matriz rocosa.

El RQD (Rock Quality Designation), que indica el grado de fracturación.

El espaciamiento de las discontinuidades.

Condiciones de las discontinuidades.

Condiciones hidrológicas.

La orientación de las discontinuidades.

En este trabajo se analizaron seis afloramientos según a metodología desarrollada por Bieniawski (1989).

La resistencia a la compresión simple se calculó a partir de los valores obtenidos mediante índices de campo (Ver apartado 3.1.1.1). El índice RQD se obtuvo mediante la aplicación del algoritmo de Palmström (1975), como se explicó en el ítem anterior. El espaciamiento y el estado de las discontinuidades fueron medidos y clasificados a partir de los parámetros que establece la clasificación RMR (ver anexo E).

Se tomaron dos escenarios distintos respecto a las condiciones hidrológicas, uno analizando al macizo en su estado actual (macizo seco), y otra considerando al macizo saturado. Esta última consideración se planteó para poder estimar cual va a ser el comportamiento del macizo cuando el embalse este lleno y que características del mismo variarían ante esta nueva situación. Se asignó para el parámetro de condiciones hidrológicas una valoración de, 15 puntos para el macizo seco y 0 puntos para el macizo saturado, de acuerdo con la tabla de puntuación propuesta por Bieniawski, 1989 (ver Anexo E).

A todos los parámetros antes mencionados se les asignó un valor como se explica en el anexo E, y se sumaron para calcular el índice RMRbase. A este índice se le aplica la corrección por orientación de discontinuidades obteniendo el índice RMR. En este trabajo se empleó la corrección correspondiente a taludes, asociado al tipo de obra en que se está trabajando, y se tomó como valor de corrección -25 (ver Anexo E).

Luego de obtener el índice RMR los macizos se caracterizaron según las clases propuestas por el método. Los afloramientos en condición seca, se clasifican como Malos a Muy malos, correspondiente a la clase IV y V de la clasificación de Bieniawski, 1989. Estas clases se asocian a valores de cohesión entre 0 Kg/cm² y 2 Kg/cm², con ángulo de rozamiento entre 0° y 15°. Por otro lado los macizos en condición saturada se clasifican como Muy Malos, clase V, presentando valores de cohesión menores a 1 Kg/cm² y ángulo de rozamiento menor a los 15°. A continuación se muestra una tabla con los valores arrojados para cada afloramiento analizado.

Macizo en condición no saturada								
Afloramiento	Juego de diaclasas	RMR _{base}	Corrección RMR (Taludes)	RMR	Promedio por Afloramiento	Clasificación	Cohesión (Kg/cm3)	Áng. de rozamiento
1	A (Estratificación)	36	-25	11	22	Malo	1_2	15º_25º
	B (Diaclasas)	52	-25	27				
	C (Diaclasas)	52	-25	27				
2	A (Estratificación)	47	-25	22	23	Malo	1_2	15º_25º
	B (Zona de falla)	44	-25	19				
	C (Diaclasas)	54	-25	29				
3	A (Estratificación)	47	-25	22	25	Malo	1_2	15º_25º
	B (Falla)	52	-25	27				
4	A (Estratificación)	46	-25	21	21	Malo	1_2	15º_25º
5	A (Estratificación)	43	-25	18	18	Muy Malo	< 1	< 15º
6	A (Estratificación)	46	-25	21	18	Muy Malo	< 1	< 15º
	B (Fracturas)	40	-25	15				

Tabla 3.2.9. Tabla de resultados para el análisis de afloramientos en condiciones hidrológicas secas.

Macizo en condición saturada								
Afloramiento	Juego de diaclasas	RMR _{base}	Corrección RMR (Taludes)	RMR	Promedio por Afloramiento	Clasificación	Cohesión (Kg/cm3)	Áng. de rozamiento
1	A (Estratificación)	21	-25	-4	7	Muy Malo	< 1	< 15º
	B (Diaclasas)	37	-25	12				
	C (Diaclasas)	37	-25	12				
2	A (Estratificación)	32	-25	7	8	Muy Malo	< 1	< 15º
	B (Zona de falla)	29	-25	4				
	C (Diaclasas)	39	-25	14				
3	A (Estratificación)	32	-25	7	10	Muy Malo	< 1	< 15º
	B (Falla)	37	-25	12				
4	A (Estratificación)	31	-25	6	6	Muy Malo	< 1	< 15º
5	A (Estratificación)	28	-25	3	3	Muy Malo	< 1	< 15º
6	A (Estratificación)	31	-25	6	6	Muy Malo	< 1	< 15º
	B (Fracturas)	25	-25	0				

Tabla 3.2.10. Tabla de resultados para el análisis de afloramientos en condiciones hidrológicas secas.

En base a los resultados expuestos se observa que el macizo en condición saturada presenta menor estabilidad respecto del macizo en condición seca. Esta apreciación se puede explicar, debido a la presión intersticial que genera el agua infiltrada en el macizo rocoso, la cual constituye una fuerza total en dirección hacia el embalse, provocando inestabilidades en las laderas. Por otra parte hay que tener en cuenta que la fuerza que genera el agua del embalse sobre los frentes de los taludes, aumentarían la estabilidad real de estos, ya que es una fuerza que tiene igual dirección pero sentido opuesto a la presión intersticial.

III. Geological Strength Index (GSI)

Hoek et al. (1994) presentaron el Geológico Strength Index (GSI), como complemento a su criterio generalizado de falla en roca, para evaluar el efecto escala en la resistencia al corte del macizo rocoso, siguiendo el método de Hoek y Brown (Hoek et al., 2004). El GSI estima la reducción de la resistencia del macizo para diferentes condiciones geológicas, y se ha actualizado para macizos débiles en varias ocasiones (Hoek *et al.*, 1995, 1997, y 2002).

La caracterización del macizo rocoso es simple y está basada en la impresión visual de su estructura rocosa, en términos de bloques y de la condición superficial de las discontinuidades indicadas por la rugosidad y la alteración. La combinación de estos dos parámetros proporciona una base práctica para describir un rango amplio de tipos de macizos rocosos.

Es necesario tener en cuenta ciertas condiciones que se describen a continuación para realizar una caracterización correcta del macizo rocoso:

El método GSI no es aplicable en aquellos casos en que el comportamiento del macizo rocoso presenta un claro control estructural.

No considera la resistencia en compresión uniaxial de la roca intacta, ya que al evaluar la resistencia del macizo se incluyen los parámetros que definen el criterio de Hoek-Brown.

No considera el espaciamiento entre estructuras, ya que éste está implícitamente incluido al evaluar la blocosidad del macizo rocoso (a mayor espaciamiento el macizo es más masivo y a menor espaciamiento es de mayor blocosidad).

No considera la condición de aguas porque el criterio de Hoek-Brown se define en términos de esfuerzos efectivos.

El índice GSI debe considerarse en un rango y no como un valor específico.

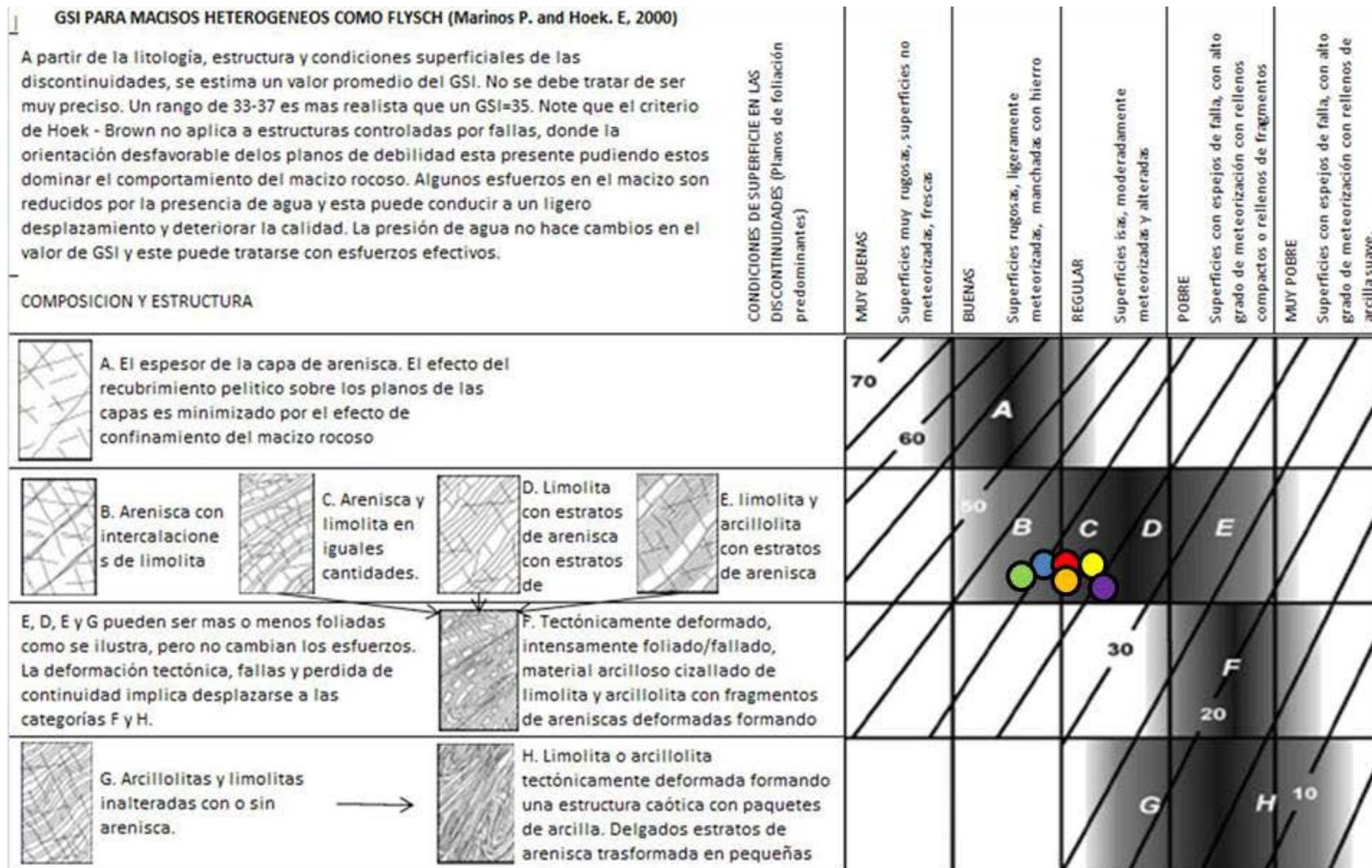
El GSI es principalmente útil para macizos rocosos más blandos con RMR menor a 20.

Para poder realizar una buena clasificación los autores del método proponen primeramente clasificar el macizo en homogéneo o heterogéneo, a partir de esta diferenciación se elige la tabla correspondiente al caso. A cada una de las tablas se ingresa desde 2 puntos diferentes, uno horizontal: referente al tamaño y entramamiento de bloques, composición y estructura; el ingreso vertical es referente a las condiciones de las discontinuidades. Finalmente se converge en el valor del GSI dispuesto en las líneas diagonales.

En este trabajo se analizan macizos heterogéneos que presentan intercalaciones de Areniscas y pelitas. Debido a las características mencionadas se utiliza la tabla correspondiente a macizos heterogéneos. A continuación se muestra la tabla con los valores de GSI correspondientes a cada afloramiento, y la tabla propuesta por Marinós y Hoek, 2000, donde se ubica cada macizo analizado de acuerdo a sus características.

Afloramiento	Juego de diaclasas	GSIc	Promedio GSIc
1	A (Estratificación)	40	37,5
	B (Diaclasas)		
	C (Diaclasas)		
2	A (Estratificación)	36	
	B (Zona de falla)		
	C (Diaclasas)		
3	A (Estratificación)	37	
	B (Falla)		
4	A (Estratificación)	41	
5	A (Estratificación)	37	
6	A (Estratificación)	34	
	B (Fracturas)		

Tabla. 3.2.11. Tabla de resultados del índice GSI para las muestras analizadas



Afloramientos: 1 ● 2 ● 3 ● 4 ● 5 ● 6 ●

3.2.11. Estimación del GSI para macizos heterogéneos. (Hoek y Marinos, 2000)

Fig.

Los afloramientos analizados presentan un valor de GSI que oscila entre 34 y 41, ubicándolos en la zona intermedia entre el sector B y C de la tabla de Hoek y Marinos (2000) para macizos heterogéneos. Al macizo rocoso se le asignará un valor de GSI de 37,5, resultado del promedio del GSI de todos los afloramientos.

IV. Dam Mass Rating (DMR)

Romana (2004) elaboró este índice como una adaptación al RMR propuesto por Bieniawski (1989), desarrollado para el estudio de cimentación de presas de embalse. Este autor propone una metodología basada en los parámetros que toma el RMRbase, y establece a su vez una serie de recomendaciones orientadas a la cimentación de presas.

EL autor toma un RMRbase seco (RMRBD), asignando 15 puntos a la valoración de las condiciones hidrológicas de sistema. Al RMRBD se le suma el producto del factor de corrección geométrica (CF) por el factor de ajuste para la estabilidad de la presa (RSTA), obteniendo el DMRSTA como se muestra en la siguiente expresión:

$$DMR_{STA} = RMR_{BD} + CF * R_{STA}$$

El factor de corrección geométrico, CF, se halla aplicando la siguiente fórmula:

$$CF = (1 - \text{sen } |\alpha_d - \alpha_j|)^2$$

Donde α_d es la dirección aguas arriba - aguas abajo del eje de la presa, y α_j es la dirección de inclinación de la discontinuidad predominante. A su vez RSTA es un factor que depende de la dirección y el ángulo de inclinación de las discontinuidades, y varían según el tipo de presa. Romana (2004) propone una tabla para valorizar este factor a partir de los trabajos de Bieniawski y Orr (1976) y Snell y Knight (1991).

TIPO DE PRESA	MF	F	B	D	MD
	Muy Favorable	Favorable	Bueno	Desfavorable	Muy Desfavorable
Materiales Suelos	Otras	10° - 30° DS	0° - 10° A	-	-
Gravedad	10° - 60° DS	30 - 60° US 60 - 90° A	10° - 30° US	0° - 10° A	-
Arco	30° - 60° DS	10 - 30° DS	30° - 60° US 60° - 90° A	10° - 30° US	0° - 10° A
R_{STA}	0	- 2	- 7	- 15	- 25

Tabla. 3. 2.12. Factores de ajuste para la estabilidad de presas, R_{STA} , a partir de las actitudes de las discontinuidades Romana (2004). DS: inclinación hacia aguas abajo, US: inclinación hacia aguas arriba, A: cualquier inclinación.

Se analizaron todas las familias de discontinuidades presentes en cada afloramiento, de cada una se calculó el coeficiente CF y el R_{STA} . La dirección de máxima inclinación, α_j , es la perpendicular al rumbo, por lo cual se sumó 90° a los rumbos correspondientes a cada familia de diaclasas ($\alpha_j = R_b + 90^\circ$). Por otro lado la dirección de la presa Néstor Kirchner es de azimut 40° (ver anexo F. Mapa geológico – geomorfológico), con una dirección aguas arriba – aguas abajo de $\alpha_d = 130$.

El valor de R_{STA} , para cada familia, se calcula en base a su dirección y ángulo de inclinación, en función de los datos establecidos por Romana (2004) en la tabla 3.2.12. Se considera al cuerpo de la presa como una de materiales sueltos, mientras que las estructuras de hormigón (vertedero y casa de máquinas) corresponden a presas de gravedad. Haciendo esta salvedad se calcula el factor R_{STA} para cada familia de discontinuidades.

Con los parámetros ya calculados podemos obtener el valor de DMR_{STA} para cada familia de discontinuidades. Se utilizará para describir cada macizo rocoso un promedio de los valores de DMR_{STA} asignados a cada familia de discontinuidades. A continuación se muestran los resultados obtenidos.

Afloramiento	Flia de diaclasas	RMR _{BD}	Azimut	Inclinación	Aj	Ad	CF	R _{STA}		DMR _{STA}		Promedio DMR _{STA} por afloramiento		Promedio DMR _{STA} (macizo rocoso)	
								MS	G	MS	G	MS	G	MS	G
1	A (Estratificación)	36	45	33 SE	135	130	3,84	0	0	36	36	44	44	43	42
	B (Diaclasas)	52	23	56 SE	113		3,85	0	0	52	52				
	C (Diaclasas)	52	N/A	N/A	N/A		N/A	N/A	N/A	N/A	N/A				
2	A (Estratificación)	47	340	25 E	70		1,70	-2	0	44	47	47	48		
	B (zona de falla)	44	260	60 N	350		0,83	0	-2	44	42				
	C (Diaclasas)	54	30	56 E	120		2,38	0	0	54	54				
3	A (Estratificación)	47	343	16 E	73		0,32	-2	0	46	47	49	47		
	B (Falla)	52	275	60 N	5		2,61	0	-2	52	47				
4	Estratificación	46	225	26NO	315		0,43	0	-7	46	43	46	43		
5	Estratificación	43	320	16 NE	50		3,98	-2	0	35	43	35	43		
6	A (Estratificación)	46	350	5 NE	80		1,59	-7	-15	35	22	37	28		
	B (Fracturas)	40	264	82 NO	354		3,28	0	-2	40	33				

Tabla 3.2.13. Resultados del análisis DMR_{STA} para los afloramientos estudiados de la zona de estudio

Romana en su trabajo elabora una relación entre el estado de la obra y el índice DMR_{STA}. El autor aclara que no se trata de una condición numérica, sino de una señal de aviso para el proyectista, definiendo tres estados. A su vez realiza recomendaciones orientativas respecto a la excavación de la cimentación y las inyecciones de consolidación, a partir del valor de RMR_{BD}.

DMR _{STA}	Estado	Tipo de presa	Excavación hasta RMR _{BD}	Inyecciones de consolidación de acuerdo a RMR _{BD}		
				Sistemáticas	Ocasionales	Ninguna
> 60	Sin preocupación especial	Materiales Suelos	-	-	?	-
60 > DMR _{STA} > 30	Preocupante	Escollera	> 20 (> 30)	20-30	30-50	> 50
30 > DMR _{STA}	Preocupación Importante	Gravedad	> 40 (> 60)	40-50	50-60	> 60
		Bóveda	> 50 (> 70)	50-60	60-70	> 70

Tablas 3.1.14. Clasificaciones propuestas por Romana, 2004 y 2003. Gravedad incluye CVC, RCC, y relleno duro, mientras que el tipo Escollera involucra las presas sensibles al asiento (presas con pantalla de hormigón, CFRD, asfálticas y AFRD).

De acuerdo con los resultados expuestos anteriormente, el macizo rocoso presenta un estado preocupante. A su vez según el análisis de inyecciones presentado por Romana, el cuerpo de la presa, definido como una presa de materiales sueltos con pantalla de hormigón, Necesitaría inyecciones ocasionales, ya que se clasifica como una presa de escollera y presenta RMR_{BD} promedio de 46,58. Por su parte las obras de hormigón se correlacionan con las presas de gravedad, necesitando inyecciones sistemáticas de acuerdo al RMR_{BD}.

3.3. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS GEOMECÁNICOS

A partir de los datos obtenidos de los ensayos, para caracterizar el macizo roso de fundación, junto con las clasificaciones geomecánicas realizadas, se pueden calcular ciertos parámetros geoenjeneriles y criterios de rotura del macizo rocoso, que son de suma utilidad para el proyecto.

3.3.1. Resistencia al corte

La resistencia al corte se puede definir como la resistencia máxima que puede soportar un material, ante la aplicación de esfuerzos externos, hasta el momento que se produce la rotura. En este trabajo se busca calcular este parámetro en particular, para definir la carga máxima que puede soportar el macizo rocoso. Además el valor de la resistencia al corte se debe tomar en cuenta a la hora de determinar el tipo de presa a construir y los tratamiento de fundación necesarios para el proyecto.

Mohr-Coulomb define el criterio de rotura a partir de la relación entre los esfuerzos normales (σ_n) y los esfuerzos tangenciales (τ), estableciendo la siguiente fórmula:

$$\tau = \sigma_n \times \text{tg}\varnothing + C$$

Siendo \varnothing el ángulo de fricción y C la cohesión, ambos parámetros hallados a partir del índice RMR propuesto por Bieniawski (1989) (ver apartado 3.2.3.2). Para el caso de estudio se toma para el macizo rocoso no saturado, un valor promedio de 1kg/cm³ para la cohesión y un ángulo de fricción de 17°, mientras que para el macizo rocoso saturado los valores promedio corresponden a 0,5Kg/cm³ y 7,5° respectivamente. Las ecuaciones para el macizo en las dos condiciones hidrogeológicas planteadas quedan definidas como:

$$\tau = 0,31\sigma_n + 1 \text{ (Macizo rocoso no saturado)}$$

$$\tau = 0,13 \sigma_n + 0,5 \text{ (Macizo rocoso saturado)}$$

A continuación se muestran los valores obtenidos de τ para los esfuerzos normales aplicados, $\sigma_n = 0, 10, 50$ y 100 en cada caso analizado. Los esfuerzos normales fueron determinados por la autora, para calcular la recta de resistencia al corte (Mohr-Coulomb).

Macizo NO Saturado								
Afloramiento	Juego de discontinuidades	Cohesión (Kg/cm ³)	Ang de rozamiento	Promedio Cohesión (Kg/cm ³)	Promedio Ang de rozamiento	Resistencia al corte	σ_n	τ
1	A (Estratificación)	1,5	20	1	17	$\tau = \sigma_n * \text{Tan}(\phi) + 1$	0	1,5
	B (Diaclasas)						10	5,14
	C (Diaclasas)						50	19,7
							100	37,9
2	A (Estratificación)	1,5	20				0	1,5
	B (Zona de falla)						10	5,14
	C (Diaclasas)						50	19,7
							100	37,9
3	A (Estratificación)	1,5	20				0	1,5
	B (Falla)						10	5,14
							50	19,7
							100	37,9
4	A (Estratificación)	1,5	20				0	1,5
	A (Estratificación)						10	5,14
							50	19,7
							100	37,9
5	A (Estratificación)	0,5	10	0	0,5			
	A (Estratificación)			10	2,26			
				50	9,3			
				100	18,1			
6	A (Estratificación)	0,5	10	0	0,5			
	B (Fracturas)			10	2,26			
				50	9,3			
				100	18,1			

Tabla 3.3.1. Tabla de resultados para el gráfico de la envolvente de Mohr-Coulomb, macizo rocoso no saturado.

Macizo Saturado								
Afloramiento	Juego de discontinuidades	Cohesión (Kg/cm3)	Ang de rozamiento	Promedio Cohesión (Kg/cm3)	Promedio Ang de rozamiento	Resistencia al corte	σ_n	τ
1	A (Estratificación)	0,5	7,5	0,5	7,5	$\tau = \sigma_n * \text{Tan}(\phi) + 1$	0	0,50
	B (Diaclasas)						10	1,82
	C (Diaclasas)						50	7,10
							100	13,70
2	A (Estratificación)	0,5	7,5				0	0,50
	B (Zona de falla)						10	1,82
	C (Diaclasas)						50	7,10
							100	13,70
3	A (Estratificación)	0,5	7,5				0	0,50
	B (Falla)						10	1,82
							50	7,10
							100	13,70
4	A (Estratificación)	0,5	7,5				0	0,50
	10						1,82	
	50						7,10	
	100						13,70	
5	A (Estratificación)	0,5	7,5	0	0,50			
	10			1,82				
	50			7,10				
	100			13,70				
6	A (Estratificación)	0,5	7,5	0	0,50			
	B (Fracturas)			10	1,82			
				50	7,10			
				100	13,70			

Tabla 3.2.2. Tabla de resultados para el grafico de la envolvente de Mohr-Coulomb, macizo rocoso no saturado.

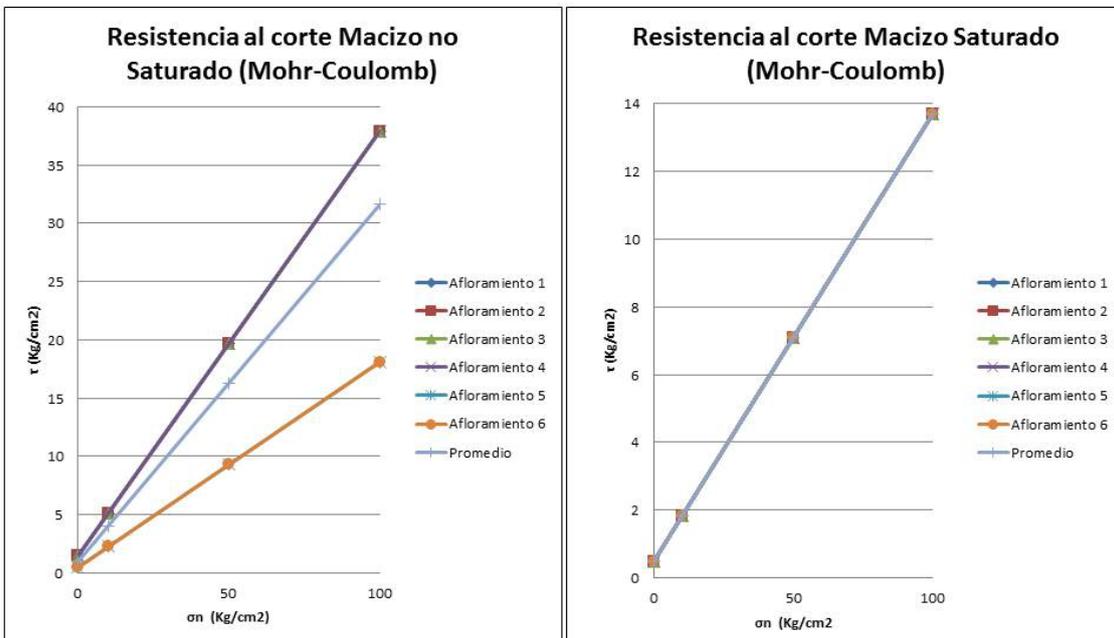


Fig. 3.3.1. Gráficos de resistencia al corte a partir de la relación planteada por Mohr-Coulomb para caracterizar el macizo rocoso en condición seca y saturada. La ordenada al origen corresponde al valor de cohesión mientras que la pendiente es el ángulo de fricción. La ordenada al origen corresponde al valor de cohesión mientras que la pendiente es el ángulo de fricción.

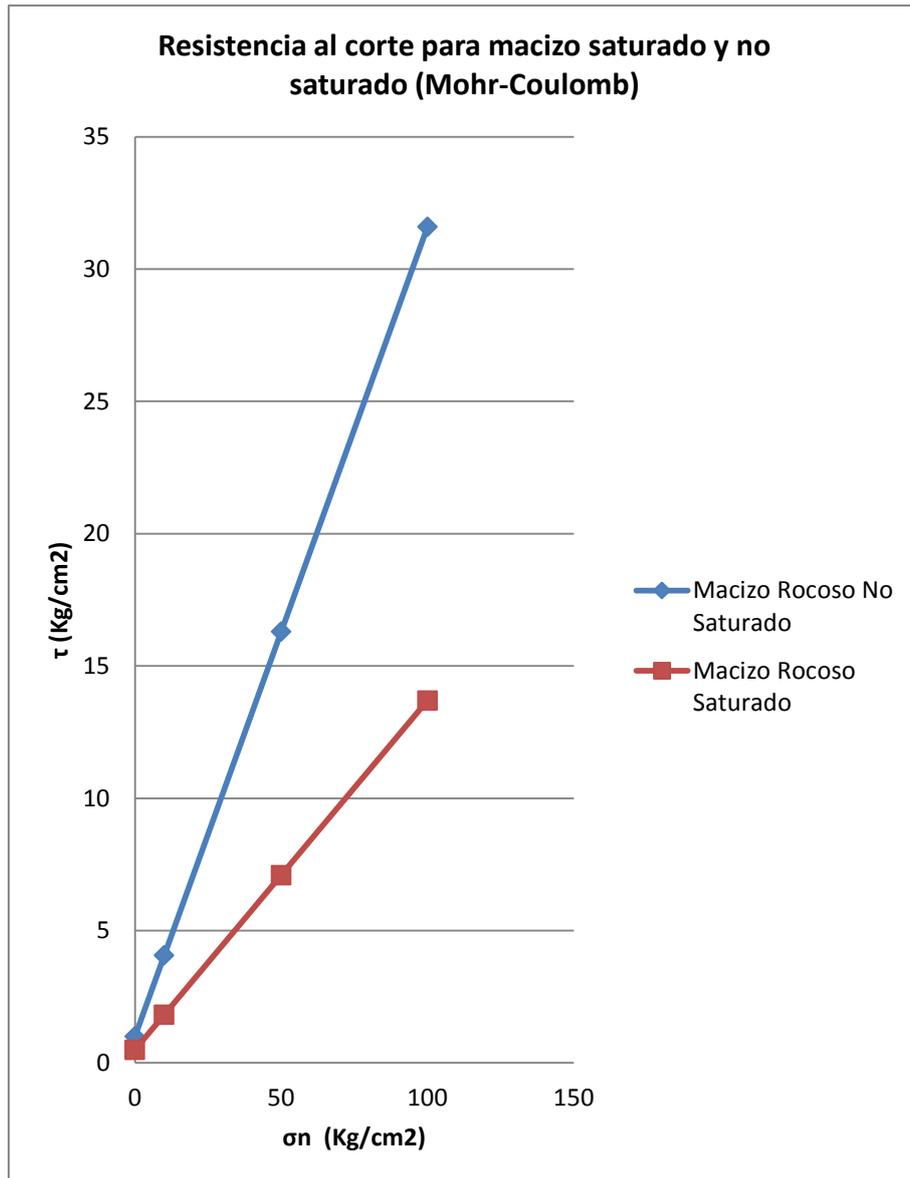


Fig. 3.3.2. Gráfico de la media de resistencia al corte, para el macizo rocoso en condición seca y saturada, de acuerdo al criterio de Mohr-Coulomb. La ordenada al origen corresponde al valor de cohesión mientras que la pendiente es el ángulo de fricción.

Comparando la resistencia al corte del macizo en condición seca y saturada, se halla que la resistencia al corte para el macizo saturado es un 55%, aproximadamente, menor a la del macizo seco.

Por su parte Hoek y Brown (Hoek *et al.* 2002) plantean otra forma de calcular la envolvente de rotura a partir de la relación entre los esfuerzos σ_1 y σ_3 , incluyendo el índice GSI. Esta metodología además permite estimar los valores de la compresión

simple global de macizo rocoso y el módulo de deformación, teniendo en cuenta ciertas limitaciones que se analizarán con más detalle en los siguientes ítems. De acuerdo a Gonzalez de Vallejos *et al.* (2002), a ecuación que se utiliza es la última versión permite definir la envolvente de rotura del macizo de una manera más ajustada que el criterio planteado por Mohr-Coulomb.

$$\sigma'_1 = \sigma'_3 + \sigma_{ci} \left(m_b \frac{\sigma'_3}{\sigma_{ci}} + s \right)^a$$

σ'_1 y σ'_3 son los esfuerzos principales efectivos máximo y mínimo respectivamente, en el momento de la rotura. σ_{ci} es la resistencia a la compresión simple, para la cual se usará el valor promedio hallado (ver apartado 3.2.2.4, Resistencia a la carga puntual), UCSL= 8,24MPa. Por su parte m_b , s y a constantes del macizo rocoso definidas por:

$$m_b = m_i e^{\left(\frac{GSI-100}{28-14D}\right)}$$

$$s = e^{\left(\frac{GSI-100}{9-3D}\right)}$$

$$a = \frac{1}{2} + \frac{1}{6} \left[e^{\left(\frac{-GSI}{15}\right)} - e^{\left(\frac{-20}{3}\right)} \right]$$

Fig. 3.3.3. Expresiones definidas por Hoek y Brown (2002) para hallar las constantes del macizo rocoso necesarias para el cálculo de la resistencia al corte.

M_i es una constante que depende del tipo de material. Se utilizarán los valores empíricos propuestos en el software Examine2D, correspondiendo para las areniscas un $M_i = 17 \pm 4.D$, es un factor que depende del grado de alteración al que ha sido sometido el macizo rocoso por los efectos de voladuras, excavaciones o relajación de esfuerzos. Varía entre 0, para macizos inalterados, y 1, para macizos muy alterados. Se seguirán

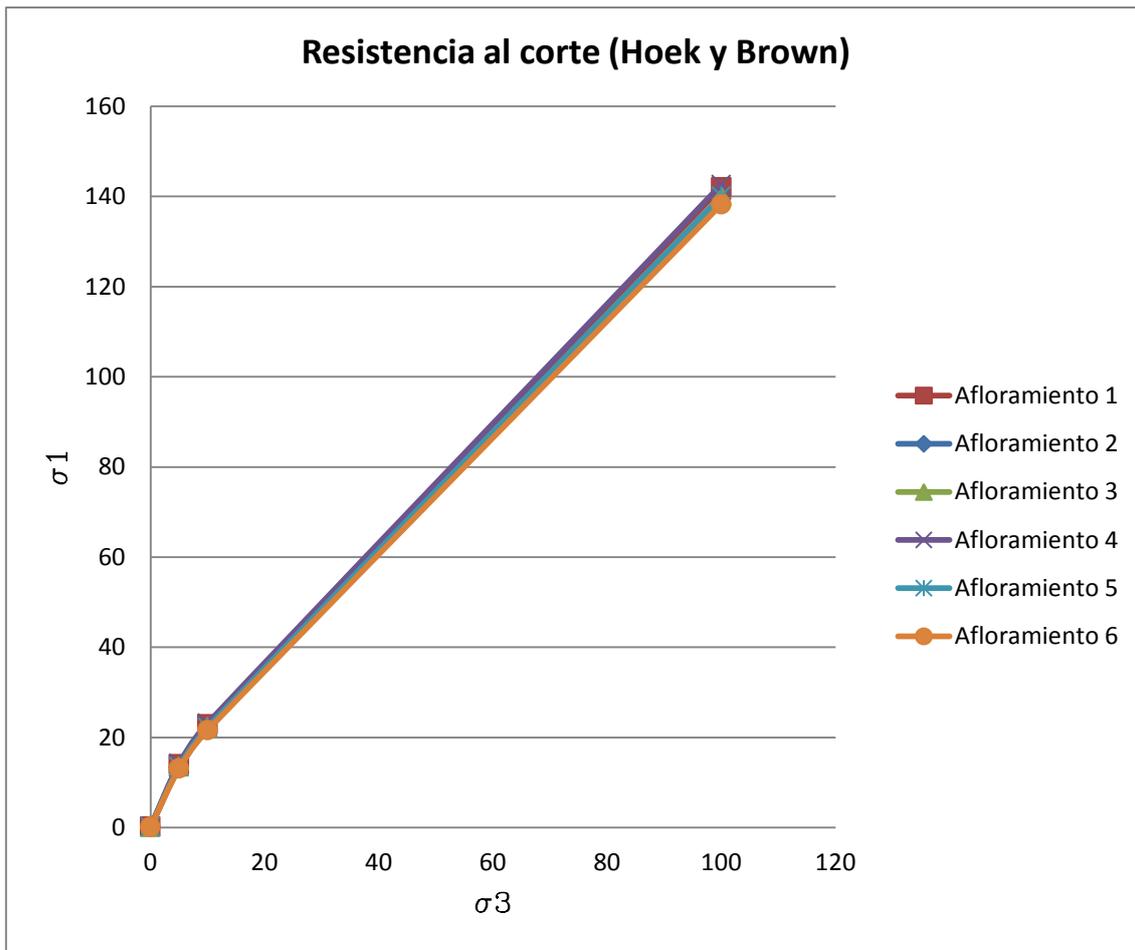
las recomendaciones de Romana (2004), para la valoración de este parámetro. En el caso de estudio se toma $D=0$, correspondiendo a la descripción de macizo rocoso de mala calidad, excavación mecánica o manual con una alteración mínima en el macizo circundante. Por su parte se utilizará el valor calculado en campo para el índice GSI (ver apartado 3.2.3.3, Geológico Strength Index -GSI-)

A partir del análisis de todos los parámetros a continuación se muestra la valoración de cada uno para los distintos afloramientos.

Afloramiento	Juego de discontinuidades	GSI	Promedio GSI	mb	s	a	D
1	A (Estratificación)	40	37,5	1,9944	0,0013	0,5114	0
	B (Diaclasas)						
	C (Diaclasas)						
2	A (Estratificación)	36		1,7289	0,0008	0,5149	
	B (Zona de falla)						
	C (Diaclasas)						
3	A (Estratificación)	37		1,7918	0,0009	0,5139	
	B (Falla)						
4	A (Estratificación)	41		2,0669	0,0014	0,5106	
5	A (Estratificación)	37		1,7920	0,0009	0,5139	
6	A (Estratificación)	34		1,6097	0,0007	0,5171	
	B (Fracturas)						

Tabla 3.3.3. Tabla de valores para la aplicación del método de Hoek y Brown, para definir la envolvente de rotura

Aplicando los parámetros antes mencionados en la fórmula planteada por Hoek y Brown, se obtiene la envolvente de rotura para cada uno de los afloramientos



Fig, 3.3.4. Gráfico de resistencia al corte a partir de la relación planteada por Hoek *et al.*, (2002) para caracterizar el macizo rocoso.

Como se ve en la gráfica las envolventes para cada uno de los afloramientos es muy similar, por lo que se puede estimar que el macizo rocoso mantiene características geotécnicas similares en toda el área de análisis.

El método de Hoek y Brown no contempla la diferencia entre macizo saturado y no saturado. A continuación se muestra la envolvente de rotura aplicándole el porcentaje de reducción anteriormente hallado, la resistencia al corte en macizo saturado es un 55% menor que la resistencia en el macizo seco.

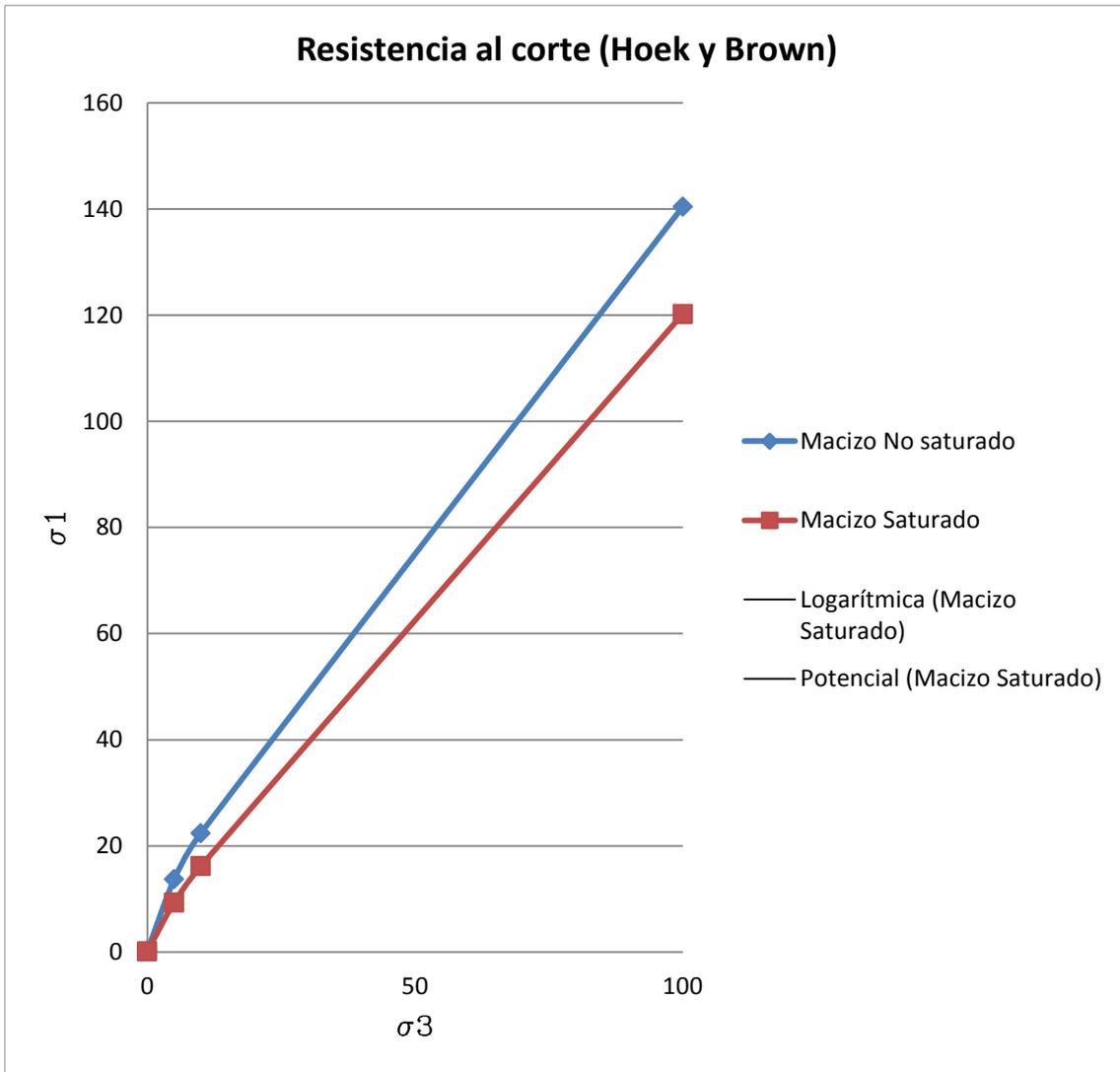


Fig. 3.3.5. Gráfico de resistencia al corte promedio para el macizo rocoso en condición seca y saturada, de acuerdo al criterio de Hoek y Brown, aplicando factor de reducción.

3.3.2. Resistencia a la compresión simple global

La resistencia a la compresión simple global fue estudiada por Hoek y Brown. Los autores consideran que el macizo rocoso, a la escala de la obra de ingeniería en que se trabaja, puede considerarse isótropo. Esto significa que hay un número suficiente de discontinuidades poco espaciadas.

Para calcular la compresión simple global (σ_{cm}), Hoek y Brown desarrollaron una ecuación que se basa en la relación de Mohr-Coulomb.

$$\sigma_{cm} = \frac{[m_b + 4s - a(m_b - 8s)] \left(\frac{m_b}{4} + s\right)^{a-1}}{2(1+a)(2+a)}$$

Siendo m_b , s y a constantes del macizo rocoso ya definidas en el análisis de la resistencia al corte mediante el método de Hoek y Brown (Fig. 3.3.3).

Aplicando la fórmula para el cálculo de la resistencia a la compresión simple global antes mencionada, y teniendo en cuenta todas las consideraciones expresadas anteriormente, a continuación se muestran los valores obtenidos para la compresión simple global.

Afloramiento	Juego de diaclasas	m_b	s	a	Compresión Simple Global [Mpa]
1	A (Estratificación)	1,994	0,001	0,511	0,250
	B (Diaclasas)				
	C (Diaclasas)				
2	A (Estratificación)	1,729	0,001	0,515	0,229
	B (Zona de falla)				
	C (Diaclasas)				
3	A (Estratificación)	1,792	0,001	0,514	0,234
	B (Falla)				
4	A (Estratificación)	2,067	0,001	0,511	0,255
5	A (Estratificación)	1,792	0,001	0,514	0,234
6	A (Estratificación)	1,610	0,001	0,517	0,219
	B (Fracturas)				

Tabla. 3.3.4. Tabla de resultados de compresión simple global, mediante el método de Hoek y Brown.

Comparando los resultados de los ensayos de laboratorio (ver apéndice 3.2.2.4, Resistencia a la carga puntual), que brindan un valor promedio de resistencia a la compresión simple de 8,241MPa para el macizo rocoso, con el resultado de la compresión simple de global, mediante el método de Hoek y Brown, 0,237MPa, resalta una diferenciación notable entre los resultados de las dos metodologías. Esta diferencia se debe a que el método de Hoek y Brown analiza la resistencia a la compresión simple

superficial del macizo, en base al análisis del índice GSIc; por el contrario, los ensayos de laboratorio miden la resistencia de la roca intacta, sin presencia de discontinuidades ni alteraciones. Ninguno de los dos métodos es del todo representativo, ya que la resistencia de un macizo rocoso debe ser función de la resistencia de la roca intacta, la resistencia de las discontinuidades y de cómo éstas se distribuyan en el macizo.

Se recomienda la realización de mayor cantidad de ensayos orientados a la obtención de la resistencia a la compresión simple para la matriz rocosa, como de la resistencia a la compresión simple global. El objetivo es achicar la diferencia que se presenta hoy entre los valores arrojados por las dos metodologías.

3.3.3. Módulo de Deformación (E_m)

Es el parámetro de mayor importancia a la hora de realizar una presa. Varios autores estudiaron este parámetro y plantearon distintas fórmulas para poder calcularlo.

Bieniaswski (1989) planteó la relación entre su índice RMR y el módulo de deformación (fig. 3.3.6). El RMR empleado es el RMR_{base} sin corrección por orientación de discontinuidades. Esta ecuación es válida para valores de $RMR > 50$. EN el caso de estudio planteado los valores de RMR hallados son inferiores a 50, por lo que la ecuación planteada por Bieniaswski no es válida. Para estos casos el mismo autor propone utilizar la expresión propuesta por Serafin y Pereira (1983), que se explica a continuación.

$$E_m (GPa) = 2 RMR - 100$$

Fig.3.3.6. Expresión propuesta por Bieniaswski (1989) para calcular el módulo de deformación en macizos con $RMR_{base} > 50$.

Serafim y Pereira (1983) plantearon una expresión que se puede utilizar para todo el rango de valores de RMR según los autores:

$$E_m(\text{GPa}) = 10^{\frac{\text{RMR}-10}{40}}$$

Fig. 3.3.7. Expresión propuesta por Serafim y Pereira (1983) para calcular el módulo de deformación en macizos rocosos.

El método de Hoek y Brown (Hoek *et al.* 2002), proponen una expresión para el cálculo de módulo de deformación a partir del índice GSI. Los autores diferencian los macizos de acuerdo a la resistencia a la compresión simple que presenten. Para macizos con $\sigma_{ci} > 100\text{MPa}$ se utiliza la siguiente expresión:

$$E_m \text{ [GPa]} = \left(1 - \frac{D}{2}\right) 10^{\frac{\text{GSI}-10}{40}}$$

Para macizos rocosos con $\sigma_{ci} \leq 100\text{MPa}$ los autores elaboraron la siguiente ecuación:

$$E_m \text{ [GPa]} = \left(1 - \frac{D}{2}\right) \sqrt{\frac{\sigma_{ci}}{100}} 10^{\frac{\text{GSI}-10}{40}}$$

Romana (2004) analiza algunas de las fórmulas propuestas por los distintos autores para calcular el módulo de deformación E_m . Sugiere que la ecuación de Bieniawski sea utilizada para macizos rocos con $\text{RMR} > 65$, además que esta metodología tiene valores dispersos para los macizos con RMR entre 55 a 65, por último aclara que no es recomendable utilizar esta fórmula para valores de $\text{RMR} < 55$.

En función a la relación propuesta por Serafim y Pereira (1983) explica que es muy recomendable usar la expresión para macizos rocosos que presenten valores de RMR hasta 34, reservando los valores menores de RMR , ya que hay pocos datos publicados y las correlaciones no son satisfactorias.

En relación a la propuesta de Hoek y Brown de relacionar el módulo de deformación con el índice GSI, Romana aclara que no hay datos a favor o en contra de la misma para caracterizar los macizos rocosos.

Un aspecto a destacar para el tipo de obra que se va a desarrollar en el área, es que el valor de E_m varía de acuerdo a si el macizo se encuentra seco (E_{m_s}) o saturado ($E_{m_{sat}}$), ya que la resistencia a la compresión simple disminuye al saturarse la roca (Romana, 2004). El autor sugiere que se puede estimar un valor de $E_{m_{sat}}$, aplicando la fórmula de Serafim y Pereira (1983) para el cálculo, pero utilizando dentro de la misma un índice RMR con un coeficiente de saturación de agua de 5 puntos ($RMR_{E_{m_{sat}}}$).

$$RMR_{E_{m_{sat}}} = RMR_{BD} - 10$$

Romana afirma que el E_{m_s} puede aproximarse como dos veces y media el valor de $E_{m_{sat}}$ ($0,4 E_{m_s} = E_{m_{sat}}$) para macizos rocosos que presenten un valor de RMR entre 10 a 70. Dicha afirmación la hace en base a datos publicados y ensayos realizados.

Para este trabajo se optó por calcular el módulo de deformación seco y saturado mediante las expresiones planteadas por Serafim y Pereira (1983) y Hoek y Brown (Hoek *et al.* 2002). Además los $E_{m_{sat}}$ también se calcularan mediante la relación propuesta por Romana (2004). Para la realización de los cálculos se tomaron las siguientes premisas:

La resistencia a la compresión simple utilizada será la promediada entre los datos de laboratorio realizados por Agua y Energía, IATASA, y la autora de este trabajo.

El índice RMR seco y saturado utilizado es el parámetro sin la aplicación de corrección propuesta por Bieniawski.

La metodología de Hoek y Brown no contiene ninguna diferenciación según la condición hidrológica del macizo.

Teniendo en cuenta las aclaraciones enunciadas, a continuación se presentan los valores de módulo de deformación para cada afloramiento analizado.

Afloramiento	Juego de diaclasas	s (Gpa)	GSic	Promedio GSic	RMR seco		RMR sat		Serafim y Pereira (1983)				Romana (2004)	Hoek y Brown (2002)	
					RMRs	RMRs por Afloramiento	RMRsat	RMRsat por Afloramiento	Macizo rocoso seco		Macizo rocoso saturado				
									Em _s (Gpa)	Promedio por Afloramiento	Em _{sat} (Gpa)	Promedio por Afloramiento	0,4Em _s =Em _{sat} (Gpa)	Em (Gpa)	
1	A (Estratificación)	0,00824	40	37,5	36	47	21	32	4,47	8,41	1,88	3,55	3,37	0,05	
	B (Diaclasas)				52		37		11,22		4,73				
	C (Diaclasas)				52		37		11,22		4,73				
2	A (Estratificación)		36		37,5	47	48	32	33	8,41	8,91	3,55	3,76	3,57	0,04
	B (Zona de falla)					44		29		7,08		2,99			
	C (Diaclasas)					54		39		12,59		5,31			
3	A (Estratificación)	37	37,5	47	50	32	35	8,41	10,00	3,55	4,22	4,00	0,04		
	B (Falla)			52		37		11,22		4,73					
4	A (Estratificación)	41	37,5	46	46	31	31	7,94	7,94	3,35	3,35	3,18	0,05		
5	A (Estratificación)	37	37,5	43	43	28	28	6,68	6,68	2,82	2,82	2,67	0,04		
6	A (Estratificación)	34	37,5	46	43	31	28	7,94	6,68	3,35	2,82	2,67	0,04		
	B (Fracturas)			40		25		5,62		2,37					

Tabla. 3.3.5. Tabla de resultados para el cálculo del módulo de deformación a partir de la metodología propuesta por Serafim y Pereira (1983), Hoek y Brown (Hoek *et al.*, 2002), y Romana (2004)

Comparando los resultados de las tres metodologías resalta que los valores obtenidos mediante la ecuación de Hoek y Brown difieren notablemente del resto. A su mismo se ve una gran similitud de los módulos de deformación saturados calculados a partir de la ecuación de Serafim y Pereira, con los obtenidos por la relación planteada por Romana. Para caracterizar el macizo rocoso se tomarán los resultados del módulo de deformación seco obtenidos por la ecuación de Serafim y Pereira, y se hará un promedio entre los valores de Emsat alcanzados por Serafim y Pereira, y los logrados mediante la relación expuesta por Romana.

De acuerdo a los resultados presentados en la tabla 3.3.5 se puede estimar el módulo de deformación seco en 8,67GPa, y el módulo de deformación saturado en 3,61GPa para el macizo rocoso del área de estudio.

3.4. ANÁLISIS PRELIMINAR DE ESTABILIDAD DE TALUDES

Se entiende por talud a cualquier superficie inclinada respecto a la horizontal, adoptando esa posición de forma temporal o permanente y con su estructura de suelo o roca.

El método de análisis de estabilidad de taludes se basa en un planeamiento físico-matemático que analiza las fuerzas estabilizadoras y desestabilizadoras que actúan sobre el talud, y que determinan su comportamiento y estabilidad.

El análisis permite definir la geometría de excavación, y las fuerzas externas que deben ser aplicadas para lograr el factor de seguridad que se requiera. Además estas metodologías permiten diseñar ciertas medidas de corrección o estabilización, aplicables a los taludes para reducir futuros movimientos.

El coeficiente de seguridad es un parámetro que se define dependiendo de la finalidad de la excavación, el carácter temporal o definitivo del talud, , los aspectos de seguridad, los costos de ejecución, y las consecuencias y riesgos que podría causar la

rotura. Para taludes permanentes, como es el caso de la obra que se está analizando, los valores del coeficiente de seguridad debería ser entre 1,5 hasta 2 puntos, dependiendo de la seguridad exigida y de la confianza que se tenga sobre los datos geotécnicos que intervienen en los cálculos.

González de Vallejo *et al*, (2002) dividen los métodos para analizar la estabilidad en Métodos determinísticos y Métodos probabilísticos. Estos métodos se basan en conocer o suponer las condiciones del talud, y a partir de ellas define si es talud es o no estable. Dentro de métodos determinísticos, hay algunos que se agrupan en los métodos de equilibrio límite y otros en los métodos tenso-deformacionales. En cambio los métodos probabilísticos considera la probabilidad de rotura de un talud ante condiciones determinadas.

La elección del método de análisis más adecuado para cada caso dependerá de tres factores:

Características geológicas y geomecánicas de los materiales (roca o suelo)

Los datos disponibles del talud y su entorno (geométricos, geológicos, geomecánicos, hidrogeológicos, etc.)

Alcance y objetivo del estudio, grado de detalle y resultados que se esperan obtener.

En este trabajo se eligió un método determinístico de equilibrio límite, método de Ábacos de Hoek y Bray (1981). Este método se aplica en terrenos donde se espera el desarrollo de deslizamientos rotacionales, generalmente asociados a suelos, macizos rocosos muy fracturados, o macizos de rocas débiles. EL material constituyente de estos terrenos se lo pueden ser considerados como isótropos y homogéneos.

El método de Ábacos de Hoek y Bray (1981) permite calcular el coeficiente de seguridad de forma rápida y sencilla a partir de los datos geométricos del talud y los parámetros de resistencia del terreno. Para la aplicación del método se deben asumir las siguientes hipótesis:

El material del talud es homogéneo

Se considera la existencia de una grieta de tracción

La tensión normal se concentra en un único punto de la superficie de rotura

Primeramente se debe elegir la situación de la superficie freática de talud, como se muestra en la figura 3.4.1. De acuerdo a la condición hidrogeológica que más se adecua al caso de estudio, se le asigna un ábaco.

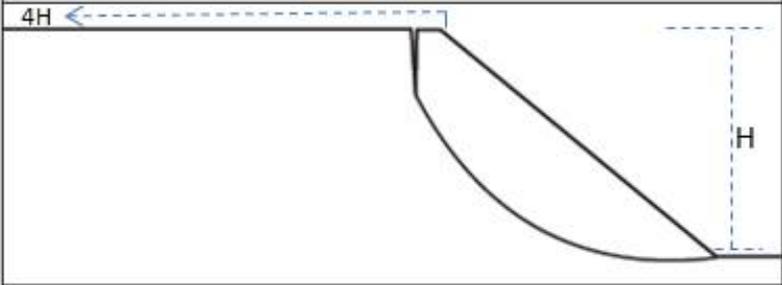
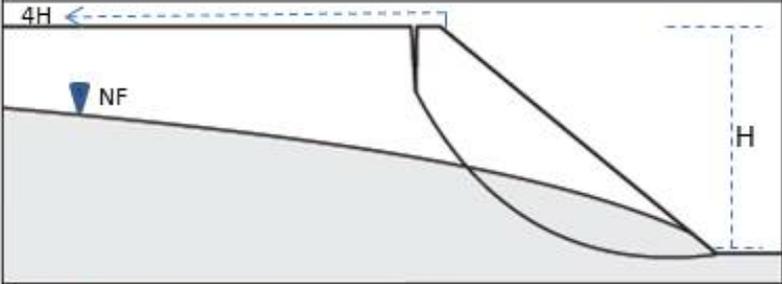
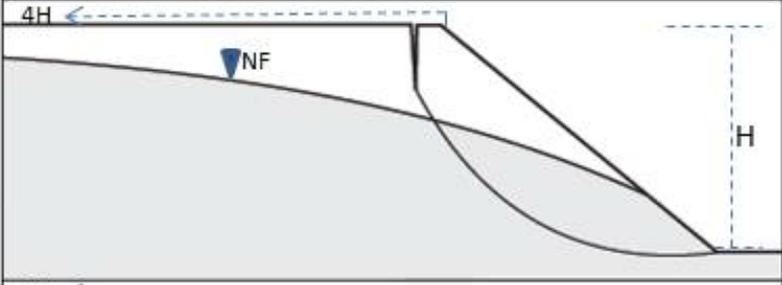
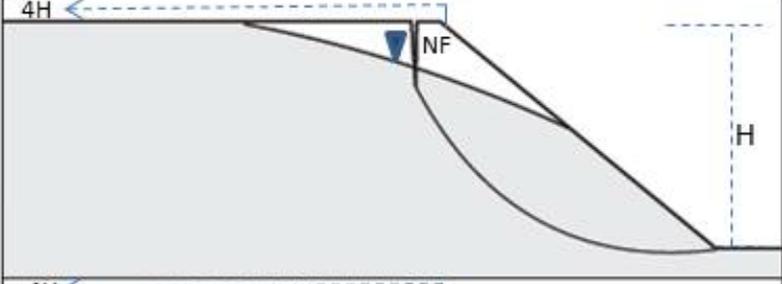
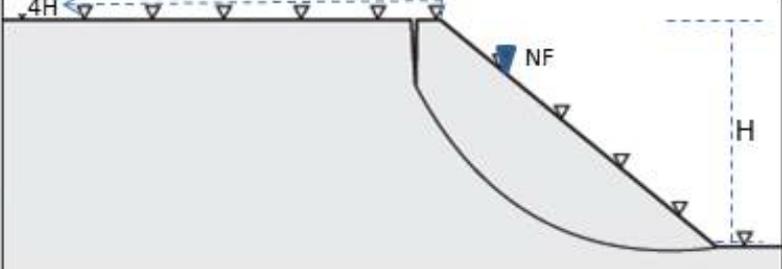
Condición del flujo de agua subterránea	Número de Abaco
	1
	2
	3
	4
	5

Fig. 3.4.1. Relación entre condición hidrogeológica del talud y elección del ábaco normalizado por Hoek y Bray. (Duncan y Christopher, 2005)

En este trabajo se analizarán los taludes de ambas márgenes del valle del río Santa Cruz, se tomaron cinco casos para cada ladera como se muestran en la siguiente figura.

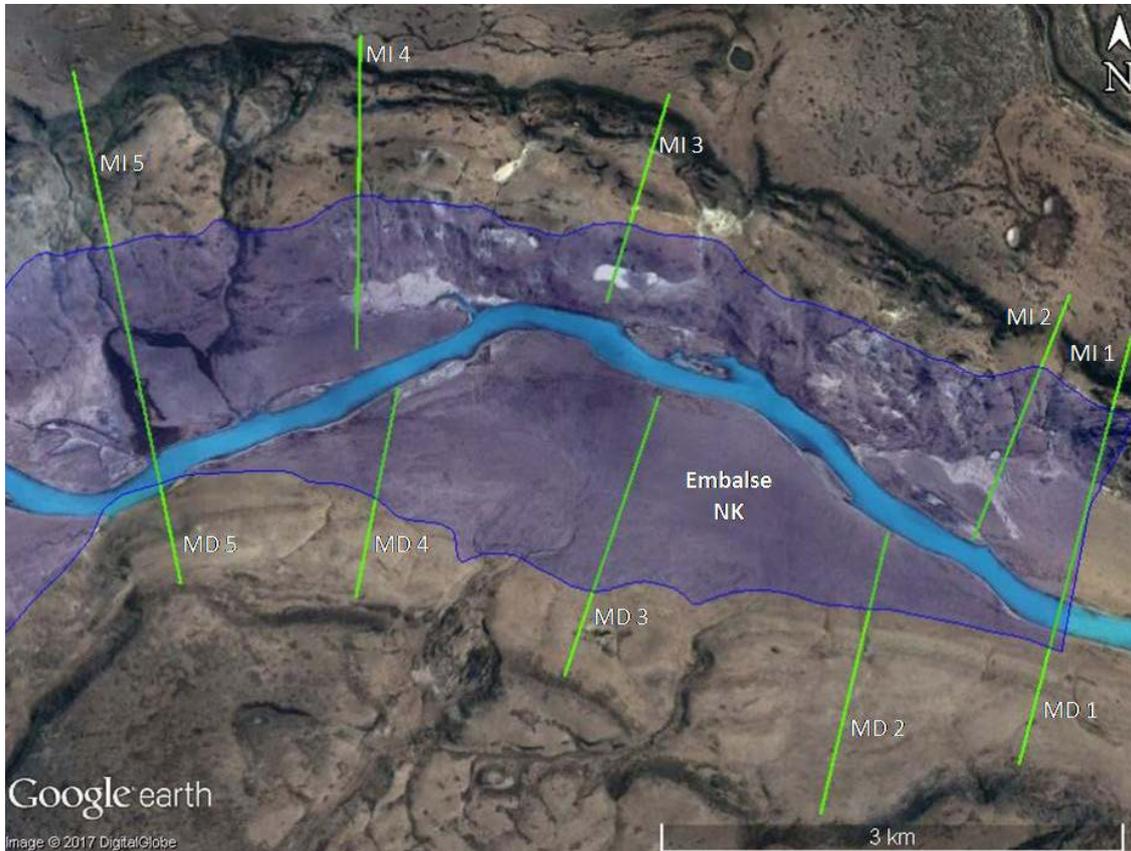


Fig. 3.4.2. Ubicación de casos de estudio para el análisis de talud.

Cada ladera se analizó en las condiciones naturales actuales, y considerando el embalse de la presa lleno. En ambos casos, se aplica la condición hidrológica del ábaco N°3. Para el análisis de talud con embalse lleno se utilizaron los parámetros (densidad, cohesión, ángulo de fricción interna) en condición saturada, mientras que para estudiar el estado actual se aplican los índices medidos en condiciones naturales.

El talud de la margen izquierda está formado por roca de la formación Santa Cruz, coronado por basalto Cóndor Cliff. El talud de la margen derecha se conforma por sedimentitas de la formación Santa Cruz y depósitos morénicos. La densidad característica de cada uno de los taludes se calculó mediante la realización del promedio ponderado de las densidades de cada material constituyente.

$$\sigma_{Tiz} = 0,1 * \sigma_B + 0,9 * \sigma_{Rx}$$

$$\sigma_{Tder} = 0,5 * \sigma_M + 0,5 * \sigma_{Rx}$$

Siendo σ_{Tiz} la densidad del talud de margen izquierda, σ_{Tder} la densidad del talud de margen derecha, σ_{Rx} la densidad de la roca de la formación Santa Cruz, σ_B la densidad del basalto, y σ_M la densidad de los depósitos morénicos.

Para ambos taludes se infiere que la superficie de rotura se generará en el macizo rocoso, formación Santa Cruz. Por esta razón se tomaron los valores de ángulo de fricción interna (Φ) y cohesión (C) correspondientes al macizo rocoso, tanto en condición saturada como natural, dependiendo del escenario analizado.

A continuación se muestran los resultados obtenidos para el análisis de los taludes de cada ladera en condición natural y saturada (embalse lleno)

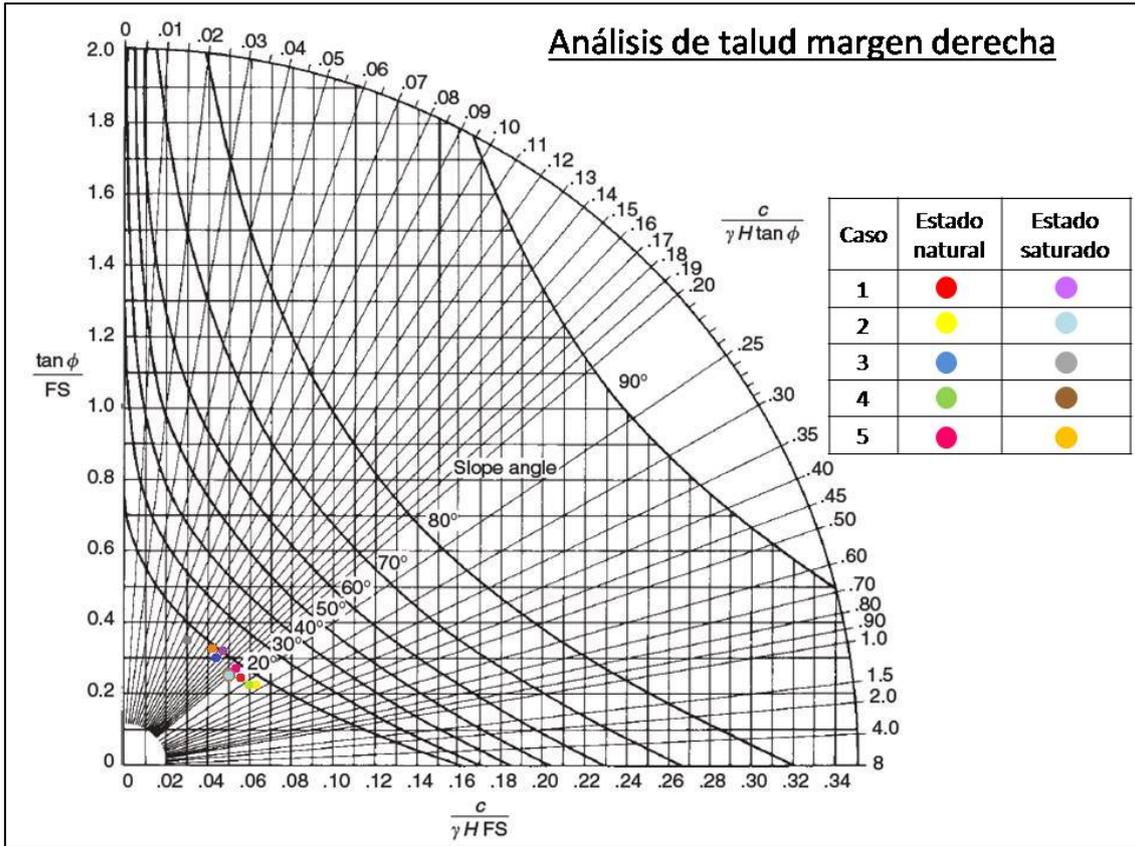


Fig. 3.4.3. Abaco N°3 de Hoek y Bray para rotura circular en suelos, condición hidrogeológica N°3 (fig. 3.4.1). (Duncan y Christopher, 2005).

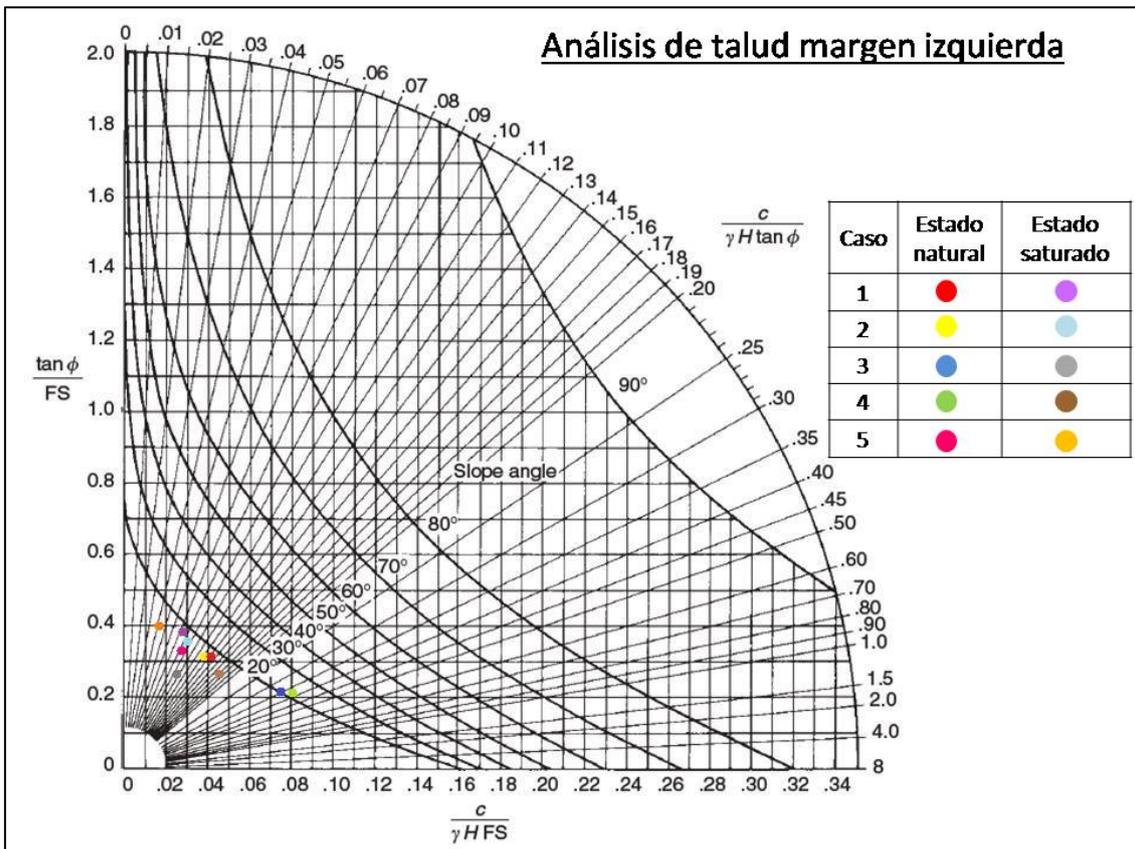


Fig. 3.4.4. Abaco N°3 de Hoek y Bray para rotura circular en suelos, condición hidrogeológica N°3 (fig. 3.4.1 la de los distintos perfiles). (Duncan y Christopher, 2005).

Talud Margen Derecha estado natural													
Caso	H [m]	ψ	c [Ton/m ²]	Φ	tang Φ	γ_{nat} [Ton/m ³]	$c/\gamma * H * \text{tang} \Phi$	tang Φ /F	F	$C/\gamma HF$	F	F final	F final
1	103	15.96	14.763	17	0.306	2.23	0.210	0.26	1.177	0.055	1.169	1.173	1.194
2	81	13.82					0.267	0.23	1.330	0.061	1.340	1.335	
3	149	11.28					0.145	0.3	1.020	0.043	1.033	1.027	
4	82	10.26					0.264	0.23	1.330	0.060	1.346	1.338	
5	116	16.17					0.187	0.28	1.093	0.052	1.098	1.095	

Talud Margen Derecha estado saturado													
Caso	H [m]	ψ	c [Ton/m ²]	Φ	tang Φ	γ_{nat} [Ton/m ³]	$c/\gamma * H * \text{tang} \Phi$	tang Φ /F	F	$C/\gamma HF$	F	F final	F final
1	103	15.96	4.921	7.5	0.132	2.5	0.145	0.32	0.413	0.047	0.407	0.410	0.434
2	81	13.82					0.184	0.27	0.489	0.050	0.486	0.487	
3	149	11.28					0.100	0.35	0.377	0.035	0.377	0.377	
4	82	10.26					0.182	0.27	0.489	0.050	0.480	0.484	
5	116	16.17					0.129	0.32	0.413	0.041	0.414	0.413	

Talud Margen Izquierda estado natural													
Caso	H [m]	ψ	c [Ton/m ²]	Φ	tang Φ	γ_{nat} [Ton/m ³]	$c/\gamma * H * \text{tang} \Phi$	tang Φ /F	F	$C/\gamma HF$	F	F final	F final
1	181	12.3	14.763	17	0.306	2.035	0.131	0.31	0.987	0.041	0.978	0.982	1.157
2	194	9.54					0.122	0.31	0.987	0.038	0.984	0.986	
3	92	7.38					0.258	0.21	1.457	0.054	1.460	1.459	
4	82	9.15					0.289	0.21	1.457	0.060	1.475	1.466	
5	292	9.31					0.081	0.34	0.900	0.028	0.887	0.894	

Talud Margen Izquierda estado saturado													
Caso	H [m]	ψ	C [Ton/m ²]	Φ	tang Φ	γ_{nat} [Ton/m ³]	$c/\gamma * H * \text{tang} \Phi$	tang Φ /F	F	$C/\gamma HF$	F	F final	F final
1	181	12.3	4.921	7.5	0.132	2.773	0.074	0.38	0.347	0.029	0.338	0.343	0.441
2	194	9.54					0.069	0.36	0.367	0.020	0.457	0.412	
3	92	7.38					0.146	0.27	0.489	0.025	0.772	0.630	
4	82	9.15					0.164	0.27	0.489	0.045	0.481	0.485	
5	292	9.31					0.046	0.4	0.330	0.018	0.338	0.334	

Tabla. 3.4.1. Tablas de resultados para en análisis de estabilidad de talud en condición natural y saturada.

Analizando los resultados obtenidos, vemos que los taludes de ambas márgenes en estado natural presentan un factor de seguridad dentro del rango estable ($F= 1,2$), teniendo en cuenta que se recomiendan factores de seguridad cercanos a 1,5 para

taludes permanentes. A su vez, al considerar el embalse de la presa Néstor Kirchner lleno, el factor de seguridad para ambas márgenes disminuye notablemente, infiriendo inestabilidades en las ladera y posibles deslizamientos.

Para mitigar los efectos producidos por el llenado del embalse y aumentar la seguridad de los taludes se pueden emplear técnicas de protección de laderas. Se podrían realizar drenajes superficiales, drenajes subsuperficiales (drenajes horizontales), aumentar la resistencia mediante la implementación de bermas rocosas o paredones de retención; o también reducir las fuerzas que originan el movimiento removilizando la masa rocosa de la cabeza del talud. Además es recomendable el monitoreo de las condiciones del talud antes y después de llenado del embalse.

4

CAPÍTULO 4. ASPECTOS AMBIENTALES

En este capítulo se tratarán los posible impactos ambientales que generará la construcción de la obra, ya se durante la etapa de construcción, llenado del embalse, y funcionamiento de la presa Néstor Kirchner.

Se analizarán seis aspectos fundamentales, que pueden ser modificados por la implementación de esta obra hidroeléctrica. Se estudiaran los impactos potenciales sobre el medio geológico, flora, fauna, el Glaciar Perito Moreno y el lago Argentino, el medio social, y el patrimonio arqueológico y paleontológico.

Medio geológico

Las actividades asociadas al proyecto involucran transformaciones de diversas tipologías y magnitudes que afectarán las cualidades geológicas preexistentes. La transformación más notoria es la pérdida del registro estratigráfico asociado al llenado del embalse. Además la generación del lago artificial implica la desaparición de la morfometría fluvial y un cambio rotundo en la dinámica actual del río Santa Cruz y de su cuenca asociada. Esta última implicancia se refiere al cambio de nivel de base que sufrirán los ríos tributarios asociada a la presencia del lago, obligándolos a modificar los procesos de erosión, transporte y acumulación para adaptarse a la nueva situación.

Otra afectación de gran importancia se desarrollará sobre el estuario formado en la desembocadura del río Santa Cruz en el mar Argentino. Durante la etapa de llenado del embalse el caudal del río aguas abajo de la presa será significativamente menor que el actual. Esta modificación del caudal determinará que la zona estuárica se extienda aguas arriba y aumente la influencia salina, del mar Argentino, en el estuario. El cambio del caudal, y de la salinidad en la zona afectará las condiciones para el desarrollo de la flora y fauna local.

Flora

Durante la etapa de construcción de la obra se realizarán villas temporarias, construcción de obras temporarias, apertura de caminos, que tendrán un efecto negativo sobre el suelo y la vegetación del área afectada. El desarrollo de estas obras complementarias provocará desmonte en zonas puntuales además de sepultación y compactación del suelo. Es necesario resaltar que durante la utilización de las villas

temporarias aumentará drásticamente la actividad antrópica, potenciando riesgo de contaminación por mal gestión de residuos y efluente.

El llenado del embalse implica la inundación de 45.000Ha aproximadamente, dejando bajo agua suelos, del orden Entisoles y Ardisoles, y vegetación, en general estepa arbustiva graminosa (Goyenechea *et al.* 2015). Cabe destacar que los suelos presentan alto proceso de desertización.

La generación del lago artificial cambiaría las condiciones ambientales de la zona aledaña, formando un ambiente ribereño. Este nuevo ambiente traerá aparejado cambios en la composición florística y en las características del suelo. Todas estas modificaciones tendrán efectos sobre las condiciones de la vida de la fauna que habita la región.

Fauna

El área de influencia directa sobre las obras alberga fauna nativa de peces, aves, mamíferos, reptiles, anfibios e invertebrados, que utilizan los recursos que ofrece el medio como refugio, nidificación y alimentación.

En el río Santa Cruz hay un gran desarrollo de ictiofauna, en particular se encuentran Lamprea, Trucha Steelhead, Salmón Chinook, Puyen Chico, Perca y Trucha de Lago (Goyenechea *et al.* 2015). El impacto de la construcción de las obras sobre las especies es de alta intensidad. La variación del caudal de río, ya sea en el momento de llenado de la presa, como durante su funcionamiento, el bloqueo que ejerce el cierre de la presa en el río, el impacto por el funcionamiento de las turbinas, y la pesca furtiva y deportiva, influyen directamente sobre las condiciones de hábitat, reproducción y alimentación de las especies. Es fundamental que se analicen en detalle los distintos efectos que causan las obras sobre cada una de las especies, y se realicen medidas de mitigación para garantizar el desarrollo de la población de las mismas.

En el ámbito terrestre las obras del proyecto implicarán la generación de ruidos y vibraciones, aumento en la actividad en el área (tránsito vehicular, presencia de maquinaria y personal), y la pérdida y transformación de la cobertura vegetal; lo cual traerá impactos sobre la fauna local.

La apertura de nuevos caminos impactará sobre la fauna terrestre en relación a disturbios por circulación de vehículos y maquinarias, riesgo de atropellamiento, generación de ruidos, fragmentación del hábitat y desmonte. EL aumento de la actividad antrópica afectará directamente el hábitat de las especies, el solo hecho de la presencia humana causará disturbios en el medio donde se desarrolló la fauna, además el desarrollo de las villas temporarias favorecerá al pisoteo de la vegetación y podría generar riesgo de contaminación por residuos y efluentes mal gestionados. Todos estos impactos afectarán las zonas de alimentación, refugio y nidificación de la fauna nativa.

El llenado del embalse tendrá asociado impactos sobre la fauna local, fundamentalmente producto de la pérdida y fragmentación del hábitat, lo que podría implicar la emigración de la fauna a otras zonas. A su vez la presencia del lago artificial implicará la transformación del ambiente, desarrollando una zona de ribera con vegetación del tipo húmeda, lo cual podría favorecer al cambio de la diversidad de la avifauna e ictiofauna nativa.

Como se explicó anteriormente, la variación del caudal en el río provocará la migración aguas arriba de la zona estuárica, junto con un aumento de la salinidad condicionado por la acción marina. Este cambio traerá aparejado un impacto radical sobre la flora y la fauna. La transformación de la flora, desarrollando especies más aptas para las nuevas condiciones del ambiente, afectará directamente la alimentación de las especies faunísticas, lo que podría provocar la migración de las mismas.

Es necesario destacar que en la zona habitan dos especies de aves con peligro de extinción, el Macá Tobiano y el Cóndor andino. La primera especie se reproduce únicamente en la provincia de Santa Cruz, y el total de la población pasa todo el invierno en el estuario del río. A su vez sobre las laderas del valle del río en la zona del cierre de la presa, se identificaron sitios de nidificación del Cóndor andino. Es necesario estudiar con especial sensibilidad la situación de estas dos especies, Además se destaca que el valle del río Santa Cruz constituye un corredor de especies migratorias, las cuales podrían ser afectadas con alta intensidad por los ruidos generados durante la etapa de construcción y funcionamiento de la presa Néstor Kirchner.

Glaciar Perito Moreno

El Parque Nacional los Glaciares fue creado en 1937 por la ley N° 13.895, y declarado patrimonio mundial por la UNESCO en 1981. Este parque alberga la mayor parte de la superficie de hielos continentales del país, y recibe un gran número de turistas durante el año, lo cual constituye un importante recurso económico de la región.

Este recurso natural es el más importante de la región, y por consiguiente el estudio sobre el mismo deberá ser detallado y con suma precisión. El impacto que podría generar la construcción de las obras sería directamente sobre el lago Argentino, que al variar el nivel de agua que presenta, afectaría las condiciones del área circundante del glaciar Perito Moreno. De acuerdo con el pliego de obra la desembocadura del lago Argentino estará totalmente desconectada del embalse, dejando 6km, aproximadamente, del río Santa Cruz corriendo libremente si ninguna alteración. Esta premisa descarta totalmente la afectación sobre el lago, y consecuentemente el impacto que podría generar la construcción de la presa sobre el glaciar es nulo.

Patrimonio Arqueológico y Paleontológico

El patrimonio arqueológico y paleontológico es un bien único y no renovable, cuya propiedad pertenece al conjunto de la sociedad. La construcción de cualquier obra es generadora de impactos negativos sobre estos patrimonios, este impacto es irreversible ya que una vez impactados, los bienes pierden una característica esencial que es el contexto en el cual se desarrollaron.

En particular los movimientos de suelo junto al llenado del embalse son las acciones que tienen mayor repercusión sobre el patrimonio arqueológico y paleontológico. La primera acción, provoca la destrucción del registro arqueológico y paleontológico, la pérdida de información paleoambiental, e intensifica los procesos de erosión y sedimentación que pueden afectar sitios de interés. A su vez, el llenado del embalse implica la pérdida total de información de las áreas afectadas por la inundación.

Medio Social

Se analizaron los posibles impactos sobre el medio humano y cultural en el área de estudio, que pudieran causarse por efecto del desarrollo del proyecto Néstor Kirchner.

EL principal factor a tener en cuenta fue la economía local. Se prevé que la puesta en marcha del proyecto cause un impacto positivo a corto plazo, estimando un aumento en la cantidad de puestos de trabajo y consumo en los bienes y servicios de la zona, que estarían relacionados directa o indirectamente con el proyecto. Además la reactivación de la economía se considera que seguirá desarrollándose a un largo plazo, como resultados de la incorporación de nuevos conocimientos y tecnologías en la sociedad. Por su parte la actividad rural podría tener un impacto negativo, debido a la expropiación de tierras necesarias para la construcción de las obras y el llenado del embalse. Por consiguiente se generarán áreas de riego que favorecerán esta actividad económica.

Cabe destacar que el aumento de mano de obra asociado con el desarrollo de las obras, podría generar un crecimiento de la población no planificado, lo que causaría, colapso de servicios públicos, procesos inflacionarios locales (tanto en el mercado inmobiliario como en el comercial), entre otros.

La construcción de la presa y consecuentemente la presencia del lago natural, provocará cambios considerables de diferentes dimensiones en la percepción actual de paisaje. La forma en que se concibe hoy el río y su uso, por parte de la población local, se verá afectado de manera irreversible. Estos cambios pueden traducirse en una potencialidad turística local usufructuando el embalse a través de actividades náuticas, lugares de esparcimiento, que hoy en día no está siendo explotada.

5

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN

A fin de realizar un estudio geológico y geotécnico en la zona de emplazamiento de la presa Néstor Kirchner, se analizaron todos los antecedentes disponibles de distintas índoles: geología, geotecnia, hidrogeología, tectónica, entre otros. Además se efectuaron diferentes ensayos para obtener una caracterización geomecánica del macizo rocoso de fundación, y luego se clasificó al macizo en base a varias propuestas de diversos autores.

A continuación se pone en discusión diferentes aspectos a tener en cuenta para la realización del proyecto, tales como el tipo de presa más propicio, los tratamientos de consolidación e impermeabilización necesarios, la ubicación del cierre de la presa dentro del valle, entre otros. El objetivo de estas discusiones es minimizar la profundidad de excavación y las tareas de consolidación e impermeabilización, además de reducir el volumen de material necesario, y así disminuir el costo total de la obra. Este análisis se realizó siguiendo las ideas planteadas por Alejandro Celli, 2011.

5.1. SELECCIÓN DEL TIPO DE PRESA

En la actualidad hay diversos tipos de presas de embalse, y una buena elección de la misma es fundamental para que el proyecto de obra sea viable. La selección del tipo de presa depende de múltiples factores, y es necesario realizar un estudio detallado del sitio donde se quiera implantar en función de las condiciones geológicas y geotécnicas, la disponibilidad de materiales, el clima, la altura máxima de la presa, su variación a lo largo del perfil longitudinal, entre otras.

El proyecto llevado a cabo por el consorcio IECI entre los años 1976 y 1978, bajo la tutela de la antigua Agua y Energía, alcanzó un nivel de Prefactibilidad. En este proyecto se contemplaba la realización de una presa de materiales sueltos con núcleo impermeable de arcillas. Este tipo de presa está formada por suelos de diversa granulometría, y se consigue la impermeabilidad de la misma construyendo un núcleo impermeable de arcilla. Este tipo de presa se selecciona preferentemente, cuando el sitio donde se apoya la presa no resiste las cargas que una presa de gravedad o arco podrían aplicarle. Además es necesario que la zona cuente con material disponible para su realización.

En el 2006 el proyecto estuvo a cargo del consorcio ESIN-IATASA, quienes coincidieron con los profesionales de Agua y Energía (1976-1978), al definir que el tipo de presa óptimo para el área estudiada es el de materiales sueltos. A diferencia de lo mencionado por el consorcio anterior (IECI), IATASA propone considerar una presa CFRD (Concrete Face Rickfill Dam), en vez de la presa con núcleo impermeable. La diferencia sustancial radica en cómo lograr la impermeabilización de la obra. Las presas CFRD son presas de materiales suelto con una cara de hormigón aguas arriba, la cual garantiza la impermeabilidad del cuerpo de la misma.

Las presas CFRD son muy utilizadas en la actualidad gracias al avance tecnológico y a la evolución producida en su diseño. En Argentina este tipo de presas se pueden observar en Potrerillos (Prov. Mendoza), Los Caracoles (Prov. San Juan), y es la opción elegida para los proyectos Portezuelo del Viento y Los Blancos (Prov. Mendoza); además tiene un gran desarrollo en China, México, Brasil, y otros países.

Este cambio propuesto en el diseño de la obra podría disminuir el costo económico de la misma, por varias razones. Primeramente el nuevo diseño involucra menor volumen de material suelto, y se elimina el núcleo de suelos arcillosos. Además es menos heterogénea, y su construcción es más simple y rápida ya que no necesita la preparación, el ajuste y la compactación que requieren los materiales finos del núcleo impermeable. (Capdevila *et al.*2006).

Es necesario resaltar que una presa de materiales sueltos no soporta ser sobrepasada por una crecida. Por ello es necesario efectuar una predicción de la forma en que se deberá operar el embalse, teniendo en cuenta el gran caudal y las variaciones que presenta el río Santa Cruz, para evitar que la obra sea sobrepasada.

En este trabajo se considera que el proyecto cuenta con una presa de materiales sueltos (cuerpo de la presa), y tres presas de hormigón, correspondientes a las obras complementarias (vertedero, estribo margen izquierda donde se desarrollará la casa de máquinas y la central, y el estribo de la margen derecha).

A continuación se evaluarán los dos tipos de presas planteados para cada obra en particular, de acuerdo a la *calidad de macizo rocoso* y la *disponibilidad de material* para su construcción.

Calidad del macizo rocoso

Las condiciones del macizo rocoso difieren según el tipo de presa que se vaya a construir. Las presas de hormigón necesitan que la fundación sea preferentemente sobre roca, y además que el módulo de deformación del macizo rocoso sea lo más semejante al del hormigón. En contraparte las presas de materiales sueltos se pueden fundar sobre aluvión estudiando previamente, las discontinuidades que presenta el macizo y la permeabilidad del mismo, para luego tomar las precauciones necesarias en los tratamientos de consolidación e impermeabilización.

Presa de Materiales Suelos

En el apartado 3.B.III, se estudió el índice DMR propuesto por Romana (2004), el cual establece distintas recomendaciones orientadas a la estabilidad de la presa, y la cimentación de la misma. Siguiendo los criterios del autor, se analizó la estabilidad de la presa de materiales sueltos ante un deslizamiento a partir de la orientación de las discontinuidades presentes en el macizo rocoso y del valor de RMR_{BD} hallado anteriormente (ver apartado 3.2.3.4).

Como resultado se obtuvo que el desarrollo de este tipo de presa en el área de estudio presente un *estado preocupante* en cuanto a la estabilidad. Cabe mencionar que el autor plantea esta clasificación como una señal de aviso al proyectista, y no como una condición numérica. La estabilidad de la presa debe comprobarse siempre teniendo en cuenta la probable distribución de las presiones intersticiales a lo largo de la cimentación, y la resistencia al corte que afecten al macizo rocoso.

Presa de Hormigón

Las características más importantes que debe presentar el terreno de fundación para este tipo de presa, para minimizar la profundidad de excavación, y los tratamientos de consolidación son:

- Fundación preferentemente en roca
- Valor del módulo de deformación del macizo debe ser semejante al valor que presente el hormigón que se va utilizar en la construcción.

La primera característica será evaluada posteriormente, en el apartado 6.2, donde se evaluarán los tratamientos de fundación, que tiene como un aspecto fundamental la profundidad de excavación.

Rocha (1981) Estudió la relación entre el módulo de deformación del macizo roco (E_m) y el del hormigón (E_c), y a partir de esta estimó la influencia de la deformabilidad del macizo rocoso. En la siguiente tabla se muestra la relación propuesta por el autor.

E_c/E_m	Influencia de la Deformabilidad del macizo rocoso
1	Inexistente
2	Muy Pequeña
4	Pequeña
8	Moderada
16	Grande
32	Muy Grande

Tabla. 5.1.1. Grado de deformabilidad del macizo rocoso de fundación de una presa de hormigón, a partir de la relación del módulo de deformación del hormigón y el del macizo. (Modificado, Rocha 1981)

Otro autor que estudio la deformabilidad del macizo rocoso a partir de la relación del módulo de deformabilidad del hormigón (E_c) y del macizo rocoso (E_m) fue Romana (2004), basándose en el trabajo de Zeballos y Soriano (1993). El autor estima los problemas de deformabilidad en presas de hormigón de acuerdo con el valor del DMR_{def} (ver apartado 3.2.3.4) A partir de estos valores le asigno grados de problemas de deformabilidad en presas de hormigón como se muestra a continuación.

Presa Ec	Altura (m)	Estado		
		Normal	Problemas	Problemas serios
Bóveda 36 (GPa)	< 100	>50	40-50	< 40
	100-150	>65	50-65	< 50
	150-200	>75	60-75	< 60
Gravedad CVC 30 (GPa)	< 50	>40	25-40	< 25
	50-100	>50	40-50	< 40
	100-150	>60	50-60	< 50
Gravedad RCC 20 (GPa)	< 50	>35	20-35	< 20
	50-100	>45	35-45	< 35
	>100	>55	45-55	< 45
Relleno duro 10 GPa	< 50	>30	15-30	< 15
	50-100	>40	30-40	< 30

Tabla. 5.1.2. Clasificación de los problemas asociados a la fundación de diferentes tipos y alturas de presas, en función del índice DMR_{def} . (Romana 2004). Presa de Gravedad CVC: Presa convencional Presa de gravedad RCC: Presa de hormigón compactado a rodillo.

A partir de los criterios planteados por los autores se evaluará los problemas que puede presentar el macizo rocoso ante la implantación de una presa de hormigón (Presa convencional). Como se mencionó anteriormente hay que tener en cuenta que se construirán tres presas de hormigón, una en cada uno de los estribos, y otra para el desarrollo del vertedero. La altura promedio de las mismas es de 30m. Estas presas se estima que serán elaboradas con hormigón del tipo H30 (Souto Conv. Verb. 2017), a los que se les asigna un $E_c = 35$ GPa (Malvar y Carreira, 2008).

En la siguiente tabla se presentan los parámetros de entrada necesarios para la realización del análisis propuesto. El módulo de deformación del macizo rocoso es el correspondiente al macizo saturado (véase capítulo 3.3.3, Módulo de Deformación).

Afloramiento	Familia de diaclasas	EM sat (GPa)	Ec/Em	Promedio por afloramiento Ec/Em	DMR _{DEF}	Promedio DMR _{DEF}
1	A (Estratificación)	1,88	18,58	11,13	26	34
	B (Diaclasas)	4,73	7,40		42	
	C (Diaclasas)	4,73	7,40		N/D	
2	A (Estratificación)	3,55	9,86	9,39	37	38
	B (zona de falla)	2,99	11,72		32	
	C (Diaclasas)	5,31	6,59		44	
3	A (Estratificación)	3,55	9,86	8,63	37	37
	B (Falla)	4,73	7,40		37	
4	Estratificación	3,35	10,45	10,45	33	33
5	Estratificación	2,82	12,42	12,45	33	33
6	A (Estratificación)	3,35	10,45	12,6	12	18
	B (Fracturas)	2,37	14,76		23	

Tabla 5.1.3. Parámetros de entrada para el análisis de los problemas asociados a la fundación de presas de hormigón. N/D: sin dato

En base a los resultados presentados en la tabla 5.1.3 se expone a continuación una estimación de los problemas que podría tener la fundación de las presas de hormigón según el criterio de Rocha (1981) y de Romana (2004).

Afloramiento	Influencia de la deformabilidad de macizo rocoso (Rocha, 1981)	Problemas (Romana 2004)
1	Moderada	Eventuales
2	Moderada	Eventuales
3	Moderada	Eventuales
4	Moderada	Eventuales
5	Moderada	Eventuales
6	Moderada	Serios

Tabla 5.1.4. Grado de influencia de la deformabilidad del macizo rocoso en la fundación de presas de hormigón y problemas asociados, según los criterios de Rocha (1981) y Romana (2004).

Del análisis realizado se observa que el desarrollo de las obras conlleva problemas en la fundación. La presa de materiales sueltos y las de hormigón presentan un estado preocupante en la estabilidad de acuerdo a la clasificación de Romana (2004). A su vez las presas de hormigón tendrían problemas moderados a eventuales en la fundación, asociados con las características del macizo. Es necesario estudiar y evaluar el tratamiento de fundación para cada tipo de obra como se verá en el siguiente apartado (6.2. Tratamiento de la fundación).

Disponibilidad de materiales

El valle donde se quiere construir la presa hidroeléctrica es un valle glaciar con grandes depósitos morénicos (ver capítulo 2.2.4). Estos depósitos son capaces de proporcionar las gravas necesarias para la conformación de la presa de materiales sueltos. El material disponible es del tipo heterogéneo, depósitos morénicos (ver cap. 2.2.1), ideal para este tipo de obra, ya que presentan mala selección.

Tanto para la construcción de las presas de hormigón como para la realización de la pantalla de la presa CFRD, es necesario contar con hormigón del tipo H30 (Souto. Conv. Verb., 2017). Para la elaboración del mismo se necesitan arenas con características adecuadas para este tipo de hormigón.

Los áridos necesarios deben tener mala selección (sedimentos bien graduados). En general las granulometrías más grandes se obtienen triturando grandes bloques; sin embargo en este caso se deberían usar los áridos que conforman las morenas glaciales, ya que presentan el tipo de granulometría antes mencionada. A su vez la granulometría fina podría ser provista por depósitos eólicos, ubicados en las cercanías del lago Argentino, a 70 km al oeste del cierre de la presa en línea recta (ver anexo F. Mapa geológico –geomorfológico).

Vale aclarar que los áridos no deben tener fracciones de limo ni de arcillas. Es necesario estudiar y analizar las características que presentan cada depósito para definir si son aptos para la elaboración del hormigón de acuerdo con el reglamento CIRSOC 201-2005 "Reglamento Argentino de Estructuras de Hormigón".

5.2. TRATAMIENTO DE LA FUNDACIÓN

Al evaluar los tratamientos de fundación necesarios para cada obra, se deben analizar tres aspectos fundamentales:

- Profundidad de excavación
- Tratamiento de consolidación
- Tratamiento de impermeabilización

Profundidad de excavación

Para fundar presas de materiales sueltos no es necesario realizar excavaciones debido a que las mismas se fundan sobre aluvi3n. Por esta raz3n conlleva mayor tratamiento de impermeabilizaci3n que se analizar3 posteriormente.

Por su parte las presas de hormig3n deben ser fundadas en roca sana (roca sin alteraciones). Para calcular correctamente la profundidad de excavaci3n, y definir a qu3 cota se podr3a fundar la presa, es necesario contar con informaci3n de s3smica de refracci3n y datos de perforaciones, que no se dispone en este trabajo. Debido a la falta de informaci3n de eligi3 seguir las estimaciones propuestas por Romana (2004, quien recomienda realizar excavaciones hasta alcanzar un nivel, donde la roca presente cierta calidad en funci3n de su RMR_{BD} . Dependiendo del tipo de presa que se quiera fundar el autor define distintas calidades que debe tener el macizo rocoso asociado al RMR_{BD} .

Tipo de Presa	Excavaci3n hasta el macizo rocoso de calidad	
	RMR_{BD} m3nimo	RMR_{BD} deseable
Materiales sueltos	-	-
Hormig3n	>40	>60

Tabla. 5.1.5. Recomendaciones orientativas para la excavaci3n de la cimentaci3n (modificado Romana, 2004)

El área donde se realizarán las presas de hormigón presenta un RMR_{BD} de 47 (ver capítulo 3.2.3.2, RMR), por lo que según lo expuesto por Romana presenta una condición mínima para la fundación. Se podría excavar algunos metros para obtener mayor calidad del macizo rocoso, y así garantizar mayor estabilidad de la presa. Es necesario aclarar que la zona presenta una cobertura de depósitos morénicos, los cuales tendrán que ser retirados en su totalidad para poder fundar las presas de hormigón.

Tratamiento de consolidación

El tratamiento de consolidación que se implemente depende de los valores obtenidos mediante la sísmica de refracción, una vez efectuadas las excavaciones. Es necesario estimar la intensidad del tratamiento previamente a la excavación para definir si es viable o no el proyecto.

Rocha (1981) y Romana (2004), desarrollaron estimaciones para definir la intensidad del tratamiento de consolidación para distintos escenarios. El primer autor asignó grados de necesidad de tratamiento en función de la relación entre el módulo de deformación del hormigón ($E_c = 35\text{GPa}$) y el módulo del macizo rocoso saturado ($E_{m\text{ sat}}$) (ver tabla 5.1.6). Por su parte Romana basa su criterio en el valor de RMR_{BD} y el tipo de presa para definir la intensidad del tratamiento de consolidación (tabla 5.1.7)

Relación $E_c/E_{m\text{ sat}}$	Necesidad de Tratamiento
1	Ninguno
2	Puntuales
4	Eventuales
8	Sistemáticos
16	Importantes
32	Muy Importantes

Tabla 5.1.6. Necesidad de tratamiento de consolidación para una presa de hormigón, en función de la relación del módulo de deformación del hormigón y el macizo rocoso. Modificado Rocha (1981)

Tipo de Presa	Inyección de consolidación de acuerdo a RMR_{BD}		
	Sistemáticas	Ocasionales	Ninguna
Materiales Suelos	-	?	-
Escollera	20-30	30-50	>50
Gravedad	40-50	50-60	>60
Bóveda	50-60	60-70	>70

Tabla 5.1.7. Recomendaciones para el tratamiento de consolidación, según el valor de RMR_{BD} y el tipo de presa. Las presas de Gravedad incluyen CVC, RCC, y relleno duro, mientras que el tipo Escollera involucra las presas sensibles al asiento (presas con pantalla de hormigón, CFRD, asfálticas y AFRD). (Romana, 2004).

A continuación se muestran los parámetros de entrada necesarios para efectuar los análisis anteriormente planteados.

Afloramiento	Familia de diaclasas	Em sat (GPa)	Ec/Em	Promedio por afloramiento Ec/Em	RMR _{BD}	Promedio por afloramiento RMR _{BD}
1	A (Estratificación)	1,88	18,58	11,13	36	47
	B (Diaclasas)	4,73	7,40		52	
	C (Diaclasas)	4,73	7,40		52	
2	A (Estratificación)	3,55	9,86	9,39	47	48
	B (zona de falla)	2,99	11,72		44	
	C (Diaclasas)	5,31	6,59		54	
3	A (Estratificación)	3,55	9,86	8,63	47	50
	B (Falla)	4,73	7,40		52	
4	Estratificación	3,35	10,45	10,45	46	46
5	Estratificación	2,82	12,42	12,45	43	43
6	A (Estratificación)	3,35	10,45	12,6	46	43
	B (Fracturas)	2,37	14,76		40	

Tabla 5.1.8. Parámetros de entrada para definir el grado de tratamiento en la fundación.

Afloramiento	Tratamiento de consolidación		
	Rocha (1981)	Romana (2004)	
	Presa de Hormigón	Presa de Hormigón	Presa de CFRD
1	Sistemáticos	Sistemáticos	Ocasionales
2	Sistemáticos	Sistemáticos	Ocasionales
3	Sistemáticos	Sistemáticos	Ocasionales
4	Sistemáticos	Sistemáticos	Ocasionales
5	Sistemáticos	Sistemáticos	Ocasionales
6	Sistemáticos	Sistemáticos	Ocasionales

Tabla 5.1.9. Necesidad e intensidad de tratamiento de consolidación de la fundación para presa de hormigón y materiales sueltos, según el criterio de Rocha (1981) y Romana (2004).

De acuerdo a los valores obtenidos, la presa CFRD, considerada como presa "Escollera" en la tabla de Romana (2004), necesitaría inyecciones ocasionales. Las presas de hormigón (consideradas como presas de "gravedad" en la tabla de Romana) según el criterio de los dos autores necesita tratamientos de consolidación sistemáticos.

Tratamiento de impermeabilización

Los tratamientos de impermeabilización en el macizo rocoso tienen el fin de garantizar la estanqueidad de la fundación. Las consecuencias que podría aparejar la falta de este tipo de tratamiento son la fuga de agua del embalse, y el efecto de supresión (ver apartado 3.2.1.2, Conductividad hidráulica de campo). El tipo de tratamiento que se debe aplicar varía dependiendo las características del macizo roco y el tipo de presa que se quiera construir.

Como se explicó anteriormente, la presa de materiales sueltos se funda sobre aluvio. Estos depósitos granulares, según los valores presentados por Coduto 1999, tendrían una conductividad hidráulica de 10^{-2} a 10 cm/s, aproximadamente. Estos valores corresponden a un suelo con elevada permeabilidad de acuerdo a la clasificación de Whitlow, 1994.

Estas características hidrogeológicas muestran la necesidad imperiosa de realizar un tratamiento adecuado de impermeabilización. Para este tipo de casos se sugiere la realización de un muro colado como continuación de la pantalla de hormigón en profundidad, hasta alcanzar la roca.

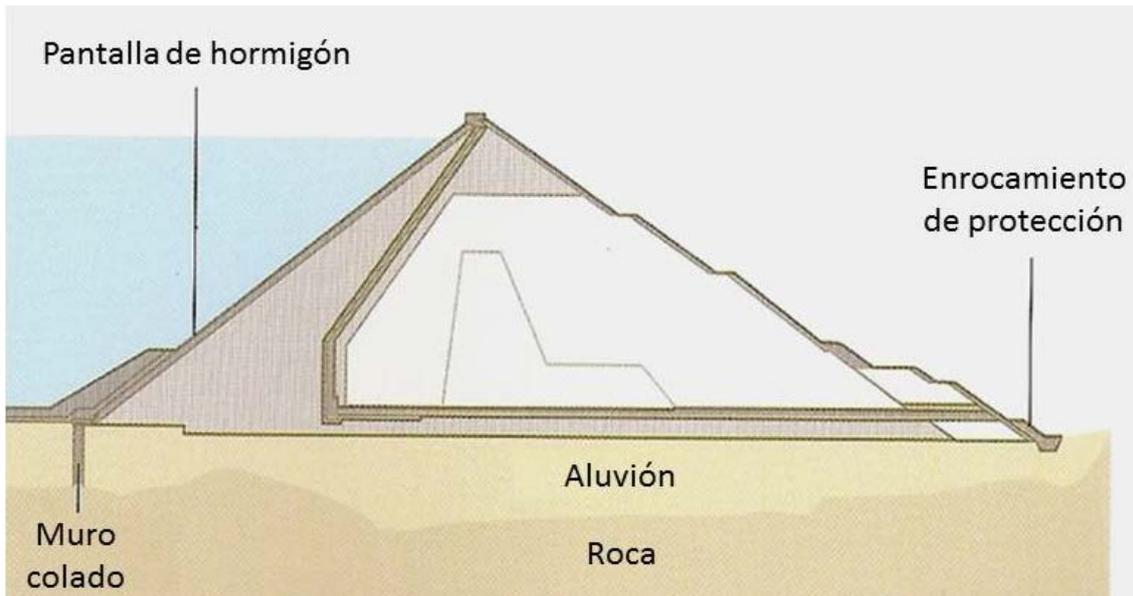


Fig. 5.1.1. Esquema de presa de materiales sueltos con pantalla de hormigón, CFRD. En el esquema se puede ver la implementación de un muro colado como tratamiento de impermeabilización de la fundación.

Por otra parte las presas de hormigón deben realizar su fundación sobre roca. En este sentido, para la construcción de las mismas se deberá extraer mecánicamente los depósitos de aluvión y excavar los metros de roca alterada presentes en la zona de trabajo. En referencia al tratamiento de impermeabilización, como se mostró en el capítulo 3.2.1.2, Conductividad hidráulica de campo, el macizo rocoso en general es permeable, resaltando algunas zonas muy permeables, que corresponderían a lentes de arena. En ese caso, siguiendo las observaciones de Celli (2011), se sugiere aplicar cortinas de inyección de lechada cementicia. Es indispensable la realización de mayores estudios de la permeabilidad del macizo rocoso enfocados a definirla cantidad de cortinas de inyección, el espaciamiento entre las perforaciones, y la presión y el caudal de inyección requerido.

5.3. SITIO DE EMPLAZAMIENTO DE LA PRESA

La determinación del sitio de emplazamiento de una obra hidroeléctrica es una tarea determinante para la viabilidad del proyecto que se quiera ejecutar. La elección del mejor sitio, conlleva el análisis de múltiples factores. En este trabajo se evaluarán tres aspectos fundamentales:

- Topografía: condiciona el volumen de la presa.
- Geología y Geotecnia: condicionan los volúmenes de excavación y tratamiento de las fundaciones, como así también los riesgos geológicos durante la construcción y la operación.
- Medio Ambiente: afectación de la obra sobre el ecosistema y aspectos sociales y culturales.

El consorcio que estudió el proyecto entre los años 1976-1980, propusieron el cierre de la presa en la zona del cerro Fortaleza a 12Km de la estancia Cóndor Cliff, más tarde en el 2006 cuando el proyecto fue reactivado, los profesionales que integraban el consorcio ESIN-IATASA, coincidieron que el lugar era el óptimo para la realización de la presa Néstor Kirchner. El sitio de emplazamiento elegido se puede ver en el anexo F, mapa geológico geomorfológico 1:100.000

Topografía

El valle del río Santa Cruz es un valle de origen glaciario que presenta una gran anchura y escasa pendiente, permitiendo el desarrollo de un río sinuoso a meandriforme (ver cap. 3.1.2, Geomorfología fluvial). Sin embargo a lo largo de todo el valle hay un sector donde se produce un estrechamiento del mismo, debido a la presencia del cerro Fortaleza. Este cerro tiene litología ígnea asociada al desarrollo de los basaltos Cóndor Cliff (ver cap. 2.2.1, Estratigrafía). La dureza de este tipo de litología hace resistente al cerro frente al poder erosivo del río y de las antiguas lenguas glaciarias.

Por otro en el cierre proyectado de la presa, sobre la margen derecha, se hallan depósitos de la terraza glacifluvial H, cuya cota coincide con una terrazuela sobre la margen izquierda, sobre las cuales se podrían fundar los estribos de la presa (cota 215m).

La elección de este sitio permite reducir volumen de la presa debido a que es el lugar más angosto del valle, considerando que los laterales de la presa se fundan sobre la terraza glacifluvial del margen derecha, y sobre los depósitos de remoción en masa de margen izquierda.

Geología y Geotecnia

A continuación se resumen en la tabla 5.1.10 las características geológicas y geotécnicas que presenta el macizo rocoso, sobre el cual se fundará la presa hidroeléctrica Néstor Kirchner.

Propiedades geológicas - geotécnicas	Valores característicos en el macizo rocoso	
	Presa CFRD	Presa de hormigón
Litología	Alternancia de pelitas areniscas y tobos	
Fracturación (RQD volumétrico)	40,36	
Resistencia a la compresión simple (MPa)	8,24	
Clasificación RMR _{BD}	46,58	
Clasificación DMR _{STA}	43	42
Módulo de deformación EM _{sat} (GPa)	3,31	
Tratamiento de fundación	Ocasionales	Sistemático
Tratamiento de impermeabilización	Muro de hormigón	Cortina de inyección

Tabla 5.1.10. Resumen de las principales características geológicas – geotécnicas del macizo rocoso estudiado.

El macizo rocoso de fundación está conformado por una sucesión de areniscas y pelitas. El mismo presenta elevada permeabilidad, y de acuerdo con los valores de resistencia a la compresión simple, la roca se puede clasificar como blanda. A su vez la presencia de arcillas esmectíticas, arcillas expansibles y licuables (ver apartado 3.2.2.2, Difracción de rayos X), aporta un problema más a la hora de construir la presa y llenar el embalse que debe ser tratado.

A partir del análisis preliminar del macizo rocoso en función de la geología y la geotecnia, se puede decir que el macizo presenta mala calidad geotecnia en general, sin embargo mediante los tratamientos de fundación e impermeabilización la zona elegida es aceptable para la realización de la obra. Como se mencionó en apartados anteriores es sumamente necesaria la realización de estudios para reforzar el análisis sobre el macizo rocoso y poder definir cuáles son los tratamientos más adecuados para aplicar en la zona.

Medio ambiente

Desde el punto de vista ambiental la construcción y puesta en marcha de la presa hidroeléctrica Néstor Kirchner impactará sobre distintos aspectos ambientales con mayor o menor grado (ver cap. 4. Aspectos ambientales).

La afectación más notoria será el desarrollo del lago artificial que provocará la pérdida del registro estratigráfico como la morfología del área a inundar, además de la destrucción del registro arqueológico y paleontológico, junto con la pérdida de información paleoambiental.

Por otra parte la generación de este lago cambiaría las condiciones ambientales de las zonas aledañas, convirtiéndose en un ecosistema ribereño. Este nuevo ambiente traerá aparejado cambios en la composición florística y en las características del suelo, las cuales repercutirán en la alimentación de la fauna de la zona, provocando la migración de la misma.

Otro cambio en las condiciones del ecosistema afectará el estuario ubicado en la desembocadura del Río Santa Cruz con el Mar Argentino. El estuario tendrá mayor afectación marina, ya que durante el llenado del embalse el río tendrá un caudal ecológico, que será menor al caudal que presenta actualmente.

Uno de los impactos de mayor grado son los que afectarán a la ictiofauna y avifauna. Tanto la construcción de la presa, como su funcionamiento, provocarán un fuerte impacto en la alimentación, reproducción y hábitat de las especies.

Es necesario destacar el lago Argentino y por consiguiente el glaciar Perito Moreno no será afectado por el desarrollo de esta obra, debido a que el lago Argentino está totalmente desconectado del embalse.

Un aspecto importante a resaltar es que en la zona de desarrollo de la obra hidroeléctrica la densidad de población es prácticamente nula. El medio social será afectado positivamente en la economía al generar nuevos puestos de trabajo durante la construcción de la presa y luego con la explotación del área del embalse a través del turismo y las actividades náuticas. Este beneficio económico conlleva la posibilidad de un aumento demográfico en la zona.

La construcción de la obra y la generación del lago provocarán cambios sustanciales en la percepción visual del paisaje.

6

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

En base al análisis geológico y geotécnico realizado en la zona de emplazamiento de la presa Néstor Kirchner; a partir de información bibliográfica, interpretación de imágenes satelitales, mediciones directas en el terreno y ensayos de laboratorio, se llegan a las siguientes conclusiones

6.1. PRESA A CONSTRUIR

- No se encontraron limitaciones para la construcción de los dos tipos de presas, CFRD y presa de hormigón (características del Macizo rocoso y disponibilidad de materiales).
- La presa CFRD será la de mayor desarrollo en el proyecto, y genera menor afección a la percepción del paisaje, en comparación con las presas de hormigón.
- El tratamiento de consolidación necesario para la presa CFRD será inyecciones ocasionales, mientras que las presas de hormigón requerirán inyecciones sistemáticas.
- En función de la permeabilidad del terreno de fundación, la presa CFRD tendrá asociado un muro colado desde la pantalla de hormigón hasta la roca no alterada. Las obras de hormigón se fundarán sobre roca con permeabilidad moderada, por lo que se tendrá que realizar inyecciones de lechada cementicia.
- La fundación de las obras de hormigón implicará un mayor volumen de excavación. Se deberán retirar mecánicamente los depósitos aluvionales, y luego se excavarán los primeros metros del macizo rocoso hasta alcanzar un nivel apto.

6.2. SITIO DE EMPLAZAMIENTO

- El sitio elegido para el emplazamiento presenta un estrechamiento que sufre el valle del río Santa Cruz por la presencia del Cerro Fortaleza. Este lugar garantiza el menor volumen de material necesario para la construcción de la obra, respecto de otros sitios del valle.

- El lugar elegido para el cierre de la presa permite garantizar la no afectación del lago Argentino. La cola del embalse se desarrolla hasta los 71°54'38" Longitud Oeste, 6 km, aproximadamente, al este de la desembocadura del lago Argentino.
- La afectación en el ambiente será prácticamente similar en todos los sitios donde se quiera realizar el proyecto en el valle del río Santa Cruz, siempre que se tome en cuenta la no afectación del lago Argentino
- La litología correspondiente al macizo rocoso presente en la zona del emplazamiento responde a una intercalación de pelitas con areniscas de la Formación Santa Cruz.
- La zona estuvo afectada por varios episodios glaciarios, fluviales, glacifluviales, volcánicos, y de remoción en masa, que dejaron depósitos asociados a los mismos.

7

CAPÍTULO 7. RECOMENDACIONES

A partir del análisis realizado se elaboró una serie de recomendaciones y sugerencias para las nuevas campañas de investigación, con el fin de minimizar los riesgos y los costos del proyecto

Recomendaciones

- Realizar estudios sobre los materiales que se utilizarán para la elaboración del hormigón, en particular la reacción álcalis-agregado.
- Se plantea la realización de tendidos sísmicos de refracción en la zona del cierre de la presa, con el objeto de delimitar la profundidad del techo de roca. La definición del techo de roca permitirá delimitar el volumen de excavación para la fundación de las presas de hormigón. A su vez este tipo de estudio, determinará la profundidad máxima que deberá alcanzar el muro de hormigón para garantizar la impermeabilización de la fundación de la presa CFRD.
- Con el fin de aplicar los tratamientos de impermeabilización más adecuados técnica y económicamente, se plantea la realización de ensayos tipo Lugeon en roca, y Lefranc sobre los depósitos granulares.
- Se recomienda profundizar el relevamiento de afloramientos presentes en la zona, con el objeto de tener mayor cantidad de datos estadísticos y poder definir con mayor exactitud las características del macizo rocoso.
- Se sugiere realizar perforaciones con recuperación continua de testigos, para poder ensayarlas en laboratorio y así cotejar los resultados alcanzados en este trabajo.
- Con el objeto de garantizar seguridad durante la construcción de la obra, y posteriormente durante su utilización, se aconseja efectuar un análisis más detallado sobre la estabilidad de las laderas, incluyendo más puntos a analizar y aplicando métodos probabilísticos y determinísticos. Además se deberán estudiar con sumo detalla los procesos de remoción en masa que se desarrollan en la cercanías al embalse (arcillas expansivas y dispersivas).

- Estudiar el posible atarquinamiento del embalse por los materiales sueltos productos de los procesos de remoción en masa. A su vez se propone realizar estudios relacionados con la posibilidad de que se activen expansiones laterales asociadas al llenado del embalse.
- Se aconseja realizar un estudio económico global del proyecto considerando todas las advertencias expuestas en el trabajo, a fin de determinar la viabilidad del proyecto hidroeléctrico.

8

CAPÍTULO 8. BIBLIOGRAFÍA

8.1. BIBLIOGRAFÍA

- Ahlmann. H. W, 1948. Glaciological Research on the north Atlantic coasts- R Georg Soc. Research Ser. N|1. Londres. Disponible: <http://www.euskomedia.org/PDFAnlt/munibe/1965003020.pdf>
- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias 6:1-1028. Córdoba.
- Ameghino, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina, 1: 111- 225. Buenos Aires.
- Ameghino, F., 1906. Las formaciones sedimentarias del Cretáceo superior y del Terciario de Patagonia, con un paralelo entre sus faunas mastológicas y las del Antiguo Continente. Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires, Serie 3 (8), 1–568.
- Arbe, H. A., 1986. El Cretácico de la Cuenca Austral: subciclos de sedimentación. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires. pp. 338. Inédito.
- Arbe, H. A., 1987. El Cretácico de la Cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras 9: 91-110.
- Aber, J.S., Croot, D.G. y Fenton, M.M. 1989. Glaciotectonic landforms and structures. Glaciology and Quaternary Geology Series, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 200 p.
- Arbe, H.A. 1989. Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del cretácico en la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. En Chebli, G.A. Spalletti, L.A. (eds.): Cuencas sedimentarias argentinas, Universidad Nacional de Tucumán Serie Correlación Geológica 6: 419-442.
- Arbe, H. A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En: Haller M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-8: 103-128. Buenos Aires.

- Arbe J y Ber A. 2007. Glaciotectonism developments in quaternary. Sciences, 6. Elsevier.
- Ardolino, Alberto A., Busteros, Alicia y Lema, Hebe. Sitios de Interés geológico. In: M.J. Haller (Edit.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, VI-2: 847-864. Buenos Aires, 2002.
- Barreda, V., Palazzesi, L., y Marensi, S., 2009. Palynological record of the aleogene Río Leona Formation (southernmost South America): Stratigraphical and aleoenviromental implications. Review of Palaeobotany and Palynology, 151 (1-4): 22-33.
- Bellosi, E. S., 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. Boletín de Informaciones Petroleras 44: 50-83.
- BELLOSI, E., 1998. Depósitos progradantes de la Formación Santa Cruz, Mioceno de la Cuenca de San Jorge. 7ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas de Resúmenes: 110-111.
- Bellosi, E., 1999. El cambio climático-ambiental de la Patagonia en el Mioceno Temprano-Medio. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 57. Salta.
- Bennett M 2001. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. Earth-Sciences reviews.53Z2001.197-236.
- Bertels, A., 1970. Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 496- 501.
- Biddle, K. T., Uliana, M .A., Mitchum Jr., R. M., Fitzgerald, M. G., y Wright, R. C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen y Homewood (Ed.), Foreland Basins, Special Publication, International Association of Sedimentologists 8: 41-61. Blackwell.

- Bieniawski, Z., 1973. The geomechanics classification in rock engineering applications. Proceedings of the IV International Congress on Rock Mechanics 2: 41-48. Rotterdam.
- Bieniawski, Z., y Orr, C., 1976. Rapid Site Appraisal for Dam Foundations by the Geomechanics Classification. 12° International Congress of Large Dams, ICOLD, Proceedings: 483-501. México D.F.
- Bieniawski, Z., 1989. Engineering rock mass classification: A complete manual for engineers and geologist in mining, civil and petroleum engineering. Wiley-Interscience, 251 pp.
- Brandmayr, J., 1954. Contribución al conocimiento geológico del extremo sudoeste del Territorio de Santa Cruz (región Cerro Cazador-Alto Río Turbio). Boletín de Informaciones Petroleras, 256: 415-437.
- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Minist. Agric., Dir. Gral. Minas y Geol., 95, 150 pp., Buenos Aires.
- Calderón, M., Fosdick, M., Warren, J.C., Massonne, Fanning, H. J., Fadel Cury, C. M., Schwannethal, L., y Fonseca, P. E., Galaz, G., 2012. The low-grade Canal de las Montañas Shear Zone and its role in the tectonic emplacement of the Sarmiento Ophiolitic Complex and Late Cretaceous Patagonian Andes orogeny, Chile. Tectonophysics, 524–525, 165–185.v
- Camacho, H., Chiesa, J., y Parma, S., 1998. Relaciones estratigráficas entre las formaciones terciarias en el occidente de la Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (2): 273-281. Buenos Aires.
- Capdevila, E., Barletta, R., Cuesta, R., Massabie, A., Pérez, N., 2006. Estudios geológicos y geotécnicos en Cóndor Cliff y la Barrancosa y alternativas de presas. Santa Cruz, Argentina. (inédito)
- Carrizo, R. 2002. Combustibles sólidos minerales. XV Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 768, El Calafate.
- Casadío, S., Feldmann, R., y Foland, K., 2000 a. Ar/Ar age and oxygen isotope temperatura of the Centinela Formation, southwestern Argentina: An Eocene age

- for crustacean-rich «Patagonian» beds. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 123-132.
- Celli, A., 2011. Geología y Geotecnia Referente al Aprovechamiento Hídrico del Río Colorado en el Paso del Indio Huelches. Tesis de licenciatura, facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires. (inédito)
 - CIRSOC 103, Normas Argentinas para Construcciones Sismorresistentes. Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). Disponible en: <http://contenidos.inpres.gov.ar/acelerografos/inpres-cirsoc>
 - Cisternas, A., y Vera, E., 2008. Sismos históricos y recientes en Magallanes. *Revista Magallania* v.36 n.1. P. 43-51. Junio 2008. Punta Arena, Chile
 - Cobos, J.C. y J.L. Panza, 2001. Hoja Geológica 4972-IV, Tres Lagos (escala 1:250.000). Provincia de Santa Cruz. Mapa e informe preliminar. Servicio Geológico Minero Argentino, Informe inédito. Buenos Aires.
 - Cobos, J. C., Franchi, M., Panza, J. L., Rodriguez, M. F., Escosteguy, L. D., Pichersky, G., y Silva Nieto, D., 2014. Hoja geológica 5172-II, Paso río Bote 1:250.000. Provincia de Santa Cruz. P. 19-75. Programan Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. SEGEMAR-INTEMIN.
 - Coduto, D., 1999. *Geotechnical Engineering. Principles And Practices*.
 - Corbella, H. y Lara, L., 2008. Late Cenozoic- Quaternary Volcanism in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences*, 11:95-118. Amsterdam.
 - Coronato, A., Martínez, O., y Rabassa, J., 2004. Glaciations in Argentine Patagonia, Southern South America. En: Ehlers, J. and Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations: Extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica*. *Developments in Quaternary Science* 2: 49–66.
 - Cuitiño, J. I. y Scasso, R. A., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagonaino y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago

- Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(3): 406-417.
- Cuitiño, J. I., 2011. Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el patagoniano (mioceno) del Lago Argentino. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. (Inédito). 43-44p. Buenos Aires.
 - Darwin, C., 1842. On the distribution of the erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Transactions Geological Society London*, 2nd. ser., 6: 415-431.
 - Darwin, C., 1846. *Geological Observations on South America, Being the Third Part of the Geology of the Voyage of the Beagle*. Smith Elder and Co., London, 617 p.
 - Deere, D., 1963. Technical description of rock cores for engineering purposes. *Felsmechanik un Ingenieurgeologie*, 1(1): 16-22.
 - Deere, D. y R. Miller, 1966. Engineering classification and index properties for intact rock. University of Illinois. Technical Report N° AFWL-TR-65-116/1996.
 - Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. y Le Corre, C. 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics* 316: 91-119.
 - D' Orazio, M., Innocenti, P., Manetti, M., Haller, M. J., Di Vincenzo, G., y Tornarni, S., 2004b. The Late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike volcanic field (50° S, Argentina): Evidence for geochemical variability in slab window magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 18 (2005):107-124.
 - Duncan, C., y Christopher, W., 2005. *Rock Slope Engineering, Civil and Mining*. 4ta, edición. P. 181-185.
 - Dusen, P., 1913. Vortrag über quartärgeologische Untersuchungen in Paagonien. *Geol. Fören. Förhandl*, 35, 5. Stockholm.

- Fasce, M., 1982. Cuenca del río Santa Cruz. En Chiozza, E y Figueira, R. (Ed).: Atlas Total de la República Argentina, Atlas Físico, volumen 1. Fascículo N° 23. P 260-278. Centro Editor de América Latina, Buenos Aires.
- Feagle, J., Bown, T., Swisher, C. y Buckley, G., 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas, 129-135.
- Feruglio, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). (Expedición Alberto de Agostini 1930-31). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 37 (1): 3-255.
- Feruglio, E., 1949-50. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Ministerio de Industria y Comercio de la República Argentina. Buenos Aires. 1:1-334.
- Fleagle, J. G., Bown, T. M., Swisher, C. y Buckley, G., 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 129-135. Trelew.
- Fleck, R. J., Mercer, J. H., Nairn, A. E., y Peterson, D. N., 1972. Chronology of late Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. Earth and Planetary Science Letters 16: 15-22, Amsterdam
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 13: 937-968.
- Furque, G. y Camacho, H.H., 1972. El Cretácico Superior y terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 61-75. Buenos Aires.
- Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 140, 1-51.

- Galante, O. A., 1955. Informe geológico de la región situada al noreste del lago Argentino y sobre el curso superior del río Santa Cruz. Pcia. de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe 811. Inédito
- Ghiglione M, Suarez F, Ambrosio A, Da Poian G, Cristallini E, Pizzio M F y Reinoso M. 2009. Structure and evolution of the austral basin fold-thrust belt, Southern Patagonian Andes.
- Ghiglione M, Likerman J, Barberon V, Giambiag, Aguirre Urreta B y Suarez F. 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep. Santa Cruz, Argentina. Basin Research (2014) 0, 1–20, doi: 10.1111/bre.12061
- Giacosa, R., Fracchia, D., y Heredia, N., 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49°S, Argentina. Revista: GeologicaActa, Vol. 10, N ° 3 . Sep. 2012. P. 265-282.
- González, L; Oliva, G; y Rial, P., 2001. En: Borrelli, P y Oliva, G (Ed.): El ambiente en la Patagonia Austral. Cap. 2. Pp17-80. En Ganadería Sustentable en la Patagonia Austral INTA Reg. Pat. Sur. 269 pp.
- González de Vallejo, L., M. Ferrer, L. Ortuño y C. Oteo, 2002. Ingeniería Geológica. Pearson Educación. 744 pp. Madrid.
- Gonzáles Díaz, E. F., y Malagnino, E., 1984. Geomorfología de la provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 1-160.
- Gorrington, M., Kay, S., y Zeitler, P., Ramos, V., Panza, J., Rubiolo, D., Fernandez, M., 1997. Neogene Patagonia plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. Tectonics, 16 (1): 1-17.
- Gorrington, M.L., Kay, S.M y Ramos, V.A. E.2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (4): 556-568 (2004)
- Goyenechea C. 2015. Estudio de Impacto Ambiental Aprovechamientos Hidroeléctricos del Río Santa Cruz (Presidente Dr. Néstor C. Kirchner y Gobernador Jorge Cerpénic), Provincia de Santa Cruz. Serman y asociados S.A (inédito), 2-123p, Buenos Aires.

- Goyanes, G. 2009. Glaciotectonismo en el alto valle del Río Santa Cruz. Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas Universidad de Buenos Aires (inédita), 5-13p., Buenos Aires
- Goyanes G, Massabie A. 2012. Estructuras glacitectónicas en las cercanías a Laguna Grande, Valle del río Santa Cruz, Argentina. Provincia de Santa Cruz. Revista de la Sociedad Geológica de España, 25(1-2), 2012
- Gribaudo, C A y Parisi, M L. 1992. “Ventisquero” Editorial Alfa Centro Literario. Disponible en: <http://www.caletao.com.ar/geo/geo/hidro/rios-sc.htm>
- Guerstein, G., Guler, M, y Casadío, S., 2004. Palynostratigraphy and palaeoenvironments of the Oligocene/Miocene boundary from the Centinela Formation, southwestern Argentina. En: Beaudoin, B., Head, M. J., (Eds.), The Palynology and Micropaleontology of Boundaries. Geological Society Special Publication 230: 325-343.
- Haller, M.J.; Dorazio M; Innocenti F; Manetti P y Mazarrini F, 2002. Late Cenozoic plateau basalt from southwestern Santa Cruz, Argentina: an example of transitions from subduction influenced to intraplate magmatism. XV Congreso Geológico Argentino.
- Harrington, H. J. y Leanza, A. F., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Special Publication, 1, 276 pp.
- Hatcher, J. B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. American Journal of Sciences, Fourth Series, Vol. IV (23): 327-354.
- Hatcher, J. B.; 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. American Journal of Sciences (4) 9(50): 85-107
- Hauthal, R., 1904. Gletscherbilder aus der argentinischen Kordillere. Zeitschr. deutsch. u. oesterreich. Alpenvereins, 35: 30-56. Innsbruck.
- Hilson Foot, R., Bruno, D., Simonetti, P., Bradley, S., Botello, J. M., Bradley, T., Amalvy Degreef, I., 2009. Descripción del río más caudaloso de la Provincia de Santa Cruz con detalle de las expediciones históricas que lo han recorrido.

Disponible en:
<http://www.estudiospatagonicos.com.ar/informes/riosantacruz1.htm>.

- Hoek, E., y Bray, J. W., 1981. Rock slope engineering, Institution of Minins and Metallurgy. London. IGME (1987). En Manual de Taludes , Madrid.
- Hoek, E., 1994. Strenght of rock and rock masses. ISRM News Journal 2(2): 4-16.
- Hoek, E., Kaiser, P., y Bawden, W., 1995. Support of underground excavations in hard rock. P. 215. Balkema. Rotterdam.
- Hoek, E. y Brown, E., 1997. Practical estimates of rock mass strenght. International Journal on Rock Mechanics, Mining Science & Geomechanics, Abstracts 34(8): 1165-1186.
- Hoek, E., Carranza Torres, C., y Corkum, B., 2002. Hoek-Brown Failure Criterion – 2002 Edition. Mining and Tunnelling Innovation and Opportunity. Proceedings of the V° North American Rock Mechanics Symposium 1: 267-273. Toronto.
- Hoek, E., Carranza Torres, C., y Corkum, B., 2004. El criterio de rotura de Hoek-Brown - Edición 2002. En: López Jimeno, C. (Ed.), Ingeo Túneles 1(7), 35-47. Madrid.
- Hungr, O., Leroueil, S., y Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update, Landslides, Volume 11, N° 2, pp 167-194 Disponible en: http://www.bgs.ac.uk/landslides/how_does_BGS_classify_landslides.html
- Hutchinson. J. N. 1988. "General report morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to Geology and Hydrogeology. En: Bonnard, C. (Ed.). Proceedings of the 5th Intemational Symposium on Landslides, A. A. Balkema, Rotterdam, Netherlands (1): 3-35.
- IRAM (Instituto Argentino de Racionalización de Materiales), 1982. Suelos granulares. Método de determinación de la densidad relativa. Mecánica de suelos. Norma 10.525

- IRAM (Instituto Argentino de Racionalización de Materiales), 1985. Método de determinación de la permeabilidad 'In situ' por la técnica Lefranc. Mecánica de suelos. Norma 10.531
- IRAM (Instituto Argentino de Racionalización de Materiales), 1983. Método de determinación de la absorción de agua de un terreno, por la técnica de Lugeon. Mecánica de suelos. Norma 10.532
- ISRM (International Society for Rock Mechanics), 1981. Suggested methods for rock characterization, testing and monitoring. ISRM Suggested methods. Ed. E.T. Brown. Reino Unido.
- ISRM (International Society for Rock Mechanics), 1985. Suggested methods for determining point load strength. Commission on Testing Methods. Working Group on Revision of the Point Load Test Method. International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences & Geomechanics 22(2): 51-60. Reino Unido.
- Kay, S., Gorring, M., Ramos, V., 2004. Magmatic source setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36° S to 52° S latitude). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(4): 556-568.
- Kraemer P E. 1991. Estructura y evolución de los Andes Patagónicos entre los 49° 40 y 50° 40 Latitud Sur. Provincia de Santa Cruz. Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Córdoba, 335 p.
- Kraemer, P.E., 1998, Structure of the Patagonian Andes: Regional balanced cross section at 50° S.L. Argentina. International Geology Review 40: 896-915.
- Kraemer, P.E., Ploszkiewicz, J.V. y Ramos, V.A. 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52°S, provincia de Santa Cruz, Argentina. En Haller, M.J. (ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio: 353- 364.
- Le Bas, M.J., y Streckeisen, A. L., 1991, La sistemática IUGS de rocas ígneas. Revista de la Sociedad Geológica, Londres, vol. 148. P. 825-833. Figura8, 2 tablas.

- Malagnino E.C., 1991. Estudio Geológico Regional de Cordillera Patagónica y Patagonia Extrandina. Cuenca Austral. BHP. Inédito
- Malagnino E.C., 1995. The discovery of the oldest extra-Andean glaciation in the Lago Buenos Aires Basin, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 9 (1991), Rabassa & Saleme Eds., Balkema, 4, 69-83.
- Malagnino E., 2009. El Campo de Hielo Patagónico Sur. Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. *Anales* 46, p 815-838. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).
- Malagnino E.C., 2015. Estudio de línea de base en la Sección Occidental de Pampa Alta. SERMAN. Inédito.
- Malumian, N., 1994. Foraminíferos nuevos o característicos del Eoceno medio de la Cuenca Austral: significado paleozoogeográfico. *Ameghiniana* 31 (2): 139-151.
- Malumian, N., y CARAMÉS, A., 1997. Upper Campanian – Paleogene from Rio Turbio coal measures area: micropaleontology and the Paleocene – Eocene boundary, Austral Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2):189-201.
- Malvar Perrín, A., y Carreira, G., 2008. Estado límites de servicios, la sección homogeneizada. Cátedra de Hormigón I 74.01-94.01, Facultad de Ingeniería. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires. (inédito)
- Manassero, M. J., Iñiguez Rodríguez, A. M. y Decastelli, O. O., 1990. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico superior y Terciario inferior en la Cuenca Austral Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 37-46.
- Marensi, S.A., Limarino, C.O., Tripaldi, A. and Net, L.I. 2005. Fluvial systems variations in the Rio Leona Formation: Tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 359-372.

- Marinos, P. y E. Hoek, 2000. GSI: A geologically friendly tool for rock mass strength estimation. Proceedings of the GeoEng2000, International Conference on Geotechnical Engineering: 1422-1446. Melbourne.
- Marshall, L., Pascual, R., Cifelli, R., Drake, R., y Curtis, G., 1977. South American geochronology: radiometric time scale for middle to late Tertiary mammals-bearing horizons in Patagonia. *Science*, 195: 1325-1328.
- Marshall, L. y Pascual, R., 1978. Una escala temporal radiométrica preliminar de las edades-mamífero del Cenozoico medio y tardío sudamericano. *Obra Centenario del Museo de La Plata*, 5: 11-28.
- Marshall, L., Cifelli, R., Drake, R., y Curtis, G., 1986. Geochronology of type Santacrucian land mammal age, Patagonia, Argentina. *Journal of Geology*, 94: 449-457.
- Massabie A. 1990. La faja de corrimientos Río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle del río La Leona, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 29-36.
- Massabie A, Sanguinetti A y Nestiero O. 2007. Evidencias geomórficas de actividad tectónica cuaternaria en el valle de río Santa Cruz, Patagonia, Argentina. V Congreso uruguayo de geología, trab. 015-03, CDI-16.
- Marin, G., 1984. Descripción Geológica de la Hoja 55c, Gobernador Gregores (escala 1:200.000), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 48 p. Buenos Aires.
- Matheos, S. y Raigenborn, M, 2014. Sedimentology and paleoenvironment of the Santa Cruz Formation. En: : Vizcaino, S.F. Kay, R.F. y Bargo, M.S. (Eds.), *Early Miocene paleobiology in Patagonia : high-latitude paleocommunities of the Santa Cruz Formation*:59-82. Santa Cruz, Argentina.
- Mazzoni, E, Rabassa, J. E., 2010 Inventario y clasificación de manifestaciones basálticas de Patagonia mediante imágenes satelitales y SIG, Provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, Buenos Aires, v. 66, n. 4, jun. 2010.

- Mejía, V., Opdyke, N., Vilas, J., Singer, B., y Stoner, J., 2004. Plio – Pleistocene time-averaged field in southern Patagonia recorded in lava flows. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q03H08, doi: 10.1029/2003GC000633.
- Mercer, J.; Fleck, R.J; Mankinen, E.A., y Sander W., 1975. Southern Patagonia: Glacial Events Between 4 m.y. and 1 m.y. Ago. *Quaternary Studies*. The Royal Society of New Zealand, Wellington, pp 223-230.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial history of Southernmost South America. *Quaternary Research*. 6:125-166.
- Mercer, J. y Sutter, J. 1982. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice-sheet history. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 38:135-206.
- Morán S R. 1971. Glaciotectonic structures in drift. Goldswait, R P. Zed., Till, A Symposium. Ohio State, Univ. Press, Ohio, pp 127-148
- Moreno, F. P., 1899. Explorations in Patagonia. *Geographical Journal*, 14 (3): 241-269 y 14 (4): 353- 378.
- Nández, C., 1988. Foraminíferos y bioestratigrafía del Terciario medio de Santa Cruz oriental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 493-517.
- Nullo, F. y Combina, A., 2002. Sedimentitas terciarias continentales. En M. J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, I-16: 245-258. Buenos Aires.
- Nullo, F.E. y Haller M.J., 2002. Guía de Campo Lago Argentino y Glaciar Perito Moreno. *XV Congreso Geológico Argentino*.
- Nullo, F.E; Blasco, G; Risso, C; Combina, A; Otamendi, J. 2010. Hoja Geológica 5172-I, El Calafate (escala 1:250.000). Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 396:1-86. Buenos Aires
- Olalla, C., y Sopeña, L., 1991. Ensayos de campo. Monografía N°5. Máster de Ingeniería Geológica. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid.

- Oliva, G; González, L; y Rial, P. 2001. En el ambiente en la Patagonia Austral. Cap 2. Pp17-80. En Ganadería Sustentable en la Patagonia Austral Borrelli, P. y G. Oliva Ed. INTA Reg. Pat. Sur. 269 pp.
- Palmström, A., 1975. Characterizing the degree of jointing and rock mass quality. Internal Report, Ing. A. B. Berdal. 26 pp. Oslo.
- Palmström, A., 2005. Measurements of and Correlations between Block Size and Rock Quality Designation (RQD). Tunnels and Underground Space Technology 20: 362-377.
- Panza, J. y Cobos, J., 1998. Hoja Geológica 4769-I, Destacamento La María, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 296: 1-115.
- Panza, J.L. y Franchi, M., 2002. Magmatismo basáltico cenozoico extrandino. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1)14: 201-236.El Calafate.
- PANZA, J.L., 2002. La cubierta detrítica del Cenozoico superior. En: Haller, M. J. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1-17: 259-284. El Calafate, Provincia de Santa Cruz.
- Panza, J.L., Sacomani, L., y Cobos, J., 2003. Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, escala 1:750.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Parisi, M L; Gribaudo, C A. 1992. "Ventisquero" Editorial Alfa Centro Literario. <http://www.caletao.com.ar/geo/geo/hidro/rios-sc.htm>
- Parras, A., Griffin, M., Casadío, S., Schweitzer, C., Marensi, S., 2008. Correlation of marine beds based on Sr- and Ar-date determinations and faunal affinities across the Paleogene-Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 26:204-216.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., y Siever, R., 1987. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York. P. 553

- Piñero, L., 1983. Litología y paleontología del perfil Puesto Santa Catalina (Terciario). Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito).
- Piovano, E. Astini, R. Del Papa, C. Nóbile, J. Martini, M. Malagnino, E. 2015. Investigación geológica, sedimentológica, estratigráfica y geomorfológica Valle del Río Santa Cruz - Provincia Santa Cruz – Argentina. CICTERRA-CONICET-UNC-UBA. Inédito.
- Pujana, R.R., 2008. Estudio paleoecológico el Paleógeno de Patagonia austral (Formaciones Río Leona, Río Guillermo y Río Turbio) y Antártida (Formación La Me-seta). Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral inédita. Buenos Aires.
- Quensel, P., 1910. On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia. Bulletin of the Geological Institute of Uppsala, 9.
- Rabassa, J. y Coronato, A., 2002. Glaciaciones del Cenozoico tardío. In: M.J. Haller (Editor): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. I-19:303-315. Buenos Aires, 2002.
- Ramos, V., y Kay, S., 1992. The Southern Patagonia plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. En: Oliver, R.A; Vatin Perignon, N.; Laubacher, G. (Eds.), Andean Geodynamic Symposium (Grenoble-Francia). Tectonophysics 205: 261-282.
- Ramos, V.A.,1999. Geología Argentina. Instituto de geología y recursos minerales. Capítulo 3
- Ramos, V.A., 2002. El magmatismo paleógeno de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio 15º Congreso Geológico Argentino, 1-11:165-174.
- Represas Pataginia, ELING, CGGC, HCSA, UTE, 2016. Represa Pte. Néstor Kirchner. Obras civiles-Geotecnia. Ensayos de laboratorio de mecánica de rocas. Informe de Avance. (Inédito)

- Represas Patagonia ELING-CGGC-UTE, 2016. Obras civiles-geotecnia-ensayos de laboratorio de mecánica de rocas. Informe de avance. (Inédito)
- Riccardi, A. C. y Rolleri, E. O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, II: 1173-1306. Córdoba.
- Riggi, J. C., 1958. Resumen Geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, Provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina 12: 65-97.
- Robbiano, J. A., Arbe, H. A. y Gangui, A., 1996. Cuenca Austral Marina. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 17: 323-341. Buenos Aires.
- Rovereto, G., 1921. Studi di Geomorfologia Argentina V. La Penisola de Valdéz. Boletín de la Sociedad Italiana, XL: 1-47.
- Rocha, M., 1981. Mecânica das rochas. Laboratorio Nacional de Ingeniería Civil. Lisboa.
- Rodríguez, J. y Miller, M., 2005. Cuenca Austral. En: Chebli, G., J. Cortiñas, L. Spalletti, L. Legarreta y E. Vallejo (Eds.), Frontera exploratoria de la Argentina. Simposio del 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, 15: 307-323. Buenos Aires
- Rodriguez Pascua, M., 1997. Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. Estudio en relación con el cálculo de peligrosidad sísmica. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros documentos, 286 p., Madrid.
- Roll, A., 1937. Estudio geológico de la zona entre el río Shehuen y el río Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 1804 y 1805, 115 p. Buenos Aires.
- Romana, M., 2003. DMR (Dam Mass Rating). An adaptation of RMR geomechanics classification for use in dam foundation. International Congress

- on Rock Mechanics (Technology roadmap for rock mechanics). South African Institute of Min. and Met.. 12pp
- Romana, M., 2004. DMR (una adaptación del RMR), una nueva clasificación geomecánica para la cimentación de presas. IX° Congreso Luso de Geotecnia, Actas electrónicas, 14 pp. Aveiro.
 - Russo, A. y Flores, M.A., 1972. Patagonia austral extraandina. En: Leanza, A. F. (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 809 p.
 - Russo, A., Flores, M. A., y Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: Turner, J. C. M. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1431-1501. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
 - Schellmann, G. 1998. Jungkänozoische Landschaftsgeschichte patagoniens (Argentinien). Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrasen. Essener Geographische Arbeiten, 29, pp: 1-218. Essen.
 - Schellmann, G., 1999. Landscape evolution and the glacial history of Southern Patagonia (Argentina) since Late Miocene. Some general aspects. Zbl. Geol. Paaont, Teil I, 7/8: 1013-1026.
 - Serafim, J. y Pereira, J., 1983. Consideration of the geomechanical classification of Bieniawski. International Symposium on Engineering Geology and Underground Construction, Proceedings 1(2): 33-44. Lisboa.
 - Snell y Knight, 1991. Susceptibility of dams to failure by sliding on sub-foundation strata that dip upstream. XVII° International Congress on Large Dams, Q66 R88. Viena.
 - Strelin, J.A., 1995. New evidences on the relationships between the oldest extra-andean glaciations in the Río Santa Cruz area. Quat. of South Am. and Ant. Peninsul. A.A. Balkema, 9 (1991): 105-116, Rotterdam.
 - Strelin, J.A. Y Malagnino. E. C 1996. Glaciaciones Pleistocenas del Lago Argentino y Alto Valle del Río Santa Cruz. XIII Congreso Geológico Argentino, Vol IV: 311-326.

- Strelin, J., Keller, R. y Malagnino E. 1999. New evidences concerning the Plio-Pleistocene landscape evolution of southern Santa Cruz region. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 333-341.
- Strelin, J. y Malagnino E., 2000. Late-Glacial History of Lago Argentino, Argentina, and Age of the Puerto Bandera Moraines. *Quaternary Research* 54, 339-347.
- Strelin, J.A. y Malagnino, E.C., 2009. Charles Darwin and the oldest glacial events in Patagonia: the erratic blocks of the Río Santa Cruz valley. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (1): 101 – 108.
- Tauber, A. A., 1997b. Paleoecología de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Ameghiniana* 34 (4): 517-529.
- Turazzini, G, R. 2002. Aprovechamientos hidráulicos. XV Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 799-814, El Calafate
- Turic, M.A., 1968. Plano compilación de levantamientos y bosquejos geológicos de compilación del área comprendida entre el lago Argentino y el lago Cardiel. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito N° 2071.
- Valladares, A. 2004. “Cuenca del Río Santa Cruz – Cuenca N° 70”. Ministerio del Interior, Obras Públicas. P. 1-7. Disponible en: <https://www.mininterior.gov.ar/obras-publicas/pdf/70.pdf>
- Varnes, D. J. 1978. Slope movements types and processes. En: Schuster, R. L. Krizek, R. L. (Ed.), *Landslides: Analysis and Control*. Special Report 176. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D. C. P. 11-33.
- Wentworth, C., 1922. Una escala de grados y términos de clase para los sedimentos clásticos". *The Journal of Geology* 30, N° 5. P.377-392.
- Whitlow, R., 1994. *Fundamentos De Mecánica De Suelos*, Edit. Compañía editorial continental.

- Zambrano, F. y Urien. C., 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of the Atlantic shore. *Revista de Investigación de Geofisicos*, 75 (8), 1363-1396.
- Zeballos, M. y Soriano, A., 1993. Deformabilidad del cimientto de presas de fábrica. IV° Jornadas Españolas de Presas. SCOLD (Spanish ICOLD): 323-337. Murcia.

• **8.2. INDICE DE FIGURAS Y TABLAS**

• **Figuras**

- Fig. 1.3.1. Mapa de ubicación regional de la zona de estudio. (Sistema de coordenadas Gauss Kruger Argentina Faja 1).
- Fig. 3.1.2. Detalle de ubicación de la zona de estudio. (Sistema de coordenadas Gauss Kruger Argentina Faja 1).
- Fig. 2.1.1. Mapa del sistema hidrográfico de río Santa Cruz
- Fig. 2.1.2. Gráfico de caudal medio mensual 1955-2015. (Datos extraídos de la base de datos hidrológica integrada, Subsecretaría de Recursos Hídricos, Ministerio del Interior, Rep. Argentina). La disposición de datos de los siguientes años está limitada como se describe a continuación: 1955 datos de Septiembre a Diciembre, 1976 datos de Enero a Agosto, 1977 datos de Septiembre a Diciembre, 1992 datos de Junio a Agosto y de Octubre a Diciembre, 2015 datos de Enero a Septiembre.
- Fig. 2.1.3. Imagen extraída de Google earth. Mapa de ubicación los glaciares y canales en la zona del Lago Argentino.
- Fig. 2.1.4. Proceso de cierre y derrumbe del glaciar Perito Moreno. (Imágenes obtenidas Del diario “El patagónico”, Santa Cruz, 28 de Octubre de 2015.)

- Fig. 2.1.5. A) Mapas de isotermas (°C). B) Mapa de isohietas (mm). La temperatura junto con las precipitaciones define el clima del área de estudio. (Modificado de Oliva *et al.*, 2001).
- Figura 2.2.1. Afloramiento de la formación 25 de Mayo, sobre la margen del río Bote (50° 18'016,6'' S 71°43' 10,75°).Detalle de banco con bivalvos.
- Figura 2.2.2. Ejemplar de bivalvo sobre la margen del río Bote (50° 18'016,6'' S 71°43' 10,75°).
- Figura 2.2.3. Cuadro comparativo sobre las propuestas estratigráficas del terciario marino para la sección oriental de la Provincia de Santa Cruz. Fuente: Cuitiño (2011).
- Figura 2.2.4. Afloramiento de la Formación Santa Cruz.
- Figura 2.2.5. Perfil estratigráfico, en la zona del Cerro Cóndor Cliff. (Cuitiño 2011)
- Figura 2.2.6. Contacto superior de la Formación Santa Cruz con depósitos glaciares en corte de camino interno.
- Figura 2.2.7. Basalto Cóndor Cliff, en margen izquierda del río Santa Cruz, cierre de presa Néstor Kirchner
- Figura 2.2.8. Basalto Cóndor Cliff, en margen derecha del río Santa cruz, cierre presa Néstor Kirchner.
- Figura 2.2.9. Esquema de las glaciaciones según Mercer (1976) (tomado de Strelin y Malagnino, 1996).
- Figura 2.2.10. Distribución de las unidades geomórficas en la región del alto valle del río Santa Cruz (tomado de Strelin y Malagnino, 2009).
- Figura 2.2.11. Cuadro comparativo del englazamiento Neozoico (Goyanes 2009)
- Fig. 2.2.12 Vista general de la orilla del lago Argentino.

- Fig. 2.2.13 Detalle de depósitos lacustres a orillas del Lago Argentino, donde se ven rodados y bloques de más de 20cm de diámetro medio.
- 2.2.1.14 Bloque errático afectado por proceso de congelifracción.
- Fig. 2.2.15. Imagen extraída de google earth, donde se observa la coalescencia lateral de tres abanicos aluviales formando una bajada. A su vez se distinguen un abanico aluvial.
- Figura 2.2.16. Ejemplo de depósito de planicie aluvial. Paso Charles Fuhr
- Fig. 2.2.17. Rasgos estructurales de la Cuenca Austral. Modificado de Biddle *et al.* (1986) y Robbiano *et al.* (1996). Extraído de Cuitiño (2011).
- Fig. 2.2.18. Cuadro de correlación entre los movimientos oro y epirogénicos de la región austral Sudamericana. (Charrier y Malumian, 1975). Considerando antecedentes de: Bertels (1970), Camacho (1967), Kaasschieter (1963), Lesta (1968, 1970), Malumián (1968), Malumián *et al.* (1971), Zambrano (1971), y Zambrano y Urien (1970).
- Fig. 2.2.19. Dominios morfotectónicos para la región del lago Argentino (Kraemer *et al.*, 2002)
- Fig. 2.2.20. Distribución morfoestructural para la región patagónica, Zona del Lago Argentino y Lago Viedma. (modificado de Giacosa *et al.* 2012)
- Fig. 2.2.21. Bosquejo de la estratigrafía, geomorfología y estructura a lo largo del río Santa Cruz. Referencias: LA, lago Argentino; RSC, río Santa Cruz; 1, Puerto Santa Cruz; 2, Comandante Luis Piedrabuena; 3, Estancia Rincón Chico; 4, Estancia Rincón Grande; 5, Estancia Cóndor Cliff; 6, Estancia La Julia o Río Bote; C, formaciones cretácico tardías; T, Formación Monte León y Formación Santa Cruz, aflorantes y parcialmente cubiertas; B, basaltos cenozoicos parcialmente cubiertos; Q, depósitos cuaternarios glaciales y glacifluviales, indiferenciados aguas arriba de Estancia Cóndor Cliff; Q1, depósitos fluviales cuaternarios tempranos; Q2, depósitos fluviales cuaternarios tardíos. Adaptado de: Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz, República Argentina, escala

1:750.000, Panza (2002) y con observaciones y relevamientos originales. (Massabie *et al.*, 2007).

- Fig. 2.2.22. Imagen aérea extraída de google earth, donde resaltan los lineamientos estructurales sobre la meseta Pampa Alta mostrando un diseño de drenaje paralelo-subparalelo.
- Fig. 2.2.23. Cabalgamientos múltiples (dúplex) en las sedimentitas terciarias, por deformación glacitectónica. El nivel superior corresponde al contacto entre la formación Santa Cruz y los depósitos glaciares. Corte en camino interno.
- Fig. 2.2.24. Sucesiones de eventos que generan estructuras glacitectónicas. a) Etapa inicial: el fallamiento inverso afecta a las sedimentitas terciarias en el sector proglaciario, b) Etapa intermedia: formación de la estructura dúplex en el sector proglaciario y c) Etapa final: decapitación parcial de los bancos deformados. Cabalgamientos múltiples de la Fm. Santa Cruz. (Modificado de Aber y Ber, 2007)
- Fig. 2.2.25. Vista general del área de estudio
- Fig. 2.2.26. Detalle de till heterogéneo y sin estratificación. Se observa el contacto erosivo con la fm. Santa Cruz
- Fig. 2.2.27. Imagen extraída de google earth, donde se individualizan y clasifican las distintas morenas desarrolladas en la zona. M Al: Morena "A" lateral. M El: Morena "E" lateral. M Et: Morena "E" terminal. M Gl: morena "G" lateral. M Gf: morena "G" de fondo. M Gt: morena "G" terminal. M Hl: morena "H" lateral. M Hf: morena "H" de fondo. M Ht: morena "H" terminal.
- Fig. 2.2.28. Imagen del Río Santa Cruz extraída de Google Earth desde su nacimiento en el lago Argentino hasta la desembocadura en el Mar Argentino.
- Fig. 2.2.29. Imagen del área de estudio, tomada de Google Earth. Se pueden observar los distintos hábitos que presenta el río desde su nacimiento en el lago Argentino
- Fig. 2.2.30. Planicie aluvial del río Santa Cruz en las cercanías con el lago Argentino.

- Fig. 2.2.31. Vista del basalto Cónдор Cliff ubicado sobre la margen izquierda del río Santa Cruz.
- Fig. 2.2.32. Clasificación de procesos de remoción en masa Hungr et. al. (2014), modificada.
- Fig.2.2.33. Zonificación de Peligrosidad Sísmica en base al reglamento CIRSOC 103, Normas Argentinas para Construcciones Sismorresistentes. INPRES.
- Fig. 2.2.34. Esquema tectónico de la provincia de Tierra de Fuego (Cisternas A y Vera E, 2008).
- Fig. 2.2.35. Imagen extraída de google earth, donde se individualizan los sismos próximos a la zona de construcción de la presa Néstor Kirchner. La información de los sismos proviene de la Red Sismográfica Global, conformada por el Servicio geológico de los Estados Unidos (USGS), LA Fundación Nacional de Ciencias (NSF) y las Instituciones de Investigación Incorporadas para la Sismología (IRIS).
- Figura 2.2.36 Gráfico de susceptibilidad de deslizamientos inducidos por terremotos tomados de Hays (1990) (en Goyenechea 2015), modificado.
- Fig. 3.1.1. Modelo de deslizamiento rotacional tipo, donde se distinguen las distintas partes del mismo. En la parte más distal se muestra un flujo, caracterizando al movimiento en total como complejo (inicia como un deslizamiento rotacional, y finaliza como un flujo). (Imagen extraída de Piovano *et al.*, 2014)
- Fig. 3.1.2. La imagen A muestra una serie de deslizamientos rotacionales de la margen izquierda del río con vista de frente. La fotografía B detalla un deslizamiento rotacional en corte de perfil, donde se distinguen las escarpas y Terrazuela.
- Fig.3.1.3. Modelo de expansión lateral combinada donde se distinguen es estrato sedimentario con comportamiento plástico que subyace al estrato rocoso con alta tenacidad. Además se destaca la cresta de presión formada en la parte más distal.

- Fig.3.1.4. detalle de una expansión lateral sobre la margen derecha del río Santa Cruz. Se distingue la espalda expuesta del bloque rocoso.
- Fig. 3.1.5. Esquema de avalancha de roca en un área previamente afectada por deslizamientos rotacionales. (Imagen extraída de Piovano *et al.* 2014)
- Fig. 3.1.6. Imagen extraída de Google earth, donde se muestra un posible flujo que removió material previamente deslizado por deslizamientos rotacionales.
- Fig.3.1.7. Esquema de Caída libre donde se detallan todas las etapas del movimiento hasta la depositación.
- Fig.3.1.8. Se distingue una pared vertical a sub vertical conformada por basalto donde se produce la caída libre, luego los bloques reptan, se fragmentan y redondean, hasta depositarse en al pie de la ladera.
- Fig. 3.1.9 Esquema de vuelco. Los bloques A, B, C, D Y E están separados por discontinuidades verticales, además el macizo es afectado por otro juego de fracturas paralelas a la superficie. Se puede observar toda la trayectoria que recorre el bloque hasta depositarse (<https://es.slideshare.net/sergioramoncayoquiromovimiento-de-masas-41923890>)
- Fig.3.1.10. A) Basalto de la margen izquierda del río Santa Cruz, que exhibe disyunción columnar, generada por tensiones cuando lava se enfría. B) Detalle de distintos juegos de fracturas que presentan los basaltos del área infiriendo la probabilidad de ocurrencia de vuelcos.
- Fig. 3.1.11. Imagen extraída de Google Earth, donde se muestran el desarrollo del sistema tributario del río Santa Cruz en la zona del cierre de la presa Néstor Kirchner (NK). Resalta el diseño centrípeto sobre la planicie estructural de la ladera Norte del valle.
- Fig. 3.1.11. Terraza Fluvial de margen izquierda del río Santa Cruz, donde hay presencia de paleocauces y antigua barra fluvial. Imagen extraída de Google Earth.

- Fig. 3.1.12. Imagen extraída de Google Earth, donde se distinguen distintos tipos de barras en el sector de cierre de la presa Néstor Kirchner. Las figuras A y D son barras laterales, las figuras B y C corresponden a barras longitudinales
- Fig. 3.1.13. Imagen extraída de Google earth, ubicación de muestras analizadas.
- Fig. 3.1.14. Imagen extraída de Google Earth donde se muestra la ubicación del el Arroyo Corderos en la ladera norte del valle del río Santa cruz.
- Fig. 3.2.1. Ubicación de Afloramientos analizados en el área de estudio. Imagen extraída de Google earth
- Fig.3.2.2. Ubicación de perforaciones analizadas.
- Fig.3.2.3. Imagen extraída de Google earth, donde de muestra la ubicación de las muestras analizadas.
- Fig. 3.2.4. Imagen de cada una de las muestras analizadas por difracción de rayos X.
- Fig.3.2.5. Detalle de vista en lupa con aumento X10.
- Fig.3.2.6. Fórmulas de densidad natural, seca y saturada.
- Fig. 3.2.7. Ubicación de perforaciones correspondiente a las muestras ensayadas en el análisis de densidad. Los puntos rosas corresponden a la campaña de IECE-AyEE, y los puntos verdes a la campaña de ESIN-IATASA.
- Fig.3.2.8. Ubicación de muestras ensayadas en el área de estudio.
- Fig. 3.2.9. Gráfico de distribución de los valores de resistencia a la compresión simple obtenidos a partir del ensayo de carga puntual.
- Fig. 3.2.10. Esquema donde se muestran tres perforaciones penetran al mismo macizo rocoso en diferentes direcciones, obteniendo valores de RQD de 0 y 100. El valor de J_v en los tres casos permanece constante, debido a que es evaluado según las 3 dimensiones. Extraído de Palmström (2005).
- 3.2.11. Estimación del GSI para macizos heterogéneos. (Hoek y Marinos, 2000

- Fig. 3.3.1. Gráficos de resistencia al corte a partir de la relación planteada por Mohr-Coulomb para caracterizar el macizo rocoso en condición seca y saturada. La ordenada al origen corresponde al valor de cohesión mientras que la pendiente es el ángulo de fricción. La ordenada al origen corresponde al valor de cohesión mientras que la pendiente es el ángulo de fricción.
- Fig., 3.3.2. Gráfico de la media de resistencia al corte, para el macizo rocoso en condición seca y saturada, de acuerdo al criterio de Mohr-Coulomb. La ordenada al origen corresponde al valor de cohesión mientras que la pendiente es el ángulo de fricción.
- Fig. 3.3.3. Expresiones definidas por Hoek y Brown (2002) para hallar las constantes del macizo rocoso necesarias para el cálculo de la resistencia al corte.
- Fig., 3.3.4. Gráfico de resistencia al corte a partir de la relación planteada por Hoek *et al.*, (2002) para caracterizar el macizo rocoso.
- Fig. 3.3.5. Gráfico de resistencia al corte promedio para el macizo rocoso en condición seca y saturada, de acuerdo al criterio de Hoek y Brown, aplicando factor de reducción.
- Fig.3.3.6. Expresión propuesta por Bieniawski (1989) para calcular el módulo de deformación en macizos con $RMR_{base} > 50$.
- Fig. 3.3.7. Expresión propuesta por Serafim y Pereira (1983) para calcular el módulo de deformación en macizos rocosos.
- Fig. 3.4.1. Relación entre condición hidrogeológica del talud y elección del ábaco normalizado por Hoek y Bray. (Duncan y Christopher, 2005)
- Fig. 3.4.2. Ubicación de casos de estudio para el análisis de talud.
- Fig. 3.4.3. Abaco N°3 de Hoek y Bray para rotura circular en suelos, condición hidrogeológica N°3 (fig. 3.4.1). (Duncan y Christopher, 2005).
- Fig. 3.4.4. Abaco N°3 de Hoek y Bray para rotura circular en suelos, condición hidrogeológica N°3 (fig.3.4.1 la de los distintos perfiles). (Duncan y Christopher, 2005).

- Fig. 5.1.1. Esquema de presa de materiales sueltos con pantalla de hormigón, CFRD. En el esquema se puede ver la implementación de un muro colado como tratamiento de impermeabilización de la fundación.

-

- **Tablas**

- Tabla 3.2.1. Tabla de indicaciones para estimar la resistencia del macizo rocoso en el campo. (ISRM, 1981. Extraído de González de Vallejo *et al.* 2002).
- Tabla. 3.2.2. Tabla de resultados de resistencia a la compresión simple a través de ensayo en campo.
- Tabla 3.2.3. Zonificación propuesta para macizo rocoso de acuerdo a valores de permeabilidad obtenidos a través de ensayos Lugeon.
- Tabla 3.2.4. Tabla donde se detallan los sectores de mayor permeabilidad en roca.
- Tabla 3.2.5. Tabla de resultados de ensayos de densidad en areniscas campaña 1977-1978 (IECI-AyEE) y 2006 (ESIN-IATASA), junto con la densidad saturada calculada.
- Tabla 3.2.6. Tabla de resultados de ensayos de densidad en pelita campaña 1977-1978 (IECI-AyEE) y 2006 (ESIN-IATASA), junto con la densidad saturada calculada
- Tabla 3.2.7. Índice de calidad de roca a partir de la clasificación RQD. Deere (1963) y Deere y Miller (1966)
- Tabla.3.2.8. Tabla de resultados para el análisis del índice RQD.
- Tabla 3.2.9. Tabla de resultados para el análisis de afloramientos en condiciones hidrológicas secas.
- Tabla 3.2.10. Tabla de resultados para el análisis de afloramientos en condiciones hidrológicas secas.

- Tabla. 3.2.11. Tabla de resultados del índice GSI para las muestras analizadas
- Tabla. 3. 2.12. Factores de ajuste para la estabilidad de presas, R_{STA} , a partir de las actitudes de las discontinuidades Romana (2004). DS: inclinación hacia aguas abajo, US: inclinación hacia aguas arriba, A: cualquier inclinación.
- Tabla 3.2.13. Resultados del análisis DMR_{STA} para los afloramientos estudiados de la zona de estudio
- Tablas 3.1.14. Clasificaciones propuestas por Romana, 2004 y 2003. Gravedad incluye CVC, RCC, y relleno duro, mientras que el tipo Escollera involucra las presas sensibles al asiento (presas con pantalla de hormigón, CFRD, asfálticas y AFRD).
- Tabla 3.3.1. Tabla de resultados para el grafico de la envolvente de Mohr-Coulomb, macizo rocoso no saturado.
- Tabla 3.2.2. Tabla de resultados para el grafico de la envolvente de Mohr-Coulomb, macizo rocoso no saturado.
- Tabla 3.3.3. Tabla de valores para la aplicación del método de Hoek y Brown, para definir la envolvente de rotura
- Tabla. 3.3.4. Tabla de resultados de compresión simple global, mediante el método de Hoek y Brown
- Tabla. 3.3.5. Tabla de resultados para el cálculo del módulo de deformación a partir de la metodología propuesta por Serafim y Pereira (1983), Hoek y Brown (Hoek *et al.*, 2002), y Romana (2004)
- Tabla. 3.4.1. Tablas de resultados para en análisis de estabilidad de talud en condición natural y saturada.
- Tabla. 5.1.1. Grado de deformabilidad del macizo rocoso de fundación de una presa de hormigón, a partir de la relación del módulo de deformación del hormigón y el del macizo. (Modificado, Rocha 1981)
- Tabla. 5.1.2. Clasificación de los problemas asociados a la fundación de diferentes tipos y alturas de presas, en función del índice DMR_{def} . (Romana

2004). Presa de Gravedad CVC: Presa convencional Presa de gravedad RCC: Presa de hormigón compactado a rodillo.

- Tabla 5.1.3. Parámetros de entrada para el análisis de los problemas asociados a la fundación de presas de hormigón. N/D: sin dato
- Tabla 5.1.4. Grado de influencia de la deformabilidad del macizo rocoso en la fundación de presas de hormigón y problemas asociados, según los criterios de Rocha (1981) y Romana (2004).
- Tabla. 5.1.5. Recomendaciones orientativas para la excavación de la cimentación (modificado Romana, 2004)
- Tabla 5.1.6. Necesidad de tratamiento de consolidación para una presa de hormigón, en función de la relación del módulo de deformación del hormigón y el macizo rocoso. Modificado Rocha (1981)
- Tabla 5.1.7. Recomendaciones para el tratamiento de consolidación, según el valor de RMR_{BD} y el tipo de presa. Las presas de Gravedad incluyen CVC, RCC, y relleno duro, mientras que el tipo Escollera involucra las presas sensibles al asiento (presas con pantalla de hormigón, CFRD, asfálticas y AFRD). (Romana, 2004).
- Tabla 5.1.8. Parámetros de entrada para definir el grado de tratamiento en la fundación.
- Tabla 5.1.9. Necesidad e intensidad de tratamiento de consolidación de la fundación para presa de hormigón y materiales sueltos, según el criterio de Rocha (1981) y Romana (2004).
- Tabla 5.1.10. Resumen de las principales características geológicas – geotécnicas del macizo rocoso estudiado.

9

CAPÍTULO 9. ANEXOS

ANEXO A.

“ANÁLISIS PETROGRÁFICO”

Análisis macroscópico y microscópico de muestras extraídas en zona de estudio

Se analizaron un total de doce muestras. A continuación se muestra la ubicación de las mismas y el análisis detallado de cada una.



Fig. 9.1 Imagen extraída de Google earth, ubicación en el terreno de muestras analizadas.

ROCAS VOLCÁNICAS

Muestra A1 II

Ubicación: X= 70°52'45,02''O Y= 50°13'07,33''S Z= 299m

Descripción Macroscópica

Roca volcánica color gris con textura fanerítica con cristales de tamaño muy fino, de los cuales se pueden distinguir las caras cristalinas, pero no la mineralogía. La pasta

(70%) es afanítica y le otorga el color a la roca. Hay presencia de vesículas (10%) ovaladas con bordes nítidos, su diámetro mayor varía entre 2mm a 7mm.



Fig.9.2. Muestra de mano de roca volcánica A1 II.

Descripción Microscópica

Roca volcánica hipocristalina de textura microporfírica en la que se distinguen microfenocristales (30%) de olivina inmersos en una pasta (70%) de textura intersertal.

Los microfenocristales de olivina (100%) son euhedrales con relieve moderadamente alto, el eje mayor mide entre 0.15mm y 0.4mm, tiene alta birrefringencia y son incoloros. Algunos microfenocristales están alterados moderadamente por iddingsita.

La pasta está compuesta por plagioclasa (55%), olivina (20%), piroxeno (20%), minerales opacos (5%) y vidrio de color castaño con principio de desvitrificación.

Se destaca la presencia de vesículas redondeadas con bordes nítidos en contacto con la pasta, representan el 30% del total de la muestra.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: olivina 44%, plagioclasa 38,5%, piroxenos 14 % y minerales opacos 3,5%.

De acuerdo con la composición mineralógica y al diagrama de clasificación QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) (A:0%, Q: 0%, P: 100%, F: 0%), la roca se clasifica como un Basalto del campo 10. A su vez debido al gran porcentaje de olivina que presenta tanto en microfenocristales como en la pasta, se lo podría considerar un basalto olivínico.

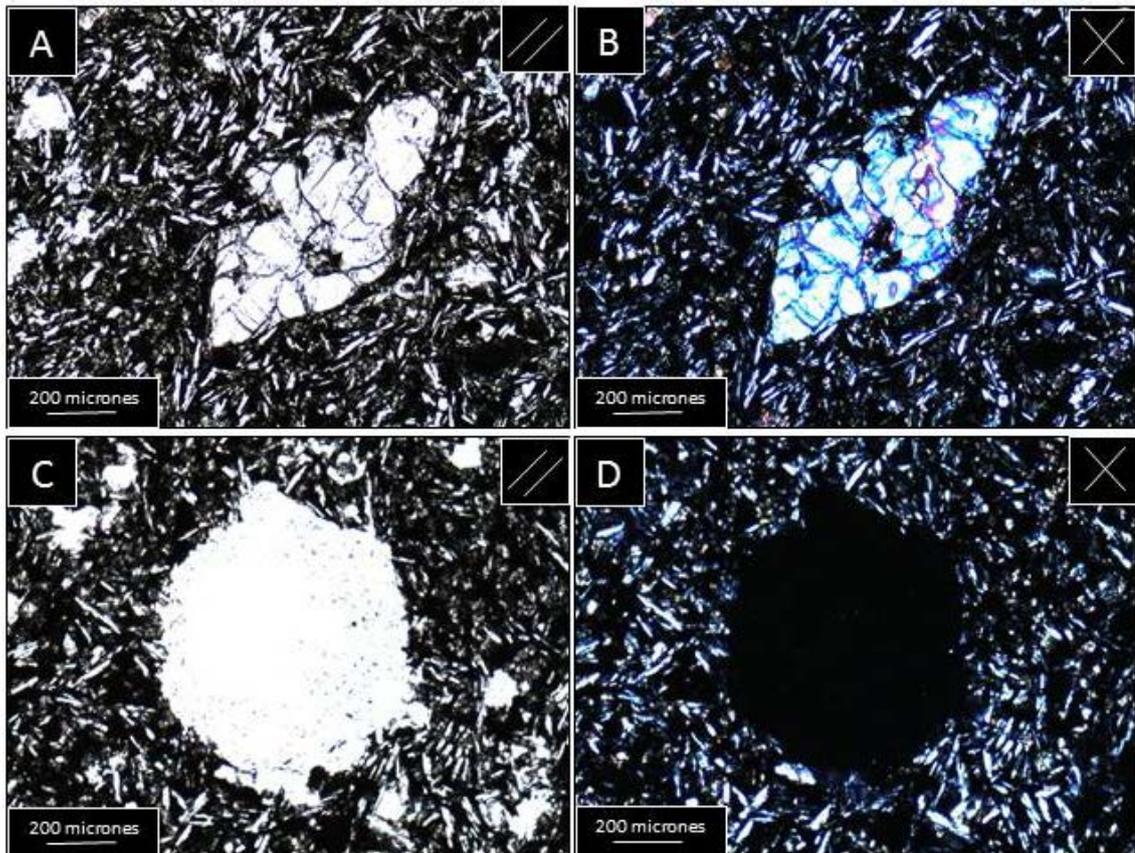


Fig. 9.3. Corte delgado de la muestra A1 II. A y B) Vista de textura microporfírica con microfenocristal del olivina inmerso en una pasta intersertal. C y D) Detalle de vesícula redondeadas con bordes nítidos en contacto con la pasta.

Muestra B1 I

Ubicación: X= 70°41'21,94''O Y= 50°14'17,70''S Z= 306m

Descripción Macroscópica

Roca volcánica color negro de textura fanerítica con cristales de tamaño fino. Se distinguen minerales de color blanco y otros de color negro. Los primeros presentan hábito tabular, brillo vítreo o nacarado, su tamaño varía entre 1 a 2mm, son euhedrales y equinogranulares, posiblemente son minerales de plagioclasa. Los minerales color negro tiene brillo vítreo, su tamaño es menor a 1mm, son euhedrales y equinogranulares, posiblemente se traten de olivina. La pasta (50%) tiene textura afanítica, y es quién le otorga el color a la roca.

Hay escasa presencia de vesículas (5%), tienen formas ovaladas y bordes nítidas, su diámetro mayor varía entre 1mm a 6mm.



Fig.9.4. Muestra de mano de roca volcánica B1 I.

Descripción Microscópica

Roca volcánica hipocristalina de textura microporfírica en la que se distinguen microfenocristales (20%) de olivina y plagioclasa inmersos en una pasta (80%) de textura intersertal.

Los microfenocristales de olivina (65%) son euhedrales con relieve moderadamente alto, tiene alta birrefringencia y son incoloros. Algunos microfenocristales están alterados incipientemente por iddingsita. Los cristales de plagioclasa (35%) son euhedrales de hábito tabular y tiene macla polisintética en general.

La pasta está compuesta por plagioclasa (65%), olivina (15%), piroxeno (15%), minerales opacos (5%) y escasa presencia de vidrio de color castaño.

Se destaca la presencia de vesículas redondeadas con bordes nítidos en contacto con la pasta, representan el 30% del total de la muestra.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 59%, olivina 25%, piroxenos 12 % y minerales opacos 4%.

De acuerdo con la composición mineralógica y al diagrama de clasificación QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) (A:0%, Q: 0%, P: 100%, F: 0%), la roca se clasifica como un Basalto del campo 10. A su vez debido al gran porcentaje de olivina que presenta tanto en microfenocristales como en la pasta, se lo podría considerar un basalto olivínico.

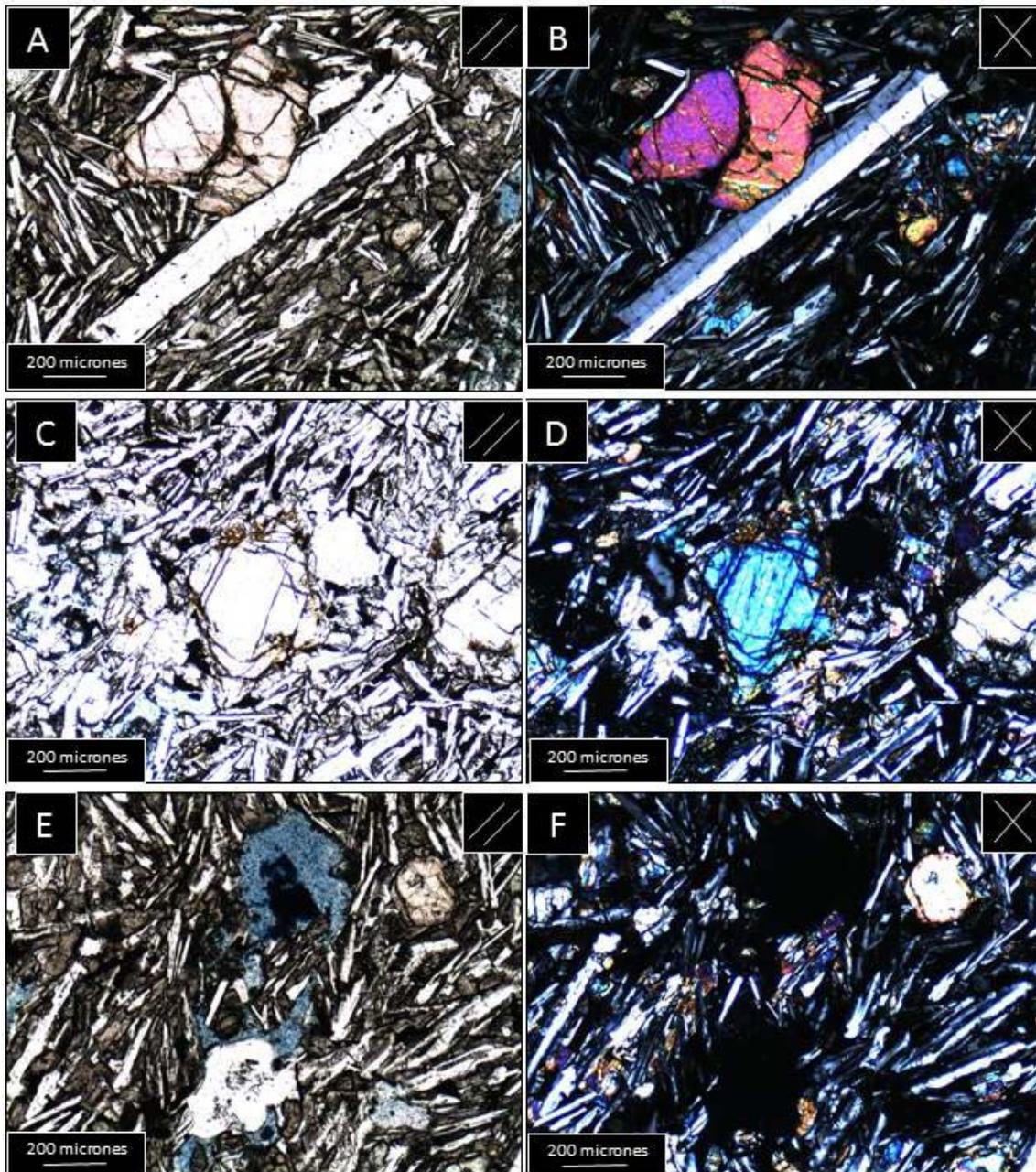


Fig. 9.5. Corte delgado de la muestra B1 I. A y B) Vista de textura microporfírica con microfenocristales del olivina y plagioclasa inmersos en una pasta intersertal. C y D) Detalle de microfenocristal de olivina con incipiente alteración a indidgita en los bordes. E y F) Detalle de pasta con textura intersertal donde se observan cristales de plagioclasa y olivina. Notese la presencia de vesículas y vidrio.

Muestra B1 II

Ubicación: X= 70°41'21,94''O Y= 50°14'17,70''S Z= 306m

Descripción Macroscópica

Roca volcánica color negro de textura fanerítica con cristales de tamaño fino. Se distinguen minerales de color blanco con hábito tabular, brillo vítreo o nacarado, su tamaño varía entre 0,5 a 5mm, son euhedrales y equinogranulares, posiblemente son minerales de plagioclasa. La pasta (70%) tiene textura afanítica, y es quién le otorga el color a la roca. Hay presencia de vesículas (30%), de forma redondas y bordes nítidos, su diámetro mayor varía entre 2mm a 1,3cm. En algunos casos las vesículas están conectadas entre sí.



Fig 9.6: Muestra de mano roca volcánica B1 II

Descripción Microscópica

Roca volcánica hipocristalina de textura microporfírica en la que se distinguen microfenocristales (20%) de olivina y plagioclasa inmersos en una pasta (80%) de textura hialoofítica.

Los microfenocristales de olivina (70%) son euhedrales con relieve moderadamente alto, tiene alta birrefringencia, hay ejemplares incoloros y algunos con pleocroísmo rosa. Los cristales de plagioclasa (30%) son euhedrales de hábito tabular y tiene macla polisintética en general. Se observa un xenolito de arenisca probablemente incorporado del banco infrayacente a la colada basáltica.

La pasta está compuesta por plagioclasa (75%), olivina (20%), minerales opacos (5%) e importante presencia de vidrio con tonalidades rojizas. Los cristales de plagioclasa muestran desarrollo esquelético posiblemente por enfriamiento súbito.

Se destaca la presencia de vesículas redondeadas con bordes nítidos en contacto con la pasta, representan el 40% del total de la muestra.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 66%, olivina 30% y minerales opacos 4%.

De acuerdo con la composición mineralógica y al diagrama de clasificación QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) (A:0%, Q: 0%, P: 100%, F: 0%), la roca se clasifica como un Basalto del campo 10. A su vez debido al gran porcentaje de olivina que presenta tanto en microfenocristales como en la pasta, se lo podría considerar un basalto olivínico.

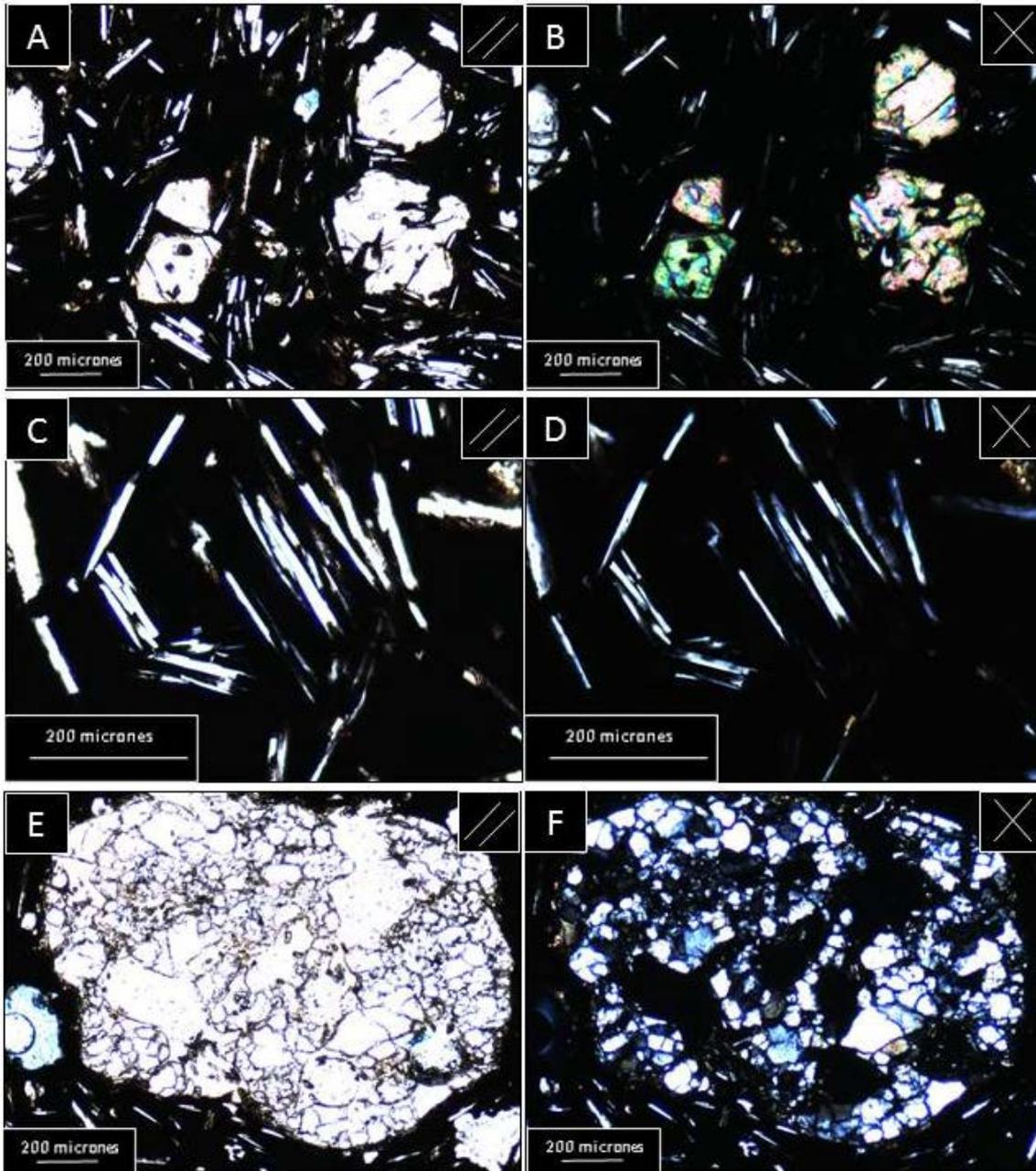


Fig. 9.7. Corte delgado de la muestra B1 II. A y B) Vista de textura microporfírica con microfenocristales del olivina inmersos en una pasta intersertal. C y D) Detalle de pasta con textura intersertal donde se observan cristales de plagioclasa esquelética. E y F) Xenolito de arenisca.

Muestra C1 I

Ubicación: X= 70°46'36,39''O Y= 50°11'50,62''S Z= 304m

Descripción Macroscópica

Roca volcánica color rojo de textura fanerítica con cristales de tamaño muy fino, de los cuales se pueden distinguir las caras cristalinas, pero no la mineralogía. La pasta (90%) es afanítica y le otorga el color a la roca. Hay presencia de vesículas (30%) de variado tamaño (entre 2 a 10mm) de forma ovalada. Se observa actividad biológica con presencia de organismos de color blanco.



Fig 9.8. Muestra de mano roca volcánica C1 I

Descripción Microscópica

Roca volcánica hipocristalina de textura microporfírica en la que se distinguen microfenocristales (10%) de olivina inmersos en una pasta (90%) de textura intersertal.

Los microfenocristales de olivina (100%) son euhedrales y en casos anhedrales, con relieve moderadamente alto, tiene alta birrefringencia y son incoloros. Los microfenocristales muestran una fuerte alteración por iddingsita, además presentan inclusiones de minerales opacos.

La pasta está compuesta por plagioclasa (80%), olivina (10%), piroxeno (10%), y una importante presencia de vidrio de color castaño.

Se destaca la presencia de vesículas redondeadas con bordes nítidos en contacto con la pasta, representan el 40% del total de la muestra.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 72%, olivina 19%, piroxenos 9%.

De acuerdo con la composición mineralógica y al diagrama de clasificación QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) (A:0%, Q: 0%, P: 100%, F: 0%), la roca se clasifica como un Basalto del campo 10. A su vez debido al gran porcentaje de olivina que presenta tanto en microfenocristales como en la pasta, se lo podría considerar un basalto olivínico.

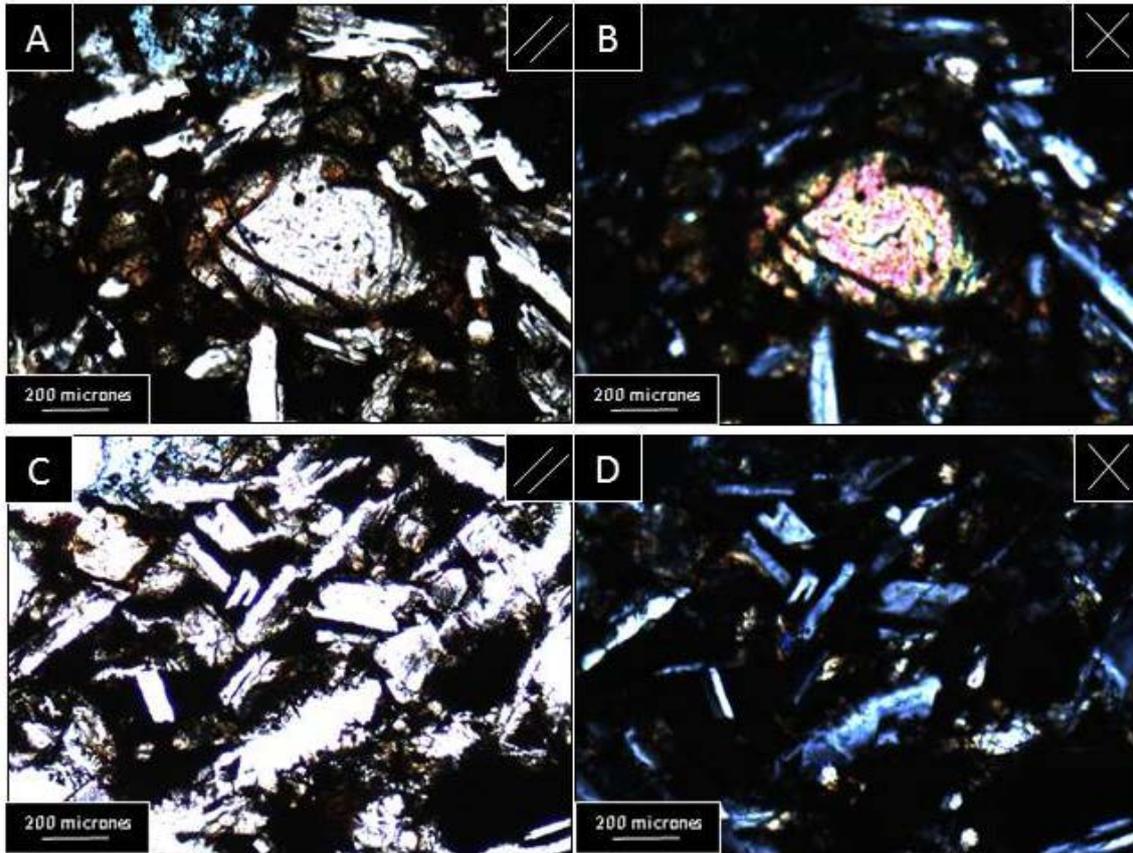


Fig. 9.9. Corte delgado de la muestra C1 I. A y B) Vista de textura microporfírica con microfenocristal del olivina inmerso en una pasta intersertal. El cristal de olivina presenta alteración a iddingsita e inclusiones de minerales opacos. C y D) Detalle de pasta con textura intersertal donde se observan cristales de plagioclasa, olivina y piroxeno. Note la presencia de vidrio que ocupa un 30% de la imagen.

Muestra C1 III

Ubicación: X= 70°46'36,39''O Y= 50°11'50,62''S Z= 304m

Descripción Macroscópica

Roca volcánica color negro de textura afanítica. La pasta (100%) es afanítica y le otorga el color a la roca. Hay presencia de vesículas (30%), de forma redondas y bordes nítidos, su diámetro mayor varía entre 2mm a 1,3cm. En algunos casos las vesículas están conectadas entre sí.



Fig 9.10. Muestra de mano roca volcánica C1 III

Descripción Microscópica

Roca volcánica hipocristalina de textura microporfírica en la que se distinguen microfenocristales (20%) de olivina inmersos en una pasta (80%) de textura intersertal.

Los microfenocristales de olivina (100%) son euhedrales con relieve moderadamente alto, tiene alta birrefringencia y son incoloros. Algunos microfenocristales muestran una fuerte alteración por iddingsita.

La pasta está compuesta por plagioclasa (55%), olivina (20%), piroxeno (20%), minerales opacos (5%) y escasa presencia de vidrio de color castaño parcialmente desvitrificado.

Se destaca la presencia de vesículas redondeadas con bordes nítidos en contacto con la pasta, algunas muestran sílice coloidal y otras poseen carbonatos en las paredes. Representan el 30% del total de la muestra.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 44%, olivina 36%, piroxenos 16 % y minerales opacos 4%.

De acuerdo con la composición mineralógica y al diagrama de clasificación QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) (A:0%, Q: 0%, P: 100%, F: 0%), la roca se clasifica como un Basalto del campo 10. A su vez debido al gran porcentaje de olivina que presenta tanto en microfenocristales como en la pasta, se lo podría considerar un basalto olivínico.

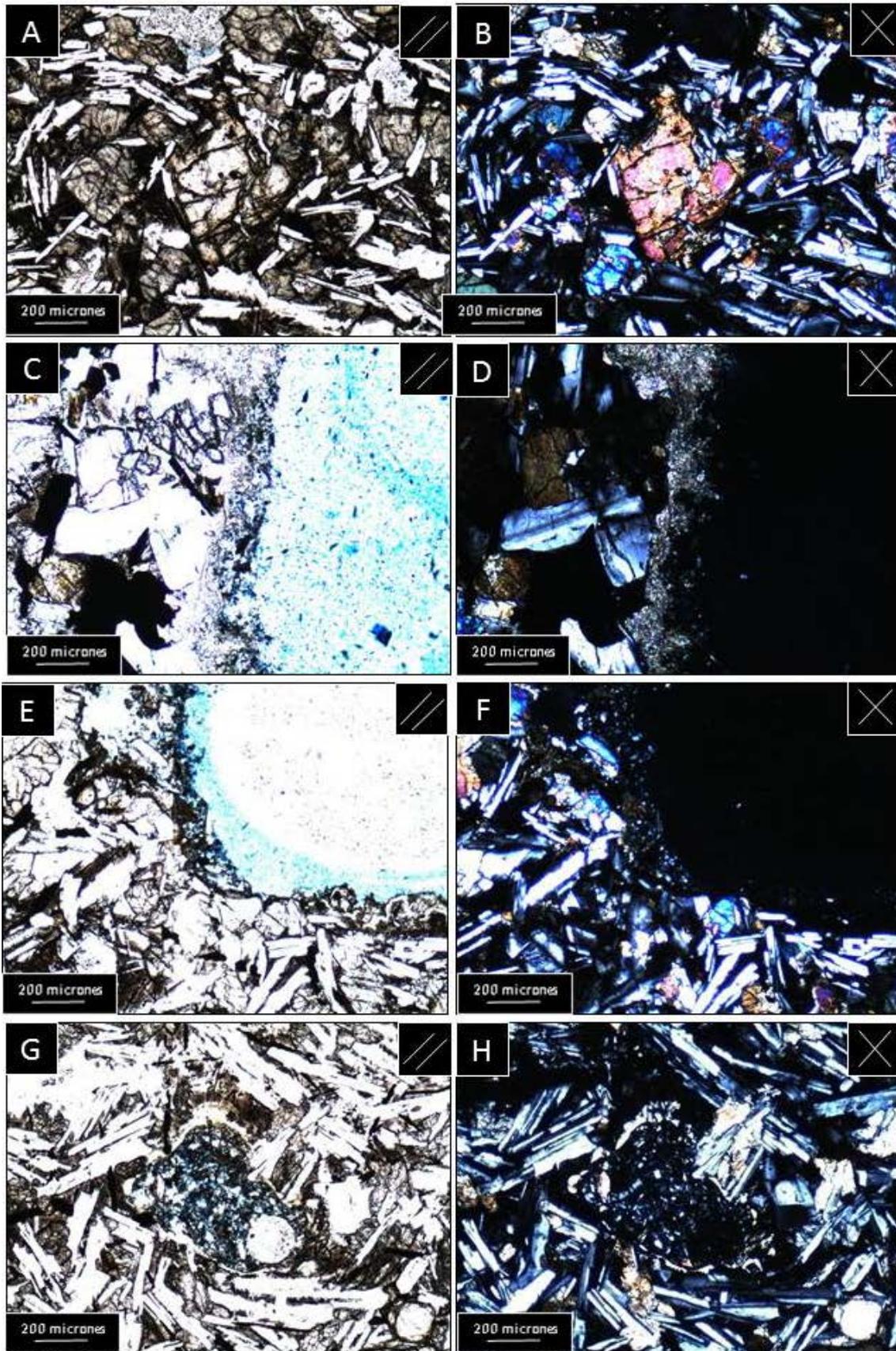


Fig. 9.11. Corte delgado de la muestra C1 III. A y B) Vista de textura microporfírica con microfenocristales del olivina inmersos en una pasta interstital, note la presencia de inclusiones de minerales opacos en el cristal de olivina. C y D) Detalle de pasta con textura interstital donde se observan cristales de plagioclas, olivina, piroxenos y minerales opacos. Se observa carbonatos relleno vesicula.

E y F) Crecimiento de sílice coloidal en pared de vesícula. G y H) Vesícula rellena completamente por sílice coloidal.

Muestra K 21

Ubicación: X= 70°46'40,79''O Y= 50°11'39,99''S Z= 297,05m

Descripción Macroscópica

Roca volcánica color negro de textura afanítica con cristales de tamaño muy fino, de los cuales se pueden distinguir las caras cristalinas, pero no la mineralogía. La pasta (100%) es afanítica y le otorga el color a la roca. Hay presencia de vesículas (20%) de variado tamaño (<1mm a 2mm), redondeadas con bordes nítidos. Se observa un sector de la roca con coloración blanca, producto de algún tipo de alteración.



Fig 9.12. Muestra de mano roca volcánica K 21

Descripción Microscópica

Roca volcánica hipocristalina de textura microporfírica en la que se distinguen microfenocristales (20%) de olivina y piroxenos inmersos en una pasta (80%) de textura intersertal.

Los microfenocristales del olivina (65%) son euhedrales con relieve moderadamente alto, tiene alta birrefringencia y son incoloros. Algunos microfenocristales están alterados incipientemente por iddingsita. Los cristales de piroxenos (35%) son euhedrales de hábito prismático, con alto clivaje y relieve.

La pasta está compuesta por plagioclasa (60%), olivina (10%), piroxeno (10%), minerales opacos (20%) y presencia de vidrio de color castaño.

Se destaca la presencia de vesículas redondeadas con bordes nítidos en contacto con la pasta, representan el 40% del total de la muestra.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 48%, olivina 21%, piroxenos 15 % y minerales opacos 16%.

De acuerdo con la composición mineralógica y al diagrama de clasificación QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) (A:0%, Q: 0%, P: 100%, F: 0%), la roca se clasifica como un Basalto del campo 10. A su vez debido al gran porcentaje de olivina que presenta tanto en microfenocristales como en la pasta, se lo podría considerar un basalto olivínico.

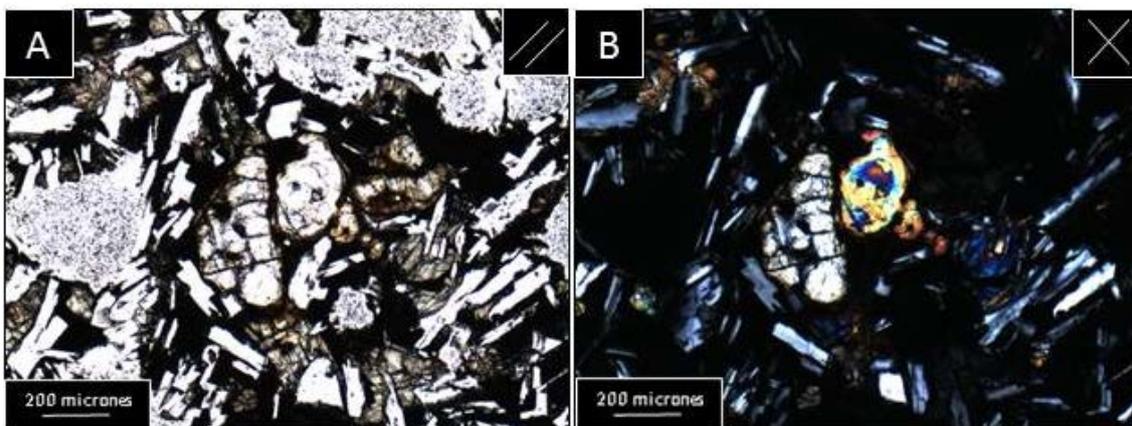


Fig. 9.13. Corte delgado de la muestra K21. A y B) Vista de textura microporfírica con microfenocristal del olivina y piroxeno inmerso en una pasta intersertal. El cristal de olivina muestra alteración a iddingsita e inclusiones de minerales opacos. Importante presencia de vesículas redondeadas.

ROCAS SEDIMENTARIASMuestra K1 I

Ubicación: X= 70°46'39,35''O Y= 50°12'09,74''S Z= 103,45m

Descripción Macroscópica

Roca silicoclástica muy bien consolidada con fractura irregular y de color gris, hay sectores con tonalidades castañas probablemente debidas a una alteración de óxidos. Se observa en un sector lateral de la muestra la presencia de un resto fósil, posiblemente de un bivalvo de acuerdo al ambiente de formación (Ver cap. 2.1.1, Estratigrafía -Fm. Santa Cruz-).

La roca presenta textura matriz sostén, la fracción clástica (55%) está compuesta por clastos de sílice, mayoritariamente, que son subredondeados, de baja esfericidad, y su tamaño varía entre 0,5mm a 1mm, clasificando a la roca como una arenisca gruesa. El material ligante (45%) es de color gris, y su composición es, probablemente igual a la de los clastos mayoritarios.



Fig 9.14. Muestra de mano roca sedimentaria K1

Descripción Microscópica

Muestra pobremente seleccionada, bimodal, compuestas por clastos redondeados a sub-redondeados de baja esfericidad, con textura flotante. Los clastos de mayor tamaño tienen en promedio 1mm de diámetro mayor y 0,4mm de diámetro medio, mientras que los clastos de menor tamaño poseen 0,3mm de diámetro mayor y 0,25mm de diámetro medio.

La fracción clástica (55% de roca total) presenta cuarzo (50%) como componente mayoritario, Feldespato (18%), Líticos (27%), piroxenos como minerales accesorios (5%). El cuarzo monocristalino muestra extinción flash y ondulosa, se distinguen algunos cuarzos engolfados, indicando procedencia volcánica. El feldespato se encuentra alterado por arcillas, las cuales no permiten distinguir qué tipo de feldespato es.

Los fragmentos líticos presentes son de origen volcánico y metamórfico, son redondeados de baja esfericidad. Los primeros se encuentran alterados por arcillas, y están compuestos por vidrio, plagioclasa y piroxeno. Los líticos metamórficos se representan por cuarzo milonítico.

Los piroxenos son angulosos de baja esfericidad, muestran alto relieve.

La matriz es menor al 1%. El cemento representa el 41%, está constituido por zeolitas (55%), sílice como crecimiento secundario (25%), y carbonatos como reemplazo en clastos de cuarzos (20%). La porosidad es baja (3%), y posiblemente intragranular.

Los porcentajes totales de cuarzo, feldespato y líticos para la clasificación de la muestra son: Cuarzo (52,63%), Feldespato (18,95%) y Líticos (28,42%).

De acuerdo con la clasificación de Folk *et al* (1970), la roca se es un Litoarenita Feldespática. Según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn *et al.* (1987), la roca es una arenita lítica volcánica.

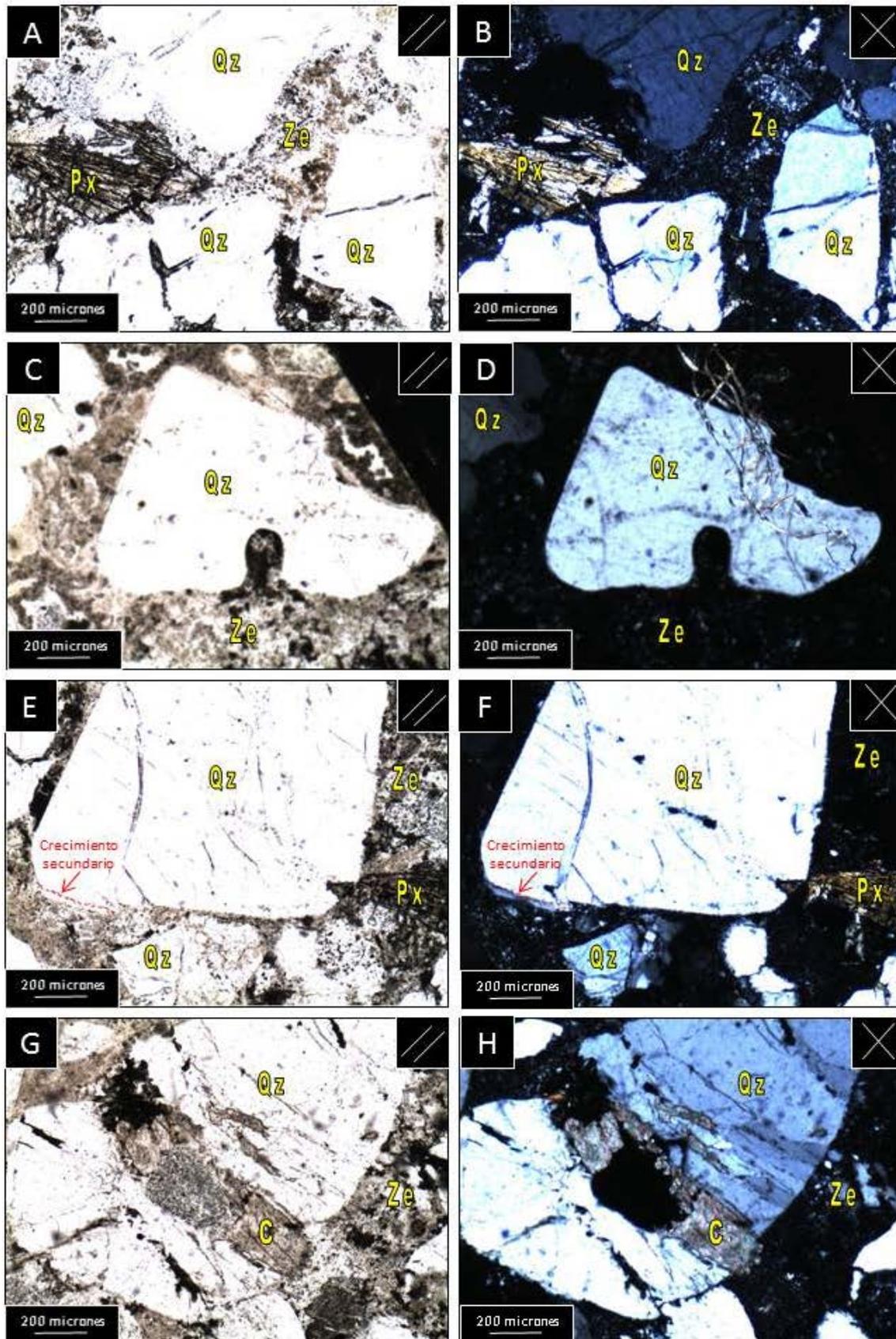


Fig. 9.15. Corte delgado de la muestra K1. A y B) Textura flotante, se observan clastos de cuarzo (Qz) y piroxeno (Px) cementados por zeolita (Ze). C y D) Cuarzo (Qz) engolfado inmerso en cemento zeolítico (Ze). E y F) Cemento silíceo, como crecimiento secundario, y zeolítico (Ze). Además se distinguen clastos de cuarzo (Qz) y piroxeno (Px). G y H) Reemplazo de carbonatos (C) en clasto de cuarzo (Qz).

Muestra K1 II

Ubicación: X= 70°46'39,35''O Y= 50°12'09,74''S Z= 97,45m

Descripción Macroscópica

Roca silicoclástica muy bien consolidada con fractura irregular y de color gris. En un sector lateral de la muestra resalta una variación de tonalidades, que se disponen en forma concéntrica desde color marrón, en el sector más externos hasta amarillo en el centro. Se puede tratar de un resto de fósil marino, asociado con el ambiente de formación (Ver cap. 2.1.1. Estratigrafía -Fm. Santa Cruz-), o un lítico.

La roca presenta granulometría 0,15mm, definiéndola como arenisca fina. Debido al tamaño de granos, no se pudo diferenciar la fracción clástica del material ligante. Se puede inferir que la roca está compuesta en algún porcentaje por sílice, de acuerdo al color que presenta la misma.



Fig 9.16 Muestra de mano roca sedimentaria K1 II.

Descripción Microscópica

Muestra moderadamente a bien seleccionada, compuestas por clastos sub-angulosos a sub-redondeados de baja esfericidad. Presenta textura clasto-sostén, con contactos tangenciales, y en algunos casos rectos. Los clastos tienen en promedio 0,18mm de diámetro mayor y 0,12mm de diámetro medio (Arena fina).

La fracción clástica (79% de roca total) presenta cuarzo (15%), Feldespato (20%), Líticos (60%) como elemento mayoritario, y piroxenos como minerales accesorios (5%). El cuarzo aparece como policristalino y monocristalino, él último tiene extinción flash y ondulosa. Además se distinguen algunos cuarzos engolfados con inclusiones, indicando procedencia volcánica. Los feldespatos se representan por plagioclasas, con hábito tabular y macla polisintética.

Los fragmentos líticos presentes son de origen volcánico (60%), metamórfico de alto y bajo grado (30%) y sedimentarios (10%), son redondeados de baja esfericidad. Los primeros se encuentran alterados por arcillas, y están compuestos por vidrio y plagioclasa y. Los líticos metamórficos se representan por cuarzo milonítico y líticos con minerales de alto color de birrefringencia que fueron deformados. Hay escasos líticos sedimentarios de grano muy fino.

Entre los minerales accesorios, los piroxenos (80%) son angulosos de baja esfericidad, muestran alto relieve. Las biotitas (20%) son más escasas y en algunos casos están flexuradas por compactación.

La matriz es menor al 1%. El cemento representa el 15%, está constituido por zeolitas (85%), arcillas (15%). La porosidad (5%) es baja a moderada, y posiblemente intragranular.

Los porcentajes totales de cuarzo, feldespato y líticos para la clasificación de la muestra son: Cuarzo (15,79%), Feldespato (21,05%) y Líticos (63,16%).

De acuerdo con la clasificación de Folk *et.al* (1970), la roca se es un Litoarenita. Según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn *et al.* (1987), la roca es una arenita lítica volcánica.

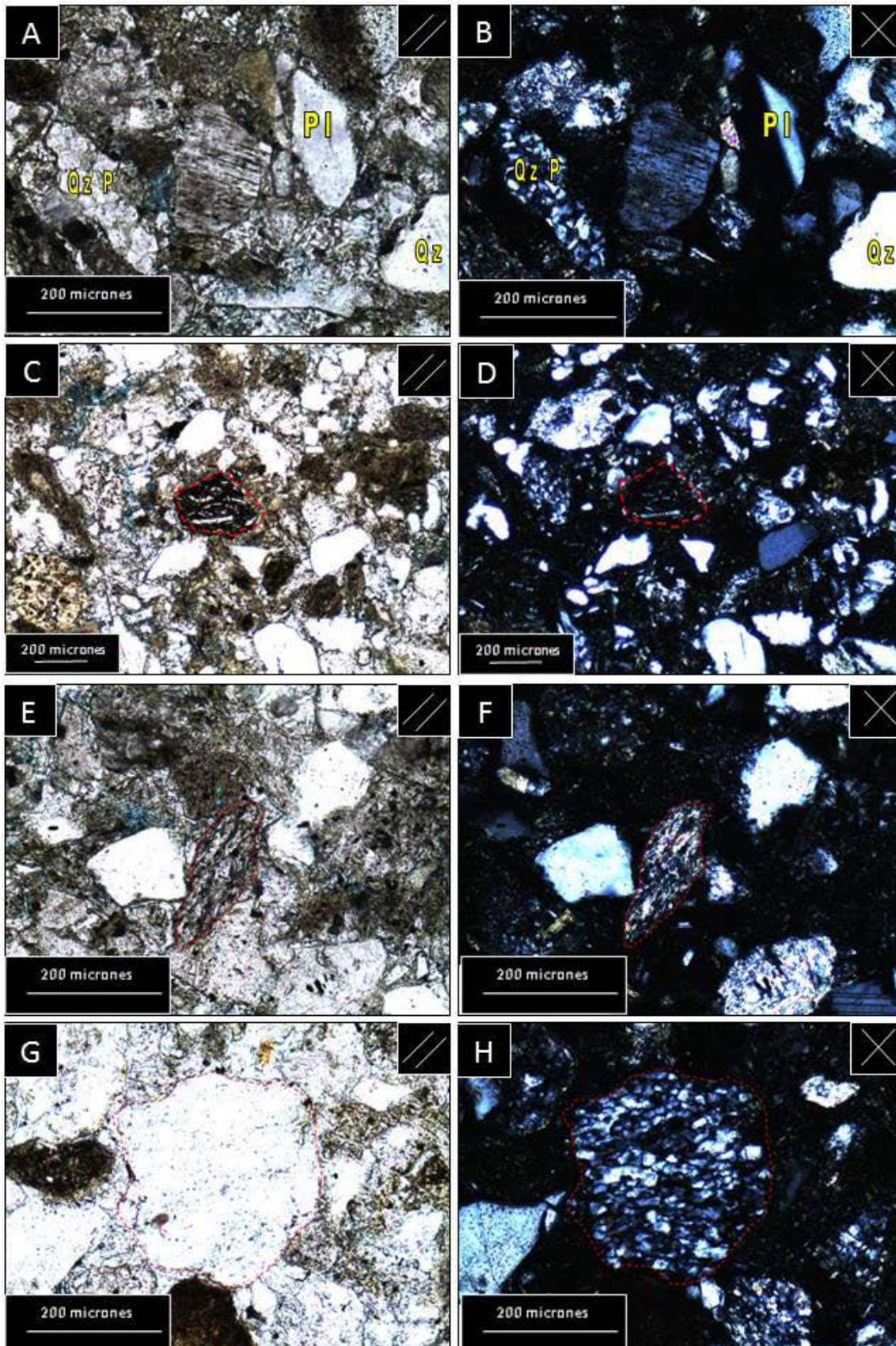


Fig. 9.17. Corte delgado de la muestra K11I. A y B) Textura clasto-sostén. Se observan clastos de cuarzo monocristalino (Qz) y policristalino (Qz P), y plagioclasa (Pl). C y D) Lítico volcánico compuesto por plagioclasa y vidrio. E y F) Lítico metamórfico. G y H) Cuarzo milonítico.

Muestra K 20

Ubicación: X= 70°46'44,80''O Y= 50°12'01,67''S Z= 162,10m

Descripción Macroscópica

Roca silicoclástica muy bien consolidada con fractura irregular y de color gris. Se distinguen restos de bivalvos color blanco. La fracción clástica está compuesta por clastos de 0,15mm en promedio, y bioclastos cuyo tamaño varía de 3mm a 5,5cm, lo que le otorga una selección pobre a la roca. El material ligante es de color gris a marrón, pero no se pudo distinguir a ojo desnudo su composición.



Fig 9.18 Muestra de mano roca sedimentaria K20.

Descripción Microscópica

Muestra muy mal seleccionada, presenta dos modas una representada por los clastos y otra por los bioclastos. Presenta textura clasto-sostén, con contactos tangenciales, y en algunos casos rectos. Los clastos tienen en promedio 0,15mm de diámetro mayor y 0,1mm de diámetro medio (Arena fina), son sub-angulosos de baja esfericidad, y muestran buena selección. Los bioclastos tienen en promedio 1,57mm de diámetro mayor y 0,52mm de diámetro medio, angulosos de baja esfericidad.

La fracción clástica (80% de roca total) presenta Cuarzo (15%), Feldespato (20%), Líticos (10%), Bioclastos (30%) como elemento mayoritario, anfíbol y piroxenos como minerales accesorios (5%). Además hay una gran porcentaje de minerales (20%) que no se pueden distinguir por la gran alteración que presentan, los denominaremos Alteritas.

El cuarzo es monocristalino, tiene extinción flash y ondulosa. Los feldespatos se representan por plagioclasas, con hábito tabular y macla polisintética. Las alteritas son clastos posiblemente de cuarzo o feldespatos que han sido alterados por arcillas, el grado de alteración es muy alto y no deja especificar el tipo de clasto.

Los fragmentos líticos presentes son de origen volcánico (50%), y sedimentarios (50%), ambos se encuentran alterados por arcillas. Los bioclastos son restos de conchillas rellenos con carbonatos.

Los minerales accesorios están constituidos por piroxenos (50%) con pleocroísmo marrón y anfíboles (50%) con pleocroísmo verde. Son angulosos de baja esfericidad, y muestran alto relieve.

La matriz (7%) es arcillosa. El cemento representa el 10%, está constituido por zeolitas (30%) que rellenan cavidades, y arcillas (70%). La porosidad (3%) es baja, y posiblemente intregranular por disolución de material ligante.

Los porcentajes totales de cuarzo, feldespato y líticos para la clasificación de la muestra son: Cuarzo (33,33%), Feldespato (44,45%) y Líticos (22,22%).

De acuerdo con la clasificación de Folk (1970), la roca se es un Feldarenita Lítica. Según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn. (1987), la roca es una Arenita Feldespática.

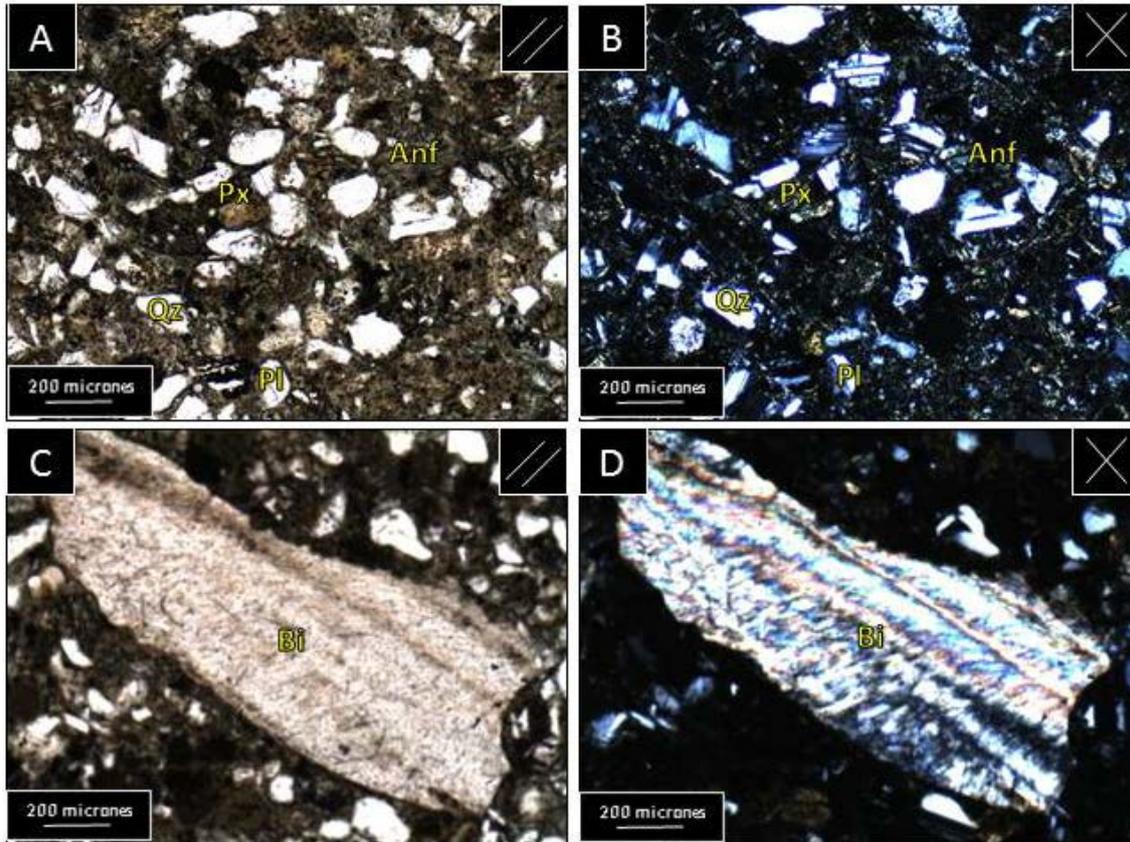


Fig. 9.19. Corte delgado de la muestra K 20. A y B) Textura clasto-sostén. Se observan clastos de cuarzo monocristalino (Qz), plagioclasa (Pl), anfibol (Anf) y piroxeno (Px). C y D) Bioclasto. Resto de conchilla

Muestra C2 I

Ubicación: X= 70°44'54,40''O Y= 50°14'50,40''S Z= 266m

Descripción Macroscópica

Roca silicoclástica muy bien consolidada con fractura irregular y de color gris. La fracción clástica (70%) de la roca, está compuesta por clastos de 0,2mm a 0,5mm de diámetro mayor. Se distinguen clastos color blanco, probablemente de cuarzo o feldespato. El material ligante (30% de la roca) es de color gris a marrón, pero no se pudo distinguir a ojo desnudo su composición.

Descripción Microscópica

Muestra mal seleccionada, presenta dos modas una representada por los clastos y otra por los litoclastos. Presenta textura clasto-sostén, con contactos cóncavo-convexo,

rectos y en algunos casos suturados. Los clastos tienen en promedio 0,2mm de diámetro mayor y 0,1mm de diámetro medio (Arena fina), son sub-angulosos de baja esfericidad. Los litoclastos tienen en promedio 0,7mm de diámetro mayor y 0,4mm de diámetro medio, redondeados de baja esfericidad.

La fracción clástica (80% de roca total) presenta Cuarzo (15%), Feldespato (15%), Líticos (65%), como elemento mayoritario, y piroxenos como minerales accesorios (5%). El cuarzo es monocristalino, tiene extinción flash y ondulosa. Los feldespatos se representan por feldespato potásico y plagioclasas. Las plagioclasas tienen hábito tabular y macla polisintética.

Los fragmentos líticos presentes son de origen volcánico (80%), y sedimentarios (20%). Los líticos volcánicos están conformados por plagioclasa y posiblemente piroxenos dentro de una pasta vítrea. Además hay gran cantidad de trizas volcánicas y fragmentos pumiceos. Los líticos sedimentarios son de grano fino.

Los minerales accesorios están constituidos por piroxenos (100%) con pleocroísmo marrón, son angulosos de baja esfericidad, y muestran alto relieve.

La matriz es menor al 1%. El cemento representa el 14%, está constituido por arcillas (85%) y zeolitas (15%), rellenando espacios. La porosidad (5%) es baja a moderada, y posiblemente intregranular.

Los porcentajes totales de cuarzo, feldespato y líticos para la clasificación de la muestra son: Cuarzo (15,79%), Feldespato (15,79%) y Líticos (68,42%).

De acuerdo con la clasificación de Folk (1970), la roca se es un Litoarenita. Según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn. (1987), la roca es una Arenita Lítica Volcánica.

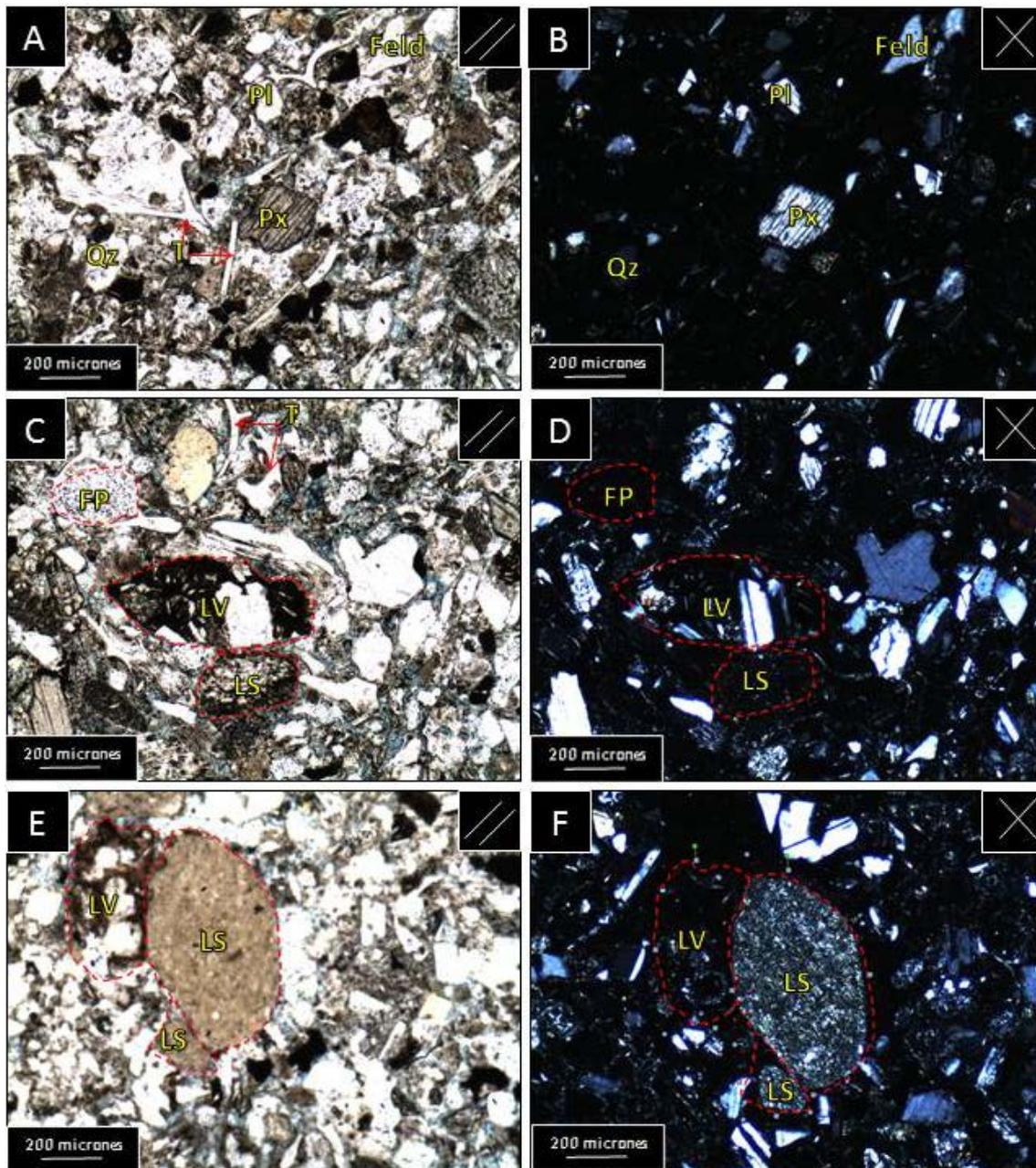


Fig. 9.20. Corte delgado de la muestra C2I. A y B) Textura clasto-sostén. Se observan clastos de cuarzo monocristalino (Qz), plagioclasa (Pl), Feldspato Potásico (Feld) y piroxeno (Px). Se distinguen trizas volcánicas (T). C y D) Líticos volcánicos (LV) y sedimentarios (LS). Se distinguen trizas volcánicas (T) y fragmentos pumiceos (FP). E y F) Líticos volcánicos (LV) y sedimentarios (LS). Resalta la diferencia de tamaño entre los líticos y los demás clastos que integran la roca.

Muestra C2 II

Ubicación: X= 70°44'50,19''O Y= 50°14'46,91''S Z= 276m

Descripción Macroscópica

Roca silicoclástica muy bien consolidada con fractura irregular y de color gris. La fracción clástica (70%) de la roca, está compuesta por clastos de 0,2mm a 0,5mm de diámetro mayor. Se distinguen clastos color blanco, probablemente de cuarzo o feldespato, y otros de color negro. El material ligante (30% de la roca) es de color gris a marrón, pero no se pudo distinguir a ojo desnudo su composición.



Fig 9.21. Muestra de mano roca volcánica C2 II.

Descripción Microscópica

Muestra mal seleccionada, presenta dos modas una representada por los clastos y otra por los litoclastos. Presenta textura clasto-sostén, con contactos cóncavo-convexo, rectos y en algunos casos suturados. Los clastos tienen en promedio 0,2mm de diámetro mayor y 0,1mm de diámetro medio (Arena fina), son sub-angulosos de baja esfericidad. Los litoclastos tienen en promedio 0,4mm de diámetro mayor y 0,35mm de diámetro medio, redondeados de baja esfericidad.

La fracción clástica (70% de roca total) presenta Cuarzo (10%), Feldespato (15%), Líticos (70%), como elemento mayoritario, y piroxenos como minerales accesorios (5%). El cuarzo es monocristalino, tiene extinción flash y ondulosa. Los feldespatos se representan por feldespatos potásicos y plagioclasas. Las plagioclasas tienen hábito tabular y macla polisintética.

Los fragmentos líticos presentes son de origen volcánico (80%), metamórfico (10%) y sedimentarios (10%). Los líticos volcánicos están conformados por plagioclasa y posiblemente piroxenos dentro de una pasta vítrea. Además hay gran cantidad de trizas volcánicas y fragmentos pumiceos. Los líticos metamórficos están representados por cuarzo milonítico.

Los minerales accesorios están constituidos por piroxenos (100%) con pleocroísmo marrón, son angulosos de baja esfericidad, y muestran alto relieve.

La matriz es menor al 1%. El cemento representa el 15%, está constituido por arcillas (85%) y zeolitas (15%), relleno de espacios. La porosidad (10%) es moderada a alta, y posiblemente intergranular.

Los porcentajes totales de cuarzo, feldespato y líticos para la clasificación de la muestra son: Cuarzo (10,53%), Feldespato (15,79%) y Líticos (73,68%).

De acuerdo con la clasificación de Folk (1970), la roca se es un Litoarenita. Según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn. (1987), la roca es una Arenita Lítica Volcánica.

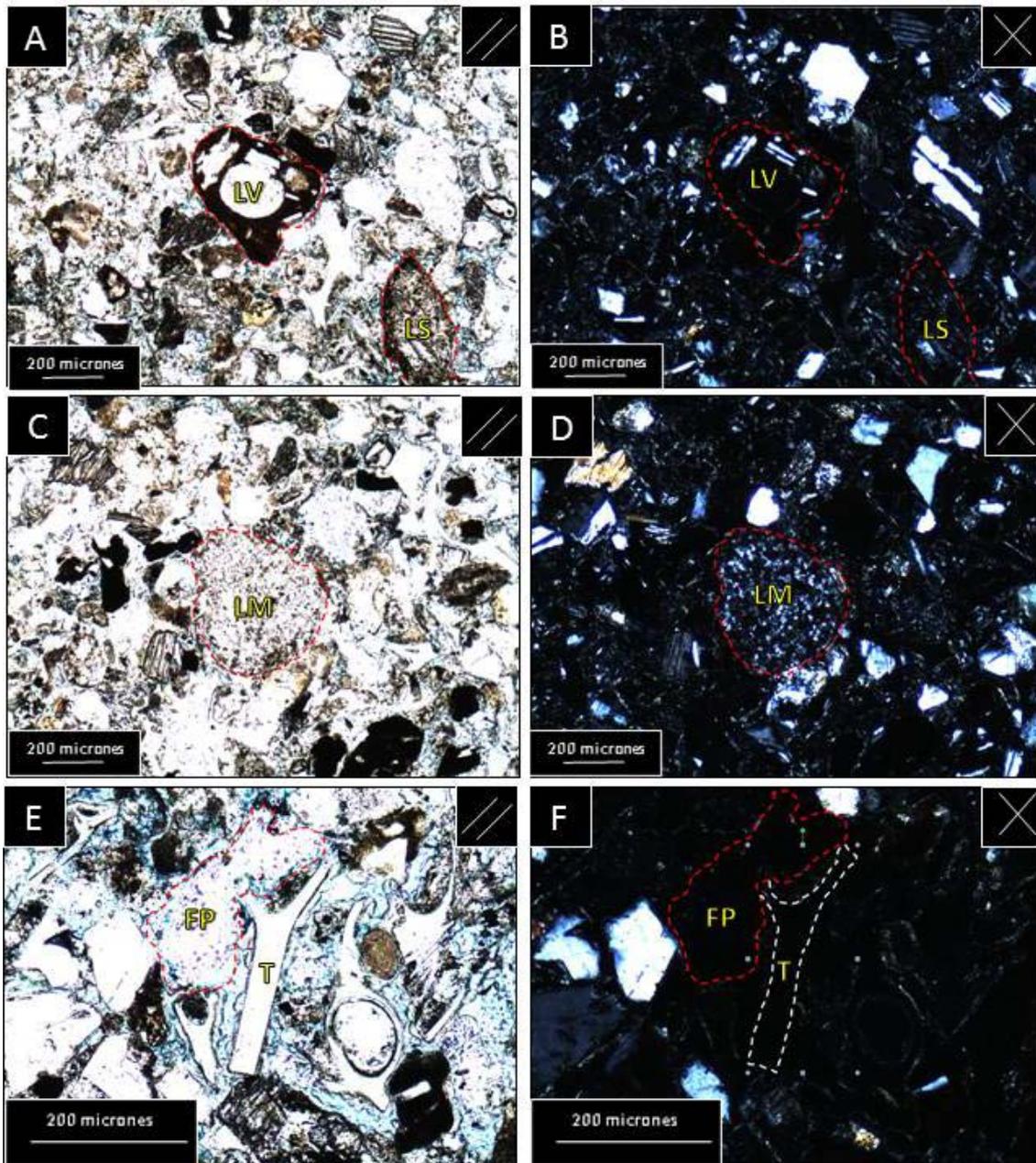


Fig. 9.22. Corte delgado de la muestra C2I. A y B) Textura clasto-sostén. Se observan clastos de cuarzo monocristalino (Qz), plagioclasa (Pl), Feldespato Potásico (Feld) y piroxeno (Px). Se distinguen trizas volcánicas (T). C y D) Líticos volcánicos (LV) y sedimentarios (LS). Se distinguen trizas volcánicas (T) y fragmentos pumíceos (FP). E y F) Líticos volcánicos (LV) y sedimentarios (LS). Resalta la diferencia de tamaño entre los líticos y los demás clastos que integran la roca

Muestra B3

Ubicación: X= 70°39'51,90''O Y= 50°13'59,80''S Z= 135m

Descripción Macroscópica

Roca silicoclástica muy bien consolidada con fractura irregular y de color gris. La fracción clástica (75%) de la roca, está compuesta por clastos de 0,2mm a 0,5mm de diámetro mayor. Se distinguen clastos color blanco, probablemente de cuarzo o feldespato, y otros marrones, que podría representar líticos. La textura de la roca es clasto sostén, el material ligante (25% de la roca) es de color gris, probablemente compuesto por sílice.



Fig. 9.23.

Muestra de mano roca volcánica B3.

Descripción Microscópica

Muestra moderadamente seleccionada. Presenta textura clasto-sostén, con contactos tangenciales, y en algunos casos cóncavo-convexos y rectos. Los clastos tienen en promedio 0,3mm de diámetro mayor y 0,2mm de diámetro medio (Arena media), son sub-angulosos de baja esfericidad. Los litoclastos tienen en promedio 0,3mm de diámetro mayor y 0,2mm de diámetro medio, sub-angulosos de baja esfericidad.

La fracción clástica (75% de roca total) presenta Cuarzo (10%), Feldespato (5%), Líticos (75%), como elemento mayoritario, y como minerales accesorios (10%)

Anfíboles, Piroxenos y minerales máficos. El cuarzo es monocristalino, tiene extinción flash y ondulosa. Los feldespatos se representan por feldespato potásico.

Los fragmentos líticos presentes son de origen volcánico (100%). Están conformados por plagioclasa y posiblemente piroxenos dentro de una pasta vítrea.

Los minerales accesorios están constituidos por piroxenos (50%) con pleocroísmo marrón y anfíboles (45%) con pleocroísmo verde. Son angulosos de baja esfericidad, y muestran alto relieve. Además hay un porcentaje (5%) de minerales máficos.

La matriz es menor al 1%. El cemento representa el 22%, está constituido por zeolitas (55%), relleno de espacios, y arcillas (15%) como cemento de cobertura. La porosidad (2%) es baja, y posiblemente intreganular.

Los porcentajes totales de cuarzo, feldespato y líticos para la clasificación de la muestra son: Cuarzo (11,11%), Feldespato (5,56%) y Líticos (83,33%).

De acuerdo con la clasificación de Folk (1970), la roca se es un Litoarenita. Según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn. (1987), la roca es una Arenita Lítica Volcánica.

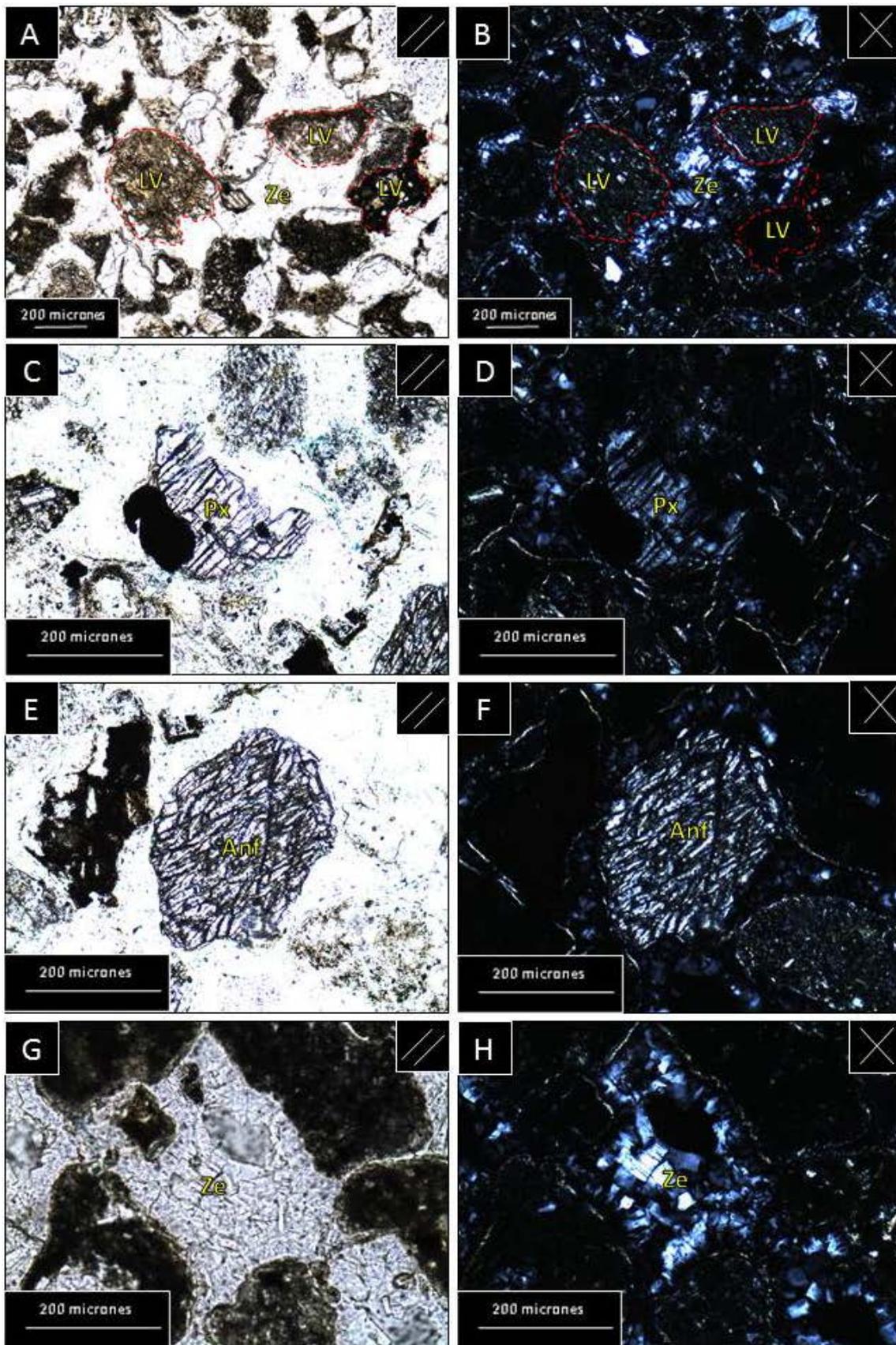


Fig. 9.24. Corte delgado de la muestra B 3. A y B) Textura clasto-sostén. Se observan líticos volcánicos (LV) y zeolitas que actúan como cemento. C y D) Detalle de piroxeno (Px) presentando alto relieve y clivaje de 90° . E y F) Detalle de anfíbol, presentando alto relieve y clivaje de 120° . G y H) Detalle de cemento compuesto por zeolita (Ze). Observar el mayor desarrollo que presentan los cristales ubicados en el centro respecto de los cristales que están en contacto con los demás clastos.

Clasificación de muestras

ROCAS VOLCÁNICAS

Las muestras fueron clasificadas a mediante el diagrama QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) (Le Bas, y Streckeisen, 1991).

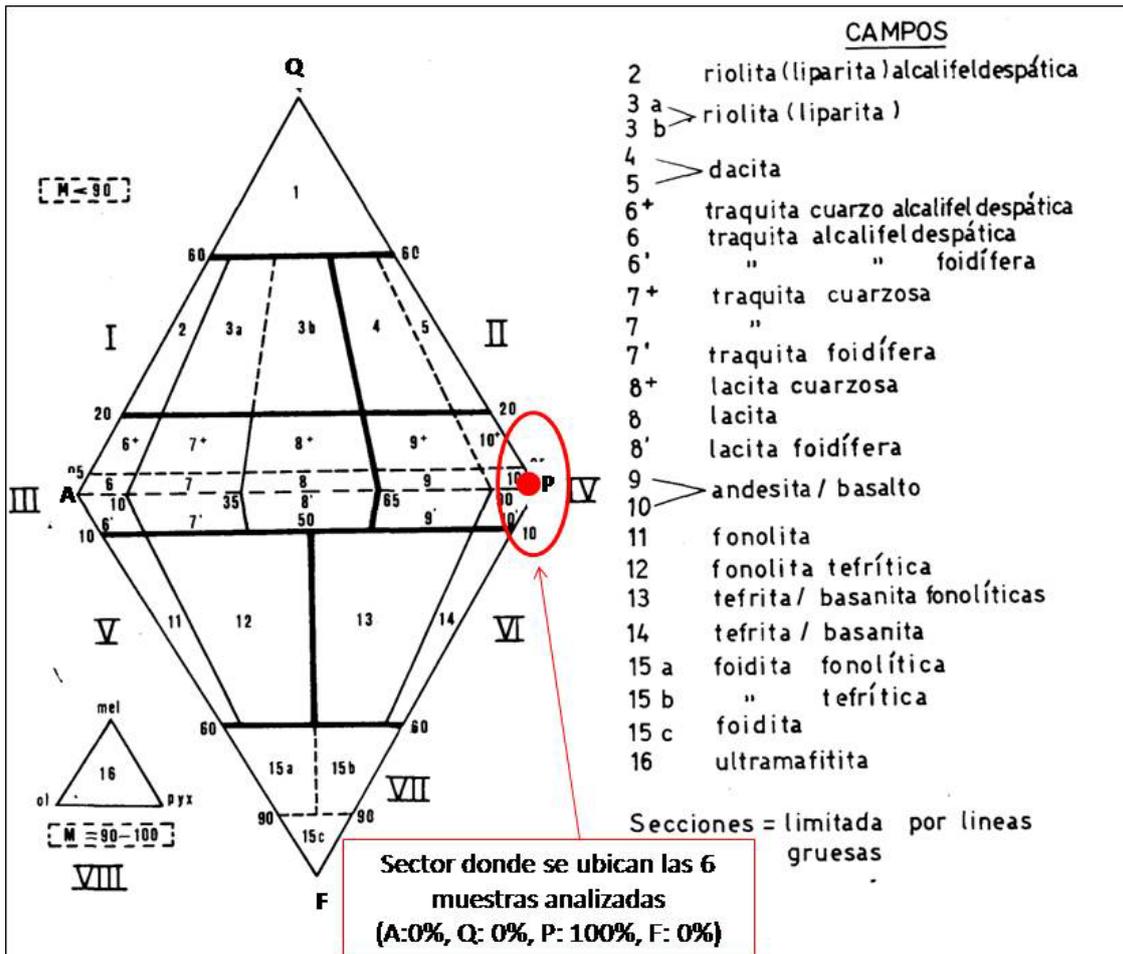


Fig. 9.26. Diagrama QAPF para rocas volcánicas que reconoce la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). (Le Bas, y Streckeisen, 1991).

ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias se clasificaron según el modelos de Folk *et al.* (1970), y de Dott modificada por Pettijohn. (1987).

ANEXO B

“DIFRACCIÓN DE RAYOS X”

Ubicación de muestras

Se analizaron bajo difracción de rayos X cinco muestras de pelitas: A3 I, A3 II, A3III, C3I, C3II, cuya ubicación se detalla en la tabla 9.1, y la fig. 9.29. Los ensayos fueron realizados en el laboratorio de geología aplicada del Instituto de Tecnología Minera (INTEMIN), a cargo del Lic. Guillermo Cozzi.

Muestra	X (longitud)	Y (latitud)	Z (cota)
A3 I, II, III	71°04'48,30'' O	50°16'49,70'' S	302m
C3I, II, III	74°46'34,90'' O	50°12'08,70'' S	201m

Tabla 9.1. Ubicación espacial de muestras analizadas



Fig. 9.29. Imagen extraída de Google earth, ubicación de muestras analizadas.

Metodología empleada para el ensayo

En función de las características macroscópicas observadas bajo lupa binocular y considerando que las muestras son friables se estableció el siguiente protocolo de preparación y análisis:

Disgregación en seco por debajo de tamiz ASTM N° 4 (4,75mm) utilizando rodillo de acero (ver fig. 9.30), reducción por cuarteo hasta obtener una masa de 50 g, se reserva una porción para la obtención de la “fracción arcillas” (FA) y el resto se pulveriza con mortero de carburo de tungsteno hasta lograr que el 100% del material pase el tamiz ASTM N° 60 (250 μ m); en cada etapa del cuarteo se reserva una porción como muestra de archivo.



Fig. 9.30. A) Desagregación mecánica. B) Tamizado por tamiz ASTM N°4. C) Muestra con tamaño menor a 4,75mm.

La obtención de la FA se realizó a partir de la disgregación en agua de una porción aproximada de 20 g del material pasante tamiz N° 4 la cual se coloca en un frasco contenedor y se agrega agua hasta completar un volumen de 150 ml. Luego se coloca

un buzo magnético en el recipiente y se pone en funcionamiento el agitador magnético durante periodos de 5 minutos hasta que el material del fondo este totalmente disgregado; en algunas muestras se observa que al buzo removedor se adhieren partículas magnéticas, que pueden corresponder a minerales magnéticos (magnetita) o bien a esquirlas metálicas producidas durante la trituración y/o molienda del material (fig. 9.30B).

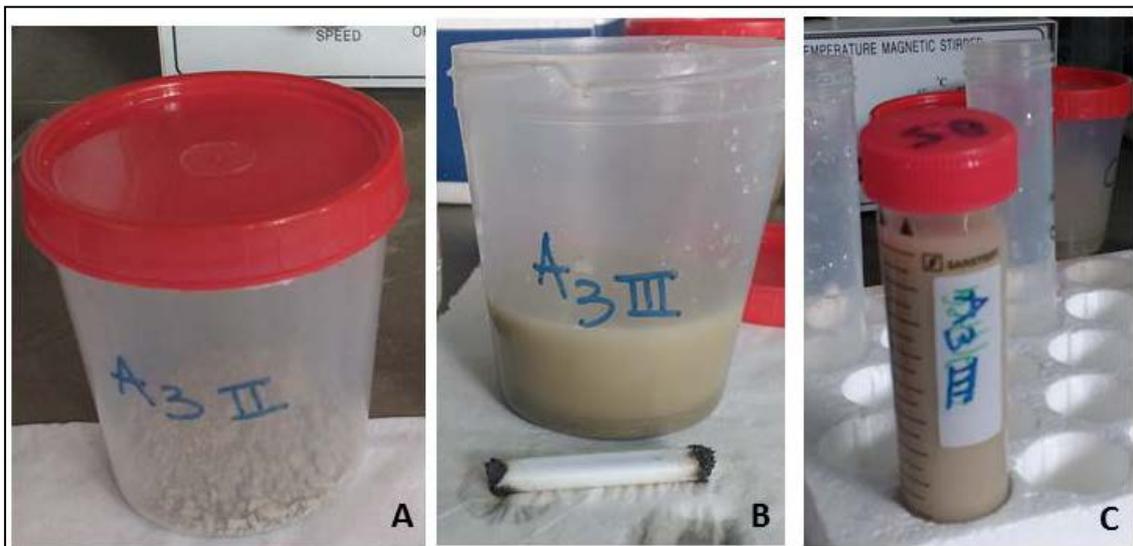


Fig. 31. Ejemplo de preparación de muestra para obtención de FA

Se deja reposar unos minutos y se trasvasan 45 ml de la suspensión a otro tubo (fig. 9.31C), se vuelve a agitar y siguiendo el método de separación granulométrica considerando la ley de Stokes se toma mediante pipeta una alícuota de la suspensión correspondiente a la fracción $<2 \mu\text{m}$, se la extiende sobre 3 vidrios circulares y se deja secar al aire a temperatura ambiente.

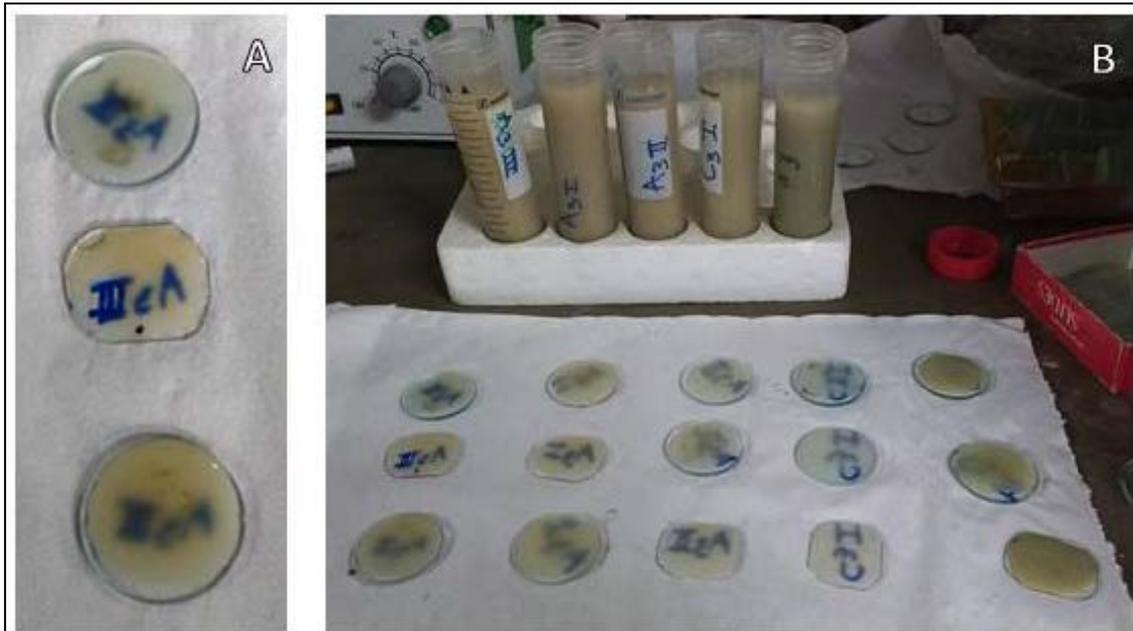


Fig. 9.32. Detalle de la alícuota de la suspensión $<2 \mu\text{m}$ distribuida en 3 vidrios circulares para la muestra A III.

Una preparación se conserva como tal (orientado natural (N)), otra se calcina a 550°C durante 1 hora (orientado calcinado (C)) y la tercera se coloca en atmósfera de etilen glicol durante 12 horas (orientado glicolado (G)).

La muestra de RT se obtuvo a partir de la pulverización por debajo de tamiz ASTM Nº 200 ($74\mu\text{m}$) de una porción de 10 g de la fracción pasante tamiz de malla 60; se utilizaron portamuestras circulares para polvo.

Las mediciones se realizaron en un difractómetro de polvo marca Philips, modelo X`Pert MPD, con tubo de rayos X de cobre, radiación $K\alpha$, con potencia 40Kv/40mA, goniómetro vertical theta/2theta, monocromador secundario curvo de grafito y detector proporcional sellado de Xe; se utilizó dispositivo para rotación de las muestras ("spinner"), como se muestra en la siguiente figura.



Fig. 9.33. Difractómetro de rayos X de polvo INTEMIN-SEGEMAR

La colección de datos se realizó en el intervalo de barrido 2θ comprendido entre 2° y 70° , slit de divergencia y antidisipación de 1° para las preparaciones de polvo de RT; para las preparaciones orientadas (natural, calcinado y glicolado) de la FA se midieron entre 2° y 30° con slit de divergencia y antidisipación de $1/4^\circ$. En ambos casos se utilizó slit de recepción de $0,2\text{mm}$ y tamaño de paso/tiempo de $0,03^\circ 2\theta/2\text{seg}$.

El análisis de datos y la selección de los patrones de referencia se realizó utilizando el programa High Score Plus de PANalytical y la base de datos PDF del ICDD (1997) respectivamente; se adjuntan los difractogramas obtenidos.

En la tabla presentada en el ítem de resultados, se da la composición mineralógica de “roca total” (RT) y la composición de filosilicatos de la “fracción arcillas” (FA) con estimación de su contenido relativo.

Difractogramas

Se presentan los difractogramas orientados para cada muestra y el difractograma de la roca total.

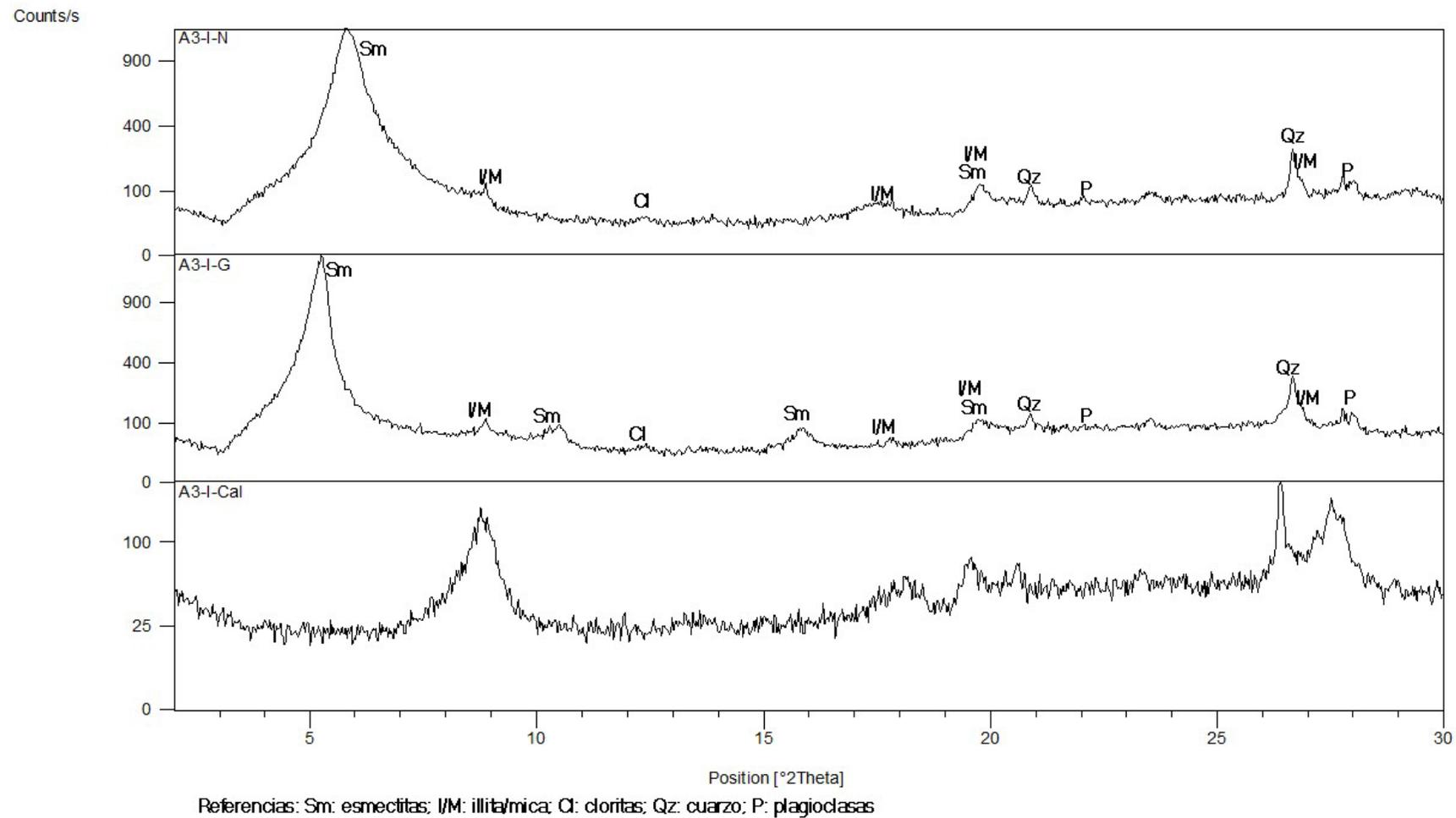
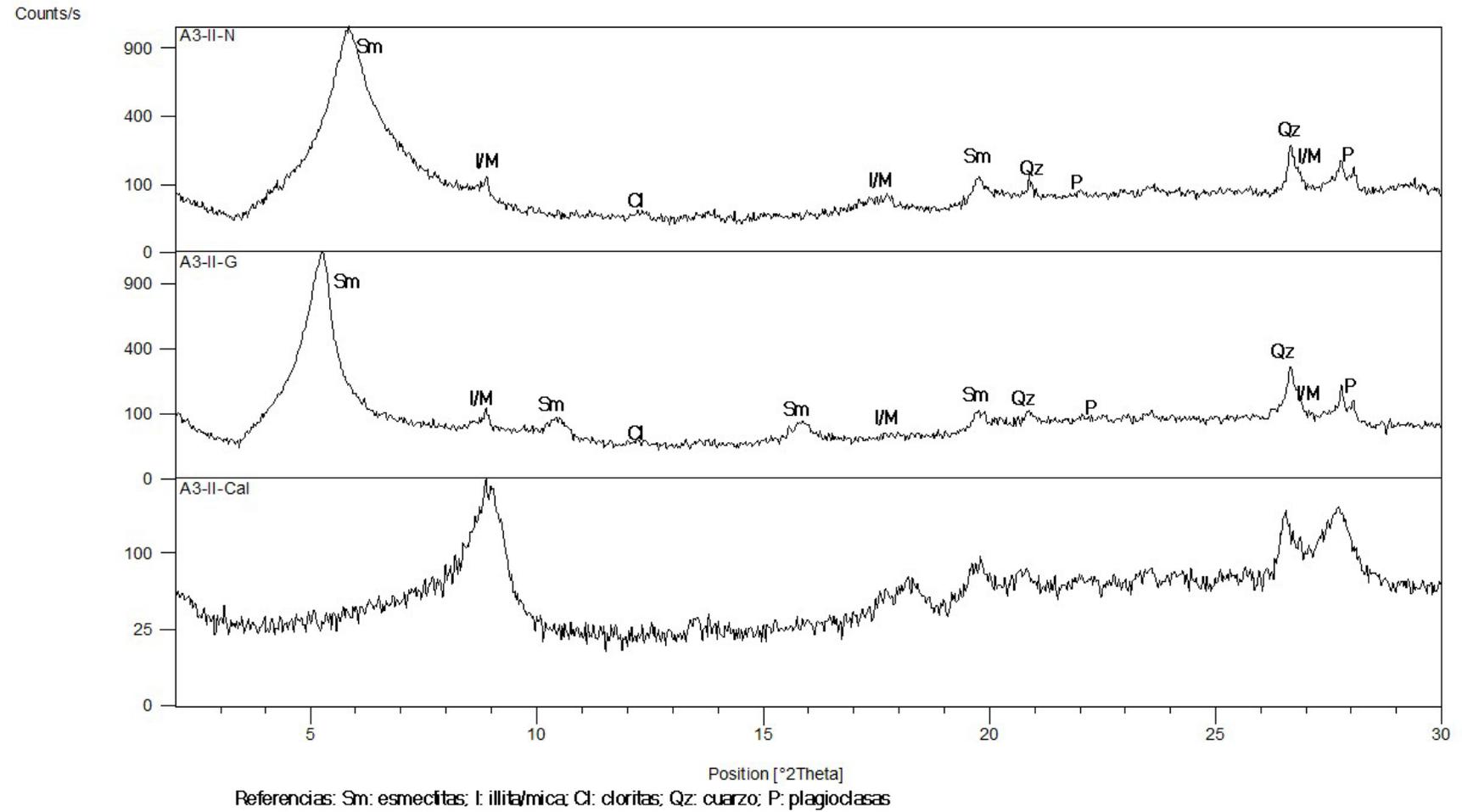
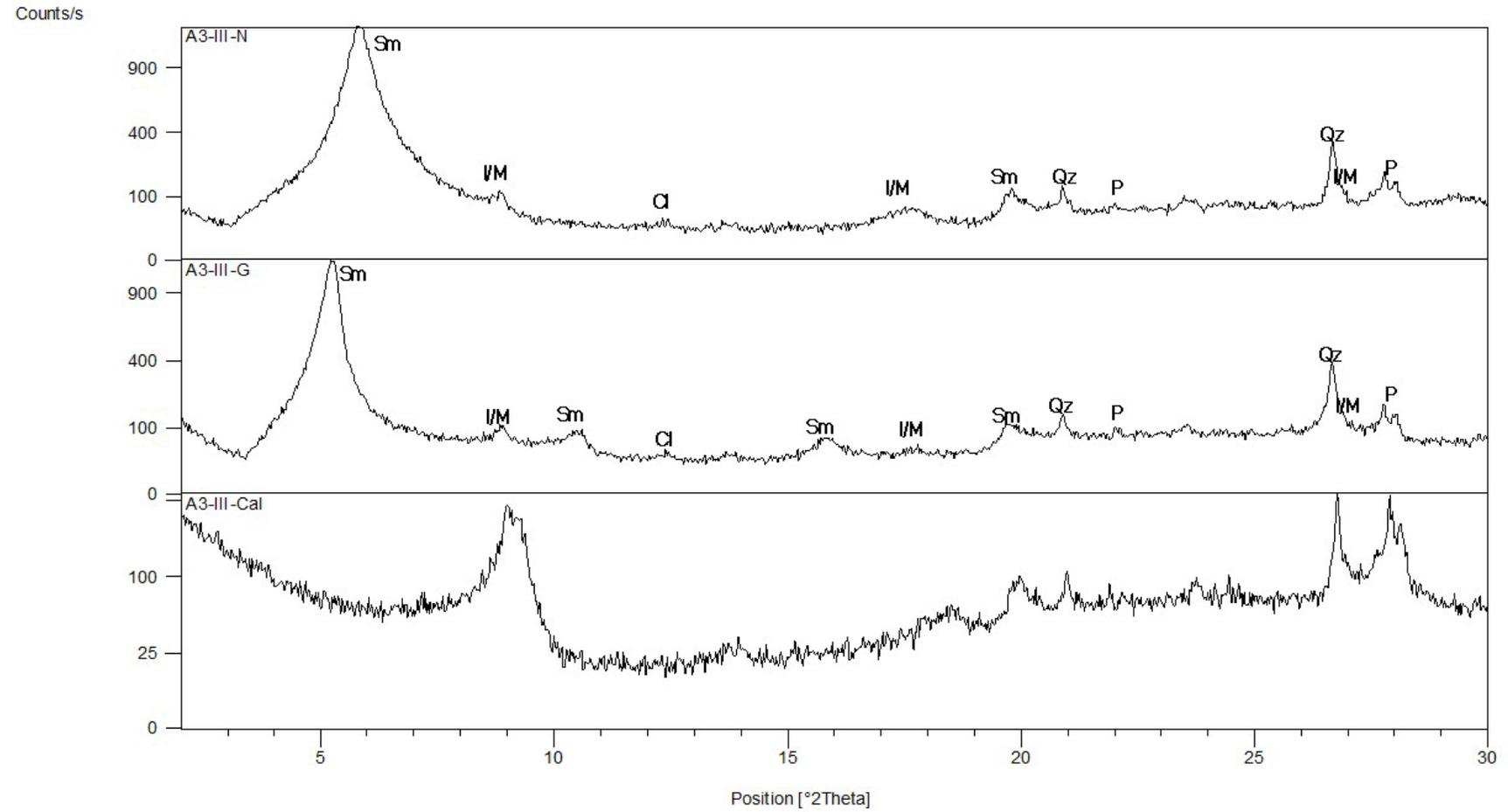


Fig. 9.34. Difractograma orientado de muestra A3 I.



ig. 9.35. Difractograma orientado de muestra A3 II.



Referencias: Sm: esmectitas; I: illita/mica; Cl: cloritas; Qz: cuarzo; P: plagioclasas

g. 9.36. Difractograma orientado de muestra A3 III.

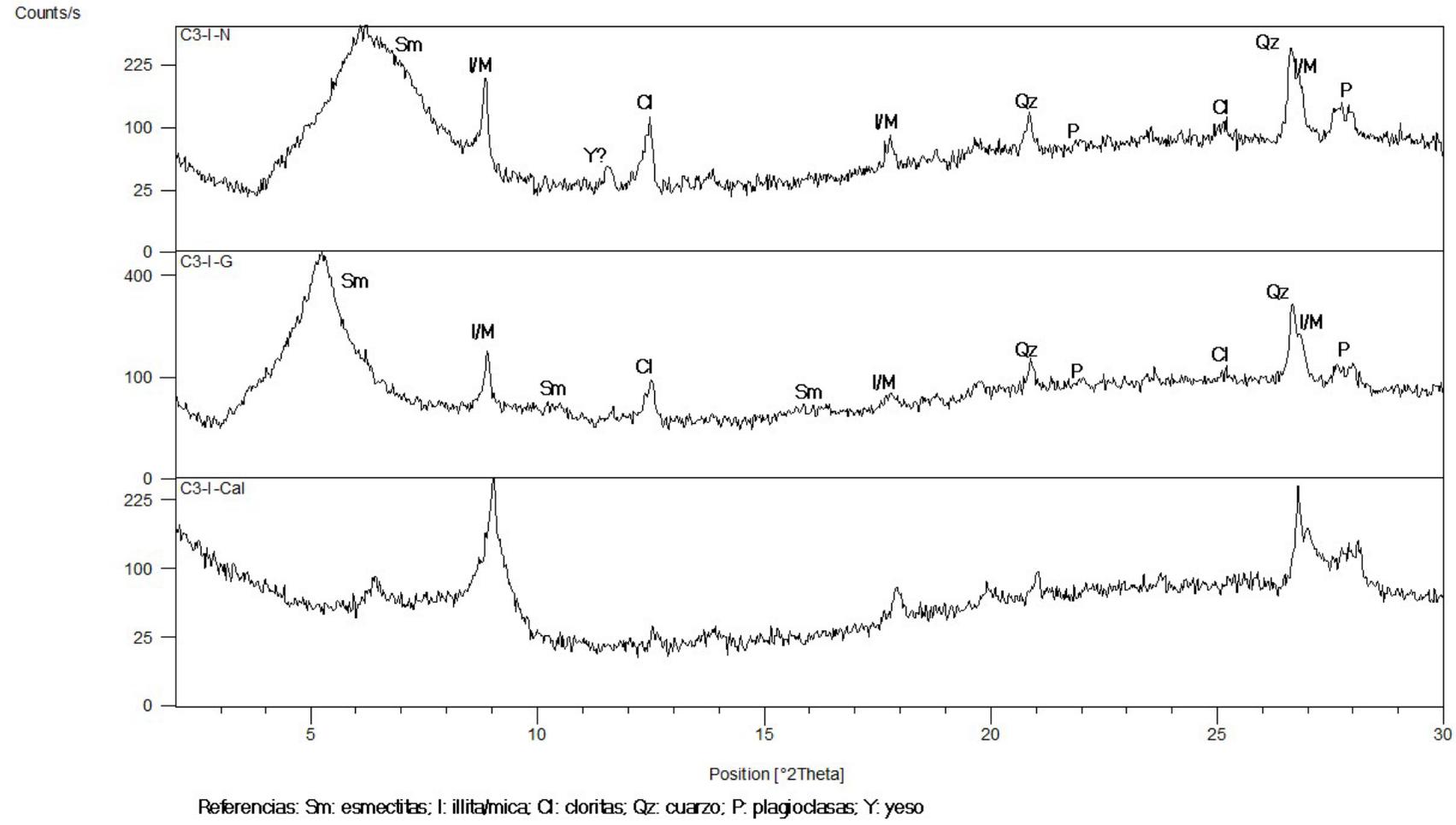
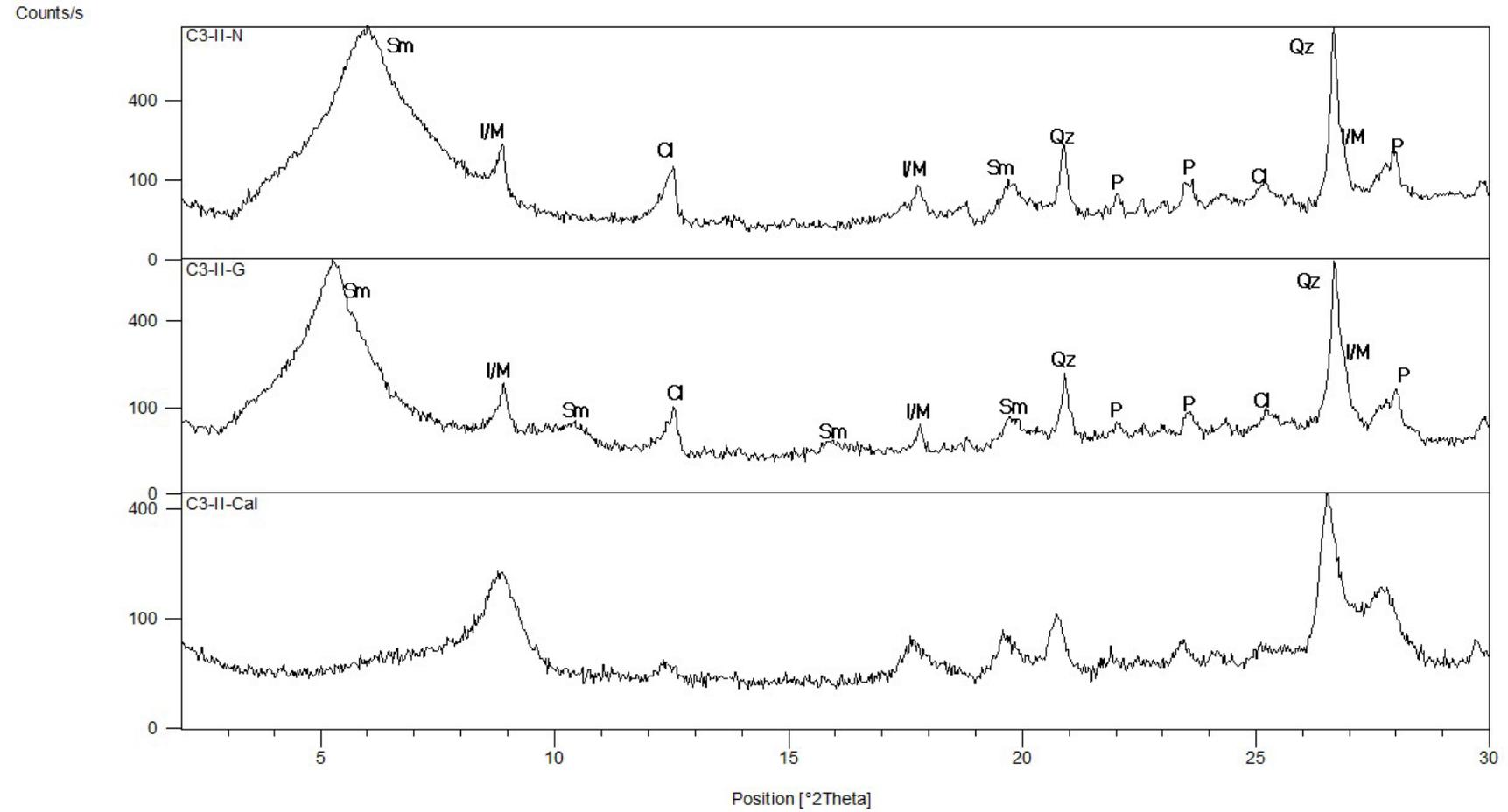


Fig. 9.37. Difractograma orientado de muestra C3 I.



Referencias: Sm: esmectitas; I: illita/mica; Cl: cloritas; Qz: cuarzo; P: plagioclasas

P
Fig. 9.38. Difractograma orientado de muestra C3 II.

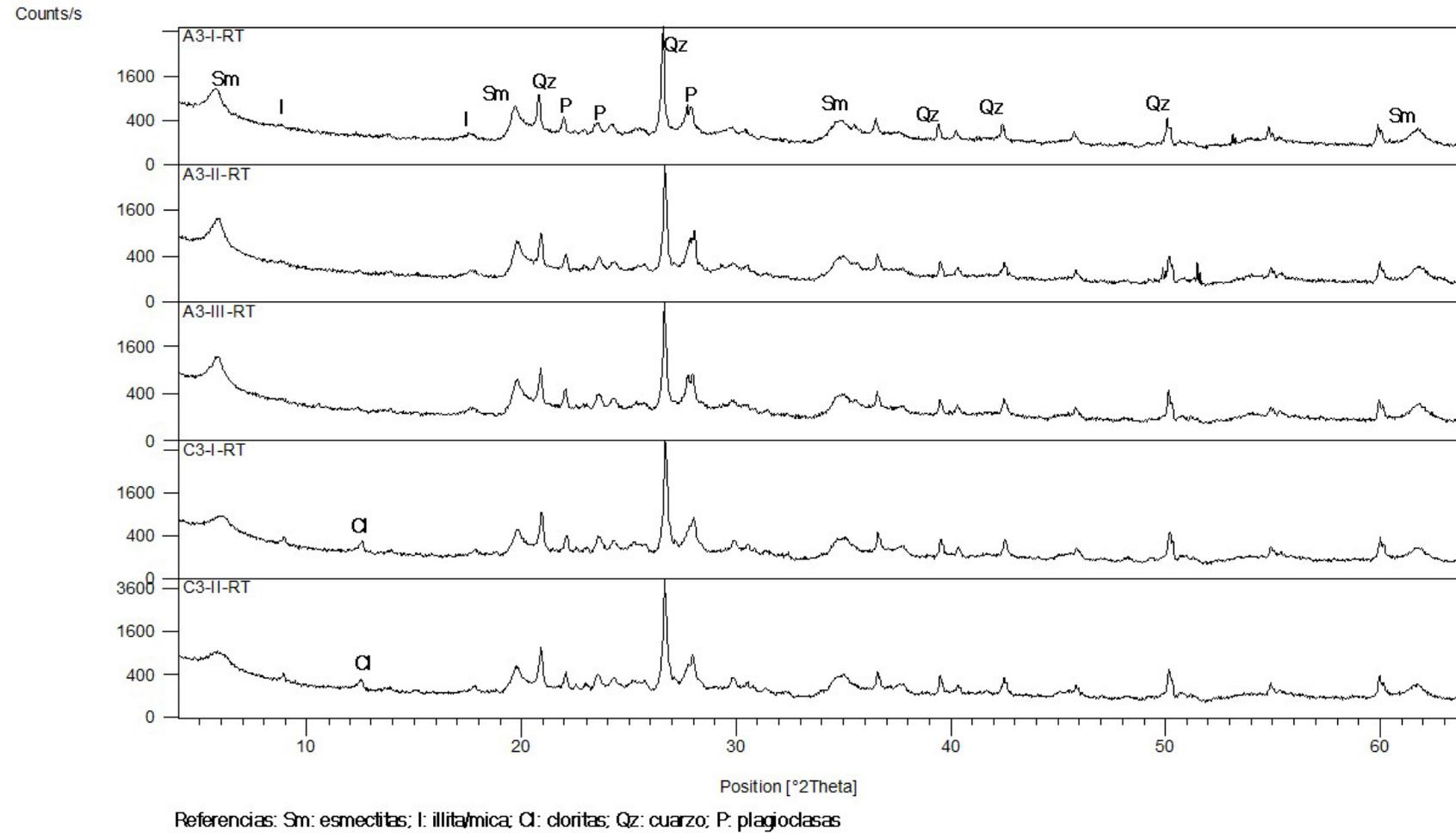


Fig. 9.39. Difractograma de roca total.

Resultados

Muestra Nº	Roca Total (%)						Fracción Arcillas			
	Cuarzo	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos		Sm	Cl	I/M	K
		K	Pl		Ca	D	%	%	%	%
A3-I-RT	xx		x	xxx			xxx	x	x	
A3-II-RT	xx		x	xxx	Tr		xxx	x	x	
A3-III-RT	xx		x	xxx			xxx	x	x	
C3-I-RT	xx	Tr	x	xxx			xxx	x	x	
C3-II-RT	xx	Tr	x	xxx			xxx	x	x	

Referencias: K: Potásicos; Pl: Plagioclasas; Ca: Calcita; D: Dolomita; Sm: Esmectitas; Cl: Cloritas; I/M: Micas/illita; K: Caolinita; Estimación contenido relativo: xxx: mayoritarios; xx: minoritarios; x: accesorios; Tr: trazas.

Tabla 9.2. Tabla de resultados “análisis de difracción de rayos X”.

A partir de los resultados presentados las muestras están compuestas por arcillas, cuarzo, y en menor medida plagioclasa; como componentes mayoritarios de la roca total. A su vez la fracción arcilla se caracteriza por la presencia de esmectita.

Las muestras se pueden clasificar como arcillitas esmectíticas.

ANEXO C

“ENSAYO DE RESISTENCIA A LA CARGA PUNTUAL”

Metodología

El método de determinación de índice de resistencia a la carga puntual, se rige bajo la norma ISRM, 1985). El objetivo del ensayo es obtener el índice a la resistencia I_s (50) en testigos de rocas regulares o irregulares, para luego correlacionar dicho valor con la resistencia a la compresión simple.

El ensayo consiste básicamente en comprimir una probeta de roca entre dos puntos situados en generatrices opuestas. El índice del ensayo, I_s , se define como $I_s = P / d^2$, siendo P la carga de rotura y d el diámetro del testigo. No es necesaria la preparación de los testigos.

Equipo Empleado

El equipo utilizado es una versión portátil que consta de un sistema de carga, un lector de carga, un lector de distancia y marco de carga.

El marco de carga está diseñado y construido de manera que por la aplicación repetida de la carga no se desvíe y las puntas cónicas permanezcan coaxiales con una desviación máxima de 0,2 mm. Se puede fijar en posiciones que permitan la colocación de testigos de roca con diferentes dimensiones. Generalmente estas dimensiones varían de 15 a 100 mm. Posee dos puntas cónicas que tienen asientos rígidos de manera que no existan problemas de deslizamientos cuando los testigos de geometría irregular sean ensayados. Una de ellas está fija al marco de carga y la otra está situada en el cilindro hidráulico. Las puntas son conos esféricamente truncados de 60° y radio de la esfera de 5 mm y deben coincidir tangencialmente.

El cilindro hidráulico es accionado mediante una bomba hidráulica manual a través del cual se aplica la carga de compresión sobre la muestra. El lector de carga consiste en dos manómetros calibrados con aguja de arrastre para registrar la carga máxima de falla.

El lector de distancia es un sistema de medición instalado sobre el marco de carga, que registra la distancia entre los puntos de contacto de las puntas cónicas con el testigo

Marca del equipo: Soil Test

Capacidad Máxima: 200 MPa

Sensibilidad: del manómetro de máxima 0,5 MPa



FIG. 9.40. Equipo utilizado para la realización del ensayo de carga puntual según norma ISRM, 1985. En la Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Buenos Aires (UTN FRBS).

Método empleado según tipo de ensayo

Ensayo Diametral

Los testigos aptos para la realización de este ensayo tienen que cumplir con las siguientes características que se grafican en la figura 9.41:

- relación longitud / diámetro mayor que 1

- El testigo es colocado en la máquina de ensayo y las puntas cónicas deben juntarse hasta hacer contacto con un diámetro del testigo, asegurando que la distancia L entre el punto de contacto y la base libre más cercana sea 0,5 veces el diámetro D o mayor

- Si la muestra es de material blando de manera que se produzca una significativa penetración de las puntas en el momento de la falla, debe registrarse esta distancia como D registrada con aproximación al mm.

La muestra es colocada en el marco de carga, ajustando las puntas cónicas hasta hacer contacto con la misma. La carga es aplicada bombeando en forma constante de manera que la falla ocurra dentro de los 10 o 60 segundos de iniciada la carga. Luego se anota la carga de ruptura P . Si la superficie de falla pasa solo a través de un punto de carga, el ensayo no será considerado válido. El procedimiento será repetido para el resto de los testigos de la muestra. Este procedimiento es válido para todo tipo de ensayos de carga puntual.

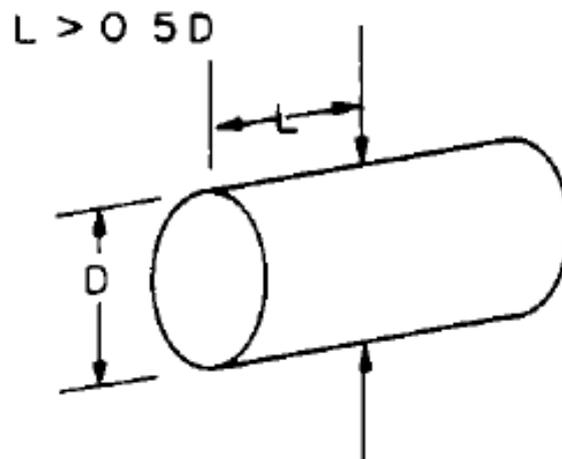


Fig. 9.41. Requerimientos en la forma de la muestra según norma ISRM, 1985. (Imagen extraída de Trabajo práctico: determinación de la resistencia de rocas mediante el Ensayo de Carga puntual, Cátedra Geología Aplicada, Docente Lic. Carlos Di Salvo, UTN FRBS)

Ensayo Axial

Los testigos aptos para la realización de este ensayo tienen que cumplir con las siguientes características que se grafican en la figura 9.42:

-Los testigos cilíndricos utilizados en este ensayo deben cumplir con la relación longitud /diámetro de 0,3 a 1,0 figura 9.42.

-Las piezas de los testigos que han sido utilizadas en los ensayos diametrales y que cumplen con la condición anterior pueden ser usadas en el ensayo axial.

El procedimiento para la realización del ensayo es el mismo que se explicó en el Ensayo Diametral.

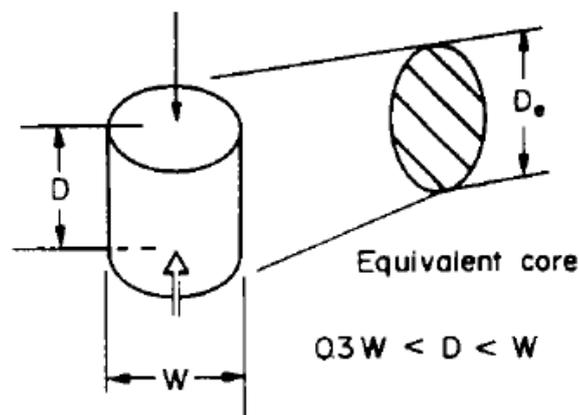


Fig. 9.42. Requerimientos en la forma de la muestra según norma ISRM, 1985. (Imagen extraída de Trabajo práctico: determinación de la resistencia de rocas mediante el Ensayo de Carga puntual, Cátedra Geología Aplicada, Docente Lic. Carlos Di Salvo, UTN FRBS)

Ensayo de muestras irregulares

Los testigos aptos para la realización de este ensayo tienen que cumplir con las siguientes características que se grafican en la figura 9.43:

-Se utilizan bloques de roca o fragmentos irregulares de dimensiones entre 15 a 85 mm y de las formas mostradas en la figura 9.43. La relación D/W debe ser entre 0,3 y 1,0, preferiblemente cercano a 1,0.

-La distancia L deberá ser de por lo menos $0,5 W$. Las muestras de este tamaño y forma serán seleccionadas si están disponibles o deberán ser preparadas, obteniéndolas de piezas grandes.

-La distancia D entre los puntos de contacto del testigo con las platinas es tomada con aproximación a $0,1 \text{ mm}$. El ancho W perpendicular a la dirección de carga es anotado con una aproximación al mm . Si los lados no son paralelos entonces W es calculado como $(W_1 + W_2) / 2$.

El procedimiento para la realización del ensayo es el mismo que para los casos anteriores, con la salvedad de que si la superficie de falla no pasa a través de los puntos de aplicación de la carga el ensayo deberá ser anulado.

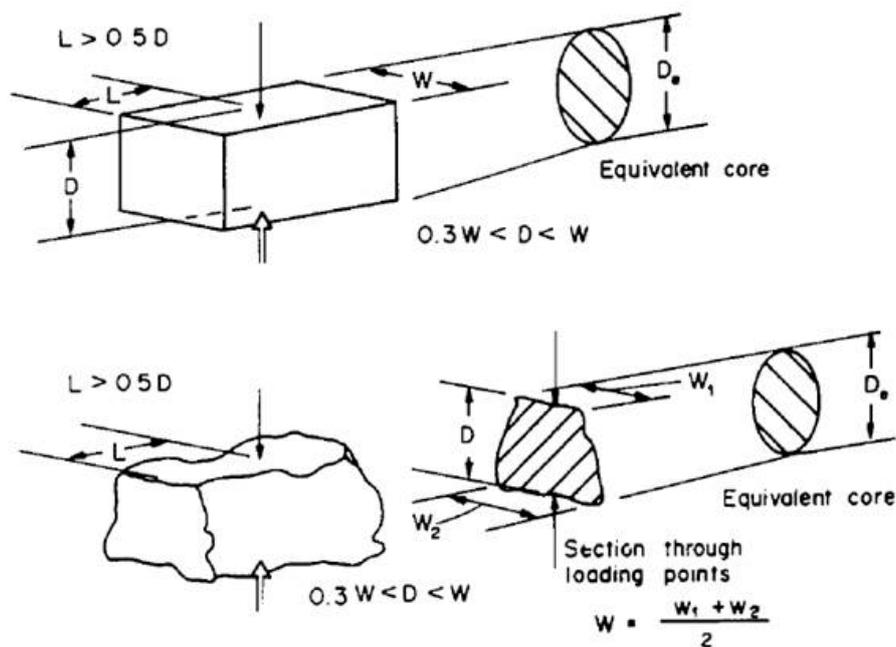


Fig. 9.43. Requerimientos en la forma de la muestra según norma ISRM, 1985. (Imagen extraída de Trabajo práctico: determinación de la resistencia de rocas mediante el Ensayo de Carga puntual, Cátedra Geología Aplicada, Docente Lic. Carlos Di Salvo, UTN FRBS)

Cálculos

Para la obtención del valor de la resistencia a la carga puntual [MPa], y posteriormente la resistencia a la compresión simple, se aplican las siguientes fórmulas con los parámetros y unidades asociadas:

PARÁMETRO	ECUACIÓN	UNIDADES
Is: Índice de carga puntual (para testigos de diámetro 50 mm)	$I_s = F / D_e^2$	Presión [MPa] 1 MPa = MN / m ²
F: Fuerza de rotura	$F = P \times s$	Fuerza [MN] 1 N = 1000 kg.m/s ²
P: Presión de rotura	Registrada en el manómetro	Presión [MPa] 1 MPa = 145 psi 1 psi = 1 libra / pulgada ²
s: Sección de las puntas de carga	1,77 in ² (para este equipo)	Área [m ²] 1 m ² = 1550 in ² in ² = pulgada cuadrada
De: Diámetro equivalente	$D_e = D_{ens}$ (ensayo diametral) $D_e = [(4/\pi) \times D_{ens} \times W]^{1/2}$ (ensayos axial, bloques y muestras irregulares)	Longitud [m] 1 m = 39,37 in
D_{ens}: Diámetro ensayado	Medido en el calibre del equipo	Longitud [m] 1 in = 0,0254 m
W: Ancho medio	$W = (W_1 + W_2) / 2$	Longitud [m]
Is₍₅₀₎: Índice de carga puntual corregido (equivalente a ensayar un testigo de Φ 50 mm o NX (54 mm))	$I_{s(50)} = I_s \times R$	Presión [MPa]
R: Factor de corrección por tamaño	$R = (D_e / 0,05)^{0,45}$	Adimensional De en m
σ_c: Resistencia a la compresión simple	$\sigma_c = 24 I_{s(50)}$	Presión [MPa]

Tabla 9.3. Fórmula para parámetros de entrada y sus respectivas unidades.

RESULTADOS

Ensayo Irregular												
Muestra	D [cm]	W1 [cm]	W2 [cm]	L [cm]	W [m]	P [Mpa]	F [Mpa x m ²]	De ² [m ²]	Is [Mpa]	R [m]	Is(50) [Mpa]	UCSL [Mpa]
B2 I	6,63	7,08	10,18	12,68	8,63	2,586207	0,002948	0,007287	0,404594	1,272146	0,514703	12,35
K19 a	6,35	5,85	6,60	8,82	6,23	0,344828	0,000393	0,005037	0,078041	1,170724	0,091365	2,19
C2 I	3,56	4,80	5,00	5,10	4,90	1,724138	0,001966	0,002222	0,884505	0,973841	0,861368	20,67
C2 II	3,42	4,50	4,73	6,10	4,62	1,206897	0,001376	0,002011	0,684300	0,952165	0,651567	15,64
B3 a	5,13	5,80	10,39	11,16	8,10	1,724138	0,001966	0,005290	0,371546	1,183704	0,439800	10,56
B3 b	3,96	5,80	5,80	11,03	5,80	1,379310	0,001572	0,002926	0,537419	1,036026	0,556780	13,36
B2 II a	2,94	5,77	5,77	10,21	5,77	0,862069	0,000983	0,002161	0,454772	0,967744	0,440103	10,56
B2 II b	4,20	3,26	6,20	9,95	4,73	0,862069	0,000983	0,002531	0,388335	1,002750	0,389403	9,35

Ensayo Axial										
Muestra	D [m]	W [m]	P [Mpa]	F [Mpa x m ²]	De ² [m ²]	Is [Mpa]	R [m]	Is(50) [Mpa]	UCSL [Mpa]	
K19 b	5,60	5,94	1,034483	0,001179	0,004239	0,278213	1,126147	0,313308	7,52	
K1 I a	4,51	4,56	1,289655	0,001470	0,002621	0,560940	1,010689	0,566936	13,61	
K1 II a	2,38	5,34	1,551724	0,001769	0,001620	1,091954	0,906869	0,990259	23,77	
K1 II b	4,01	5,34	1,551724	0,001769	0,002728	0,648490	1,019817	0,661341	15,87	
K3 a	3,40	5,40	0,689655	0,000786	0,002339	0,336151	0,985120	0,331149	7,95	
K3 b	2,70	5,40	0,689655	0,000786	0,001857	0,423301	0,935327	0,395924	9,50	

Ensayo Diametral										
Muestra	D [m]	L [m]	P [Mpa]	F [Mpa x m ²]	De ² [m ²]	Is [Mpa]	R [m]	Is(50) [Mpa]	UCSL [Mpa]	
K1 I b	4,56	16,08	1,551724	0,001769	0,002081	0,849980	0,959585	0,815628	19,575	
K1 I c	4,56	7,92	1,896552	0,002162	0,002081	1,038865	0,959585	0,996879	23,925	
K1 I d	5,34	14,29	1,793103	0,002044	0,002852	0,716849	1,030047	0,738388	17,721	
K1 I e	5,34	6,51	1,724138	0,001966	0,002852	0,689278	1,030047	0,709989	17,040	
K3 c	5,40	5,80	1,206897	0,001376	0,002916	0,471832	1,035239	0,488459	11,723	

9.3. Tablas de resultados de acuerdo a cada tipo de ensayo.

Ensayo	Muestra	Is (50) [MPa]	Promedio Is(50) [MPa]	UCSL [MPa]	Promedio UCSL [MPa]	Desviación Estándar UCSL [MPa]	Distribución Normal UCSL [MPa]
Bloques y muestras irregulares	B2 I	0,661341	0,576492	12,35	11,584	5,0729	0,077744
	K19 a	0,514703		2,19			0,014172
	C2 I	0,709989		20,67			0,015800
	C2 II	0,996879		15,64			0,057150
	B3 a	0,313308		10,56			0,077040
	B3 b	0,395924		13,36			0,073954
	B2 II a	0,566936		10,56			0,077062
	B2 II b	0,440103		9,35			0,071345
Axial	K19 b	0,651567	0,576492	7,52	11,584	5,0729	0,057047
	K1 I a	0,815628		13,61			0,072635
	K1 II a	0,488459		23,77			0,004400
	K1 II b	0,738388		15,87			0,055018
	K3 a	0,439800		7,95			0,060821
Diametral	K3 b	0,389403	0,576492	9,50	11,584	5,0729	0,072289
	K1 I b	0,091365		6,11			0,043954
	K1 I c	0,331149		12,93			0,075909
	K1 I d	0,861368		6,85			0,050882
	K1 I e	0,990259		12,11			0,078213
K3 c	0,556780	9,19	0,070380				

Tabla 9.4. Resultados de la resistencia a la compresión simple para cada uno de los ensayos.

Margen del río Santa Cruz	Muestra	UCSL [MPa]	Promedio UCSL [MPa]
Margen Derecha	B2 I	12,35	11,70
	C2 I	20,67	
	C2 II	15,64	
	B3 a	10,56	
	B3 b	13,36	
	B2 II a	10,56	
	B2 II b	9,35	
Margen Izquierda	K19 a	2,19	10,63
	K19 b	7,52	
	K1 I a	13,61	
	K1 II a	23,77	
	K1 II b	15,87	
	K3 a	7,95	
	K3 b	9,50	
	K1 I b	6,11	
	K1 I c	12,93	
	K1 I d	6,85	
	K1 I e	12,11	
	K3 c	9,19	

Tabla 9.5. Promedio de la resistencia a la compresión simple para cada una de las laderas del valle.

Los valores alcanzados de resistencia a la compresión simple, mediante el ensayo de carga puntual para cada muestra se encuentran en un rango entre 6,11 MPa y 23,77 MPa, descontando el valor de la muestra 2,19 MPa que se considera como un valor atípico.

ANEXO D

“ENSAYOS DE PERMEABILIDAD”

Metodología

Ensayo Lefranc (Norma IRAM 10 531)

Este ensayo se emplea para medir el coeficiente de permeabilidad en suelos permeables o semipermeables, del tipo granular situados por debajo del nivel freático, y en roca muy fracturada.

El ensayo se puede hacer a régimen permanente o régimen variable. Para ambos ensayos previamente se realiza la perforación a rotación o rotopercusión, y se revisten las paredes de la misma con una camisa de acero de 4 pulgadas. Los ensayos realizados para este trabajo fueron ejecutados a régimen permanente

El procedimiento consiste en rellenar con agua el sondeo y medir el caudal necesario para mantener el nivel constante (ensayo a régimen permanente) o bien medir la velocidad de descenso del agua (ensayo a régimen variable). La medida del caudal de admisión debe realizarse cada cinco (5) minutos, manteniendo el nivel constante en la boca del sondeo durante 45 minutos. Si la admisión es muy alta debe medirse cada minuto durante los primeros 20 minutos, y luego cada 5 minutos hasta llegar a los 45 minutos.

Ensayo a régimen permanente

La realización de este ensayo requiere que antes de medir los tiempos y los caudales, sellene el sondeo con agua, observando que el aire sea expulsado y que se haya estabilizado el nivel y la velocidad de descenso, lo que indicaría que se ha alcanzado el régimen permanente.

Para su ejecución se llena de agua el sondeo hasta una altura H, y se mide el caudal necesario para mantener el nivel constante. La norma sugiere que se inyecte un caudal de agua durante 5 minutos tomando lecturas del caudal cada 1 minuto. Para obtener el índice de permeabilidad se aplican las siguientes fórmulas:

$$K = \frac{Q}{C * H}$$

$$C = \frac{2\pi L}{\ln \frac{2L}{D}}$$

Donde K es el coeficiente de permeabilidad, Q [m³/s] el caudal medido, C el coeficiente de forma de cavidad, H [m] la altura desde el nivel máximo de agua al nivel freático estático (N.F), L [m] es la altura de la cavidad a ensayar, y D[m] el diámetro de la misma. (Ver fig.9.44)

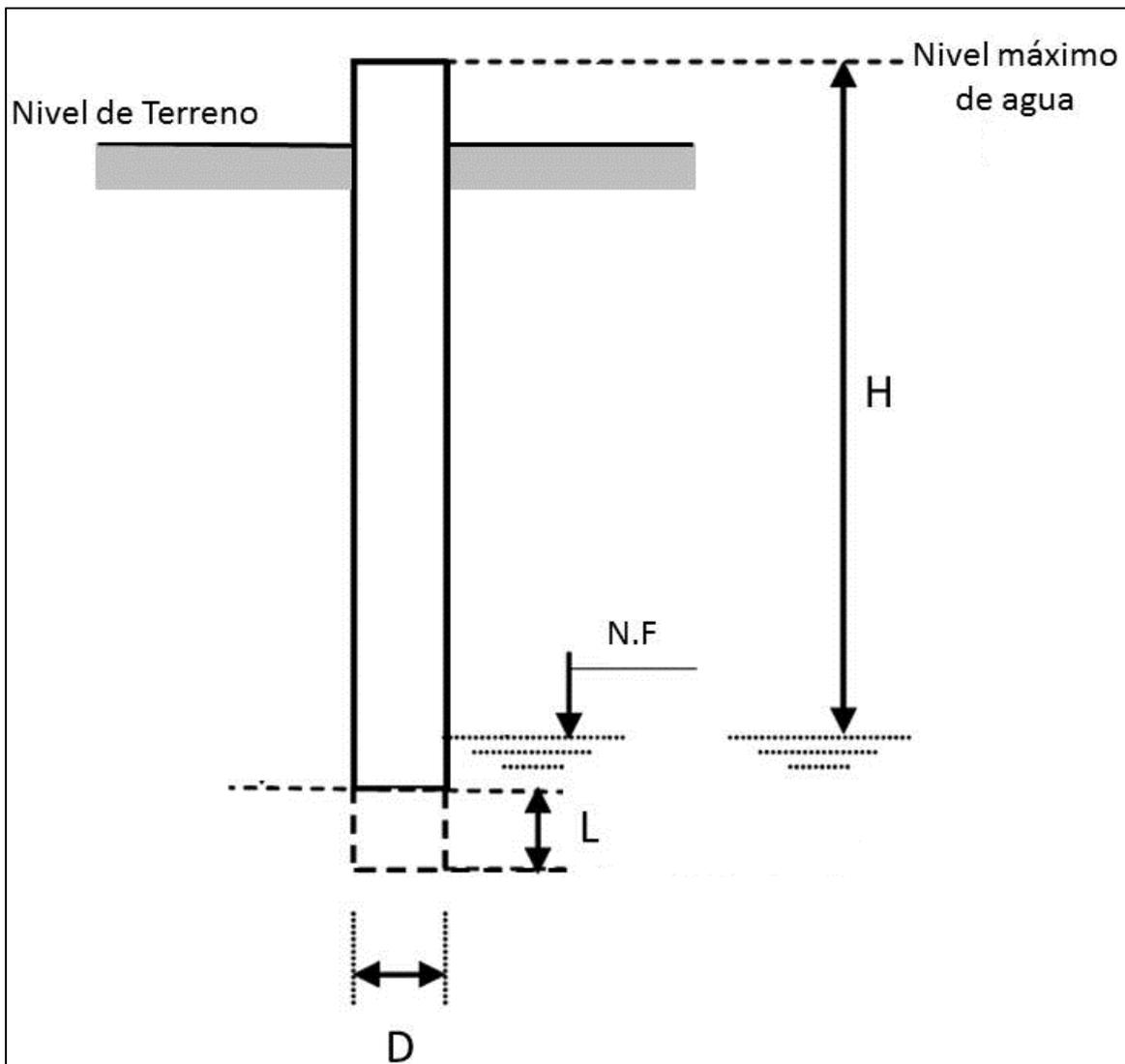


Fig. 9.44 Diagrama para ensayo Lefranc a régimen constante.

Ensayo Lugeon (Norma IRAM 10 532)

Este ensayo permite calcular semicuantitativamente la permeabilidad de los macizos rocosos, en cualquier tipo de litología y estado de fracturación. El ensayo consiste en introducir agua a presión en el sondeo y medir las admisiones durante 10 minutos. La norma Iram 10532, detalla que los tramos a ensayar deben ser entre 3 a 5m de sondeo. El tramo ensayado se aísla del resto del sondeo mediante dos obturadores. En el caso que el tramo a ensayar sea en el fondo del sondeo (últimos 3 a 5m de la perforación) solamente se emplea un obturador.

La presión del agua se aplica en escalones sucesivos de carga y descarga de 0,25Mpa, 0,5MPa, 1Mpa, 0,5Mpa y finalmente 0,25 Mpa. Cada escalón de presión debe

mantenerse durante 10 minutos luego que se ha producido la estabilización del caudal. Siempre debe alcanzarse un máximo de 1MPa, salvo en rocas blandas en las que se puede producir fracturación hidráulica. En los ensayos realizados para este trabajo se tomó como presión máxima 0,5MPa, debido a que se trata de areniscas y pelitas de baja resistencia. En la siguiente figura se presenta un diagrama del instrumental para la realización del ensayo Lugeon con obturación simple y doble.

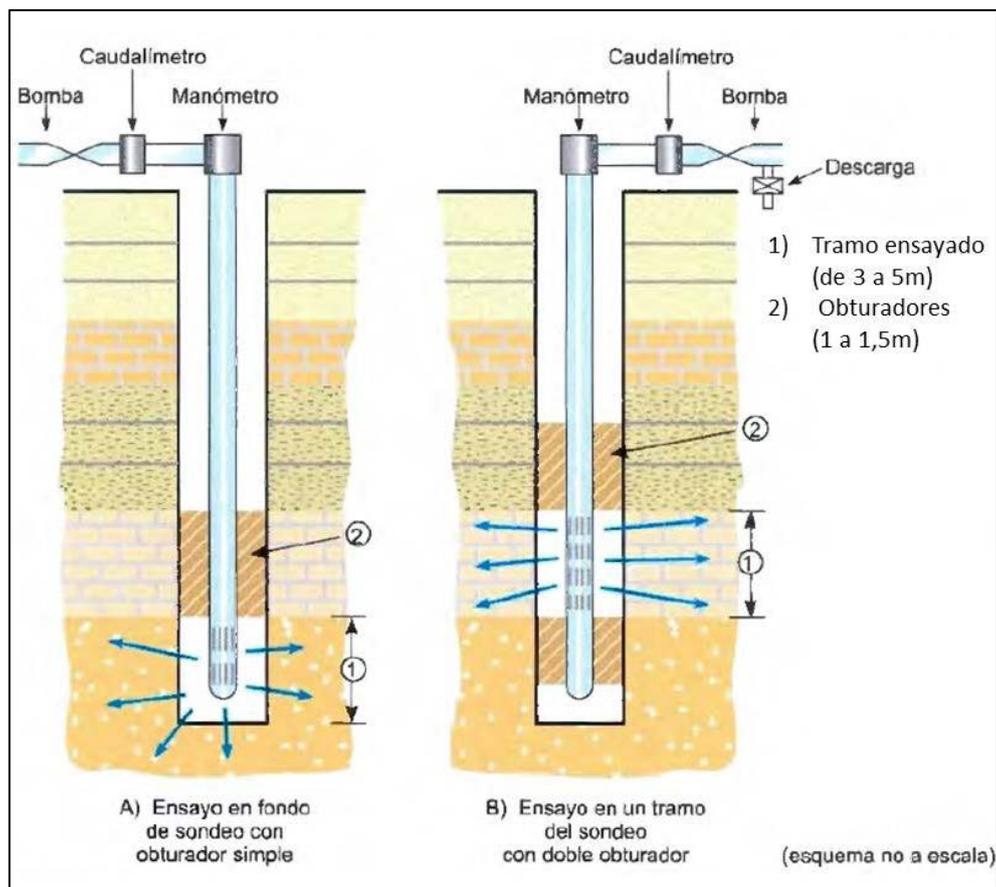


Fig. 9.45. Diagrama ensayo Lugeon. A) Obturador simple. B) Obturador doble. (González de Vallejo *et al*, 2002)

Luego de realizar el ensayo se grafica la curva caudal presión, volcando en el eje de abscisas la presión real actuante y en el eje de ordenadas en caudal registrado luego de la estabilización de un régimen constante de decímetros cúbicos por metro por minuto. En la siguiente figura se muestran gráficos de presión-caudal típicos para distintas situaciones diseñados por Gómez Laa y Foyo, 1979.

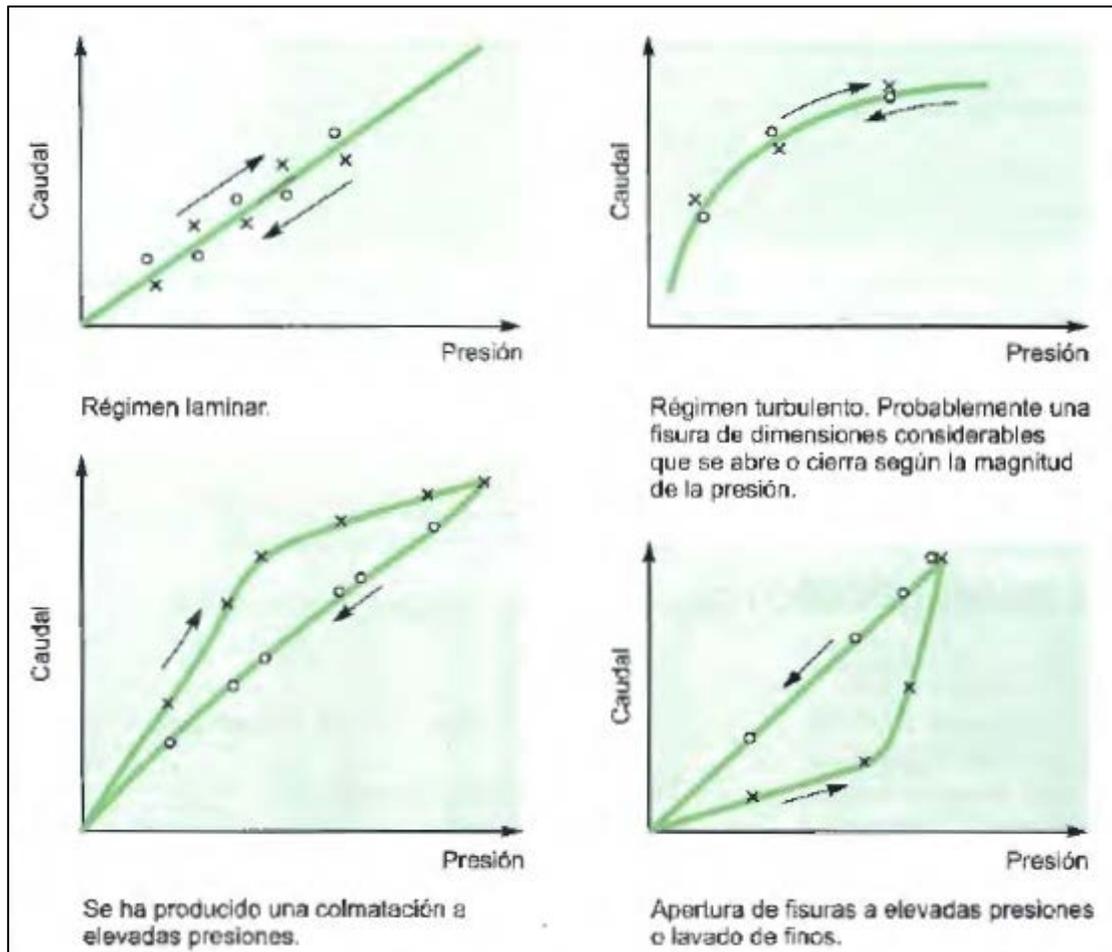


Fig. 9.46 relaciones presión –caudal en ensayos Lugeon (Gómez Laa y Foyo, 1979, extraído de Gozález de Vallejo *et al.* 2002)

La permeabilidad del macizo se infiere de acuerdo a la unidad lugeon (UL), que corresponde a una absorción de un litro de agua por metro de sondeo y por minuto, realizando el ensayo a 1MPa de presión durante 10 minutos ($UL=1 \text{ l/ (min/m)}$). A continuación se muestra una tabla de clasificación del macizo rocoso en función a la permeabilidad elaborada por Olalla y Sopeña, 1991.

Tipo de macizo	Unidades Lugeon	Presión (kp/cm ²)
Muy impermeable	0-1	10
Prácticamente impermeable	1-3	10
Permeable	> 3	10
	1,5-6	5
Muy permeable	> 3	10
	> 6	5

Tabla. 9.6. Clasificación del macizo rocoso en función a la permeabilidad (Olalla y Sopeña, 1991. Extraído de González de Vallejo *et al*, 2002).

Resultados

Ensayo Lefranc régimen constante				
Sondeo	Profundidad [m]	K [m/s]	Promedio por sondeo [cm/s]	K promedio macizo [cm/s]
CD-1	4	0,00309	0,008658	0,065664
	48,5	0,02360		
	63	0,00272		
	69	0,00522		
CD-3	4	0,01640	0,011776	
	8	0,00893		
	12	0,00506		
	16	0,00627		
	20	0,00511		
	24	0,00646		
	28	0,03420		
CD-4	8	0,50000	0,137701	
	12,45	0,01700		
	15,65	0,30400		
	20,86	0,00032		
	25,25	0,00061		
CD-5	28,9	0,00427	0,121900	
	5	0,69400		
	10	0,00413		
	15	0,01330		
	20	0,01340		
	25	0,00634		
CI-2	28,95	0,00023	0,157565	
	5	0,31400		
CI-3	9	0,00113	0,013195	
	3	0,02420		
CI-4	9,2	0,00219	0,002424	
	3,7	0,00031		
CI-5	8,25	0,00454	0,011338	
	4,45	0,03870		
	8,75	0,00665		
	14,2	0,00000		
CI-6	18,5	0,00000	0,018350	
	3,45	0,01200		
	6,95	0,02470		
CI-7	4,62	0,02060	0,009708	
	9,32	0,00758		
	14,52	0,00734		
	18,65	0,00331		
CI-8	3	0,02990	0,016293	
	6	0,01380		
	9,15	0,00518		
CI-9	5	0,00431	0,040305	
	19	0,07630		
CI-10	4	0,01970	0,007677	
	7,1	0,00227		
	10,1	0,00106		
CI-12	5,3	0,05300	0,030665	
	12,65	0,00833		
CI-14	4,5	0,09370	0,301850	
	29,2	0,51000		
CI-22	4	0,02740	0,027400	
CI-23	9	0,28200	0,172850	
	12	0,06370		
	4	0,56800		
CI-27	8	0,02890	0,129088	
	11,9	0,02170		
	16	0,01680		
	20,2	0,00979		
CI-30	8	0,00056	0,000568	
CI-31	4	0,02890	0,015771	
	12,45	0,00081		
	16,9	0,01760		
CC-1	19	0,18000	0,090000	
	25	0,00000		
CC-3	31	0,16600	0,119600	
	35,2	0,07320		

Tabla 9.7. Resultados de permeabilidad en suelos granulares.

Ensayo Lugeon (Norma IRAM 10 532, 1983)			
Sondeo	Profundidad 1 (m)	Profundidad 2 (m)	UL
CI-2	24	28	0,00
	28	32,04	0,00
	32,04	35,95	14,10
	35,95	40	6,77
	40	42,02	6,27
CI-3	11,5	15	26,20
	15	18	0,00
	18	22	0,00
	22	26	0,20
	26	30	0,20
	30	34,47	0,00
CI-4	13,32	17,3	3,50
	17,3	21	0,00
	21	26,3	0,00
	26,3	30	0,00
	30	34,1	0,80
	34,1	38,3	0,00
CI-5	38,3	42,85	0,00
	23,5	27,74	18,60
	27,74	31,52	19,70
	31,52	35,56	14,30
CI-6	35,56	40,2	0,00
	40,2	43,08	0,00
	17,65	21,53	17,30
	21,53	25,89	15,00
CI-7	25,89	29,91	10,30
	29,91	33,95	0,00
	33,95	37,24	0,00
CI-8	23,08	27,17	8,90
	27,17	31,53	0,00
	31,53	35,99	0,00
	35,99	40,04	0,00
CI-10	40,04	43,1	0,00
	24,9	29,17	13,90
	29,17	33,15	6,60
	33,15	37,54	0,00
	37,54	41,85	0,72
CI-11	41,85	45,96	0,02
	45,96	50,06	0,24
	29	33,2	4,40
	33,2	37,25	0,00
CI-12	37,25	41,25	2,90
	41,25	45,3	0,00
	45,3	48,4	0,40
	24,8	27	0,32
	27	33,05	0,31
	33,05	37,43	0,57
	37,43	41,27	0,09
	41,27	45,35	0,08
	45,35	49,57	0,00
	49,57	56	0,00
CI-13	56	60,68	0,00
	60,68	64,94	0,00
	64,94	69,3	5,20
	69,3	73,46	3,80
CI-15	25,15	28,26	0,00
	28,26	32,72	0,00
	32,72	36,91	0,00
	36,91	41,12	0,00
CI-23	41,12	44,2	0,00
	34	37,65	0,00
	37,65	41,75	0,00
	41,75	45,98	0,00
CI-32	45,98	49,92	0,00
	49,92	53,02	0,35
	23	27,1	19,00
CI-32	27,1	31	0,00
	31	35	0,00
	35	39	0,30
	39	43	0,00
	43	47	0,00
	47	51,5	0,00
	51,5	55,5	0,00
	55,5	59	0,00
	59	63,15	0,00
	63,15	67	0,00
CD-1	67	72	0,00
	72	77	0,06
	77	82	0,13
CD-3	82	87	0,21
	87	92	0,00
	92	97	1,73
	97	102	0,22
	102	107	0,26
	107	112	0,12
	112	117	0,11
	117	122	0,48
	122	127	0,00
	127	132	0,07
CD-4	132	137	0,07
	137	142	0,11
	142	147	0,01
	147	152	0,70
	152	157	0,81
	157	162	0,19
	162	167	2,68
	167	172	2,95
	172	177	8,29
	177	182	2,23
CD-5	182	187	1,31
	187	192	1,85
	192	197	0,08
	197	202	0,75
	202	207	0,60
	207	212	0,09
	212	217	0,55
	217	222	3,76
	222	227	0,46
	227	232	0,06
CC-1	232	237	0,14
	237	242	0,53
	242	247	0,37
CC-3	247	252	0,14
	252	257	0,23
	257	262	0,44

Ensayo Lugeon (Norma IRAM 10 532, 1983)			
Sondeo	Profundidad 1 (m)	Profundidad 2 (m)	UL
CI-15	25	29,4	7,22
	29,4	33,63	1,74
	33,63	37,79	0,84
	37,79	40,25	1,42
	40,25	43,18	0,00
CI-23	18,8	22,01	0,00
	22,01	26	0,00
	26	30,04	0,00
	30,04	34	0,00
	34	38,02	2,70
CI-32	23	27,1	19,00
	27,1	31	0,00
	31	35	0,00
	35	39	0,30
	39	43	0,00
	43	47	0,00
	47	51,5	0,00
	51,5	55,5	0,00
	55,5	59	0,00
	59	63,15	0,00
CD-1	63,15	67	0,00
	67	72	0,00
	72	77	0,06
CD-3	77	82	0,13
	82	87	0,21
	87	92	1,73
	92	97	0,22
	97	102	0,26
	102	107	0,12
	107	112	0,11
	112	117	0,48
	117	122	0,00
	122	127	0,07
CD-4	127	132	0,07
	132	137	0,11
	137	142	0,01
	142	147	0,70
	147	152	0,81
	152	157	0,19
	157	162	2,68
	162	167	2,95
	167	172	8,29
	172	177	2,23
CD-5	177	182	1,31
	182	187	1,85
	187	192	0,08
	192	197	0,75
	197	202	0,60
	202	207	0,09
	207	212	0,55
	212	217	3,76
	217	222	0,46
	222	227	0,06
CC-1	227	232	0,14
	232	237	0,53
	237	242	0,37
CC-3	242	247	0,14
	247	252	0,23
	252	257	0,44

Tabla 9.8. Resultados de ensayos de permeabilidad en roca., y zonificación del macizo rocoso según tabla 9.10.

Zona	UL
Zona impermeable	0-3
Zona permeable	3-6
Zona Muy permeable	>6

Tabla 9.10. Zonificación de macizo rocoso de acuerdo a valores de permeabilidad

En base a los resultados presentados se observan valores de permeabilidad muy heterogéneos. A causa de esta gran diversidad de valores se definieron tres zonas de acuerdo a la permeabilidad de la roca: zona Impermeable, zona Permeable, zona Muy Permeable, como se ve en el cuadro 9.10.

ANEXO E

RMR

La clasificación Rock Mass Rating (RMR) fue desarrollada por Z.T. Bieniawski durante los años 1973, y modificada posteriormente en 1976 y 1979, en base a más de 300 casos reales de túneles, cavernas, taludes y cimentaciones. Constituye un sistema de clasificación de macizos rocosos que permite relacionar índices de calidad con parámetros geotécnicos del macizo, de excavación y sostenimiento.

Para aplicar esta clasificación, se debe dividir el macizo en zonas que presenten características geológicas relativamente uniformes de acuerdo a las observaciones hechas en campo. Durante dichas observaciones se lleva a cabo la toma de datos y medidas referentes a las propiedades y características de la matriz rocosa junto con las discontinuidades.

Esta metodología toma en cuenta seis parámetros del macizo rocoso, a los cuales les asigna un puntaje de acuerdo a las características que presentan. Dichos parámetros son:

- La resistencia a compresión simple de la matriz rocosa.
- El RQD (Rock Quality Designation), que indica el grado de fracturación.
- El espaciamiento de las discontinuidades.
- Condiciones de las discontinuidades.
- Condiciones hidrológicas.
- La orientación de las discontinuidades respecto a la excavación.

La caracterización de cada uno de ellos se realiza en función de la tabla propuesta por el autor que se muestra a continuación.

Parámetros de clasificación										
1	Resistencia de la matriz rocosa (MPa)	Ensayo de carga puntual	> 10	10-4	4-2	2-1	Compresión simple (MPa)			
		Compresión simple	> 250	250-100	100-50	50-25	25-5	5-1	< 1	
	Puntuación		15	12	7	4	2	1	0	
2	RQD		90 %-100 %	75 %-90 %	50 %-75 %	25 %-50 %	< 25 %			
	Puntuación		20	17	13	6	3			
3	Separación entre diaclasas		> 2 m	0,6-2 m	0,2-0,6 m	0,06-0,2 m	< 0,06 m			
	Puntuación		20	15	10	8	5			
4	Estado de las discontinuidades	Longitud de la discontinuidad	< 1 m	1-3 m	3-10 m	10-20 m	> 20 m			
		Puntuación		6	4	2	1	0		
		Abertura	Nada	< 0,1 mm	0,1-1,0 mm	1-5 mm	> 5 mm			
		Puntuación		6	5	3	1	0		
		Rugosidad	Muy rugosa	Rugosa	Ligeramente rugosa	Ondulada	Suave			
		Puntuación		6	5	3	1	0		
		Relleno	Ninguno	Relleno duro < 5 mm	Relleno duro > 5 mm	Relleno blando < 5 mm	Relleno blando > 5 mm			
		Puntuación		6	4	2	2	0		
		Alteración	Inalterada	Ligeramente alterada	Moderadamente alterada	Muy alterada	Descompuesta			
		Puntuación		6	5	3	1	0		
5	Agua freática	Caudal por 10 m de túnel	Nulo	< 10 litros/min	10-25 litros/min	25-125 litros/min	> 125 litros/min			
		Relación: Presión de agua/Tensión principal mayor	0	0-0,1	0,1-0,2	0,2-0,5	> 0,5			
		Estado general	Seco	Ligeramente húmedo	Húmedo	Goteando	Agua fluyendo			
	Puntuación		15	10	7	4	0			

Tabla. 9.11 Tabla modelo para la toma de datos en campo de acuerdo a los parámetros geotécnicos propuestos por Bieniawski en la clasificación RMR. (Bieniawski, 1989. Imagen extraída de González de Vallejo *et al.*, 2007).

Luego de evaluar las características del macizo propuestas para la clasificación y asignarles un puntaje de acuerdo a la tabla 9.11, se suman todos los valores, y se obtiene el índice RMRbase.

Al RMRbase hallado se aplica la corrección por orientación de discontinuidades dependiendo del tipo de obra civil en la que se está trabajando. Bieniawski, (1989), diferencia la corrección según tres tipos de obras civiles, Túneles, Taludes y Cimentaciones.

Corrección por la orientación de las discontinuidades						
Dirección y buzamiento		Mny favorables	Favorables	Medias	Desfavorables	Muy desfavorables
Puntuación	Túneles	0	-2	-5	-10	-12
	Cimentaciones	0	-2	-7	-15	-25
	Taludes	0	-5	-25	-50	-60

Tabla. 9.12. Tabla de corrección por orientación de las discontinuidades. (Bieniawski, 1989. Imagen extraída de González de Vallejo *et al.*, 2007).

El valor final de RMR se obtiene al sumar al RMRbase y el coeficiente de reducción por orientación de discontinuidades. El valor del índice RMR oscila entre 0 y 100, siendo mayor el valor cuanto mejor es la calidad de la roca.

Bieniawski distingue cinco tipos o clases de roca según el valor del RMR y le asocia la calidad de la roca: Muy Buena, Buena, Media, Mala, Muy mala.

Clasificación					
Clase	I	II	III	IV	V
Calidad	Muy buena	Buena	Media	Mala	Muy mala
Puntuación	100-81	80-61	60-41	40-21	< 20

Tabla. 9.13 Tabla de clasificación de macizo rocoso según método RMR. (Bieniawski, 1989. Imagen extraída de González de Vallejo *et al.*, 2007).

En función de la clase obtenida, establece una estimación de las características geotécnicas del macizo, tales como ángulo de rozamiento y cohesión, como se ve en la Tabla 9.14

Calidad de macizos rocosos en relación al índice RMR				
Clase	Calidad	Valoración RMR	Cohesión	Ángulo de rozamiento
I	Muy Buena	100-81	> 4 kg/cm ²	> 45°
II	Buena	80-61	3-4 kg/cm ²	35°-45°
III	Media	60-41	2-3 kg/cm ²	25°-35°
IV	Mala	40-21	1-2 kg/cm ²	15°-25°
V	Muy mala	< 20	< 1 kg/cm ²	< 15°

Tabla. 9.14. Tabla de estimación de características del macizo rocoso según valoración del índice RMR. (Bieniawski, 1989. Imagen extraída de González de Vallejo *et al.*, 2007).

Este modo de clasificación proporciona una estimación inicial de los parámetros mecánicos del macizo a bajo costo y de forma sencilla, de tal forma que se debe considerar como una simplificación excesiva cuando se trabaja sobre macizos rocosos blandos, tectonizados y/o alterados. En estos casos, en general se sobrevaloran las propiedades mecánicas y resistentes, sin tener en cuenta la deformabilidad de macizo. Estas limitaciones deben ser consideradas al momento de aplicar esta clasificación debiendo interpretar los resultados con criterio en base al macizo sobre el cual se está trabajando (González de Vallejos *et al.*, 2002).

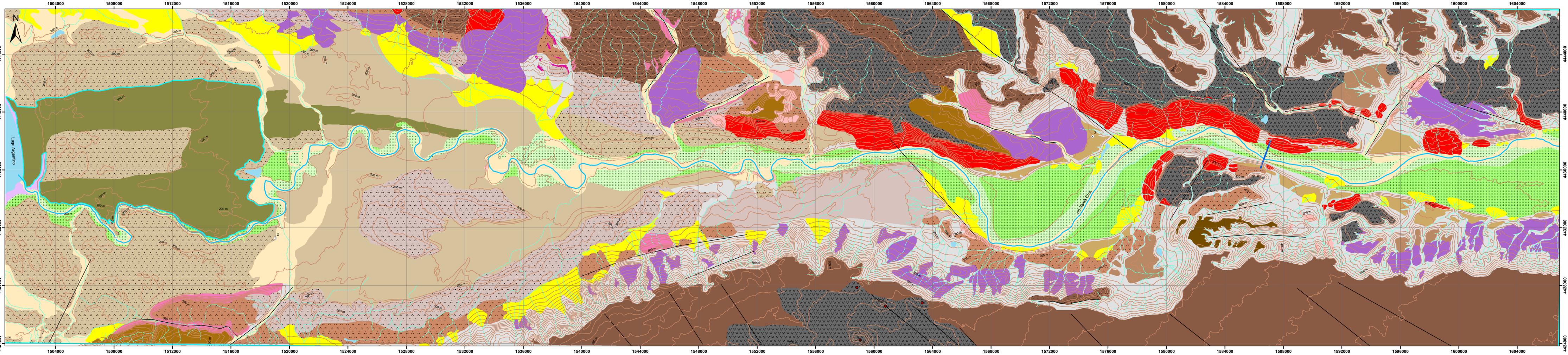
ANEXO F

MAPA GEOGLOGICO-GEOMORFOLÓGICO 1:100.000

Mapa geológico-geomorfológico

Proyecto Hidroeléctrico Néstor Kirchner

Provincia de Santa Cruz, República Argentina



Cuadro Estratigráfico		Referencias geológicas
Holoceno	Dep. planicie aluvial	Lineamiento estructural o geomorfológico
	Dep. pendiente aluvio-coluvial	Grieta de tracción
Cuaternario	Dep. lacustres	Cuerpo volcánico
	Dep. de abanicos aluviales	Cierre Pdte. Néstor Kirchner (NK)
	Dep. edóico	Referencias cartográficas
	Dep. de remoción en masa	Curva de nivel (equidistancia 25m)
	Dep. de cobertura de pedimento	Curso de agua permanente
	Dep. terraza fluvial nivel II	Curso de agua efímero
	Dep. terraza glacialfluvial H	Lago/Laguna
Pleistoceno Superior	Dep. morénico H	Toponimia
	Dep. terraza fluvial nivel I	1. Paso Charles Furh
	Dep. morénico G	2. Ea. La Julia
Pleistoceno Medio	Dep. terraza glacialfluvial G	3. Ea. Cónдор Cliff
	Dep. morénico G	Provincia Santa Cruz
	Dep. terraza glacialfluvial F	Mapa de la provincia de Santa Cruz
Pleistoceno Inferior	Dep. morénico E	Proyección Gauss Krüger Argentina Faja 1 POSGAR 2007
	Dep. terraza glacialfluvial D	Escala: 1:100.000
	Dep. terraza glacialfluvial C	Autor: Falconi Florencia E.
Neógeno	Dep. terraza glacialfluvial B	Año: 2017
	Dep. terraza glacialfluvial A	
	Dep. morénico A	
Mioceno Superior	Formación Santa Cruz	
	Formación 25 de Mayo	
Mioceno Inferior	Formación Río Leona	
	Basalto Neógeno	
Paleógeno Oligoceno Superior		