

CNR-390v4



Comisión Nacional de Riego



**ESTUDIO DE PREFACTIBILIDAD
“MEJORAMIENTO DEL RIEGO DE LA CUENCA DEL
RÍO TENO, REGIÓN DEL MAULE”**

INFORME FINAL

TOMO IV

“Geología y Geotecnia”

SANTIAGO, MAYO DE 2014

CNR
390
v.4.



ESTUDIO DE PREFACTIBILIDAD “MEJORAMIENTO DEL RIEGO DE LA CUENCA DEL RÍO TENO, REGIÓN DEL MAULE”

INFORME FINAL

TOMO IV

“Geología y Geotecnia”

SANTIAGO, MAYO DE 2014

Estudio Elaborado por:



TECNICA Y PROYECTOS S.A. - AGENCIA EN CHILE

Dirección: Av. Don Carlos 2939 Oficina 904, LAS CONDES - SANTIAGO

Fono: +56 02 23352289

www.grupotypsa.cl

ÍNDICE DE TOMOS

TOMO I:	ESTUDIOS PRELIMINARES
	1. ASPECTOS GENERALES
	2. REVISIÓN GENERAL DE ANTECEDENTES
	3. PRIMERAS VISITAS SOBRE EL TERRENO
	4. DIAGNÓSTICO PRELIMINAR
	5. IDENTIFICACIÓN DE ALTERNATIVAS
	6. DEFINICIÓN PRELIMINAR DE CARACTERÍSTICAS DE LAS ALTERNATIVAS
	7. ANÁLISIS DE ALTERNATIVAS
	ANEXOS
TOMO II	ESTUDIO AGROECONÓMICO
	1. DESCRIPCIÓN Y DEFINICIÓN DEL ÁREA DE LOS ESTUDIOS AGRONÓMICOS
	2. CARACTERIZACIÓN DE LOS RECURSOS PRODUCTIVOS BÁSICOS
	3. INFRAESTRUCTURAS DE RIEGO
	4. SITUACIÓN ACTUAL AGROPECUARIA
	5. SITUACIÓN SIN PROYECTO
	6. SITUACIÓN CON PROYECTO
	7. BENEFICIOS AGRÍCOLAS NETOS DEL PROYECTO
	ANEXOS
TOMO III	ESTUDIOS HIDROLÓGICOS
	1. ESTUDIOS HIDROLÓGICOS – HIDRÁULICOS
	2. MODELOS DE GESTIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS
	ANEXOS

TOMO IV - GEOLOGÍA Y GEOTECNIA

1. ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS
 2. SISMICIDAD
- ANEXOS

TOMO V - ESTUDIO AMBIENTAL

1. CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD AMBIENTAL
 2. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD AMBIENTAL
 3. PLAN DE MANEJO AMBIENTAL Y SEGUIMIENTO AMBIENTAL
- ANEXOS

TOMO VI - PARTICIPACIÓN CIUDADANA

1. PROGRAMA DE PARTICIPACIÓN CIUDADANA PARA EL ESTUDIO
 2. CONTEXTUALIZACIÓN SOCIAL Y TERRITORIAL DEL ÁREA DE INFLUENCIA DEL PROYECTO
 3. IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS ACTORES RELEVANTES
 4. DIFUSIÓN DE LOS OBJETIVOS Y ALCANCES DEL ESTUDIO A LOS ACTORES
 5. OPINIONES, INQUIETUDES, CONOCIMIENTOS Y SUGERENCIAS DE LOS ACTORES SOCIALES
 6. PLAN DE TRABAJO DE PARTICIPACIÓN CIUDADANA
 7. COMPONENTE GÉNERO
- ANEXOS

TOMO VII - TRABAJOS TOPOGRÁFICOS

1. INTRODUCCIÓN
 2. CARTOGRAFÍA GENERAL DE LA ZONA Y TRABAJOS PRELIMINARES
 3. CARTOGRAFÍA GENERAL DE LA ZONA DEL ESTUDIO
 4. CARTOGRAFÍAS DE LOS EMBALSES
- ANEXOS

TOMO VIII - DERECHOS DE APROVECHAMIENTO DE AGUAS

1. INTRODUCCIÓN Y MARCO NORMATIVO LEGAL
2. ORGANIZACIONES DE USUARIOS EN LA ZONA DE RIEGO DEL ESTUDIO
3. DIAGNÓSTICO DE LA SITUACIÓN ACTUAL
4. ASESORÍA LEGAL Y TÉCNICA SOBRE DERECHOS DE AGUA

ANEXOS

TOMO IX - DISEÑO DE LAS OBRAS Y VALORACIÓN ECONÓMICA

1. INTRODUCCIÓN Y DATOS DE PARTIDA
2. TIPOLOGÍA DE PRESA
3. EVACUADOR DE CRECIDAS
4. ALTURA DE PRESA
5. OBRAS DE DESVÍO DEL RÍO Y DESAGUES DEL EMBALSE
6. OBRAS COMPLEMENTARIAS
7. ESTUDIO DEL POTENCIAL HIDROELÉCTRICO
8. PRESUPUESTOS DE CONSTRUCCIÓN
9. EVALUACIÓN DE LOS EMBALSES COMO CONTROL DE CRECIDAS
10. ESTUDIO DE TENENCIA DE LA TIERRA
11. EVALUACIÓN ECONÓMICA Y FINANCIERA
12. CONCLUSIONES SOBRE LAS SOLUCIONES DE EMBALSE

ANEXOS

TOMO X - PLANOS

HOJAS TOPOGRÁFICAS

ESTUDIO AGROECONÓMICO

ESTUDIO GEOLÓGICO-GEOTÉCNICO

DISEÑO DE LAS OBRAS

ESTUDIO DE PREFACTIBILIDAD "MEJORAMIENTO DEL RIEGO DE LA CUENCA DEL RÍO TENO,
REGIÓN DEL MAULE"

TOMO IV - GEOLOGÍA Y GEOTECNIA

ÍNDICE

1.	CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICO-GEOTÉCNICA.....	1-1
1.1.	ANTECEDENTES GEOLÓGICO-GEOTÉCNICOS.....	1-1
1.1.1.	Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° Latitud S. O. González y M. Vergara. Publicación n° 24. Instituto de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.1962.....	1-1
1.1.2.	"Avance Geológico de la Hojas Rancagua-Curicó, Talca-Linares, Chanco y Concepción.-Chillán. Escala 1:250.000". Instituto de Investigaciones Geológicas. 1977.....	1-3
1.1.3.	Observaciones sobre los depósitos de relleno de la Depresión longitudinal de Chile entre los ríos Tinguiririca y Maule. Cedomir Marangunic D., Hugo Moreno R., Juan Varela B. Segundo Congreso Geológico Chileno. Arica, 1979.....	1-3
1.1.4.	Lahar del Teno. Consideraciones sobre su mecanismo de transporte. Ricardo Fuenzalida P. (NORANDA EXPLORACIONES CHILE LTDA). III Congreso Geológico Chileno (pp. F86 - F96). Noviembre, 1982. Concepción – Chile.....	1-4
1.1.5.	Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34° S). Rivano S., Godoy E., Vergara M., Villarroel R. Revista geológica de Chile, Vol. 17, N° 2, p-205-214. 1990.....	1-4
1.1.6.	Revista Geológica de Chile "Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón (35° 15' S). José A. Naranjo, Miguel J. Haller. 2002.....	1-5
1.1.7.	"Volcanismo cuaternario de las Sierras de Bellavista: Comparación geoquímica con el magmatismo contemporáneo del arco comprendido entre los 34°30' y los 35°30'S". María Daniela Eyquem Fuentealba. Memoria para optar al título de geóloga. Universidad de Chile. Santiago 2009.....	1-8
1.1.8.	"Tectonique, érosion et évolution du relief dans les Andes du Chili Central au cours du Néogène" Marcelo Farías. Thèse pour obtenir le grade de Docteur de L'Université Toulouse III. Santiago du Chili le 30 novembre 2007.....	1-10
1.1.9.	"Análisis estructural del borde oriental de la Cuenca Terciaria de Abanico en el valle del río Teno, 7ª Región". Rodrigo Eduardo Parada Morales. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile. Santiago 2008.....	1-11
1.1.10.	"Análisis estructural entre los valles del río Tinguiririca y Teno. Cordillera Principal de Chile Central. Microsismicidad y Geología superficial" Andrea Catherine González Contreras. Memoria para optar a Título de Geóloga. Universidad de Chile. Santiago. Octubre, 2008.....	1-13
1.1.11.	"El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile Central: Estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas". José Piquer, Juan Carlos Castelli, Reynaldo Charrier, Gonzalo Yáñez. Andean Geology 37 (1): 32-53. January, 2010.....	1-14
1.1.12.	Mejoramiento y Ampliación de la Red de Aguas Subterráneas, Regiones VII a X. Informe Final. CONIF BF. Santiago, Diciembre 2010.....	1-16

1.1.13. Sobre el variable Marco Geotectónico de las Formaciones Abanico y Farellones y sus equivalentes al sur de los 35°LS. Estanislao Godoy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (4): 570-577 (2012).....	1-17
1.1.14. Estudio Integral de Riego de la cuenca del Rio Mataquito. Tomo G. Hidrogeología.....	1-18
1.1.15. Estudio Integral de Riego de la cuenca del Rio Mataquito. Tomo J. Ingeniería.	1-18
1.1.16. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Informa Etapa 1	1-22
1.1.17. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 2. Capítulo 4. Estudios Básicos.	1-25
1.1.18. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 3. Capítulo 4. Estudios Básicos (Continuación).	1-26
1.1.19. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 3. Anexo D5. Geofísica.	1-28
1.1.20. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 4. Informe Presa.	1-29
1.1.21. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 4. Proyecto Embalse El Ciprés. Determinación aproximada de Filtraciones.	1-30
1.2. ENCUADRE GENERAL.....	1-31
1.3. FORMACIONES GEOLÓGICAS	1-31
1.3.1. Formación Nacientes del Teno (KLOHN 1960). Jurásico superior.....	1-31
1.3.2. Formación Río Damas (KLOHN 1960). Jurásico superior	1-31
1.3.3. Formación Baños del Flaco (KLOHN 1960). Cretácico inferior	1-31
1.3.4. Formación Cola de Zorro. Plioceno.....	1-32
1.3.5. Formación Abanico. Eoceno tardío – Mioceno temprano a medio.....	1-32
1.3.6. Formación Farellones. Mioceno temprano a tardío.	1-33
1.3.7. Unidad de Rocas intrusivas. Mioceno tardío.....	1-33
1.3.8. Formación Corona del Fraile (GONZÁLEZ y VERGARA 1962). Terciario	1-33
1.3.9. Volcanitas de valles. Cuaternario	1-34
1.3.10. Depósitos de avalancha volcánica. Cuaternario	1-34
1.3.11. Depósitos fluviales. Cuaternario	1-35
1.3.12. Depósitos coluviales. Cuaternario.....	1-35
1.4. RIESGOS GEOLÓGICOS	1-36
1.5. TRABAJOS DE TERRENO	1-37
1.5.1. Reconocimientos geológicos.....	1-37
1.5.2. Campaña geotécnica.....	1-37
1.6. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS DE LOS MATERIALES RECONOCIDOS EN LOS EMPLAZAMIENTOS ESTUDIADOS	1-68
1.6.1. Substrato rocoso andesítico.	1-71
1.6.2. Recubrimientos cuaternarios: depósitos de avalancha volcánica.....	1-72
1.6.3. Recubrimientos cuaternarios: Suelos fluviales y/o aluviales.	1-74

1.7.	GEOLOGÍA DE LOS EMPLAZAMIENTOS DE PRESA CONSIDERADOS	1-77
1.7.1.	El Ciprés (Variantes 1 y 2).....	1-77
1.7.2.	Los Queñes.....	1-83
1.7.3.	La Jaula (Ejes 1 y 2).....	1-91
1.7.4.	Vaca Molongo.....	1-102
1.8.	ESTUDIO DE MATERIALES.....	1-105
1.8.1.	Materiales impermeables para núcleo.....	1-105
1.8.2.	Materiales granulares.....	1-106
1.8.3.	Enrocado	1-109
1.9.	CONCLUSIONES	1-111
1.9.1.	El Ciprés.....	1-111
1.9.2.	Los Queñes.....	1-111
1.9.3.	La Jaula (Ejes 1 y 2).....	1-115
1.9.4.	Vaca Molongo.....	1-118
1.10.	PARÁMETROS GEOTÉCNICOS.....	1-118
1.11.	RECOMENDACIONES PARA ESTUDIOS POSTERIORES.....	1-119
1.11.1.	Emplazamiento Los Queñes.....	1-119
1.11.2.	Emplazamiento La Jaula (ejes 1 y 2).....	1-120
2.	SISMICIDAD.....	2-1
2.1.	INTRODUCCIÓN	2-1
2.2.	ANTECEDENTES Y ZONA DE ANÁLISIS	2-1
2.3.	METODOLOGÍA	2-1
2.4.	MARCO TECTÓNICO GENERAL	2-1
2.5.	MARCO SISMOGENÉTICO GENERAL	2-3
2.6.	SISMICIDAD HISTÓRICA	2-4
2.7.	MARCO GEOTÉCNICO REGIONAL.....	2-5
2.7.1.	Tectónica local.....	2-5
2.7.2.	Neotectónica local	2-6
2.8.	CLASIFICACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGENÉTICAS	2-7
2.8.1.	Terremotos interplaca subductivos tipo Thrust.....	2-7
2.8.2.	Terremotos Intraplaca de profundidad intermedia (al interior de la placa de Nazca)	2-7
2.8.3.	Terremotos Intraplaca superficiales o corticales (al interior de la placa sudamericana)	2-8
2.9.	LEYES DE ATENUACIÓN	2-10
2.9.1.	Leyes de atenuación para fuentes intraplaca oceánica e Interplaca.....	2-10
2.9.2.	Leyes de atenuación para fuentes corticales.....	2-13
2.10.	EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO.....	2-15
2.10.1.	Catálogo sísmico de la zona	2-15
2.10.2.	Homologación de las escalas de magnitud sísmicas.....	2-17
2.10.3.	Ley de Gutenberg-Richter.....	2-18

2.10.4. Productividad sísmica.....	2-19
2.11. EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO DETERMINÍSTICO.....	2-21
2.11.1. Estimación de las aceleraciones máximas horizontales.....	2-21
2.11.2. Análisis determinístico.....	2-21
2.12. RESULTADOS OBTENIDOS.....	2-22
2.12.1. Aceleración horizontal.....	2-22
2.12.2. Aceleración vertical.....	2-22
2.13. EVALUACIÓN DE EFECTO DE SITIO.....	2-23
2.14. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	2-24
2.14.1. Aceleración máxima horizontal.....	2-24
2.14.2. Análisis determinístico.....	2-24
2.14.3. Aceleración recomendada.....	2-24

ANEXOS (EN SOPORTE DIGITAL)

ANEXO GEO 01.	NOTAS DE CAMPO DEL RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO
ANEXO GEO 02.	REGISTROS DE SONDAJES
ANEXO GEO 03.	FOTOGRAFÍAS DE SONDAJES
ANEXO GEO 04.	REGISTROS Y FOTOGRAFÍAS DE CALICATAS
ANEXO GEO 05.	INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA
ANEXO GEO 06.	DATOS Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL MACIZO ROCOSO
ANEXO GEO 07.	ENSAYOS DE PERMEABILIDAD
ANEXO GEO 08.	ENSAYOS DE LABORATORIO

1 CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICO-GEOTÉCNICA

En este apartado se presenta el estudio geológico y el análisis de resultados de los trabajos de investigación geotécnica desarrollados sobre las alternativas seleccionadas, para el emplazamiento de una presa en el valle del río Teno. Asimismo se realiza una revisión crítica de los resultados de la investigación geotécnica realizada anteriormente en el emplazamiento de El Ciprés.

En esta fase se han realizado reconocimientos geológicos de superficie y trabajos de investigación geotécnica sobre el terreno, así como ensayos de laboratorio sobre muestras seleccionadas. Finalmente, con los resultados de reconocimientos geológicos, campaña geotécnica y ensayos realizados, se ha elaborado el presente informe, que describe cada una de las alternativas consideradas. Al final del documento se presenta un apartado de conclusiones preliminares en el que se realiza una valoración geológico-geotécnica de las alternativas seleccionadas.

Adjuntos al texto del documento, se presentan láminas con plantas geológicas, de situación de reconocimientos geotécnicos, y perfiles geológico-geotécnicos (por los posibles ejes de presa), para las alternativas consideradas.

Los datos del reconocimiento geológico de superficie se presentan en el ANEXO 1 "Notas de campo del reconocimiento geológico". La situación de los puntos de lectura (toma de datos litológicos, estructurales y fotografías) citados en dicho apéndice, se encuentra en las plantas geológicas correspondientes.

El ANEXO 2 y 3 se presentan los registros y fotografías de los sondajes realizados respectivamente.

En el ANEXO 4 se presentan los registros y fotografías de las calicatas y pozos realizados.

En el ANEXO 5 se presentan los trabajos de investigación geofísica realizados.

En el ANEXO 6 se presentan los datos estructurales, proyección estereográfica y cálculos realizados con el programa CALEST.

En el ANEXO 7 se presentan los ensayos de permeabilidad realizados.

Finalmente en el ANEXO 8 se presentan las actas de los ensayos de laboratorio realizados.

1.1. ANTECEDENTES GEOLÓGICO-GEOTÉCNICOS

En este apartado se desarrolla el análisis crítico del listado de antecedentes bibliográficos consultados:

1.1.1. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° Latitud S. O. González y M. Vergara. Publicación nº 24. Instituto de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.1962.

En este documento, se describe la Formación Plan de los Yeuques, a la que se asigna una edad Neocomiano Superior. Se trata de un conjunto de rocas volcánicas continentales, efusivas y piroclásticas, de carácter ácido, con algunas intercalaciones de sedimentos continentales. A techo de esta formación se disponen concordantemente las lavas y piroclastos porfiríticas de la Formación Abanico.

Se describe la Formación Abanico como un conjunto de volcanitas, piroclastos y lavas de carácter porfírico, con intercalaciones de sedimentos clásticos continentales. En el valle del Teno, al Este del estero de Santa Rita, en la zona de cabecera del valle, se localiza una serie de brechas y tobas porfíricas con matriz tobácea gris púrpura rojiza a verde clara, perteneciente a los niveles estratigráficos más bajos de la formación.

Hacia aguas abajo, entre Los Peumos y el Estero Molongo se observa un conjunto de porfiritas gris oscuro con cristales de plagioclasa blanca. La serie presenta intercalaciones de tobas líticas de matriz gris rojiza y clastos porfídicos gris verdosos.

La edad asignada a la Formación Abanico en este documento es Pre-Cretácico Medio. Esta unidad sería equivalente a la Formación Coya-Machalí.

Se describe la Formación Corona del Fraile, constituida por un conjunto de rocas sedimentarias clásticas y volcánicas, de tocos gris verdoso claro, que aparecen en los cerros situados al este de Los Queñes, entre los ríos Teno y Claro. Se adjunta un croquis geológico de la zona situada al este del Estero la Jaula:

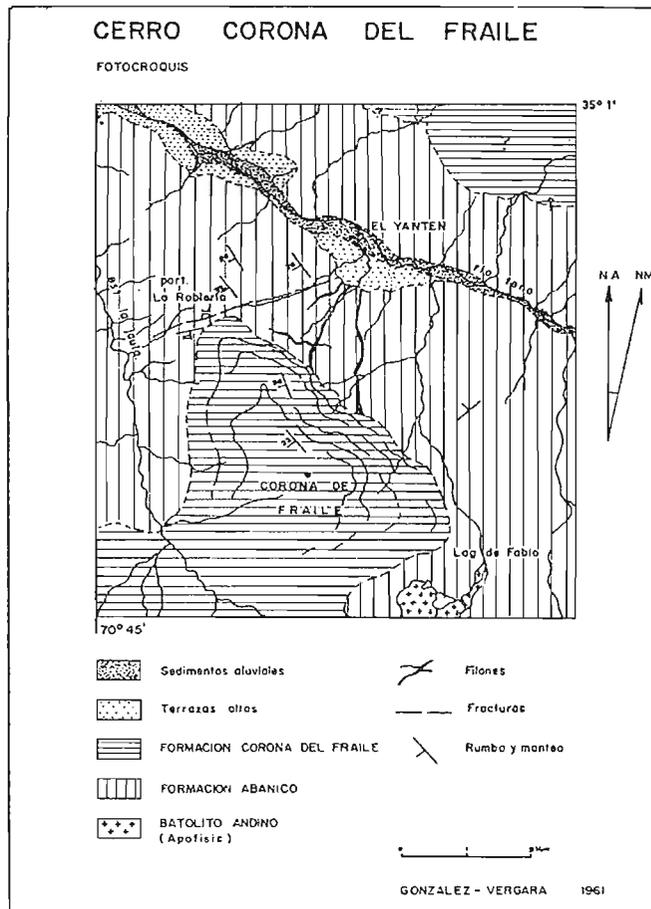


Ilustración 1. Croquis geológico de la zona situada al este del Estero la Jaula. Fuente: O. González y M. Vergara.

Su límite inferior está marcado por una suave discordancia angular y erosiva que la separa de la Formación Abanico subyacente. Su techo queda limitado por la superficie de erosión actual.

1.1.2. “Avance Geológico de la Hojas Rancagua-Curicó, Talca-Linares, Chanco y Concepción.-Chillán. Escala 1:250.000”. Instituto de Investigaciones Geológicas. 1977.

Esta hoja geológica, que solamente incluye el tramo de río Teno situado aguas abajo de la confluencia con el Estero la Jaula, presenta una cartografía muy general, de acuerdo con la escala del mapa.

El substrato litológico de los materiales cuaternarios del valle correspondería a materiales de la Fm Abanico (volcanitas con intercalaciones continentales), de edad atribuida Cretácico Superior.

En la parte alta de los relieves situados en la margen izquierda del valle, hacia el oeste del valle del Río Claro, aparecen volcanitas basálticas, andesíticas y riolíticas, con flujos de cenizas, de la Formación Cola de Zorro, materiales situados en discordancia sobre la Fm Abanico. Se atribuye una edad Plioceno – Pleistoceno a estas volcanitas, que por su elevada situación topográfica y alejamiento del valle del río Teno, no afectan al área de estudio.

Hacia el este del río Claro, el relieve existente entre la zona de cabecera del Estero la Jaula y el río Teno, presenta materiales terciarios de la Formación Corona de Fraile, constituidos por sedimentos continentales clásticos y volcanitas. Estos materiales, discordantes sobre la Fm Abanico, también aparecen suficientemente alejados y en posición topográfica muy alta, para no tener influencia directa en la zona del estudio.

En el texto que acompaña a esta Hoja, se realiza una descripción conjunta para las formaciones Coya-Machalí, Abanico y Plan de los Yeuques. Además, se indica la disparidad de criterios, nomenclatura y asignación de edades que se ha dado a lo largo del conocimiento geológico chileno, por los distintos profesionales que han participado en los estudios. Se interpreta que la Fm Abanico equivale a la porción inferior y media de la Fm Coya-Machalí, mientras que su parte inferior coincidiría con la Fm Plan de los Yeuques.

A la Formación Corona de Fraile se le asigna una edad Terciario Inferior y se establece su equivalencia estratigráfica con la Fm Farellones.

1.1.3. Observaciones sobre los depósitos de relleno de la Depresión longitudinal de Chile entre los ríos Tinguiririca y Maule. Cedomir Marangunic D., Hugo Moreno R., Juan Varela B. Segundo Congreso Geológico Chileno. Arica, 1979

La Depresión Longitudinal Chilena es una unidad morfo-tectónica caracterizada por los potentes depósitos que la rellenan. Estos rellenos, no consolidados, están constituidos por depósitos laháricos, y por sedimentos aluviales pleistocénicos. Los estudios desarrollados indican que principalmente se trata de depósitos laháricos, flujos cineríticos, depósitos glaciofluviales y, en menor grado, depósitos fluviales.

De interés para nuestro estudio son las descripciones de los depósitos laháricos y fluviales del valle del Teno.

Depósitos laháricos del valle del Teno:

- Son lahares provenientes del grupo volcánico Peteroa-Planchón (Borde, 1966; Macphail y Saa, 1967; Davidson, 1974). En base a su expresión topográfica, grado de consolidación y posición estratigráfica, se pueden separar dos depósitos laháricos:
 - o Teno I es el más antiguo. Se extiende desde Los Queñes hasta la localidad de Ranco. Se dispone sobre rodados fluviales y subyace a Teno II y fluviales más modernos. Se compone de cantos angulosos y subredondeados, hasta 2 m Ø, en matriz arenosa-cinerítica de color café amarillento. Espesor de 20 m. Este depósito, bien consolidado, no presenta relieve superficial de cerrillos.

- o El depósito lahárico Teno II cubre en gran parte a Teno I y subyace a depósitos fluviales recientes. Presenta mala consolidación, clastos angulosos a subangulosos hasta 0,4 m Ø, casi exclusivamente basálticos, color azul grisáceo, matriz cinerítica basáltica y espesor superior a 4 m.

Depósitos fluviales de los Valles del Teno y del Lontué:

- Corresponden en parte a gravas asociadas a los cursos actuales de los ríos, y en parte a depósitos más antiguos que subyacen al Lahar Teno I. Estos últimos afloran en las localidades de Guaico y los Queñes y consisten en rodados en matriz arena-arcillosa bien consolidada en su tramo inferior, con predominio de clastos volcánicos. El espesor mínimo observado, de estos depósitos, es de 20 m.

1.1.4. Lahar del Teno. Consideraciones sobre su mecanismo de transporte. Ricardo Fuenzalida P. (NORANDA EXPLORACIONES CHILE LTDA). III Congreso Geológico Chileno (pp. F86 - F96). Noviembre, 1982. Concepción – Chile.

En este artículo, los depósitos denominados “Cerrillos de Teno” se interpretaron originalmente como materiales morrénicos (Bruggen, J. 1950, Muñoz Cristi 1950) y más recientemente como depósitos de corrientes de barro o lahares (Davidson, J. 1974, Marangunic, C. et al 1979)

Se han subdividido en Teno I y Teno II. Los primeros se superponen al material aluvial y los segundos, situados por encima, se caracterizan por una topografía típica de cerrillos.

- Los depósitos de Teno I consisten en clastos poligénicos (basaltos, dacíticos, andesíticos o granodioríticas) desde tamaño arena hasta bloques, angulosos o redondeados, en matriz cinerítico-arenosa con cierto grado de consolidación. El depósito, en forma de lóbulo tiene una longitud de 29 km por 15 km de anchura máxima y un espesor superior a 20 m.
- Los depósitos de Teno II presentan mala consolidación y composición de clastos angulosos, casi exclusivamente basálticos, con abundante matriz cinerítica basáltica y espesores superiores a 4 m.

El documento plantea la hipótesis de que los depósitos de Teno II son parte del Teno, como materiales extruidos desde el depósito lahárico subyacente al llegar a un estado de reposo.

Se indica que la anchura de los depósitos laháricos en el valle del río Teno, aguas abajo de Los Queñes se reduce a 2 km (frente a los 15 – 16 km que alcanzan en las proximidades de los primeros cerros de la Cordillera de la Costa).

Por las características morfológicas generales del depósito, debe haber tenido una gran velocidad, probablemente por una gran proporción de aire, y de agua propia del lahar. Se cree que puede ser un lahar frío, que a pesar de haber abandonado el valle que lo encauzó fuera de la cordillera, mantuvo su energía con escasa dispersión, depositándose en un abanico estrecho y manteniendo un espesor probable sobre los 20 m.

El origen de este lahar se ha determinado en el sistema volcánico activo Planchón – Peteroa (Davidson, J. 1979).

1.1.5. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34° S). Rivano S., Godoy E., Vergara M., Villarroel R. Revista geológica de Chile, Vol. 17, N° 2, p-205-214. 1990

En este artículo se propone una redefinición de la Formación Farellones en base al perfil estratigráfico realizado en los faldeos septentrionales del cerro la Gloria, al norte del valle del río Aconcagua, que junto con la sección de referencia expuesta en la localidad de Farellones, pasan a constituir el estratotipo compuesto de la formación.

La formación redefinida estaría compuesta por dos miembros, uno inferior tobáceo a ignimbrítico, de composición riolítico-dacítica producto de erupciones tipo caldera y otro superior, compuesto por flujos andesítico-basálticos

intruidos por domos riolíticos, que corresponde a una interdigitación de lavas y materiales volcánoclasticos provenientes de estratovolcanes.

Las lavas y piroclastitas alteradas asignadas inicialmente a la formación Farellones corresponderían a la Formación Abanico.

1.1.6. Revista Geológica de Chile "Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón (35° 15' S). José A. Naranjo, Miguel J. Haller. 2002

En este artículo, se describen los diferentes tipos de depósitos generados por la actividad eruptiva holocena del Planchón desarrollada a través de 5 cráteres, en su mayoría de explosión en función de su composición.

Se adjunta la figura 1, con un esquema geográfico de la distribución del sistema volcánico el Planchón.

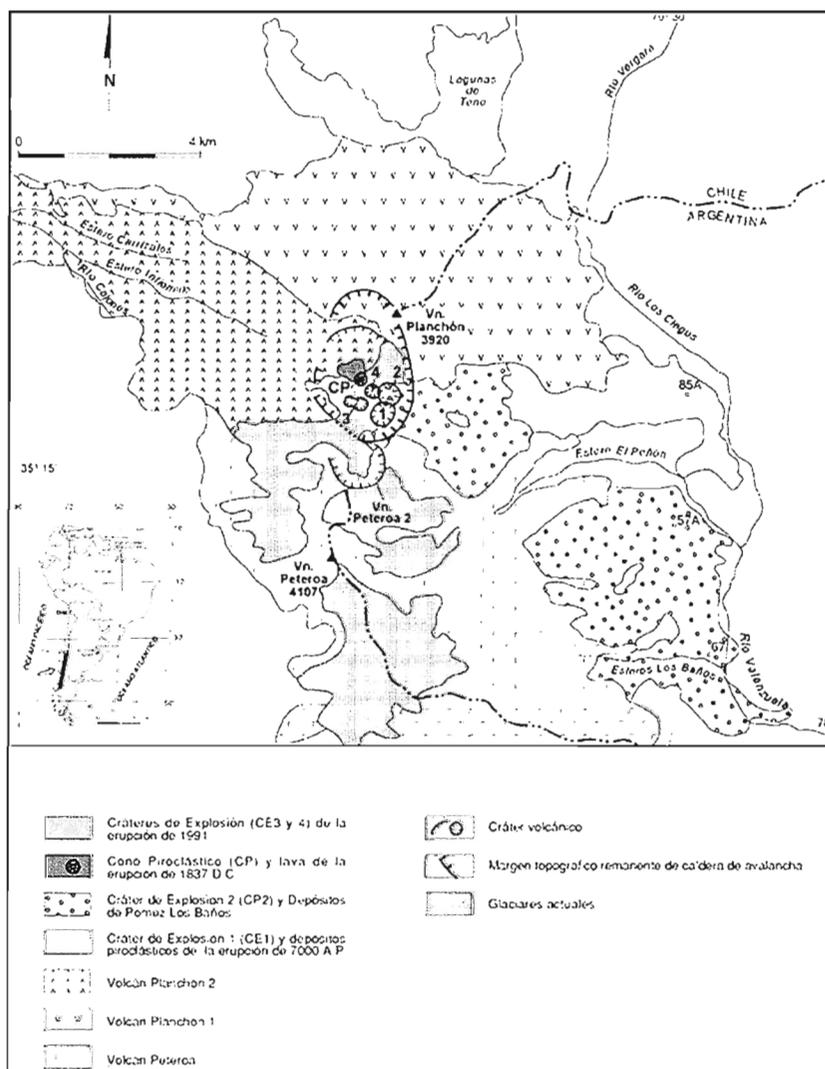


Figura 1. Distribución geográfica del sistema volcánico el Planchón. Fuente José A. Naranjo, Miguel J. Haller

El volcán Planchón, ubicado al norte de la estructura de esqueleto del Peteroa, forma parte de un complejo volcánico con varias cimas de formas agudas a causa de la erosión glacial, de orientación norte-sur y edad pleistocena a reciente. A su vez, el sector activo del complejo (denominado volcán Planchón 3 por Naranjo et al., 1999), se ubica sobre una estructura de morfología irregular, pero relativamente plana, que abarca una superficie ovalada, cercana a los 5 km², anidada en un antiguo cráter de anfiteatro abierto al oeste (Fig. 1). Esta caldera de avalancha de 3 km de diámetro, fue originada por el colapso de un sector importante del cono basáltico-andesítico de la etapa inicial del Planchón, el cual generó una violenta avalancha volcánica, que alcanzó la Depresión Central de Chile, hasta ~95 km al noroeste, durante el Pleistoceno tardío (Naranjo et al., 1997).

El rápido crecimiento inicial de este volcán durante el Pleistoceno Superior (volcán Planchón 1) causó el colapso del sector occidental, lo que generó una avalancha volcánica que alcanzó ~95 km hacia el noroeste y depositó la unidad denominada Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno, de edad pleistocena tardía (Naranjo et al., 1997). Las emisiones de lavas basálticas y basáltico-andesíticas continuaron inmediatamente después del colapso, formándose así la unidad llamada volcán Planchón 2.

La actividad Holocena del volcán engloba depósitos de caída, de flujo y laháricos de una erupción explosiva ocurrida 7.000 años AP, que incluye diversas facies (Caída y Oleada Piroclástica Valenzuela y Flujo Piroclástico Los Ciegos) y el Depósito de Pómez Los Baños, además de la lava y cono piroclástico de la erupción del año 1837 d.C. y los depósitos de ceniza de las erupciones de febrero de 1991 y noviembre de 1998.

La Oleada Piroclástica Valenzuela (OPV), se describe como una oleada de base húmeda originada por colapso de una erupción freato - magmática, en presencia de un casquete glacial más grueso y extenso que el actual. Esta erupción tuvo una fase culminante de flujo piroclástico con mayor concentración de bombas escoriáceas (Flujo Piroclástico Los Ciegos, FPLC) de edad holocena (7000 AP).

Una erupción subpliniana ocurrió entre 1400 y 1050 AP originando el depósito de pómez de caída Los Baños (PLB) que evidencia la presencia de magmas dacíticos en un sistema dominado por la generación de basaltos y andesitas. Las erupciones de febrero de 1991 y noviembre de 1998 se produjeron por la interacción del agua freática con niveles rocosos sobrecalentados encima de la cámara magmática del Planchón.

Al oeste del volcán Planchón, se depositaron potentes depósitos laháricos como consecuencia de la remoción de morrenas. Estas se ubican sobre el flanco occidental del volcán, encima de lavas pulidas por el hielo, entre aproximadamente los 1.700 y los 3.000 m s.n.m. Debido a la abundante disponibilidad de materiales morrénicos y la alta pendiente de los cauces afluentes del río Claro, los depósitos de morrenas fueron removilizados como flujos de detritos y lodo. Estos se habrían generado como consecuencia de la fusión de grandes volúmenes de un casquete glacial más extenso que el actual.

La profunda y extensa incisión de los depósitos morrénicos del flanco occidental indica que los flujos de detritos laháricos generados fueron potentes y voluminosos. En efecto, a lo largo del río del Planchón, 10 km al noroeste del volcán y, particularmente a la cota de los 1.400 m s.n.m., se observan varios niveles de flujos laháricos, con un espesor total cercano a los 30 m, en unidades de flujo de 3 a 4 m de potencia. Estos depósitos muestran una pendiente de 0,15 m/m (~8,5°) y comúnmente incluyen bloques de hasta 2 m de diámetro. En sectores más distales (>15 km), los flujos de detritos laháricos sobrepasaron, a lo menos, dos niveles de terrazas altas del valle del Claro, labradas sobre el depósito de flujo de detritos de la avalancha volcánica del volcán Planchón (Naranjo et al., 1999).

Las últimas erupciones del volcán Planchón ocurrieron en febrero de 1991 y noviembre de 1998, siendo esta última de una magnitud menor y sólo fue detectada por una leve caída de ceniza fina en las inmediaciones, al oeste el volcán. La primera, en cambio, destacó por los cambios estructurales en el Planchón y tuvo un carácter freatomagmático. La columna eruptiva promedió los 400-700 m de altura. La dispersión de la pluma alcanzó una altura de 5.000-6.000 m s.n.m. hacia el este-noreste, en territorio argentino, excediendo los 80 km de largo, con 30 km de ancho. La distribución de la ceniza proximal corrobora esa dirección de dispersión que difiere en relación a la dispersión hacia el sureste de la PLB, como se observa en la figura adjunta, que también indica la dirección de dispersión de la emisión de ceniza de 1991.

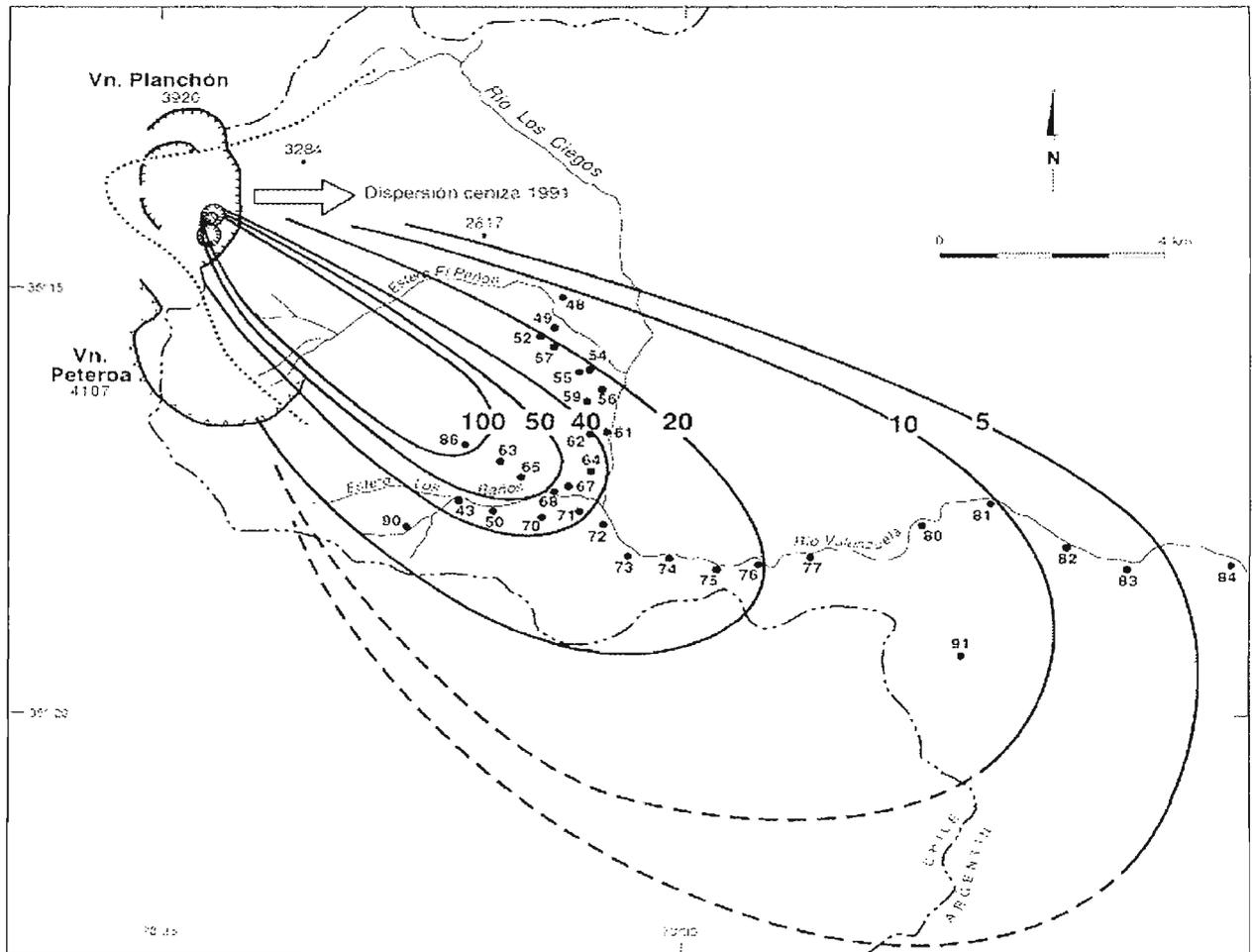


Figura 2. Mapa de isópacas (cm) del depósito de Pómez Los Baños, que muestra un eje de dispersión al SE; se destaca la ceniza de la erupción de 1991 que fue dispersada a baja altura, hacia el este. Se indican sitios de medición. Fuente: José A. Naranjo, Miguel J. Haller. 2002

La forma de la estructura de caldera de avalancha, de 3 km de diámetro, ha jugado un papel importante en el tipo y control de las erupciones holocenas. La primera y mayor de ellas, estuvo fuertemente influenciada por la presencia de un casquete glacial, el cual, acumulado contra las paredes de la caldera, pudo sobrepasar por 50 a 100 m el espesor

del glacial actual, estimado en 40 m. Esa erupción causó una fusión del hielo a gran escala, involucrando un volumen entre 0,04 y 0,06 km³ de hielo, equivalente a casi la mitad del volumen total de piroclastos eyectados durante la erupción de los 7 ka, marcada por un alto contenido de agua. El gran volumen de agua comprometido generó potentes y extensos flujos de detritos laháricos evacuados hacia la apertura (occidental) de la caldera de avalancha

Otro hecho destacado es el decrecimiento de los volúmenes emitidos en el tiempo, lo cual corresponde con un incremento en el contenido de sílice. De ello se infiere que la cámara magmática del volcán Planchón ha generado volúmenes cada vez menores de magma diferenciado durante un proceso de enfriamiento constante y probablemente sin nuevos influjos o recargas importantes de magmas basálticos.

Por lo que respecta al riesgo volcánico, es importante la opinión de Naranjo, reflejada en el último párrafo del documento:

"La presencia de una zona plana en la parte alta del volcán Planchón, constituye una forma favorable para el tipo de actividad actualmente frecuente. En efecto, la acumulación de hielo sobre el sistema de conductos que ascienden desde la cámara magmática del Planchón permite la infiltración agua a través de fracturas. Desde la cámara, a su vez, se produce un alto flujo calórico que favorece la fusión del casquete glacial y la formación de lagos en los cráteres, así como de volúmenes importantes de vapor, especialmente durante los períodos estivales, lo cual ha sido característico durante las últimas dos décadas. Erupciones del tipo de las ocurridas en 1991 y 1998 podrían repetirse en un futuro próximo, en el plazo de años o decenas de años. Siguiendo este modelo, erupciones mayores serían de ocurrencia poco probables en el volcán Planchón".

1.1.7. "Volcanismo cuaternario de las Sierras de Bellavista: Comparación geoquímica con el magmatismo contemporáneo del arco comprendido entre los 34°30' y los 35°30'S". María Daniela Eyquem Fuentealba. Memoria para optar al título de geóloga. Universidad de Chile. Santiago 2009

El volcanismo cuaternario es el resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana. Se reconoce en zonas donde el ángulo de subducción es relativamente inclinado, y varía entre 25° y 30°. En regiones con ángulo de subducción relativamente plano, entre 5° y 10°, las manifestaciones de volcanismo activo están ausentes.

Define el marco morfoestructural regional de la Zona Volcánica Sur, (en cuyo sector sur se ubica el valle del Tenó), diferenciando cinco Unidades de oeste a este:

- Cordillera de la Costa: Granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental, y secuencias volcánicas y sedimentarias Triásico-Cretácicas en su borde oriental, con intrusivos de edad Cretácico Superior.
- Depresión Central: Separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal. Cuenca rellena por sedimentos aluviales y volcano-sedimentarios pleistocenos a holocenos, de unos 500 m de espesor.
- Cordillera Principal: Su flanco occidental está constituido por depósitos sedimentarios y volcánicos cenozoicos, principalmente de las formaciones Abanico y Farellones (Thiele, 1980; Charrier et al., 1997). En su flanco oriental afloran rocas mesozoicas fuertemente deformadas.
- Cordillera Frontal : Bloque de basamento pre-Jurásico levantado por fallas de alto ángulo (Giambiagi, 2003). Cordones de rocas precámbricas a triásicas adosados a la Cordillera Principal.
- Antepaís. Piedemonte Oriental argentino. Sedimentos y volcanitas jurásicas a paleógenas, cubiertas por sedimentos neógenos.

En el marco tectónico regional se indican dos grandes ciclos orogénicos:

- Ciclo pre-Andino, predominantemente extensivo (Pérmico Superior – Jurásico Inferior)
- Ciclo Andino, Meso-Cenozoico caracterizado por la continua actividad de subducción a lo largo del margen continental

En el apartado 2.3 define las Unidades Estratigráficas presentes en los Andes de Chile Central:

- Nacientes del Teno (Klohn, 1960; Muñoz y Niemeyer, 1984). Depósitos marinos fosilíferos (calizas y areniscas) Jurásico Medio – Superior
- Formación Rio Damas (Klohn, 1960). Areniscas y conglomerados y volcanitas (Jurásico Superior, Kimmeridgiano, Thiele, 1980)
- Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960; González y Vergara, 1962; Covacevich et al, 1976; Charrier, 1981; Arcos, 1987) Depósitos marinos, areniscas, lutitas y calizas. Cretácico
- Formación Colimapu (Klohn, 1960; Gonzalez y Vergara, 1962; González, 1963; Charrier, 1981) Depósitos regresivos del Cretácico Tardío. Areniscas, lutitas y conglomerados, con intercalaciones de tobas, andesitas y calizas.
- Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU). Charrier, 1996. Estratos continentales detríticos aluviales.
- Formación Abanico. Definida por Klohn (1960) es equivalente a las Fm Colla Machalí (Drake et al, 1982) y Colbun (Karzulovic et al, 1979). Lavas andesíticas a riolíticas, depósitos volcanoclásticos y sedimentos aluviales y lacustres (Charrier et al, 2002). Sus afloramientos se disponen en dos franjas de orientación N_ - S. La franja occidental, volcánica, está formada por tobas, ignimbritas, brechas y niveles sedimentarios y volcanoclásticos, intruida por filones manto andesíticos. La franja oriental, separada de la anterior por la Fm Farellones, se compone de tobas, piroclastos, depósitos volcanoclásticos, areniscas, conglomerados y lutitas. Edad Eoceno Superior – Mioceno Inferior.
- Formación Farellones (Klohn, 1960). Lavas andesíticas a riolíticas, tobas e ignimbritas con intercalaciones volcanoclásticas. Sobreyace localmente, en discordancia, a la Fm Abanico. Presenta numerosos intrusivos y lacolitos del Mioceno Superior – Plioceno (Thiele, 1980). Rivano et al, (1990) modificaron la definición de Klohn, y propusieron la existencia de dos miembros; uno inferior tobáceo-ignimbrítico, y uno superior andesítico, intruidos por domos riódacíticos y filones andesíticos. Edad Mioceno

Se describe el Volcanismo Plio-Cuaternario o Volcanismo Andino Joven (Charrier, 1981) que engloba los depósitos volcánicos y subvolcánicos de la zona, posteriores a Fm Farellones. Se presenta un listado de volcanes de los Andes Centrales. Los más cercanos a la zona de estudio del Teno son:

- Planchón, de edad Pleistoceno Superior – Holoceno
- Peteroa, de edad Pleistoceno Inferior – Medio, con actividad en 1991
- Azufre, de edad Pleistoceno Inferior – Medio
- Sordo Lucas, de edad Pleistoceno Inferior
- Alto del Padre, de edad Pleistoceno Inferior

Se destacan los Depósitos Cuaternarios Continentales Clásticos (fluviales, lacustres, glacio-fluviales, de escombros y depósitos de derrumbes, en los ríos Claro, Tinguirica y Azufre.

En el apartado 2.4 “Rocas Intrusivas” se cita el Intrusivo Estero Santa Rita o Batolito Los Cipreses, de composición monzodiorita de hornblenda, que intruye a rocas de la Fm Abanico, y otros intrusivos en las nacientes del río Infiernillo, constituidos por dioritas, granodioritas, monzonitas, y pórfidos dacíticos y riódacíticos.

En el apartado estructuras se cita la Falla el Fierro (inversa, con vergencia al este), que corta la discordancia entre la Fm Abanico, y la Unidad Clástica Rojiza (BRCU) subyacente.

1.1.8. "Tectonique, érosion et évolution du relief dans les Andes du Chili Central au cours du Néogène" Marcelo Farías. Thèse pour obtenir le grade de Docteur de L'Université Toulouse III. Santiago du Chili le 30 novembre 2007

La región andina de Chile Central y Argentina Centro Oeste se divide en cinco unidades morfoestructurales:

- Cordillera de la Costa con basamento cristalino y metamórfico Paleozoico en la zona costera y rocas cristalinas del Mesozoico hacia el Este.
- Depresión Central con relleno sedimentario y volcano-sedimentario con niveles cineríticos, con substrato Mesozoico y Cenozoico (Fm Abanico) afectado por fallas inversas de vergencia oeste que limitan el contacto con la Cordillera Principal.
- Cordillera Principal. Subdividida en tres franjas: occidental, central y oriental.
 - o Franja Occidental, conformada por rocas de la Fm Abanico (Eoceno Superior? - Mioceno Inferior) deformadas en apretados pliegues, y de la Fm Farellones (Mioceno Inferior – Superior), débilmente deformada, y limitada al este por cordones intrusivos.
 - o Franja Central, con niveles basales de la Fm Farellones en discordancia sobre capas de la Fm Abanico oriental. Limitada al este por la Falla El Fierro.
 - o Franja Oriental de rocas mesozoicas (Jurásico – Cretácico)
- Cordillera Frontal, con rocas del basamento pre-Jurásico
- Antepaís Andino, piedemonte oriental de los Andes.

En el numeral II-1.2.5., se describe la Fm Abanico, constituida por depósitos volcánicos y volcanoclásticos con restringidos lentes sedimentarios. Datada (Ar/Ar y U/Pb) en 40 Ma (flanco occidental de la cuenca de Abanico), para el inicio de la extensión de la cuenca y exhumación del bloque subyacente en la actual Cordillera de la Costa.

El origen extensional de la cuenca se resume en evidencias de Godoy et al. (1999); Charrier et al. (2002); Fuentes (2004); Kay et al. (2005); Muñoz et al. (2006) entre otros.

Ambos flacos de la unidad corresponden a fallas normales parcialmente invertidas: Falla Infiernillo-Los Ángeles en el flanco occidental y Falla El Fierro en el flanco oriental..

La fase extensional habría durado hasta hace 22 Ma, dando paso al evento contraccional responsable de la actual configuración estructural y morfológica.

La tesis incluye a continuación dos artículos:

- *"Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S)" Andrés Fock, Reynaldo Charrier, Marcelo Farías y Marcia Muñoz.* Este trabajo concluye que a lo largo de la Cordillera Principal se reconoce un evento aparentemente continuo de deformación contraccional durante el Neógeno, que puede subdividirse en tres etapas:
 - o Oligoceno Superior? – Mioceno Inferior: Asociado con la inversión de la cuenca de Abanico, manifestado en la vertiente occidental de la Cordillera.
 - o Mioceno Inferior Tardío – Mioceno Superior: Asociado al desarrollo de la franja plegada y corrida del Aconcagua, afectando a las rocas mesozoicas de la vertiente oriental.
 - o Mioceno Superior – Reciente: Evento principal del alzamiento de la Cordillera Principal entre los 33°S – 34°S, manifestado en ambas vertientes.

- *"Crustal-scale structural architecture of the Central Chile Andes based on 3D seismic tomography, seismicity, and surface geology. Marcelo Farías, Diana Comte, Reynaldo Charrier, Joseph Martinod, Andrés Tassara y Andrés Fock. (Earth and Planetary Science Letters, 2007).* El trabajo, de contenido estructural, presenta escaso interés para nuestro estudio, debido a su gran escala, cortical, analizando las conexiones entre la zona de subducción profunda y la evolución tectónica andina, en el Neógeno, a través de una estructura cortical cabalgante de vergencia este (ramp-flat structure)

El análisis de la sismicidad superficial bajo la Cordillera Principal muestra la existencia de un nivel de despegue, a aproximadamente 10 km de profundidad, que se inclina hacia el oeste de la cordillera (rampa), penetrando en el manto hasta alcanzar la interfase de placas a unos 60 km de profundidad. Esta estructura es fundamental en la transmisión de esfuerzos y deformaciones hacia el continente desde la zona de subducción.

El numeral III-2 "La respuesta erosiva al alzamiento de superficie en los Andes de Chile Central" incluye un extenso artículo:

- *"Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes Central Chile (33°-35°S)" Marcelo Farías, Reynaldo Charrier, Sebastien Carretier, Joseph Martinod, Andrés Fock, David Campbell, Joaquín Cáceres, and Diana Comte.* En el análisis complementario a este artículo, se indica que el acortamiento cortical puede explicar casi completamente el alzamiento de superficie, y que este acortamiento ha ocurrido casi exclusivamente en el flanco occidental de la cadena. Si el acortamiento cortical es más resistido hacia el Oeste, por la mayor rigidez del bloque, el resultado es una inclinación general hacia el oeste (modelo de Tassara et al. 2006). Por otro lado, dado que las fallas que acomodan la deformación son de vergencia este, el flanco occidental de la Cordillera Principal recibiría pasivamente un engrosamiento cortical o acortamiento profundo debido a la deformación del flanco oriental de la cadena, permitiendo así el basculamiento hacia el oeste y facilitando el flujo de corteza de baja viscosidad (flujo dúctil) por debajo.

En el numeral III-3 se analiza el "Origen de la Depresión Central", para la que se concluye que no es una cuenca subsidente en sentido estricto, por lo que la denominación de "valle" se considera más apropiada a su naturaleza predominantemente erosiva. El proceso erosivo fue una respuesta al alzamiento de superficie (> 2 km a la altura de Santiago y 800 m en 35°S) que afectó antearco entre 10 y 4 Ma. La excavación diferencial fue favorecida por la mayor resistencia de la parte oriental de la Cordillera de La Costa, cuyas litologías graníticas habrían retenido la erosión remontante de los *knickpoints* originados como respuesta al alzamiento, y posibilitado capturas laterales de drenaje, ampliando las zonas de erosión y excavando así la Depresión Central.

La gran masa de sedimentos que la rellenan se debe tanto al aumento de influjo sedimentario desde la Cordillera Principal, como al bloqueo del drenaje por el alzamiento del borde costero iniciado en el Plioceno.

1.1.9. "Análisis estructural del borde oriental de la Cuenca Terciaria de Abanico en el valle del río Teno, 7ª Región". Rodrigo Eduardo Parada Morales. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile. Santiago 2008.

Este trabajo pretende resolver el problema planteado, entre los ríos Teno y Tinguirica por la definición del borde oriental de la Cuenca de Abanico (Coya Machalí), asignado a la falla El Fierro, sin que, sin embargo, en los perfiles estructurales publicados, se observen geometrías coherentes con la hipótesis de inversión, y sin que se conozca la historia secuencial de deformaciones que dieron origen a las estructuras actuales.

En la zona, el borde oriental de la Cuenca de Abanico se encuentra sobreimpuesto a la zona occidental de la faja plegada y fallada de Malargüe, que se extiende hacia el oeste hasta el Estero la Gloria. En esta zona (dominio oriental) existen anticlinales que corresponden a pliegues por propagación de fallas de vergencia oriental, que involucran al basamento y a la cobertera mesozoica. Además existen pliegues por despegue en areniscas cretácicas sobre la Fm baños del Flaco. En la zona ocupada por la Fm Abanico (dominio occidental), las estructuras son principalmente de orientación NE-SW, con plegamiento suave, en el que se diferencian tres bloques: La Palma, las Mulas y la Gloria. Las figuras adjuntas ilustran estas divisiones estructurales.

Figura 3. Distribución de dominios estructurales. Fuente: Rodrigo Eduardo Parada Morales

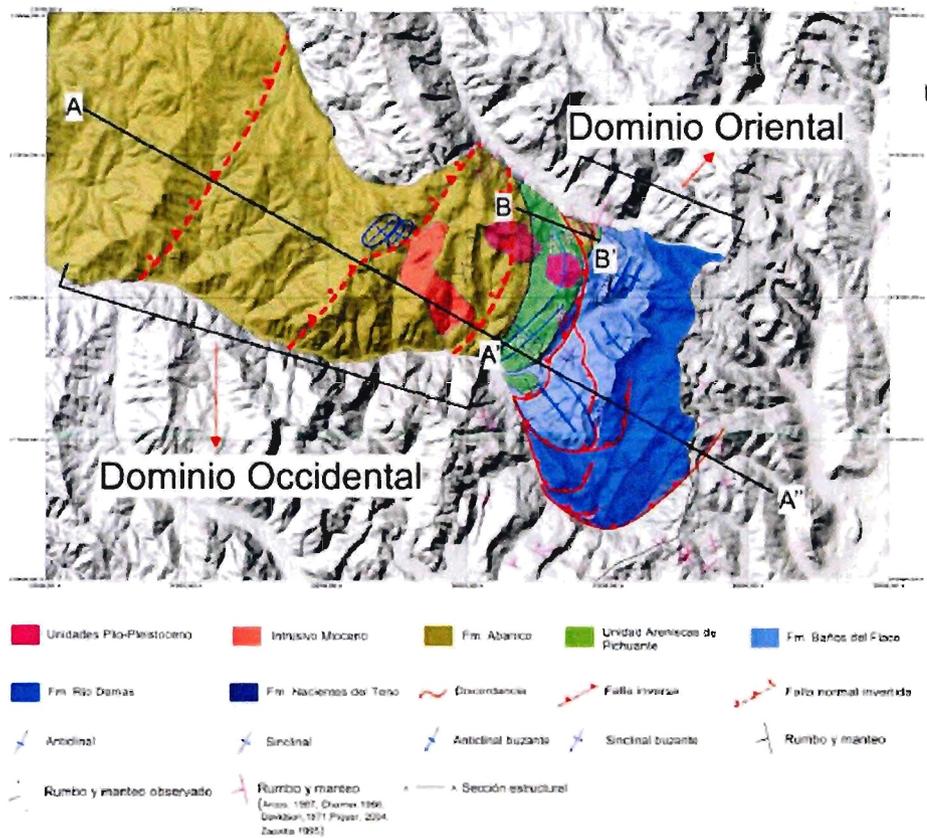
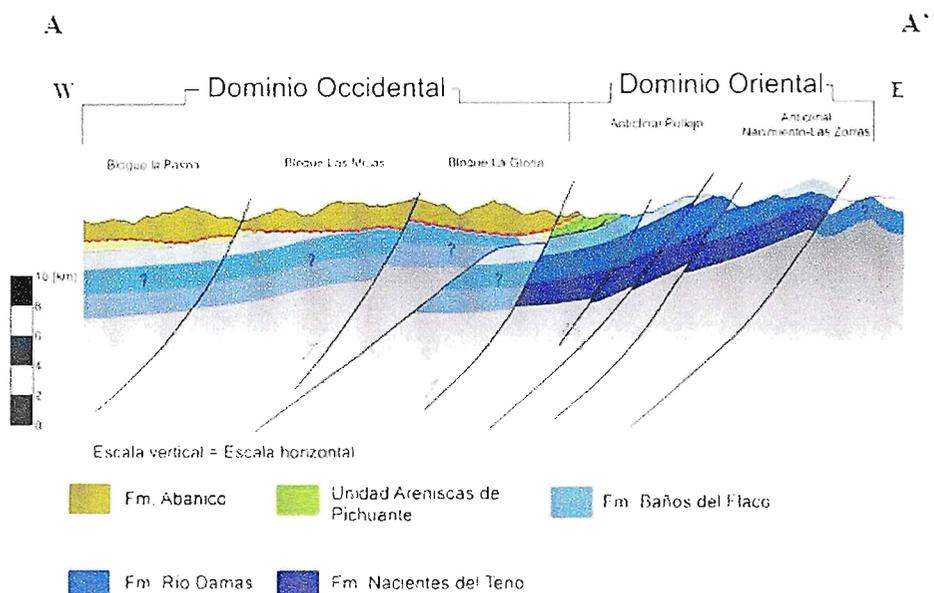


Figura 4. Dominios en la sección estructural A – A". Fuente: Rodrigo Eduardo Parada Morales



Los bloques estructurales de la Fm Abanico están separados por fallas interpretadas como normales invertidas.

Se propone una deformación polifásica con al menos cuatro eventos:

- Evento compresivo Cretácico Superior – Eoceno (pliegue por flexión de falla – Anticlinal Chacarillas, y anticlinales de Maitenes)
- Evento compresivo que produce el anticlinal Nacimiento – Las Zorras
- Evento extensional Eoceno? – Oligoceno. Fallas normales cortan la estructura compresional generando tres hemigrabens donde se deposita la Fm Abanico.
- Evento de deformación compresional Mioceno, que invierte las fallas normales, exhumando y plegando las rocas de la Fm Abanico. Además la deformación avanza hacia el este del borde extensional, reactivando la parte más interna de la faja, formando el Anticlinal Pellejo y dos nuevas fallas inversas.

La falla normal invertida más oriental es la Falla la Gloria, que limita hacia el este los potentes depósitos de la Fm Abanico (2500 m), que continúan hacia el este de la falla, pero con espesores reducidos (300 m), lo que indica que su depósito estuvo controlado por fallas normales de menor desplazamiento o que su depósito se ubicó al oriente del borde.

Se concluye que la falla que limita el borde oriental de la Cuenca de Abanico es la Falla La Gloria, y que el límite de los depósitos terciarios se encuentra situado al este de esta estructura.

1.1.10. "Análisis estructural entre los valles del río Tinguiririca y Teno. Cordillera Principal de Chile Central. Microsismicidad y Geología superficial" Andrea Catherine González Contreras. Memoria para optar a Título de Geóloga. Universidad de Chile. Santiago. Octubre, 2008

La región de estudio está constituida por rocas volcánicas y sedimentarias marinas que abarcan desde el Jurásico hasta la actualidad.

En el Marco geológico se definen las siguientes unidades estratigráficas:

- Nacientes del Teno. Definida por Klohn en 1960, es equivalente a la Fm valle Grande de González y Vergara (1962). Edad: Bajociano Inferior – Oxfordiano Superior.
- Formación Rio Damas (Klohn, 1960). Edad Kimmeridgiano
- Formación Baños del flaco (Klohn, 1960). Edad: Titoniano
- Toba Blanca de 104 Ma (Unidad Informal). (Zapatta, 1995). Toba riolítica fina que se apoya sobre calizas fosilíferas de la Fm Baños del Flaco y subyace a la Fm Coya Machalí. Edad: Cretácico.
- Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU *sensu* Charrier et al., 1996). Concordante sobre la Fm Baños del Flaco, subyace en discordancia a la Fm Coya Machalí = Abanico. Edad: Cretácico.
- Formación Abanico. Denominada Coya Machalí por klohn, 1960, estudios posteriores (Charrier, 1973, 1981; Thiele, 1980) permitieron concluir que las Fm Coya Machalí y Abanico son equivalentes (Drake et al., 1982). Presenta una secuencia occidental volcánica, compuesta por tobas, ignimbritas, brechas y delgados niveles sedimentarios, intruida por filones manto andesíticos, y una secuencia oriental volcanoclástica de tobas, flujos piroclásticos, niveles de areniscas, conglomerados con paleocanales y lutitas. Subyace, en discordancia a las lavas basálticas de las unidades del Volcanismo Andino Joven: Alto del Padre y Sordo Lucas (Arcos et al., 1988). Edad: Eoceno Superior – Mioceno Inferior. La Fm Abanico se habría depositado en una cuenca extensional, caracterizada por efusiones en ambiente intra-arco (Charrier et al., 1996, 2002) de orientación N-S, invertida en el Mioceno.

La estructura deformacional más reconocida en la región es la Falla El Fierro. Pliegues de arrastre en la Unidad Clástica Café Rojiza y en la Fm Abanico indican un movimiento inverso (Davidson, 1971; Godoy y Palma, 1990; Zapatta, 1995; Piquer, 2005). Corresponde a una falla inversa de vergencia este. Sin embargo, las rocas del bloque alzado son más jóvenes que las del bloque yacente, lo que indica que tuvo inicialmente un movimiento normal, y que la inversión posterior no ha sido completa. Al movimiento de reactivación inversa se asigna una edad Mioceno Inferior – Medio.

En la actualidad se ha detectado una intensa actividad sísmica superficial en la zona. Datos del sismo de 28 Agosto del 2004, sugieren un movimiento combinado de rumbo dextral y manteo al este, con orientación NNE. La combinación de datos geológicos y geofísicos permiten asignar la sismicidad a una zona de debilidad asociada al sistema de falla El Fierro, que acomoda la deformación de la corteza.

1.1.11. “El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile Central: Estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas”. José Piquer, Juan Carlos Castelli, Reynaldo Charrier, Gonzalo Yáñez: *Andean Geology* 37 (1): 32-53. January, 2010

Este trabajo reciente, que concierne a la parte alta del valle del Teno, presenta gran interés para la interpretación geológica de la zona de estudio, ya que permite correlacionar las formaciones Abanico y Cura-Mallin al atribuir a la Fm Abanico una edad Eoceno Tardío – Mioceno Temprano a Medio, lo que coincide con la indicada para la Fm Cura-Mallin en otras publicaciones geológicas.

Teniendo en cuenta la identidad litológica con que se definen ambas formaciones poligénicas (volcanitas andesíticas con intercalaciones continentales de areniscas-lutitas, calizas etc.), cabe pensar en dos diferentes denominaciones para el mismo tipo de materiales geológicos.

La Formación Abanico consiste en una potente serie (3.000 m) de rocas volcánicas con intercalaciones piroclásticas, volcanoclásticas y subordinadamente sedimentarias, en general plegadas. La edad de su plegamiento es Mio-Plioceno. Por encima, en contacto concordante o discordante (según las zonas), se dispone la Formación Farellones, casi

enteramente volcánica (basáltica-riolítica) con escasas intercalaciones sedimentarias. En su borde oriental presenta contacto por falla con las rocas mesozoicas (Falla El Diablo-Las Leñas-El Fierro). Son fallas inversas de alto ángulo, inicialmente normales y posteriormente invertidas, que controlaron la apertura de la cuenca volcano-tectónica extensional (Cuenca Abanico o Coya-Machali) posteriormente invertida en eventos compresivos mio-pliocenos (Godoy et al, 1999; Charrier et al., 2002, 2005)

El documento presenta una reinterpretación de la estratigrafía en base al hallazgo reciente de fósiles de mamíferos en rocas aflorantes en la parte alta del valle del río Teno. Estas rocas, asignadas inicialmente a la Fm Plan de los Yeuques (González y Vergara, 1962) y luego a la Fm Colimapu (Davidson, 1971), ambas de edad cretácica tardía, se clasifican ahora como de edad Mioceno Temprano (Carrier et al., en prensa y A.R. Wyss, Se individualizan dos Miembros dentro de la Fm Abanico: Todas las rocas, principalmente piroclásticas, aflorantes al oeste del Corrimiento El Fierro, se agrupan y constituyen el Miembro Oriental de la Fm Abanico. El Miembro Occidental estaría constituido por las rocas andesíticas suprayacentes a las anteriores, que constituirían el techo de la Fm Abanico.

El espesor estimado del Miembro Oriental es de 1900 m. El Corrimiento El Fierro, en la zona este, pone en contacto a las rocas del miembro oriental de la Fm Abanico con unidades mesozoicas (Nacientes del Teno, Río Damas y Baños del Flaco). Hacia el sur, el contacto se encuentra ocupado por pórfidos andesíticos. Hacia el oeste el contacto es de tipo normal subyacente con el Miembro Occidental. El Miembro Oriental evidencia dos episodios sedimentarios y volcánicos diferenciados: Inicialmente se depositaron lavas andesíticas alternando con depósitos fluviales y lacustres. Posteriormente se produce un importante evento volcánico explosivo, que origina potentes depósitos piroclásticos alternando con flujos de detritos y conglomerados gruesos. Hacia el techo de la serie, en la zona sur se depositan sedimentos lacustres y fluviales que indican mayor distalidad respecto a los centros de emisión, mientras que la parte norte no muestra intercalaciones sedimentarias en los piroclastos.

El Miembro Occidental, cuyo espesor se estima en 2300 m, manifiesta una variación progresiva desde una posición proximal a los centros volcánicos, con depósito de lavas andesíticas, hacia una serie sedimentaria de litarenitas y conglomerados finos, características de una posición distal. Finalmente y de manera progresiva, se incrementa la presencia de episodios volcánicos (lavas andesíticas) que coronan la serie, y que, a diferencia del Miembro Oriental, no presentan depósitos piroclásticos. La edad mínima del Miembro Occidental, por dataciones K-Ar de los intrusivos que la cortan, es de $7,8 \pm 0,4$ y $7,9 \pm 0,4$ Ma (Mioceno tardío).

La actividad plutónica se aloja principalmente en rocas de la Fm Abanico, y es contemporánea de la Fm Farellones.

Las rocas intrusivas se disponen en una franja de orientación aproximada N-S entre las nacientes del río Infiernillo y el sector de Los Cipreses. Consisten principalmente en dioritas, granodioritas y pórfidos dacíticos. En su borde oriental forman contactos bruscos con la roca encajante, a menudo fallados, como sucede con los cuerpos intrusivos emplazados a favor del sistema de fallas Infiernillo-los Cipreses. Sin embargo, hacia el oeste presentan contacto subhorizontal, concordante con los materiales estratificados de la Fm Abanico, formando filones de hasta 500 m de potencia, indicando su emplazamiento en espacios dilatacionales generados entre niveles de esta misma unidad. Los cuerpos intrusivos, filonianos, se acuñan hacia el oeste.

Desde el punto de vista estructural se destacan dos elementos de importancia regional:

- El Corrimiento El Fierro, de rumbo aproximado N-S y manteo de 45° - 50° al oeste, primero de movimiento normal y posteriormente reactivado como falla inversa, que actuó como borde de cuenca activo durante la depositación de la Fm Abanico (Eoceno tardío – Mioceno medio). Estudios posteriores han demostrado que se trata de una estructura sísmicamente activa.

- El Sistema de fallas Infiernillo – Los Cipreses. Se trata de varias estructuras interrelacionadas, de rumbo medio N20°E a N-S y manteo de 65°-70° Oeste. Coincide espacialmente con la franja de dioritas y pórfidos dacíticos, correspondiendo además al límite oriental de los cuerpos intrusivos mayores. Constituyó una importante estructura de borde de cuenca, que controló la ubicación de depocentros donde se acumularon las volcanitas de la Fm Abanico. Puede haber estado activa desde el Eoceno. Su salto mínimo es del orden de un kilómetro.

En el Mioceno Tardío, esta falla de alto ángulo sirvió de conducto para el ascenso de magmas que formaron los cuerpos intrusivos, mediante la reactivación del sistema de fallas inversas, en correspondencia con un evento tectónico compresivo. El mecanismo de ascenso magmático, al reducirse el "stress" efectivo en la zona de falla, explica el emplazamiento de lentes subhorizontales, en espacios dilatacionales a favor de los planos de estratificación, como se observa en la imagen adjunta:

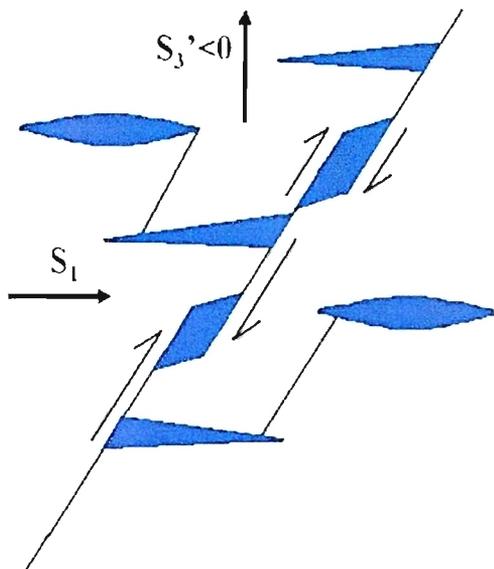


Figura 5. Esquema que muestra las condiciones necesarias para la reactivación en modo inverso de fallas de alto ángulo, las cuales se cumplen en su totalidad para la zona de falla Infiernillo-Los Cipreses. El esfuerzo principal σ_1 es subhorizontal (régimen tectónico compresivo), mientras que $\sigma_3' = \sigma_3 - P_f < 0$. Es decir, la presión de fluidos es superior al esfuerzo vertical supralitostática).

Esto permite la generación de espacios dilatacionales subhorizontales que pueden actuar como reservorios de magmas, unidos por diques alimentadores paralelos al plano de falla principal.

Fuente: José Piquer, Juan Carlos Castelli, Reynaldo Charrier, Gonzalo Yáñez.

En Chile Central, Godoy (1998) ha descrito intrusiones sintectónicas miocenas en los valles de Aconcagua, Maipo y Cachapoal, en este último, asociadas al Corrimiento El Fierro.

En conclusión: El Miembro Oriental de la Fm Abanico es el resultado de un importante evento volcánico explosivo, en el que se depositaron hasta 1700 m de rocas piroclásticas. En el resto de la Formación predominan las lavas andesíticas de piroxeno, con intercalaciones lenticulares de sedimentos fluviales y lacustres. Las dos estructuras tectónicas principales: Corrimiento El Fierro y Sistema de fallas Infiernillo – Los Cipreses, que funcionaron como fallas normales de borde de cuenca durante el Eoceno Tardío – Mioceno Medio, fueron reactivados, como fallas inversas, en el Mioceno Tardío, en un evento tectónico compresivo. El sistema Infiernillo – Los Cipreses habría actuado como conducto para el ascenso recurrente de pulsos de magma, que al emplazarse en discontinuidades subhorizontales de la corteza superior (estratificación de la Fm Abanico) dieron origen a los intrusivos asociados a esta estructura.

1.1.12. Mejoramiento y Ampliación de la Red de Aguas Subterráneas, Regiones VII a X. Informe Final. CONIF BF. Santiago, Diciembre 2010

En el numeral 3.1.1. se establece la caracterización geológica de la VII Región. En la geología de Cuenca del Río Mataquito se describen las siguientes unidades:

- Unidad de Roca Indiferenciada. Constituida por rocas consolidadas intrusivas, metamórficas y volcanoclásticas preterciarias. Las rocas sedimentarias son mayoritariamente marinas. Las rocas metamórficas son parte de un prisma de acreción, producto del margen de Subducción Pacífico, mientras que las rocas intrusivas representan un extenso Plutón correspondiente al batolito de la Costa. Son en conjunto, rocas de baja permeabilidad primaria, y permeabilidad secundaria en fracturas, mayoritariamente correspondiente a diaclasado de poca continuidad.
- Depósitos Cineríticos. Sedimentos de edad Pleistoceno Superior – Holoceno. Se trata de arenas medias y gruesas con abundante ceniza y algunas intercalaciones de gravas fluviales y niveles limo-arcillosos.
- Depósitos Gravitacionales. Grava fina y arena gruesa, con un 25% a 30% de clastos mayores. Distribución en bordes de quebradas, formando taludes y conos de deyección que terminan en pequeñas llanuras aluviales; localmente intersectadas por escurrimientos superficiales menores. Permeabilidad baja a media.
- Terrazas Litorales. En la zona costera.
- Relleno fluvial de valles interserranos. Sedimentos fluviales y fluvioaluvionales, en menor grado, de edad cuaternaria. Arenas medias y gruesas con escasas gravas y niveles de gravas gruesas en escasa matriz areno-limosa. Intercalaciones limo-arcillosas. Permeabilidad media a baja.
- Depósitos de playa y dunas. En la región costera.
- Depósitos fluviales. Arenas medias y gruesas y gravas finas, con niveles de gravas gruesas, arenas finas y limos. Permeabilidad alta.
- Depósitos fluviales actuales. Cauces de ríos y esteros. Gravas finas y arenas gruesas con niveles de gravas medias y arenas con escasos finos. Permeabilidad muy alta.

En el numeral 3.1.2.2. "Definición de acuíferos" se indica que "*De acuerdo a la variabilidad estratigráfica se puede deducir la presencia de lentes arcillosos que confinan localmente algunos acuíferos. Estos acuíferos confinados o semiconfinados, deberían estar conectados con acuíferos libres, comunicados a su vez con fuentes de recarga superficial. Esta probable conexión de sistemas confinados con recargas superficiales se deduce de la discontinuidad espacial de los estratos impermeables*".

Este comentario presenta interés directo para el estudio en el valle del Teno, donde se han encontrado acuíferos confinados, bajo el depósito aluvial actual, en los dos emplazamientos de presa seleccionados: Los Queñes y la Jaula.

1.1.13. Sobre el variable Marco Geotectónico de las Formaciones Abanico y Farellones y sus equivalentes al sur de los 35°LS. Estanislao Godoy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (4): 570-577 (2012)

Inicialmente, una sucesión de lavas andesíticas de espesor cercano a los 3 km, fue definida por Klohn (1956) como Fm Farellones, a la que asignó una edad paleógena. Las sucesiones volcanoclásticas y epiclásticas subyacentes, con importantes secciones volcánicas en sus bordes, fueron denominadas, por este mismo autor, como Chilense, y luego, en 1960, ascendida a Formación Coya-Machalí, asignándole una edad cretácica tardía por considerarla discordante bajo la Fm Farellones. Posteriormente, algunos autores han preferido, para esta unidad, la denominación de Abanico (Aguirre, 1960).

Estudios posteriores mostraron que, en base a datos paleontológicos y geocronológicos, la edad de las rocas de la Fm Abanico está entre Eoceno y Mioceno temprano. La edad de la Fm Farellones sería Mioceno. La relación de contacto entre estas dos formaciones ha sido largamente debatida.

El volcanismo de la Fm Abanico muestra tendencias toleíticas, y correspondería a condiciones de adelgazamiento cortical, mientras que el de la Fm Farellones es francamente calcoalcalino y estaría ligado a engrosamiento cortical.

Este artículo presenta y discute los avances logrados, tanto en cartografía geológica como en geocronología de estas formaciones, y avanza consideraciones sobre el control profundo que explicaría las diferencias entre volcanismo oligoceno y mioceno en los Andes Centrales.

En el rango entre los 32° y 35°LS, las Fm Abanico y Farellones presentan contacto concordante, modificado por fallamiento inverso, de preferencia en el invertido borde occidental de la cuenca extensional oligocena. La inversión fuñe diacrónica, más tardía hacia el sur. Esto es compatible con el emplazamiento de grandes cámaras magmáticas bajo una corteza extendida en el Mioceno temprano y medio, que favorecieron el alzamiento de la Cordillera Principal en una etapa compresional a fines del Mioceno.

Al sur de los 35°LS, el volcanismo Mioceno primero desaparece, y luego queda restringido a zonas locales y con pequeño espesor. El magmatismo de esa edad, representado por rígidas masas batolíticas, habría amortiguado localmente el acortamiento cortical.

Asimismo, los Antecedentes revisados para la preselección de embalses han sido:

1.1.14. Estudio Integral de Riego de la cuenca del Río Mataquito. Tomo G. Hidrogeología.

En el tomo G correspondiente a Hidrogeología se describen las características geológicas de la cuenca del Mataquito.

Se ha elaborado un Mapa Geológico Regional con la recopilación de los distintos antecedentes existentes y nuevos reconocimientos visuales realizados para el estudio de Prefactibilidad. Se describen todas las unidades geológicas regionales de la cuenca del Mataquito, desde la zona costanera hasta la Cordillera de los Andes. Respecto al río Teno, se indica que el relleno actual del valle del río es de 15 m, sobreyaciendo sobre depósitos laháricos que a su vez se encontrarían sobre depósitos fluviales más antiguos. Estas apreciaciones se realizaron sin datos de sondajes en el cauce. En la zona de cabecera se encuentran sedimentos glaciales morrénicos retrabajados, dando origen a niveles aterrazados adosados a los costados del valle.

1.1.15. Estudio Integral de Riego de la cuenca del Río Mataquito. Tomo J. Ingeniería.

En el tomo J de Ingeniería se describen las alternativas de los embalses estudiados.

Se definen cuatro posibles embalses en la hoya del río Teno: San Pablo, Guaiquillo, El Manzano y El Ciprés; de los tres últimas se hizo un reconocimiento geológico preliminar de superficie con topografía a escala 1:50.000. El embalse San Pablo se estudia con más detenimiento, a escala 1:25.000 ya que presenta la relación más favorable entre el volumen de embalse y el volumen de muro de las cuatro alternativas.

EMBALSES EN HOYA RIO TENO
VOLUMEN DE EMBALSE VS. VOLUMEN DE MURO
(REVANCHA = 4 m)

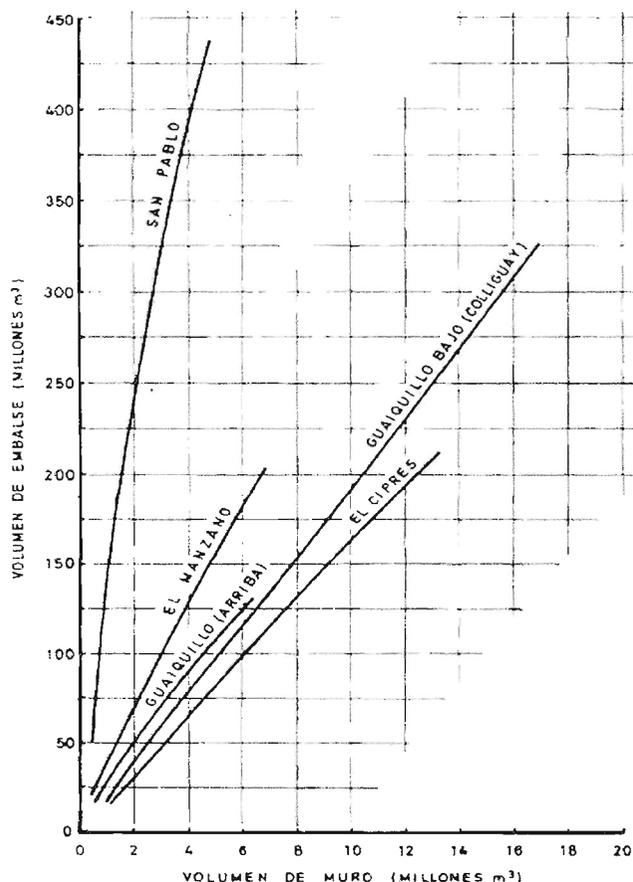


Figura 6. Relación entre el volumen de embalse y el volumen de muro de las alternativas. Fuente CNR

Embalse de San Pablo

El muro de presa se sitúa sobre el estero Guaiquillo, 500 m aguas abajo de la confluencia del estero San Pablo y el estero Las Lagunas, entre la denominada Loma de la Toma y el Cerro San Pablo.

Para la presa se contempla un muro de tierra no homogéneo de 50 m de altura máxima y 800 m de longitud de coronamiento. Esta longitud no coincide con las estimadas en el presente estudio, lo que puede ser debido a errores topográficos. El talud proyectado aguas arriba es del 3H:1V y de 2.5H:1V aguas abajo.

En el lugar de la presa, el estero Guaiquillo escurre por una garganta angosta, de unos 20 m de ancho en su parte inferior y excavada a unos 35 m de profundidad con respecto a la planicie que se extiende a su costado derecho. El apoyo izquierdo de la presa está formado por una serranía angosta, con dos depresiones bien marcadas, que constituyen la Loma de la Toma. El apoyo derecho de la presa, está constituido por la planicie que sube gradualmente hacia el Cerro San Pablo. En la zona de inundación inmediatamente aguas arriba del eje de la presa, el terreno baja

hacia el estero San Pablo, y más allá de éste, en el área denominada El Peumal, el fondo del embalse es relativamente plano.

Las rocas más antiguas corresponden a un conjunto estratificado de rocas volcánicas y sedimentarias, correlacionables con la Formación Abanico, de edad Cretácico Superior. Corresponden a la roca basal del área y su afloramiento típico es la Loma de la Toma. Sobre esta secuencia estratificada, está ubicada la brecha volcánica de aspecto masivo caracterizada como lahar del Cerro San Pablo en discordancia erosiva. A esta unidad se le asigna una edad Cuaternaria. El resto de las unidades geológicas corresponde a sedimentos del Cuaternario, post-última glaciación. El flujo de barro denominado "Depósitos Laháricos del Teno" es el más ampliamente repartido en la zona donde se ubicará la presa.

Cerca del lecho actual del estero Guaiquillo, se describen pequeños depósitos de sedimentos recientes, principalmente gruesos que conforman la planicie de inundación del estero ocupada por sus crecidas intermitentes. En la zona de la presa, los depósitos laháricos están constituidas por una mezcla de clastos, bolones y bloques de rocas, principalmente de lavas andesítico -basálticas, incluidas en una matriz areno-limosa, con algo de arcilla, de color pardo grisáceo. Lo consideran un depósito de baja a muy baja permeabilidad que localmente podría incluir zonas o lentes algo más permeables pero aislados entre sí.

El empotramiento izquierdo, Loma de Toma, está formado por rocas volcánicas bastante alteradas y fracturadas (Formación Abanico). El estrato o capa sobre el cual se apoyaría la presa, sería una toba brechosa riolítica medianamente alterada, de baja resistencia y bajo peso específico. Se estima apta como apoyo para una presa de tierra. El apoyo derecho, lo constituiría o bien la terraza que sube gradualmente hasta el Cerro San Pablo, o bien este último, que constituiría un excelente apoyo para la presa.

En la zona de fundación de presa distinguen dos áreas, la zona de angostura con sedimentos en el lecho del río, junto con una pequeña terraza fluvial que sería necesario remover, y por otro lado, la zona llana que asciende hasta el Cerro San Pablo con depósitos laháricos de permeabilidad baja a muy baja. La zona a impermeabilizar se considera inferior a 20 m.

Para los espaldones de material permeable se propone utilizar los depósitos fluviales aterrizados. Para el núcleo impermeable la fracción arcillosa los depósitos laháricos del Teno. Los enrocados podrían provenir de las lavas andesíticas basálticas modernas y sin alteración que existen en los depósitos laháricos.

El espolón rocoso de la Loma de Torna se proyecta para la construcción de un túnel de desviación del río. Éste, cortaría rocas de la Formación Abanico y excavaría brechas riolíticas de regular a buen autosoporte. El tramo final de las obras de desviación, podría requerir una excavación abierta en caso de cortar una terraza de depósitos fluviales que existe aguas abajo de la presa. Para la zona de vertedero se propone también la Loma de la Torna, en el portezuelo donde cruza el camino. Dentro de la zona de inundación no se observó ningún tipo de estructura o morfología que pudiera significar problemas para el embalse. Los taludes de los cordones rocosos tienen pendientes relativamente bajas y se presentan estables. La estanqueidad del embalse se estima buena.

A modo de impermeabilización de la zona del cauce del Guaiquillo se plantea una pared moldeada de 20 m de profundidad. En la zona de planicie se considera el sustrato lahárico impermeable, y se propone la prolongación del núcleo impermeable en forma de diente a poca profundidad. En la zona de la Loma de la Toma se recomiendan inyecciones para la impermeabilización.

Se realiza un mapa geológico-geotécnico de la zona, un perfil longitudinal de la zona de la presa y un corte geológico en la zona de angostura del estero Guaiquillo. Se proponen investigaciones y prospecciones a realizar en etapas posteriores: dos sondajes y tres perfiles sísmicos.

Embalse el Manzano

Se proyecta una presa en el río Manzano, a unos 5 km aguas arriba de su confluencia con el río Teno. El apoyo izquierdo de la presa está formado por un suelo de cenizas volcánicas. El apoyo derecho, presenta pendiente suave, no se establece su naturaleza debido a la cubierta vegetal. El lecho contiene depósitos de ripio de profundidad desconocida. Las laderas del valle en la zona del vaso están compuestas por rocas volcánicas meteorizadas, formadas por coladas de lava, brechas y cenizas. Se indica la posible existencia de un lago aguas arriba del sitio de la presa, pudiendo existir un subsuelo de sedimentos lacustres de hierro y arcilla, cubiertos por sedimentos gruesos fluviales.

Se propone una presa de tierra con taludes 3H:1V aguas arriba y 2,5H:1V aguas abajo, utilizando material granular del lecho del río y fondo del valle para los espaldones y cenizas volcánicas para el núcleo. Se indica la necesidad de una cortina de impermeabilización bajo el núcleo de la presa junto pozos de drenaje al pie del talud de aguas abajo.

El túnel del desvío se plantea en materiales cineríticos en la ladera derecha. El vertedero se ubica en la zona de portezuelo al sur del extremo izquierdo de la presa con un cauce de considerable longitud, o bien en el extremo derecho de la presa con menor recorrido.

No se detectan en la zona materiales apropiados para material de escollera o rip-rap.

Embalse Guaiquillo

Se desarrollan dos emplazamientos para el embalse en el estero Guaiquillo. El sitio inferior se sitúa en una llanura de 2 km de ancho cerca de El Colliguay al final de un cordón angosto entre el Teno y el Guaiquillo, que formaría el apoyo derecho de la presa. El apoyo izquierdo está formado por la Loma de los Espinos. La alternativa superior se encuentra 1500 m aguas arriba, en las inmediaciones de Los Pinos, donde la planicie se estrecha a 1 km de ancho.

La geología de ambos sitios es similar, parecida a la descripción del embalse de San Pablo, con sedimentos laháricos del Teno, la posible formación de un lago aguas arriba, con que el fondo del embalse pueda estar recubierto por sedimentos lacustres. Las laderas y el cordón angosto están formados por rocas volcánicas descompuestas en superficie.

Se propone una presa de tierras, con taludes tendidos, 3,5H:1V aguas arriba y 3H:1V aguas abajo, utilizando los depósitos del flujo de barro o la roca volcánica meteorizada para los espaldones. Para el núcleo se propone las arcillas lacustres. El material para filtros se puede obtener del ripio del río Teno.

Se tienen dudas sobre la impermeabilidad de los materiales de fundación de la presa, por lo que se exponen varias alternativas.

Embalse El Ciprés

Se plantea una presa 8 km aguas abajo de Los Queñes. El sitio de presa y el área del embalse descansan sobre flujos de lava y rocas piroclásticas con meteorización superficial, cubiertas por gruesos depósitos fluviales de bolones, gravas y ripios arenosos. La profundidad del relleno fluvial podría llegar a 100 m aunque no se especifica.

Se proyecta una presa de tierras con taludes 3H:1V aguas arriba y 2,5H:1V aguas abajo, utilizando material granular del lecho del río o enrocados en los espaldones de la presa. Para el material del núcleo se propone la roca volcánica meteorizada. El enrocado puede obtenerse de canteras en las laderas del valle.

Se recomienda una cortina de impermeabilización hasta el sustrato impermeable, junto con pozos de drenaje al pie del talud de aguas abajo en toda la longitud del fondo del valle. En la zona de empotramientos se propone una sobreexcavación para el núcleo e inyecciones de tipo grouting. El túnel del desvío se plantea en el costado derecho, en

roca volcánica meteorizada, o mediante un recorrido mayor por el lado izquierdo en roca menos alterada. El vertedero se ubica en un saliente del apoyo derecho.

Se recomienda realizar investigación geológica-geotécnica en los apoyos, fondo del valle y zonas de empréstitos.

1.1.16. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Informa Etapa 1

Se describen los antecedentes y objetivos del estudio. Se describen los Antecedentes del Proyecto, destacando la importancia del estudio desarrollado por Geotécnica Consultores Ltda. Para la DOH en 1994.

Debemos señalar que, hasta el momento, no hemos tenido acceso a dicho estudio para su análisis en la revisión de antecedentes.

En el apartado 3.3 “Ingeniería” se resume el estudio Integral de Riego del río Mataquito, desarrollado por la CNR a través de la empresa CICA, destacando el listado de alternativas de embalse analizadas para el río Tenó:

- El Planchón
- San Pablo
- El Manzano
- Guaiquillo
- El Ciprés

De estas alternativas, se seleccionaron como más interesantes la ampliación de capacidad del embalse de El Planchón y el embalse de San Pablo.

En el mismo estudio, como obras menores se planteaba la construcción de 35 embalses de acumulación nocturna y la explotación de aguas subterráneas.

Un estudio posterior, al que, hasta el momento no se ha tenido acceso es el “Informe soluciones para Mejorar el riego del Valle del Tenó, Gastón Mahave, M. 1992”. En este estudio, se descarta la explotación de aguas subterráneas y la regulación nocturna, y se recomienda continuar los estudios de alternativas de embalse propuestas, para la regulación interanual.

En el estudio “Embalses de Regulación Cuenca del Río Mataquito – VII Región – Prefactibilidad” desarrollado por Geotécnica Consultores Ltda. Para la DOH en 1994, se desarrollaron tres alternativas de embalses:

- El Manzano, en el Estero El Manzano
- Ciprés, en el río Tenó (entre Claro y El Manzano)
- San Pablo, en la Junta de los esteros Potrero Grande y Guaiquillo.

El estudio determinó que, aunque técnicamente factibles, ninguna de las alternativas era económicamente viable.

El documento de Fichtner indica que, en opinión del Consultor no debe descartarse el embalse de San Pablo, que amerita un estudio similar al que se está realizando para El Ciprés.

En el capítulo 3.8 se describen los aspectos geológico-geotécnicos.

El apartado 3.8.2 presenta el Marco Geológico Regional:

- En él, se define un basamento de rocas volcánicas andesíticas con proporciones menores de volcano-sedimentarios intercalados, asignados a la Fm Abanico, equivalente a la Fm Coya-Machalí.

- Los centros volcánicos Azufre, Planchón y Peteroa, situados en las nacientes del río Claro, se asocian a la generación de los Lahares del Teno, por lo que debe evaluarse una posible actividad lahárica desde estos volcanes.
- A ambos lados del valle del Teno se observan notorias terrazas que alcanzan gran desarrollo, constituidas por flujos de cenizas y bloques volcánicos pertenecientes a los lahares del Teno, de edad Cuaternaria, que se extienden hasta el Valle Central. En estos depósitos se han distinguido dos flujos principales, separados por sedimentos fluviales, que representan riesgos al proyecto por su alta permeabilidad.
- El río Teno se ha encajado cortando estos depósitos laháricos, generando una ancha planicie aluvial (del orden de 1000 m en la zona de proyecto) cuyo relleno presenta una composición y profundidad desconocida, que deberá investigarse. En el estudio de Geotécnica Consultores se estima su espesor en 100 m, y su composición en gravas y arenas con posibles intercalaciones de sedimentos lagunares (limos y arcillas) asociados a remociones en masa de embalses transitorios en el cauce alto.
- Depósitos coluviales, escombros de falda y suelos residuales deben valorarse para fijar la ubicación de las obras.

El apartado 3.8.3 trata sobre la Geología del Área del Embalse, describiendo las formaciones litológicas:

- Formación Abanico: Depósitos estratificados de aglomerados, flujos piroclásticos litificados y lavas andesíticas en ambas márgenes del valle. En corte se muestran frescos aunque decomprimidos y moderadamente fracturados, con calidad geotécnica regular a buena y bastante impermeables. En afloramiento presentan meteorizados, con tonos ferruginosos, amarillos a rojos y formación de arcillas meteóricas.
- Flujos piroclásticos: Tobs ignimbríticas claras que cubren irregularmente las andesitas basales en varios puntos entre la zona de presa y Los Queñes. Estas litologías tienen escasa incidencia para el proyecto.
- Relleno aluvial de cauces: El aluvial está constituido (en la profundidad alcanzada por las calicatas, por gravas y arenas gruesas, de alta permeabilidad. Sobre estas gravas aparecen pequeñas terrazas de materiales finos (episodios lagunares transitorios). La plana aluvial está flanqueada lateralmente por las paredes de una abrupta terraza, de 30 a 50 m de altura, constituida por los Lahares del Teno y sus intercalaciones fluviales.
- Lahares del Teno: Son el resultado de sucesivas corrientes de barro, constituidas por los productos piroclásticos de erupciones de los centros volcánicos Planchón, Peteroa y Azufre. Intercalados en estos depósitos aparecen gravas fluviales, que alcanzan hasta 10 m de espesor en los cortes de la margen izquierda, y mayores espesores en la margen derecha. Se distinguen dos niveles:
 - o Teno I. Nivel basal de bloques y fragmentos oscuros y clastos granodioríticas en matriz cinerítica de tonos oxidados.
 - o Teno II. Nivel superior petrográficamente similar pero con matriz cinerítica gris azulado, sin oxidación, que cementa los fragmentos andesíticos y basálticos, en general de menor tamaño que en Teno I.

El apartado 3.8.8 presenta las “Condiciones Geotécnicas del Embalse”.

- La fundación de la presa se apoyaría, en su mayor parte, sobre los sedimentos fluviales y, en menor proporción sobre la terraza lahárica del lado derecho, sobre la cual se efectuó (por la DOH) un sondaje profundo que no alcanzó a cruzar los lahares, ni llegar al basamento de roca. Otro sondaje, iniciado sobre los sedimentos fluviales tuvo que ser abandonado a los 7 m de profundidad.
- El estudio de Geotécnica Consultores recomienda ubicar el túnel de desvío en la margen izquierda, donde puede excavarse directamente en roca al borde del río. El consultor (Fichtner) concuerda con esta proposición.

En el apartado 3.8.9, aunque se titula “Apoyo izquierdo de la Presa”, describe las condiciones globales de apoyo en base a los resultados de los sondajes realizados por la DOH:

- Alrededor del sondaje SREC-1 afloran andesitas y aglomerados gruesos de lapilli, bien consolidados, con intercalaciones menores de tufitas finas. La roca tiene continuidad hasta el borde del río. El sondaje SRC-1, ubicado a 60 m sobre el río muestra los siguientes resultados:
 - o De 0,00 a 25,00 m: Roca café rojizo moderadamente meteorizada (Tobas gruesas de lapilli, aglomeráticas a brechosas, con niveles minoritarios tobáceos finos, oscuros. Permeabilidad alta, destacando 17 Unidades Lugeon de 20 a 25 m de profundidad.
 - o De 25,00 a 60,00 m: Tobas de lapilli aglomeráticas con moderado fracturamiento y alteración. Localmente fracturas y fallas. Permeabilidad moderada (11 y 13 Lu hasta 35 m, 4 a 9 Lu hasta 55 m y 2 Lu de 57 a 60 m)
 - o 60,00 a 70,00 m: Fuerte aumento en la proporción de tobas lutíticas friables, fracturadas y alteradas. Permeabilidad baja (1 Lu)
- El sondaje SREC-2 se ubica en la margen izquierda, al borde de los afloramientos de roca, en un sector actualmente inundado por un cambio en el curso del río.
 - o La litología, uniforme a lo largo de todo el pozo, hasta los 53 m de profundidad, consiste en tobas de lapilli aglomeráticas, bien litificadas, de tonos café rojizas, que pasan a gris verdosas hacia el fondo del sondaje
 - o Las permeabilidades son bajas, de 4 – 5 Lu hasta 18 m, y por debajo de 1 Lu excepto de 33 a 38 m donde presentan 5 Lu
- El sondaje SREC-3, en el centro de la planicie aluvial, alcanzó hasta 7 m y tuvo que ser evacuado por una crecida del río.
- El sondaje SREC-4, en pie de la margen derecha, alcanzó los 110 m de profundidad:
 - o De 0,00 a 0,50 m: Suelo vegetal
 - o De 0,50 a 12,50 m: Material lahárico gris azulado con clastos líticos andesítico-basálticos en matriz de ceniza fina gris. (Nivel lahárico fino superior)
 - o De 12,50 a 15,00 m: Material volcánico basáltico, oscuro
 - o De 15,00 a 35,00 m: Gravas arenosas y fragmentos mayores polimictos. (Nivel de grava aluvial)
 - o De 35,00 m a 49,00 m Aglomerado de bloques pequeños o gravas medianas con niveles de cenizas. (Nivel de grava aluvial)
 - o De 49,00 a 110,00 m: Aumento gradual de tamaño de bloques laháricos y fragmentos graníticos. (Nivel lahárico grueso inferior)
 - o La permeabilidad, estudiada con ensayos Lefranc hasta 45 m de profundidad, muestra un brusco aumento desde 42 m. A 48 m se produjo la pérdida total del agua de perforación, que no fue posible recuperar, pese a los intentos de impermeabilización, hasta cementación del sondaje, realizados.
- Este sondaje ha mostrado un nivel lahárico de grandes bloques, de muy alta permeabilidad, bajo las gravas aluviales, indicando la posible presencia de huecos o zonas de baja densidad, potencialmente con riesgo de pipeteo.
- Cabe señalar, en los informes de los sondeadores, las constantes caídas de la perforación, indicando zonas de baja compacidad o incluso espacios vacíos entre bloques por erosión interna de los finos.
- En conclusión, el problema de las filtraciones basales, a través del relleno aluvial y las terrazas laháricas, constituye el punto más crítico del proyecto en el aspecto geológico-geotécnico, y a cuya cuantificación y posible solución deben dedicarse los esfuerzos del presente estudio.

En el apartado 3.8.11 se estima el Riesgo Geológico del proyecto:

- Remociones en masa, lahares, aluviones, además de posibles crecidas extraordinarias de carácter climático-estadístico.

Finalmente, el apartado 3.8.13 presenta las "Conclusiones sobre la Revisión de Antecedentes Geológicos":

- La columna estratigráfica y el marco geológico del área del proyecto son suficientes y concuerdan con la experiencia del Consultor en las áreas vecinas de Tinguiririca y Cachapoal.
- Deberán reconocerse los riesgos geodinámicos relacionados con volcanismo y lagunas glaciales existentes en las nacientes del río Claro y otros sitios.
- Los depósitos denominados Formación Corona del Fraile, en el estudio de Geotécnica Consultores corresponden a facies terrígenas de la Formación Farellones.
- Los flujos piroclásticos indicados en el estudio de Geotécnica Consultores parecen corresponder a niveles piroclásticos de la Fm Farellones.
- La hipótesis de Geotécnica Consultores sobre la constitución y espesor del relleno del cauce del río Teno resulta razonable, pero plantea la posible necesidad de una pantalla de impermeabilización muy profunda.
- El sondaje SREC-4, ubicado sobre la terraza derecha, muestra una estratigrafía de los Lahares del Teno más compleja que la planteada en estudios anteriores, con la presencia de un nivel de gravas laháricas gruesas que alcanza unos 60 m bajo el nivel Teno I.
- Las investigaciones deben centrarse en las características geológicas e hidrogeológicas del relleno del cauce en el sitio de presa y en la evaluación de posibles riesgos geodinámicos en la parte alta de la cuenca.

1.1.17. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 2. Capítulo 4. Estudios Básicos.

En el apartado 4.3.2 se presenta el "Marco geológico Regional" en el que básicamente se valida la columna geológica establecida por los estudios previos sobre la zona.

- Dentro del área pudo precisarse la presencia de la Formación Farellones, que no había sido previamente reconocida por los anteriores autores de estudios sobre la zona.
- Dentro de las Formaciones de Roca Consolidada, los terrenos más antiguos corresponden a la Formación Abanico – Coya-Machalí, en facies piroclástica gruesa, con manteos de 30° - 40° hacia W y NW. Alternan con lavas andesíticas y capas de tobas.
- En el estribo derecho, en el sector Ranchillo y también frente a Los Queñes aparecen capas sedimentarias con intercalaciones riolítico-dacíticas, de posición subhorizontal, que se corresponde a la Fm Farellones.
- Esta formación alcanza gran desarrollo hacia el E de Los Queñes, hasta Los Cipreses, donde se expone un miembro basal de capas volcano-sedimentarias rojas con intenso plegamiento. Localmente se encuentran cortadas por cuerpos granodioríticos alterados.
- Desde Los Queñes, hasta el curso medio del río Claro, aparece una serie, algo yesífera, de capas rojas de areniscas tobáceas y conglomerados. Pueden corresponder a la Fm Colimapu (tierra roja) del Cretácico Medio.

En el apartado "Formaciones no Consolidadas y Suelos" se destacan los Lahares del Teno. Dentro de los materiales aluviales del valle del Teno, los actuales constituyen un episodio más del retrabajamiento de los depósitos laháricos, reflejados en los niveles de gravas intercalados en los lahares.

- Los violentos episodios eruptivos iniciales, combinados con las desglaciaciones provocadas por dicha actividad volcánica, ocasionaron corrientes de barro que colmataron el valle del río Claro hasta unos 60 m sobre el nivel

actual. Este nivel está marcado por las terrazas altas, que llegan hasta Los Queñes y suben unos 5 km aguas arriba hasta el estero la Jaula, como consecuencia de un embalsamiento inicial del valle del Teno.

- Las terrazas, aguas abajo de Los Queñes constan de dos niveles laháricos finos, de 5 a 10 m de potencia, separados por 20 a 40 m de gravas y arenas fluviales.
- El relleno del fondo del valle presenta un espesor de más de 100 m, de acuerdo a los sondajes realizados. La gravimetría detecta espesores cercanos a 300 m.
- Los suelos de alteración, coluvios, escombros de falda y conos de deyección tienen poco desarrollo e incidencia para las obras proyectadas.

Respecto al riesgo geológico se destaca la laguna glacial Goyo, en el río Los Cajones, de las nacientes del Claro, ubicada en terrenos fracturados de aspecto inestable, con amenaza de derrumbe.

El apartado 4.3.3 describe la Geología y Geotecnia del Área de Inundación, que cubrirá totalmente los sedimentos aluviales de cauce, parte importante de las terrazas laterales, y bordes de afloramientos rocosos cercanos al río.

- Se describen las formaciones geológicas anteriormente citadas (Fm Abanico – Coya-Machalí y Farellones)
- Se decide cambiar el eje, en margen izquierda, desplazándolo del sector de la puntilla, reconocido con sondajes por la DOH, desplazándolo 500 m W por la reducción de volumen que supone. En el nuevo estribo izquierdo afloran bancos masivos de tobas aglomeráticas y brechas andesíticas.
- El túnel de desvío cortará (con canal de aproximación) las terrazas bajas, y en túnel probablemente el contacto discordante entre las capas plegadas de la Fm Abanico, y las subhorizontales de la Fm Farellones situada por encima.
- El estribo derecho expone un basamento andesítico plegado, con manto suave al NW.
- Los terrenos de la zona inundable serán en general estables frente a las fluctuaciones del nivel de embalse. Únicamente se señalan dos zonas de la margen derecha, en el sector de La Puntilla / Quebrada la Astilla, con indicios de fracturación o deslizamiento previo, que aunque se indica que no amenazan directamente al embalse, se recomienda su reconocimiento en etapas posteriores.
- Respecto a la estanqueidad del sitio de presa (a nivel del basamento), dependerá de la naturaleza de la discontinuidad estructural existente, aspecto que deberá definirse en posteriores investigaciones.
- Las terrazas laháricas y el cauce aluvial están constituidos por alternancias de material lahárico y diluvial. El relleno ha sido reconocido con los sondajes SREC-4, SR-1 y SR-2 hasta 110 m de profundidad, sin encontrar fondo de valle ni cambios significativos en los materiales.
- La geofísica apunta a profundidades de hasta 300 m para el basamento rocoso de fondo de valle, con flancos abruptos, correspondientes a un paleovalle glacial.

En el apartado 4.3.4 se describen los “Materiales de Construcción”

- Finos de los niveles laháricos superficiales que cubren las terrazas.
- Espaldones, filtros y agregados para hormigón, del relleno aluvial de cauce próximo a la presa.

1.1.18. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas. 2001. Etapa 3. Capítulo 4. Estudios Básicos (Continuación).

Se repite el mismo contenido para los apartados de Geología, que se ha comentado en el apartado anterior de la presente revisión de antecedentes.

El apartado 4.4.5 “Geotécnica” describe los reconocimientos geotécnicos realizados.

Consta de una “Introducción” donde se resume la geología del sitio de presa:

- Dos tipos de roca: las de la Fm Abanico, y las de una unidad de tobas y flujos piroclásticos.
- Las rocas de la Fm Abanico predominan en los costados del valle del Teno en la zona de embalse.
- Los afloramientos, en la zona de El Ciprés, en la sección superior de apoyo de los estribos (sobre la cota 650) corresponden a ignimbritas y andesitas porfíricas. Por encima, cerca de la cota 850, afloran andesitas oscuras, frescas y duras.
- El relleno aluvial de fondo del valle presenta espesores variables, llegando a más de 200 m en sus zonas más profundas.
- Grandes terrazas con productos laháricos se levantan en ambos lados del valle, con espesores entre 25 y 45 m. El apoyo derecho de la presa coincide con una de estas terrazas.

Se describen a continuación los reconocimientos realizados:

- 3 sondajes de 89 a 111 m de profundidad, dos en el lecho del río y uno en el apoyo derecho.
- Geofísica, con 8 perfiles sísmicos y 2 perfiles gravimétricos

En el plano "Geología del Embalse El Ciprés" se presenta un perfil geológico por el eje de presa, con representación de las capas de relleno encontradas en los sondajes (proyectados al eje), y la interpretación gravimétrica del techo de roca.

Se adjunta la estratigrafía de los tres sondajes realizados. La geofísica, y los detalles de los sondajes se presentan en anexos.

La estratigrafía de los sondajes muestra perforación total en gravas y arenas para los dos sondajes perforados en el aluvial de cauce (SR-1 y SR-2 hasta 110 y 101 m de profundidad respectivamente). En el sondaje S--3, emplazado sobre la terraza lahárica de la margen derecha, se han encontrado gravas hasta 49,50 m, y desde esta profundidad la roca de base: toba, brecha aglomerática, metandesita y toba andesítica con alguna zona de falla local brechificada con piritas y óxidos. El final del sondaje está a 89 m de profundidad.

Para el estudio de materiales se realizaron reconocimientos con calicatas (apartado 4.4.5.5), con toma de muestras y ensayos de laboratorio.

El apartado 4.4.5.6 presenta la "Disponibilidad de materiales para rellenos y áridos" en función de los resultados obtenidos:

- Espaldones: Gravas arenosas y arenas con grava, de alto ángulo de fricción interna, muy abundantes en todo el lecho del río y terrazas.
- Núcleo impermeable: Suelos laháricos finos en terrazas. Se clasifican CL o ML, y en ocasiones SC o SM. Se cubica una disponibilidad del orden de 4.500.000 m³, explotando un espesor de 2 m y con aprovechamiento del 60%.
- Materiales granulares: Gran abundancia, tanto en lecho del río como en terrazas laterales.
- Áridos para hormigón: A partir del fluvial existente en el lecho del río Teno.

Se presentan los parámetros geotécnicos para los distintos materiales:

Tabla 1. Resumen de parámetros geotécnicos. Fuente FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.

Parámetros	Materiales			
	Espaldones	Núcleo	Fundación lecho	Relleno Lahárico
Clasificación	GP-GW	ML	GP-GW	GM-GC

Tabla 1. Resumen de parámetros geotécnicos. Fuente FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.

Parámetros	Materiales			
	Espaldones	Núcleo	Fundación lecho	Relleno Lahárico
Densidad Natural (t/m ³)	2,15	1,71	2,30	2,15
Ángulo de fricción (°)	45	30	45	40
Cohesión (kg/cm ²)	0,0	0,1	0,0	0,1
Cap. Soporte Estática (kg/cm ²)	3,0	1,0	3,0	3,0
Cap. Soporte Dinámica (kg/cm ²)	4,5	1,5	4,5	4,5
Asentamiento máx esperable	0,5 cm/m	1 cm/m	6 cm	15 cm
Coef. Empuje activo	0,16	0,32	0,16	0,16
Coef. Empuje pasivo	17,5	3,5	17,5	17,5
Permeabilidad (cm/s)	8*10 ⁻²	5*10 ⁻⁶	8*10 ⁻²	5*10 ⁻⁴

El apartado 4.5 presenta el “Riesgo Sísmico”

- La zona está afectada por sismos en la interacción entre las placas Nazca y Sudamericana, donde se produce la subducción de la placa oceánica bajo la continental, con un movimiento relativo del orden de 10 cm/año.
- Los sismos interplaca, con magnitudes mayores de 7,5 se ubican cerca de la costa o en el mar, a profundidades entre 10 y 50 km. Los sismos se hacen más profundos hacia el interior del continente y sus magnitudes disminuyen, generalmente por debajo de 6,5 – 7,0
- Aceleración horizontal del suelo, para un periodo de T = 50 años, con probabilidad del 10% de ser excedida es de 0,31 g. Para la probabilidad del 50% de ser excedida sería 0,14 g. Para periodo de 100 años con las mismas probabilidades se obtienen valores de 0,40 g y 0,20 g respectivamente.
- Aceleración vertical de suelo: con las mismas probabilidades anteriormente citadas, para T=50 años se obtienen aceleraciones de 0,26g y 0,15g, que pasan a 0,34g y 0,19g respectivamente para T = 100 años.

1.1.19. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 3. Anexo D5. Geofísica.

En general las velocidades de refracción obtenidas en la planicie aluvial del Teno, corresponden a gravas con distintos grados de consolidación, que se agrupan de la siguiente manera:

- 1.200 m/s – Gravas de baja consolidación
- 1.680 a 2.100 m/s – Gravas de buena consolidación, probablemente saturadas
- 2.350 a 2.560 m/s – Gravas de muy buena consolidación
- 2.700 a 2.945 m/s – Gravas de excelente consolidación, probablemente con grandes bolones
- 4.250 m/s – Roca sana encontrada solamente en el perfil PS-3

En general se detecta un primer estrato de 10 m de espesor con gravas bastante regulares, con velocidad entre 1.200 y 2.360 m/s

Entre 10 y 40 m las velocidades obtenidas corresponden a gravas de muy buena consolidación

Desde los 40 m hasta profundidades medias de 120 m se presentan gravas de excelente consolidación

La velocidad de 4250 m/s correspondiente a roca sana se encontró solamente en el Perfil 3, a 70 m de profundidad (corresponde con una elevación del basamento detectada por la gravimetría).

Los perfiles 7 y 8 se realizaron en los estribos del eje proyectado:

- El perfil 7 (estribo sur) detectó roca a 3 m de profundidad, con velocidad de 4.200 m/s
- El perfil 8 (estribo norte) detectó roca a 11 m de profundidad, con velocidad de 4.000 m/s. En este perfil se encontró una zona de 11 m de espesor, con velocidad de 1.400 m/s que podría corresponder a roca muy fracturada, situada sobre la roca sana.

Los perfiles gravimétricos muestran la morfología del basamento subterráneo, con fuerte pendiente hacia el N, con dos zonas altas de la roca basal. La profundidad máxima calculada es de 250 m, ubicada hacia el norte del perfil PG-1.

El perfil PG-2, en sentido E-W, transversal al eje de presa, muestra el basamento entre 175 y 200 m de profundidad. En la representación gráfica de este perfil, se observan variaciones del basamento que parece estar menos profundo hacia aguas abajo, lo cual es claramente compatible con la hipótesis de un modelado glacial para el valle original antes de su relleno por los flujos laháricos y depósitos aluviales sucesivos que han configurado su fisonomía actual.

1.1.20. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 4. Informe Presa.

Se indica que el eje de presa se ha mantenido para la comparativa de alternativas, sin menoscabo de que en etapas posteriores se optimice su ubicación.

De las tipologías de presa consideradas: tierra zonificada con núcleo arcilloso, CFRD o RCC, se recomienda la primera, recomendada por el estudio de Geotécnica Consultores 1998, y validada por la presente consultoría a la vista de la disponibilidad de materiales en zonas próximas.

Respecto a los Materiales de Empréstito se indica que los finos se localizan en la terraza de la margen derecha, en el área de inundación, mientras que los granulares se encuentran en el área de inundación, inmediatamente aguas arriba de la presa.

Para la presa zonificada de tierras, el talud de aguas arriba es 3(H):1(V) y el de aguas abajo 2,5(H):1(V). El núcleo tendría una inclinación 2,5(H):1(V) en ambos lados.

Además, la sección de presa presenta una pared moldeada de 120 m de profundidad y largo promedio de 690 m, y una cortina de inyecciones de la que se indica que se dimensiona con la regla de fijarla igual a la mitad de la carga de agua sobre el terreno y que penetre por lo menos 10 m en la roca. Evidentemente esto último no es de aplicación, dado que el basamento rocoso se encuentra a gran profundidad (mayor de 200 m), bajo la planicie aluvial.

En los cálculos de estabilidad realizados, se asignaron los siguientes parámetros de los materiales:

Tabla 2. Resumen de parámetros adoptados en el Estudio de Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. Fuente FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.

Material	Densidad (t/m ³)		C (t/m ²)	Ø (°)
	Natural	Saturada		
Espaldones	2,15	2,30	0	45
Núcleo	1,80	1,90	5	30
Fundación	1,90	2,20	1	45

La condición sísmica se analizó para un coeficiente sísmico horizontal de 0,12

Se compararon alternativas de coronación a tres cotas: 520 m.s.n.m., 485 m.s.n.m. y 470 m.s.n.m.

El estudio de estabilidad parece que corresponde al Embalse de Ancoa, ya que las cotas de coronación analizadas no coinciden con las indicadas para El Ciprés (650, 641, 633 y 625). Además, en el apartado 1.3.2 se cita específicamente el Estudio de factibilidad Técnica habilitación Embalse de Ancoa (1998) para validar la alternativa de coronamiento a 499,71 m.s.n.m.

El estudio de filtraciones corresponde también al Embalse de Ancoa.

1.1.21. Prefactibilidad Construcción Embalse El Ciprés – VII Región. FICHTNER - Ministerio de Obras Públicas – Dirección de Obras Hidráulicas.2001. Etapa 4. Proyecto Embalse El Ciprés. Determinación aproximada de Filtraciones.

En este documento se presenta la metodología para el cálculo preliminar de filtraciones bajo la presa del Embalse El Ciprés.

Se identificaron tres tipos de materiales bajo la presa:

- Materiales fluviales bajo la presa: Intercalaciones de gravas arenosas, arenas con gravas, arenas limosas, gravas areno-limosas etc., con espesor asignado de 120 m y permeabilidad de $5 \cdot 10^{-2}$ cm/s.
- Intercalaciones de materiales fluviales con depósitos laháricos, con espesor variable desde pocos metros en el costado izquierdo de la presa, hasta 200 m en el costado derecho. Permeabilidad de $5 \cdot 10^{-3}$ cm/s.
- Bajo esta segunda capa aparece la roca, determinada por los perfiles gravimétricos, tanto en sentido longitudinal al muro como transversal.

Sin considerar pared moldeada, el caudal de filtración bajo la presa sería de $Q = 25,3 \text{ m}^3/\text{s}$

Con pared moldeada de 120 m de profundidad bajo la cota del diente del núcleo de la presa (135 m bajo superficie), la filtración que se obtiene es de $Q = 8,4 \text{ m}^3/\text{s}$.

Esta filtración se considera adecuada, por lo que se estima que la pared moldeada debería tener una profundidad similar a la indicada.

1.2. ENCUADRE GENERAL

El valle del río Teno se encuadra dentro de la región de Maule (VII) en la zona central de Chile. La población más importante en las inmediaciones del río Teno es la ciudad de Curicó, que se encuentra a unos 170 km al sur de Santiago.

El curso del río se inicia en las estribaciones más occidentales de la cordillera de los Andes, en la zona del Paso Vergara, alimentándose de las aguas de las Lagunas del Teno y rodeando por el norte el complejo volcánico Planchón – Peteroa. En el tramo inicial hasta la confluencia con el estero Los Maitenes discurre hacia el norte. En este punto gira hacia el oeste manteniendo prácticamente la misma orientación hasta la confluencia con el río Lontué, aguas abajo de la localidad de Curicó.

Geológicamente, el valle del Teno se emplaza en rocas volcánicas y sedimentarias pertenecientes a diferentes unidades geológicas. A grandes rasgos, y avanzando desde las áreas de cabecera hacia aguas abajo, aparecen las siguientes Unidades: Formaciones Nacientes del Teno y Río Damas, de edad Jurásico, Formación Baños del Flaco de edad Cretácica, Formación Cola de Zorro de edad Plioceno, Formación Abanico (equivalente a la Formación Coya – Machalí), de edad Terciario Inferior, Formaciones Farellones y Corona del Fraile del Terciario Medio. También aparecen volcanitas Cuaternarias. Rellenando los primitivos valles glaciales aparecen materiales procedentes de avalanchas volcánicas de gran desarrollo y depósitos fluvio-glaciares y fluviales con intercalaciones de avalancha, que presentan morfologías de terrazas fluviales-avalancha colgadas a lo largo del valle, y de cerrillos o “hummocks” en el área del Valle Central y hasta las estribaciones de la Cordillera de la Costa.

1.3. FORMACIONES GEOLÓGICAS

1.3.1. Formación Nacientes del Teno (KLOHN 1960). Jurásico superior

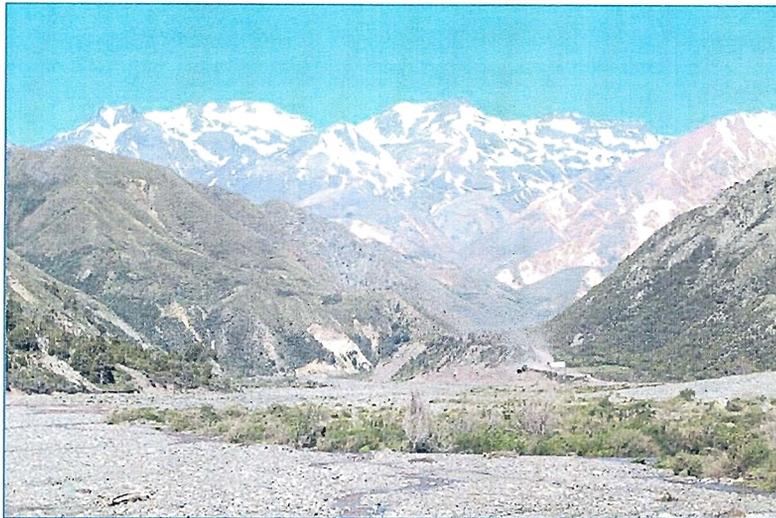
A esta formación se le asigna una secuencia de estratos sedimentarios de origen marino, constituido por areniscas, lutitas, calizas, conglomerados y en menor cantidad brechas. Presenta unos niveles superiores evaporíticos. Estos materiales se localizan fuera de la zona de estudio, en las nacientes del Teno.

1.3.2. Formación Río Damas (KLOHN 1960). Jurásico superior

Formación compleja de sedimentos clásticos, finos y gruesos, con intercalaciones potentes de series de rocas volcánicas efusivas y piroclásticas. Estos materiales se localizan fuera de la zona de estudio, en las nacientes del Teno.

1.3.3. Formación Baños del Flaco (KLOHN 1960). Cretácico inferior

Se trata de una serie clástica marina fosilífera que aflora en el extremo septentrional de la zona estudiada, en el valle superior del estero Maitenes. Está constituida por areniscas conglomeráticas en la base, alternadas con areniscas de grano fino y calizas cristalinas color gris claro. Se encuentra intruida por filones andesíticos porfídicos. Estas calizas se explotan en la actualidad por la empresa Cementos Bio-Bio.



Fotografía 1. Vista desde la zona de los Cipreses hacia aguas arriba, con las formaciones terrígenas y volcánicas de las nacientes del Teno.

1.3.4. Formación Cola de Zorro. Plioceno

En Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., and Zurita, E., 2002 "Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.)": *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117-139, se presenta una edad radiométrica de 4,2 Ma para coladas andesíticas discordantes al sur del Teno sobre la Formación Abanico. Esta edad las ubica dentro de la Formación Cola de Zorro, formada por un grupo de aparatos volcánicos del Plioceno muy erodados.

Esta formación fue definida por González y Vergara, 1962, como un conjunto de rocas volcánicas andesíticas basálticas, compuestas principalmente por coladas de andesitas basálticas, basaltos con piroxenos y rocas piroclásticas de similar composición. Esta formación se caracteriza por presentar secuencias bien estratificadas de actitud tectónica horizontal a subhorizontal y gran extensión areal (Escobar et al., 1977).

1.3.5. Formación Abanico. Eoceno tardío – Mioceno temprano a medio.

En los trabajos recientes de Piquer et al. (2010) se realiza una reinterpretación de las unidades geológicas ubicadas en la parte alta del valle del Teno. Las Formaciones Colimapu, Plan de los Yeuques y eventualmente la base de la Formación Farellones corresponden a la Formación Abanico.

Esta formación abarca todas las rocas estratificadas de la zona correspondiente al Teno alto, situadas al oeste del Corrimiento El Fierro. Consiste en rocas volcánicas con afinidades toleíticas y calco-alcalinas con intercalaciones piroclásticas, volcanoclásticas y subordinadamente sedimentarias. Incluye además intrusiones subvolcánicas. Esta formación puede dividirse en dos miembros:

- Miembro oriental. Aflora al este del río Teno en zona de cabecera y en los cordones montañosos entre los ríos Malo y Vergara. Formada por rocas piroclásticas. Las litologías predominantes son las tobas de ceniza cristalina y tobas de lapilli líticas, lavas andesíticas porfíricas, areniscas epiclásticas, lutitas, brechas sedimentarias, y conglomerados epiclásticos.

- Miembro occidental. Se detectan en la zona comprendida entre el río Infiernillo y Teno aguas arriba de la confluencia con el estero Santa Rita. Este miembro se encuentra formado por andesitas porfíricas y brechas volcánicas andesíticas diferenciadas en varias unidades: lavas andesíticas porfíricas, wackas líticas, wackas feldespáticas de grano medio-grueso y conglomerados; la primera y segunda unidad. La tercera unidad se encuentra formada por lutitas y calcilitas grises, wackas y arenitas líticas. La última unidad corresponde a lavas andesíticas porfídicas intercaladas con lavas afáníticas grises. Afloran en el sector Ranchillo, frente a los Queñes en la margen derecha del Teno. Alcanza gran desarrollo en la zona desde el este de los Queñes hasta Los Cipreses (25 km al este).

La formación Abanico se encuentra en contacto con las rocas mesozoicas mediante la Falla El Diablo - Las Leñas - El Fierro. Corresponden a fallas inversas de alto ángulo, originalmente normales y posteriormente con movimiento invertido.

1.3.6. Formación Farellones. Mioceno temprano a tardío.

Esta formación consiste en lavas andesíticas a riolíticas, depósitos piroclásticos, volcanoclásticos con escasas intercalaciones sedimentarias. El contacto con la formación subyacente Abanico es concordante o discordante según la zona de estudio. Según el "Estudio de Prefactibilidad Construcción Embalse el Ciprés- VII Región", FICHTNER - Dirección Obras Hidráulicas (2001), afloran en el sector Ranchillo, frente a los Queñes en la margen derecha del Teno. Alcanza gran desarrollo en la zona desde el este de los Queñes hasta Los Cipreses (25 km al este). En los trabajos recientes de Piquer et al. (2010) se considera la base de esta Formación perteneciente a la formación Abanico.

1.3.7. Unidad de Rocas intrusivas. Mioceno tardío

Los cuerpos intrusivos principales en la zona de estudio forman una franja de orientación norte - sur entre las nacientes del río Infiernillo y el sector de Los Cipreses (aguas arriba de la confluencia del río Infiernillo, 25 km al este de los Queñes), contemporáneamente a la Formación Farellones (Piquer et al. 2010). Presentan variaciones composicionales variando de dioritas hornbléndicas, granodioritas de hornblenda y biotita y pórfidos dacíticos de biotita. Estos elementos se encajan en la Formación Abanico, apareciendo en contacto concordante o discordante.

1.3.8. Formación Corona del Fraile (GONZÁLEZ y VERGARA 1962). Terciario

Conjunto de sedimentitas clásticas y volcanitas de tonalidad gris verdosa clara que se desarrollan en los cerros situados al oriente de los Queñes, entre los ríos Teno y Claro, concretamente en la zona del cerro con el mismo nombre que la formación.

Los estudios más recientes de Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., and Zurita, E., 2002 "Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat -slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.)": *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117-139, de José Piquer, Juan Carlos Castelli, Reynaldo Charrier, Gonzalo Yáñez: "El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile Central: Estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas". *Andean Geology* 37 (1): 32-53. January, 2010 y la Memoria de Título de Hurtado "Geología de la Cordillera de los Andes entre los ríos Teno y Colorado" U. de Chile 2003, no han reconocido esta formación y consideran las rocas en cuestión pertenecientes a la Formación Abanico.

1.3.9. Volcanitas de valles. Cuaternario

Se observan en el curso medio e inferior del río Claro. Se componen de lavas porfídicas de composición andesítica – basáltica, de color gris claro a gris oscuro y materiales piroclásticos de tobas de lapilli y brechas finas a medias, provenientes del complejo volcánico Planchón – Peteroa – Azufre.

1.3.10. Depósitos de avalancha volcánica. Cuaternario

Se trata de depósitos históricamente considerados como materiales morrénicos y laháricos reinterpretados recientemente como depósitos de avalancha volcánica.

A este respecto, Naranjo et al 1999 los denomina depósito de detritos volcánicos con niveles basales endurecidos y portadores de megabloques P1pt(a) y un miembro superior poco consolidado, rico en gravas accidentales, P1pt(b).

En este trabajo, siguiendo las indicaciones del supervisor, se han denominado depósitos de avalancha volcánica dado su origen gravitacional y condiciones secas a diferencia de los depósitos de detritos volcánicos, antes mencionados, en los que se asocian a eventos pluviales o de fusión de agua sólida y suelen incorporar material sedimentario durante el flujo.

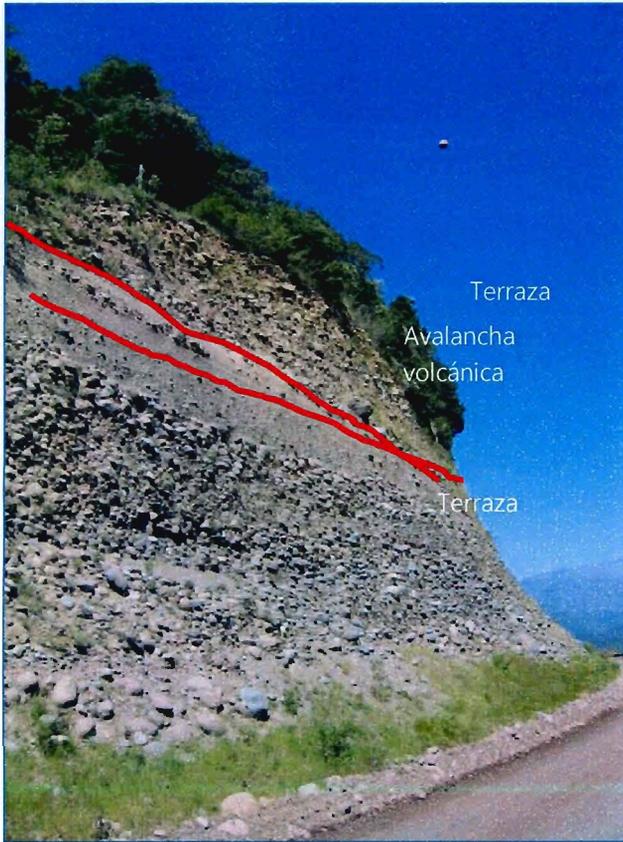
En el caso que nos ocupa, predominan las condiciones secas y el colapso se ha producido a gran escala. Además, la abundancia de cerrillos o “hummocks” asociados a los megabloques y la presencia de clastos parcialmente disgregados tipo puzle apoyan la asignación de los depósitos al tipo de avalancha volcánica con predominio de condiciones de sequedad.

En algunos afloramientos estos depósitos se encuentran intercalados por sedimentos fluviales con gravas y arenas de espesor variable.

Estos depósitos se formaron aproximadamente hace 9.000 años debido al colapso parcial del edificio volcánico del Planchón y parte del Azufre, formando una avalancha de debris que recorrió una distancia de 75 km hasta la Cordillera de la Costa por el valle del río Teno. Parte de estos depósitos forman los Cerrillos del Teno, cerros de morfología lobular que se observan aguas abajo de la zona cordillerana del Teno. Se han observado al este de los Queñes, en la zona del Monumento de Bio – Bio hasta aguas abajo de la zona de estudio, en la zona del estero Guaiquillo y la Loma de la Toma.



Fotografía 2. Detalle de los depósitos de avalancha volcánica. Presentan abundante matriz cinerítica con cantos poligénicos de morfología variable.



Fotografía 3. Talud estable, de fuerte pendiente, en el camino de acceso a los Queñes en la margen derecha del Teno. Se observan alternancias de materiales de terraza fluvial y de avalancha volcánica, con presencia de bolos, gravas y arenas en matriz cinerítica. En los niveles de terrazas, se observan estructuras tractivas, granoclasificación de los cantos, etc; indicando origen fluvial del depósito.

1.3.11. Depósitos fluviales. Cuaternario

Se localizan en el actual cauce del río, tanto en el entorno del cauce fluvial actual (depósitos fluviales recientes), como en distintos niveles de terraza situados a diferentes cotas del valle, constituyendo los depósitos aluviales antiguos, que han quedado colgados en la historia de encajamiento de la red fluvial a lo largo del Cuaternario. En ambos casos, se componen principalmente de clastos poligénicos (de diferentes litologías) subredondeados a redondeados, de mediana y buena selección y de tamaño desde milimétricos, arena, limo y arcilla hasta varios decímetros de diámetro, gravas, bolones y bloques. Presentan, en general una alta permeabilidad. En los niveles de terrazas se localizan ocasionalmente niveles superficiales de materiales finos, de predominio limoso, correspondientes a las antiguas llanuras de inundación fluvial, que se utilizan actualmente como terrenos de cultivo. A lo largo del valle del río Teno, la planicie aluvial aparece limitada lateralmente por los escarpes de una abrupta terraza de 30 a 50 m de altura, constituida por los depósitos de avalancha volcánica y sus intercalaciones fluviales.

1.3.12. Depósitos coluviales. Cuaternario

Corresponden a depósitos clásticos brechosos, con fragmentos subangulosos de tamaño heterogéneo, centimétricos a métricos con poca o escasa matriz de fina. Su mecanismo de transporte es exclusivamente gravitacional, lo que condiciona una morfología de clastos con formas angulosas, y una composición de los mismos vinculada a los materiales aflorantes en las zonas superiores del relieve. Se localizan mayoritariamente en la base de los cerros,

cubriendo la zona de transición entre los relieves rocosos del relieve con los sedimentos fluvio-glaciares, de terrazas o fluviales. Dentro de los depósitos coluviales se han incluido las acumulaciones de materiales en forma de abanico, a la salida al valle de algunas quebradas laterales, con importantes arrastres de materiales, combinando mecanismos de transporte hídrico y gravitacional, constituyendo conos de deyección, en algunos casos de gran desarrollo.



Fotografía 4. Depósito coluvial en forma de abanico (cono de deyección) en la zona de los Maitenes. Materiales sin consolidar en depósito de gran espesor.

1.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

En el área en estudio, los principales riesgos presentes en todas las alternativas planteadas son debidos a los siguientes procesos:

- Peligros ligados al volcanismo, ya que existen tres volcanes activos cercanos, Azufre, el Planchón y el Peteroa que se ubican al sureste del valle del río Teno a unos 20 km del emplazamiento situado más aguas arriba (Piedra de la Mujer) y a unos 40 km de distancia del emplazamiento del Ciprés. En el pasado han dado lugar a grandes deslizamientos de depósitos de avalancha volcánica que rellenaron el valle del Teno y alcanzaron hasta las estribaciones de la Cordillera de la Costa.
- Inestabilidad asociada al modelado glacial. En el cauce alto de los ríos Teno y Claro, subsisten modelados glaciares de importancia, que contienen morrenas y lagunas glaciares que pueden presentar potenciales inestabilidades.
- Sismicidad. En el área de estudio hay una gran influencia de sismos interplaca que ocurren en la zona de subducción que bordea la costa, por interacción de la placa oceánica de Nazca bajo la continental Sudamericana, liberándose grandes fuerzas de fricción. Sin embargo, los valores de aceleración horizontal máximos esperables, son debidos a terremotos intraplaca corticales, de baja profundidad, especialmente a los asociados a la Falla El Fierro, cercana a la zona de estudio.

1.5. TRABAJOS DE TERRENO

1.5.1. Reconocimientos geológicos

En una primera fase del estudio, y para la selección de alternativas, se realizó un reconocimiento geológico de superficie, apoyado sobre información cartográfica a escala 1:50.000 y 1:25.000, en el valle del río Teno y esteros adyacentes, con el estudio de diez posibles emplazamientos. De las alternativas preliminares, en esta fase además de El Ciprés, se estudiaron tres emplazamientos: Los Queñes, La Jaula (ejes 1 y 2) y Vaca Molongo.

Los trabajos de campo realizados para el presente informe, han consistido en un reconocimiento en detalle de las alternativas seleccionadas. En el entorno de los emplazamientos de la Jaula (ejes 1 y 2) se han tomado 27 puntos de lectura. En el emplazamiento de Los Queñes se han tomado 13 puntos de lectura. En el emplazamiento de El Ciprés se han tomado 19 puntos de lectura y finalmente en el emplazamiento de Vaca Molongo se tomaron 6 puntos de lectura. La toma de datos geológicos de superficie, en los emplazamientos de El Ciprés, Los Queñes y Vaca Molongo, ha quedado prácticamente limitada a la margen izquierda del valle, dada la inaccesibilidad de la margen derecha en Vaca Molongo, y la intensa cubierta vegetal con ausencia de afloramientos en la misma margen de los otros dos posibles emplazamientos de presa.

1.5.2. Campaña geotécnica

Paralelamente a los reconocimientos geológicos de superficie, se realizó una campaña de reconocimientos geotécnicos con un total de 12 sondajes, 24 calicatas y 18 extendimientos de investigación geofísica (15 perfiles de sísmica de refracción y 3 perfiles de sísmica de reflexión).

En las zonas de emplazamiento de las presas, se ha buscado obtener la información necesaria para la estimación de las condiciones generales de fundación (profundidad del substrato rocoso, resistencia del terreno de apoyo, y profundidad de excavación requerida), así como de las condiciones generales de impermeabilidad de fondo del valle y estribos.

En las áreas de vaso de los posibles embalses se ha buscado obtener información de la naturaleza de las márgenes del valle, especialmente en lo que respecta a la impermeabilidad y estabilidad de laderas.

También, con preferencia dentro de la zona prevista de inundación de los posibles embalses, se han realizado reconocimientos y muestreos para la posible obtención de materiales para las diferentes tipologías de presa consideradas.

Gráfico 1–Situación de la Investigación geotécnica en los Queñes. Fuente: TYPASA

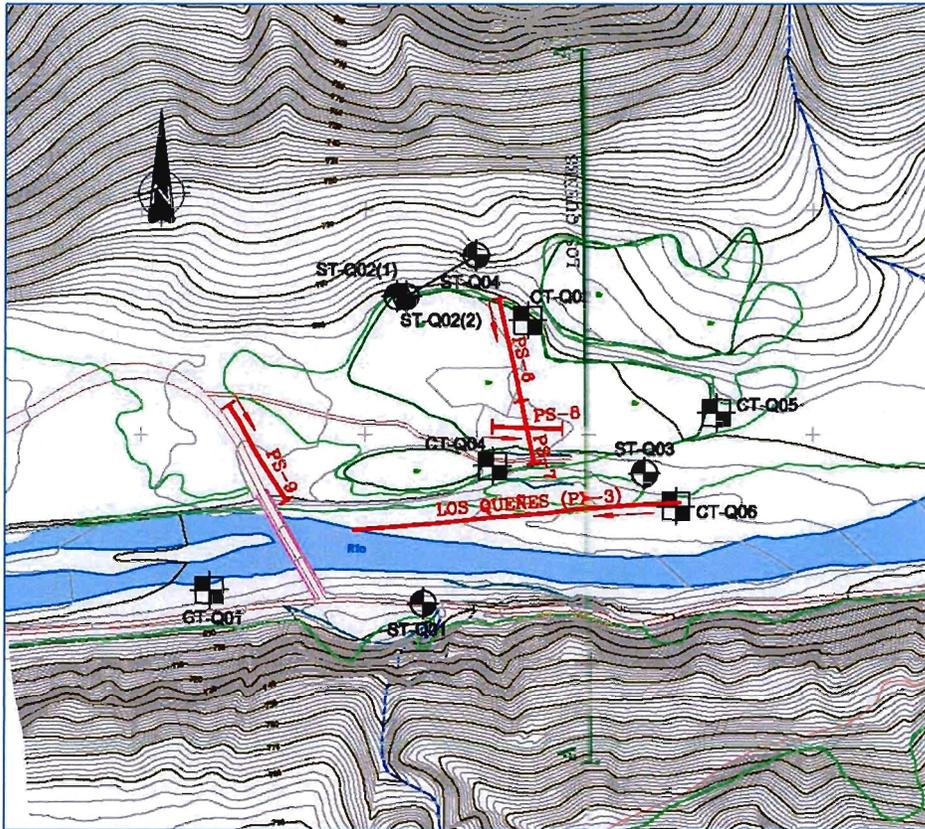
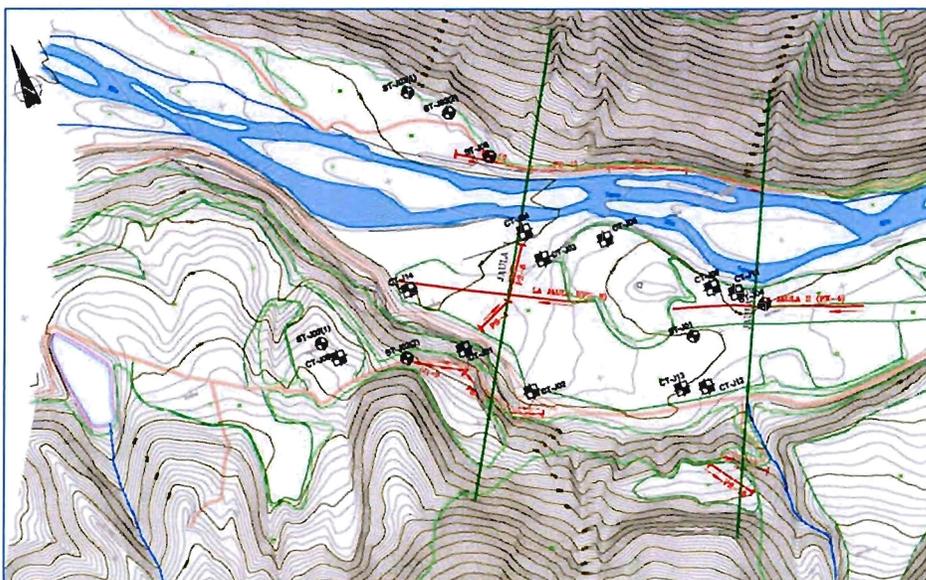


Gráfico 2–Situación la Investigación geotécnica en la Jaula. Fuente: TYPASA



1.5.2.1. Sondajes

Se ha realizado una campaña de sondajes dirigida a reconocer las condiciones del terreno en la zona de fundación de las presas, de manera que sea posible detectar la cota del substrato rocoso o la presencia de estratos resistentes en ambos estribos y en el fondo de valle. En la mayoría de los sondajes se han realizado ensayos de permeabilidad.

La situación, en planta, de los sondajes, se presenta en las Plantas Geológicas adjuntas, correspondientes a los emplazamientos de Los Queñes (Lámina 1) y La Jaula (Lámina 3).

Los dos emplazamientos estudiados (Los Queñes y La Jaula, este último con dos posibles ejes) cuentan al menos con un sondaje en el fondo del valle y al menos otros dos sondajes, uno en cada margen del valle.

Debido a las condiciones especialmente difíciles en las que se han realizado los sondajes, se han tenido que realizar varios sondajes, repeticiones y reperforaciones en algunas zonas.

En el emplazamiento de Los Queñes se han realizado un total de 5 sondajes, tres de ellos en la margen derecha, uno en la margen izquierda y uno en el fondo de valle (también en margen derecha, ya que el cauce fluvial discurre por el pié de la escarpada margen izquierda).

En el emplazamiento de La Jaula, se han realizado un total de 7 sondajes, dos en la margen izquierda y tres en la margen derecha, así como dos sondajes en el fondo de valle.

Todos los sondajes se perforaron a rotación, con recuperación continua de testigo, con sistema de perforación wire-line.

La necesaria gestión de permisos de particulares y de vialidad, las dificultades de accesos, la abundancia de gravas, bolones y bloques presentes en los materiales de origen fluvial-aluvial, y los suministros de agua para sondajes alejados del río, han retrasado el inicio y dificultado en gran medida la perforación, ralentizando los rendimientos, ocasionando un retraso en los trabajos de terreno. La perforación en gravas también ha originado averías mecánicas, con pérdida de material de perforación y forzado, en algunos casos, al abandono de la perforación en curso.

En la tabla adjunta, se indican las coordenadas y la profundidad alcanzada en cada uno de los sondajes realizados.

Tabla 3. Los Queñes, sondajes. Fuente TYP SA

Localización	Sondaje	Coordenadas UTM (Huso 19 H) DATUM WGS84			Profundidad (m)
		X	Y	Z	
Margen izquierda	ST-Q01	336.452	6.125.449	707	17,50
Margen derecha	ST-Q02 (1)	336.428	6.125.723	703	13,30
Margen derecha	ST-Q02(2)	336.436	6.125.723	702	10,00

Tabla 3. Los Queñes, sondajes. Fuente TYP SA

Localización	Sondaje	Coordenadas UTM (Huso 19 H) DATUM WGS84			Profundidad (m)
		X	Y	Z	
Fondo de valle	ST-Q03	336.650	6.125.565	669	40,80
Margen derecha	ST-Q04	336.436	6.125.723	702	40,50
Total metros perforados en los Queñes					122,10

Tabla 4. La Jaula. Sondajes. Fuente TYP SA

Localización	Sondaje	Coordenadas (Huso 19 H) DATUM WGS84			Profundidad (m)
		X	Y	Z	
Fondo de valle	ST-J01	339.958	6.124.809	746	27,50
Margen izquierda. Zona alta	ST-J02 (1)	339.415	6.125.002	786	44,60
Margen izquierda. Zona media	ST-J02(2)	339.531	6.124.934	775	11,70
Margen derecha	ST-J03-(1)	339.676	6.125.319	749	9,00
Margen derecha	ST-J03-(2)	339.725	6.125.267	742	12,40
Fondo de valle	ST-J04	340.078	6.124.817	745	25,00
Margen derecha	ST-J05	339.760	6.125181	743	47,50
Total metros perforados en la Jaula					177,7

El total de metros perforados en el valle del Teno ha sido de 299,80 m.

La información obtenida en los sondajes realizados, se presenta en el Anexo nº 2 - Registros de sondajes y en el Anexo nº 3 - Fotografías de sondajes. En el Anexo nº 7.- Ensayos de permeabilidad, se presentan los resultados de los ensayos Lefranc y Lugeon realizados, su representación gráfica, y su interpretación, basada en un análisis comparativo de la gráfica resultante con los tipos de modelos básicos (Flujo laminar, Flujo turbulento, Dilatación, Lavado y Relleno de huecos), establecidos por A.C. Hously (Routine Interpretation of the Lugeon Water-test. Q. JI Engr Geol. Vol 9 1976 pp 303 – 313).

En el cuadro adjunto, se resumen muy brevemente, los aspectos esenciales (litología, meteorización y zonas de falla), del registro de cada uno de los sondajes realizados, y los resultados finales de los ensayos Lefranc y Lugeon, el RQD se analiza en los apartados correspondientes en cada sitio de presa de forma pormenorizada:

Tabla 5. Resumen de los resultados obtenidos en los sondajes en los Queñes. Fuente TYP SA

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	Permeabilidad			Observaciones
			Tramo (m)	Tipo Ensayo	k (m/s)	
ST-Q01	0,00 – 17,50	ANDESITA PORFÍDICA	5,00 – 7,00	Lefranc	E. Fallido	No se consigue llenado. Alta permeabilidad Fractura hidráulica a 7 kg/cm ²
			11,50 – 13,00	Lugeon	E. Fallido	
ST-Q02(1)	0,00 – 13,30	DEPÓSITO FLUVIAL				
ST-Q02(2)	0,00 – 10,00	DEPÓSITO FLUVIAL				
ST-Q03	0,00- 18,40	DEPÓSITO FLUVIAL	7,00 – 8,00	Lefranc	E. Fallido	No se consigue llenado. Alta permeabilidad
			12,00 – 13,00	Lefranc	8,44E-06	
			16,00 – 17,00	Lefranc	5,73E-06	
ST-Q03	18,40 – 40,80	ANDESITA PORFÍDICA	19,00 – 20,00	Lefranc	0,00E+00	
			22,00 – 23,00	Lefranc	0,00E+00	
			25,00 – 26,00	Lefranc	7,42E-08	
			28,00 – 29,00	Lefranc	2,37E-06	
ST-Q04	0,00 – 12,00	DEPÓSITO FLUVIAL	5,00 – 6,00	Lefranc	2,92E-06	
			9,00 – 10,50	Lefranc	4,34E-06	

Tabla 5. Resumen de los resultados obtenidos en los sondeos en los Queñes. Fuente TYP SA

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	Permeabilidad			Observaciones
			Tramo (m)	Tipo Ensayo	k (m/s)	
ST-Q04	12,00 – 40,50	ANDESITA	15,00- 16,00	Lefranc	1,73E-06	Sale agua a presión por la boca de sondeo
			33,00 – 34,00	Lefranc	1,54E-06	
			36,50 – 37,50	Lefranc	E. Fallido	

Tabla 6. Resumen de los resultados obtenidos en los sondeos en la Jaula. Fuente TYP SA

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	Permeabilidad			Observaciones
			Tramo (m)	Tipo Ensayo	k (m/s)	
ST-J01	0,00 – 27,50	DEPÓSITO FLUVIAL	10,00 – 11,00	LEFRANC	E. FALLIDO	No se consigue llenado con todo el caudal de la bomba. Alta permeabilidad
			17,00 – 18,00	LEFRANC	E. FALLIDO	
ST-J02(1)	0,00 – 35,00	D.AVALANCHA VOLCÁNICA	9,00 – 10,00	LEFRANC	7,17E-06	
			21,00 – 22,00	LEFRANC	5,30E-06	
			26,00 – 27,00	LEFRANC	1,15E-05	
			30,00 – 31,00	LEFRANC	1,04E-05	
ST-J02(1)	35,00 – 44,60	ANDESITA PORFÍDICA				
ST-J02(2)	0,00 – 8,20	LAHÁRES				
ST-J02(2)	8,20 – 11,70	DEPÓSITO FLUVIAL				
ST-J03(1)	0,00 - 9,00	DEPÓSITO FLUVIAL				
ST-J03(2)	0,00 - 10,00	DEPÓSITO COLUVIAL	9,00 – 10,00	LEFRANC	0,00E+00	
ST-J03(2)	10,00-12,40	DEPÓSITO FLUVIAL				

Tabla 6. Resumen de los resultados obtenidos en los sondeos en la Jaula. Fuente TYPESA

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	Permeabilidad			Observaciones
			Tramo (m)	Tipo Ensayo	k (m/s)	
ST-J04	0,00 – 20,50	DEPÓSITO FLUVIAL	6,50 – 7,50	LEFRANC	E. FALLIDO	No se consigue llenado con todo el caudal de la bomba. Alta permeabilidad Se tapona el sondeo Impermeable
			13,50 – 14,50	LEFRANC	E. FALLIDO	
			16,00 – 18,00	LEFRANC	E. FALLIDO	
			23,50 – 25,00	LEFRANC	0,00	
ST-J04	20,50 – 25,00	ANDESITA PORFÍDICA	23,50 – 25,00	LEFRANC	0,00E+00	
ST-J05	0,00 – 27,00	DEPÓSITO FLUVIAL	6,00 – 7,00	LEFRANC	E. FALLIDO	No se consigue llenado
			12,00 – 13,00	LEFRANC	5,15E-05	
			15,00 – 16,00	LEFRANC	2,87E-05	No se consigue llenado
			18,00 – 19,00	LEFRANC	E. FALLIDO	
			21,00 – 22,00	LEFRANC	3,05E-06	
25,00 – 26,00	LEFRANC	E.FALLIDO	No se consigue llenado			
ST-J05	27,00 – 40,50	LAHÁRES	30,00 - 31,00	LEFRANC	2,54E-05	
ST-J05	40,50 – 47,50	ANDESITA PORFÍDICA				

Tabla 7. Criterios de finalización de faenas de perforación. (Fuente TYPESA)

Sondaje	Inicio de roca (m)	Fin sondaje Prof. (m)	Zona	Observaciones
ST-Q01	0,80	17,50	Margen Izquierda	Todo el sondaje se realiza en roca
ST-Q02 (1)	-	13,30	Margen derecha	Se interrumpe la perforación por rotura perforadora
ST-Q02(2)	-	10,00	Margen derecha	Se interrumpe la perforación por rotura perforadora
ST-Q03	31,00	40,80	Fondo de valle	Penetración en roca 9,8 m. El material permite sustentar estructuralmente el muro de presa y prevenir filtraciones despreciables después de los trabajos de impermeabilización

Tabla 7. Criterios de finalización de faenas de perforación. (Fuente TYP SA)

Sondaje	Inicio de roca (m)	Fin sondaje Prof. (m)	Zona	Observaciones
ST-Q04	31,00	40,50	Margen derecha	Penetración en roca 9,5 m. El material permite sustentar estructuralmente el muro de presa y prever filtraciones despreciables después de los trabajos de impermeabilización
ST-J01	21	27,50	Fondo de valle	Penetración de 6,5 m en derrumbes de ladera. El material permite sustentar estructuralmente el muro de presa y prever filtraciones despreciables después de los trabajos de impermeabilización Se interrumpe la perforación por rotura perforadora
ST-J02 (1)	35	44,60	Margen izquierda	Penetración en roca 9,6 m. El material permite sustentar estructuralmente el muro de presa y prever filtraciones despreciables después de los trabajos de impermeabilización recomendados
ST-J02(2)	-	11,70	Margen izquierda	Se interrumpe la perforación por rotura perforadora
ST-J03-(1)	-	9	Margen derecha	Se interrumpe la perforación por rotura perforadora
ST-J03-(2)	-	12,40	Margen derecha	Se interrumpe la perforación por rotura perforadora
ST-J04	20,50	25,00	Fondo de valle	Penetración en derrumbes de ladera, 4,50 m El material permite sustentar estructuralmente el muro de presa y prever filtraciones despreciables después de los trabajos de impermeabilización recomendados
ST-J05	40,50	47,50	Margen derecha	Penetración en roca 7,00 m El material permite sustentar estructuralmente el muro de presa y prever filtraciones despreciables después de los trabajos de impermeabilización recomendados

1.5.2.2. Calicatas

Para completar la información obtenida en los reconocimientos geofísicos y sondajes, se han realizado la excavación de calicatas en diferentes zonas.

En el emplazamiento de la presa, con el fin de determinar el espesor y características del recubrimiento de suelos y manto de alteración del substrato rocoso.

En los vasos de los posibles embalses, para definir condiciones de impermeabilidad de los suelos superficiales, y con el fin de identificar y caracterizar los materiales para su posible aprovechamiento, principalmente los depósitos aluviales para la obtención de agregados para la fabricación de hormigones, aunque también se han investigado las características de las arcillas y limos de los depósitos de avalancha volcánica, para su posible empleo como núcleo impermeable de presa.

Se han realizado un total de 24 calicatas (pozos de reconocimiento) en las zonas de emplazamiento y vasos de las alternativas. En la tabla adjunta, se indican las coordenadas, profundidad alcanzada y materiales encontrados de cada una de ellas.

Tabla 8. Resumen de las calicatas realizadas en los Queñes. Fuente TYP SA

Calicata	X	Y	Z	Huso	Datum	Profundidad alcanzada (m)	Litología
CT-Q01	336.261	6.125.461	699	19 H	WGS84	3,50	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT-Q02	336.545	6.125.702	743	19 H	WGS84	3,40	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT-Q03	337.457	6.125.893	704	19 H	WGS84	3,60	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT-Q04	336.514	6.125.572	690	19 H	WGS84	3,40	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT-Q05	336.714	6.125.619	699	19 H	WGS84	3,40	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT-Q06	336.678	6.125.536	716	19 H	WGS84	4,00	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT-Q07	336.948	6.125.826	788	19 H	WGS84	1,60	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT-Q08	337.146	6.125.670	699	19 H	WGS84	3,60	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial

Tabla 8. Resumen de las calicatas realizadas en los Queñes. Fuente TYP SA

Calicata	X	Y	Z	Huso	Datum	Profundidad alcanzada (m)	Litología
CT-Q09	337.510	6.125.688	717	19 H	WGS84	3,80	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT-Q10	337.702	6.125.799	712	19 H	WGS84	1,50	Gravas con cenizas. D. Avalancha volcánica .

Gráfico 3 –Calicatas. Los Queñes. Fuente TYP SA

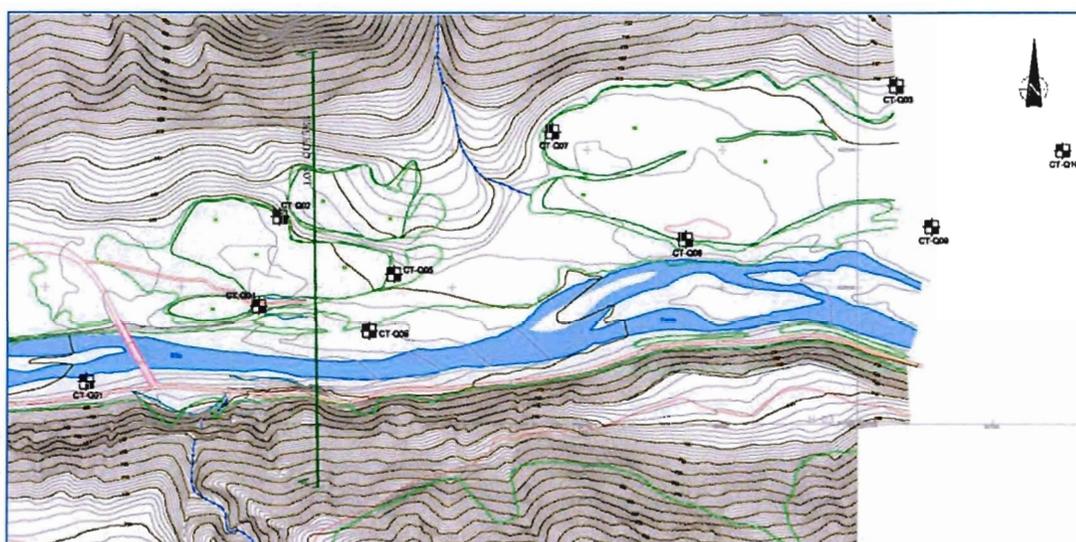


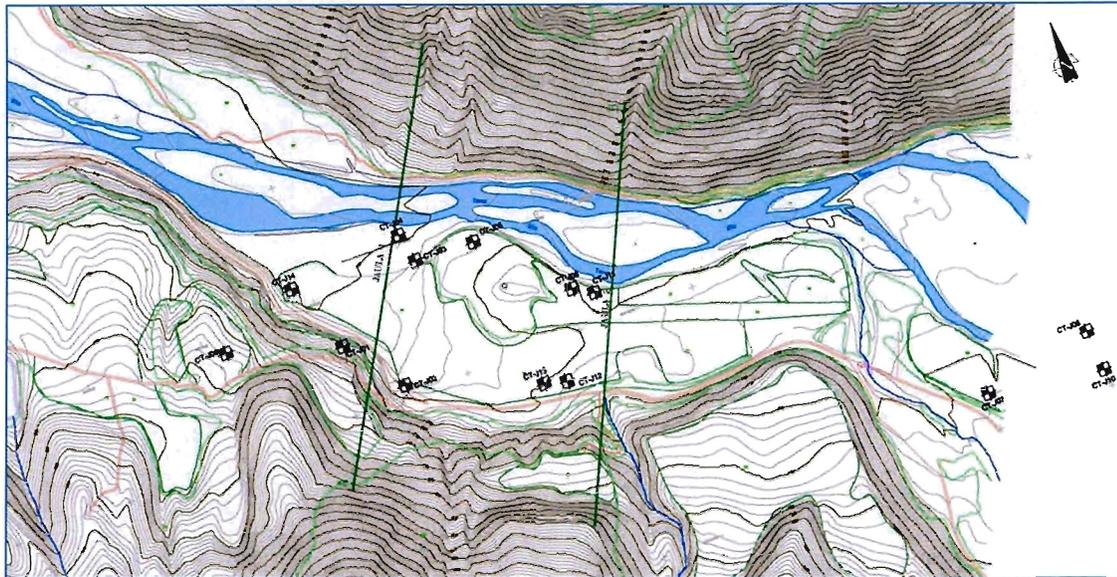
Tabla 9. Resumen de las calicatas realizadas en La Jaula. Fuente TYP SA

Calicata	X	Y	Z	Huso	Datum	Profundidad alcanzada (m)	Litología
CT- J01	339.616	6.124.887	764	19 H	WGS84	3,50	Gravas y arcillas. D. Avalancha volcánica
CT- J02	339.680	6.124.794	780	19 H	WGS84	3,70	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT- J03	339.761	6.124.977	739	19 H	WGS84	3,60	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial

Tabla 9. Resumen de las calicatas realizadas en La Jaula. Fuente TYPSA

Calicata	X	Y	Z	Huso	Datum	Profundidad alcanzada (m)	Litología
CT- J04	339.759	6.125.034	744	19 H	WGS84	3,20	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT- J05	339.883	6.124.998	743	19 H	WGS84	3,10	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT- J06	340.011	6.124.869	743	19 H	WGS84	3,40	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT- J07	340.601	6.124.462	837	19 H	WGS84	3,20	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT- J08	340.789	6.124.498	756	19 H	WGS84	3,80	Gravas y arcillas. D. Avalancha volcánica
CT- J09	339.415	6.125.002	793	19 H	WGS84	3,20	Gravas y arcillas. D. Avalancha volcánica
CT- J10	340.794	6.124.429	793	19 H	WGS84	2,70	Volcanitas mesosilíceas. Fm Abanico
CT- J11	340.044	6.124.849	743	19 H	WGS84	2,15	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT- J12	339.950	6.124.728	755	19 H	WGS84	3,40	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT- J13	339.913	6.124.739	736	19 H	WGS84	3,40	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial
CT- J14	339.571	6.125.032	731	19 H	WGS84	2,80	Gravas, bolos y arenas. Depósito fluvial

Gráfico 4. Calicatas La Jaula. Fuente: TYPASA



1.5.2.3. Perfiles geofísicos

Se ha realizado una campaña geofísica, utilizando distintos métodos (sísmica de refracción y sísmica de reflexión), para poder interrelacionar la información proporcionada por cada uno de ellos y en función de las características que mejor se adecuasen a cada litología presente en el terreno. Concretamente se ha realizado sísmica de refracción para determinar el espesor de suelos, de roca alterada, y la calidad del substrato rocoso sano, en las zonas de los estribos (con la roca a menor profundidad) y sísmica de reflexión para conocer el espesor de depósitos fluviales existente en el fondo de los valles.

En los cuadros siguientes se presenta un resumen de los métodos empleados y las longitudes de cada perfil realizados, en las distintas alternativas:

Tabla 10. Sísmica Refracción. Fuente TYPASA

Emplazamiento	Zona	Perfil	Longitud (m)
Los Queñes	Margen derecha	PS-6	90
	Margen derecha-centro valle	PS-7	60
	Margen derecha-fondo del valle	PS-8	60
	Margen derecha-fondo del valle	PS-9	100
La Jaula	Margen izquierda	PS-1	60
	Margen izquierda	PS-2	90

Tabla 10. Sísmica Refracción. Fuente TYP SA

Emplazamiento	Zona	Perfil	Longitud (m)
	Margen izquierda	PS-3	90
	Margen izquierda-centro valle	PS-4	60
	Margen izquierda-centro valle	PS-5	90
	Margen derecha	PS-10	120
	Margen derecha	PS-11	120
	Margen derecha	PS-12	120
	Margen derecha	PS-13	120
	Margen izquierda	PS-14	80
	Margen izquierda	PS-15	80
Total ejecutado			1340

Tabla 11. Sísmica Reflexión. Fuente TYP SA

Emplazamiento	Zona	Perfil	Longitud (m)
Los Queñes	Fondo del Valle	PX-3	295
La Jaula (Eje 1)	Fondo del valle	PX-2	295
La Jaula (Eje 2)	Fondo del valle	PX-4	295
Total ejecutado			885

Total geofísica: 2.225 m de perfiles sísmicos

Gráfico 5. Los Queñes. Geofísica. Fuente: TYPSA

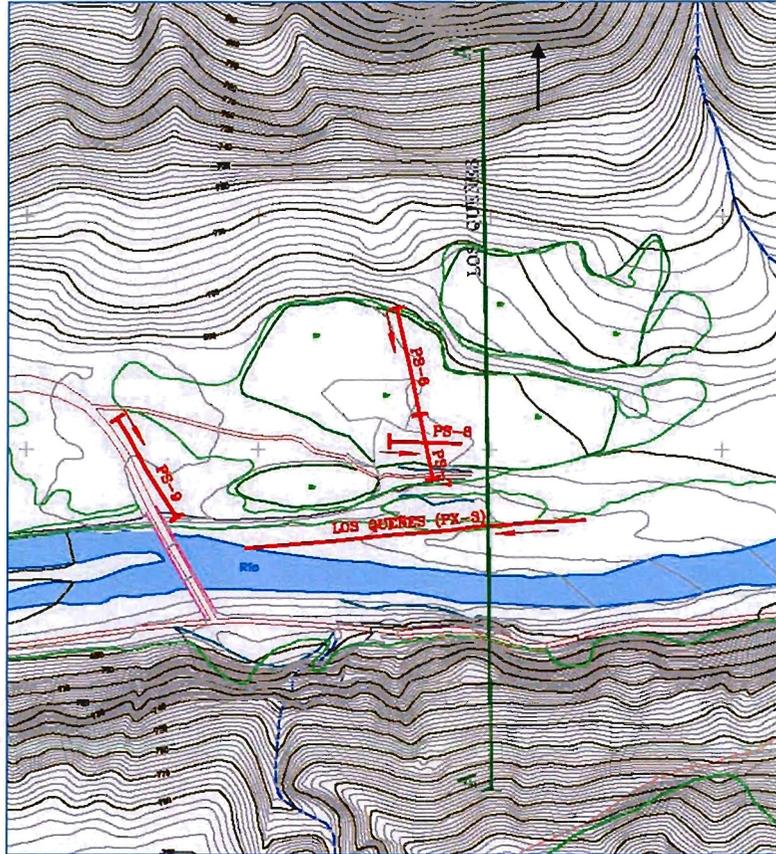
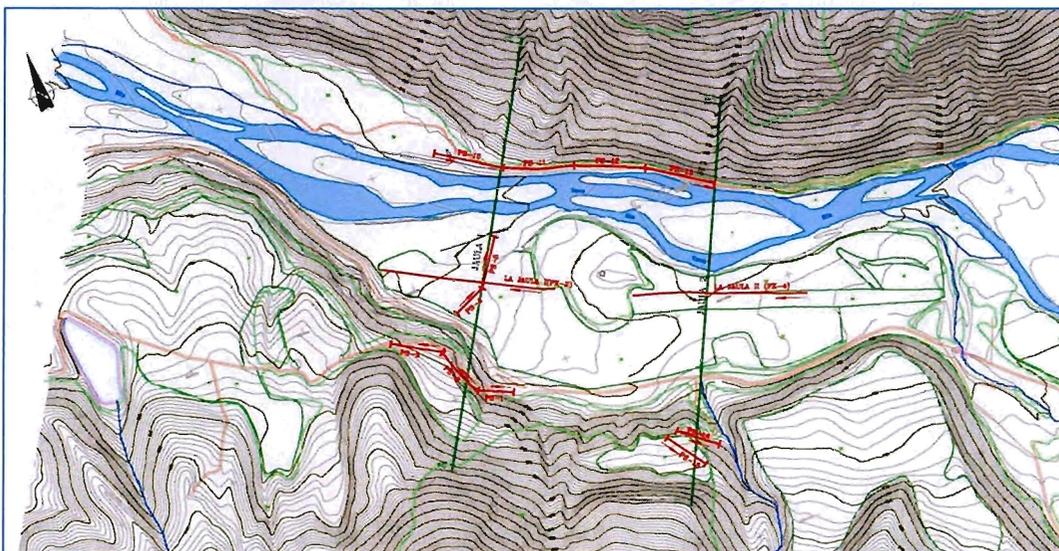
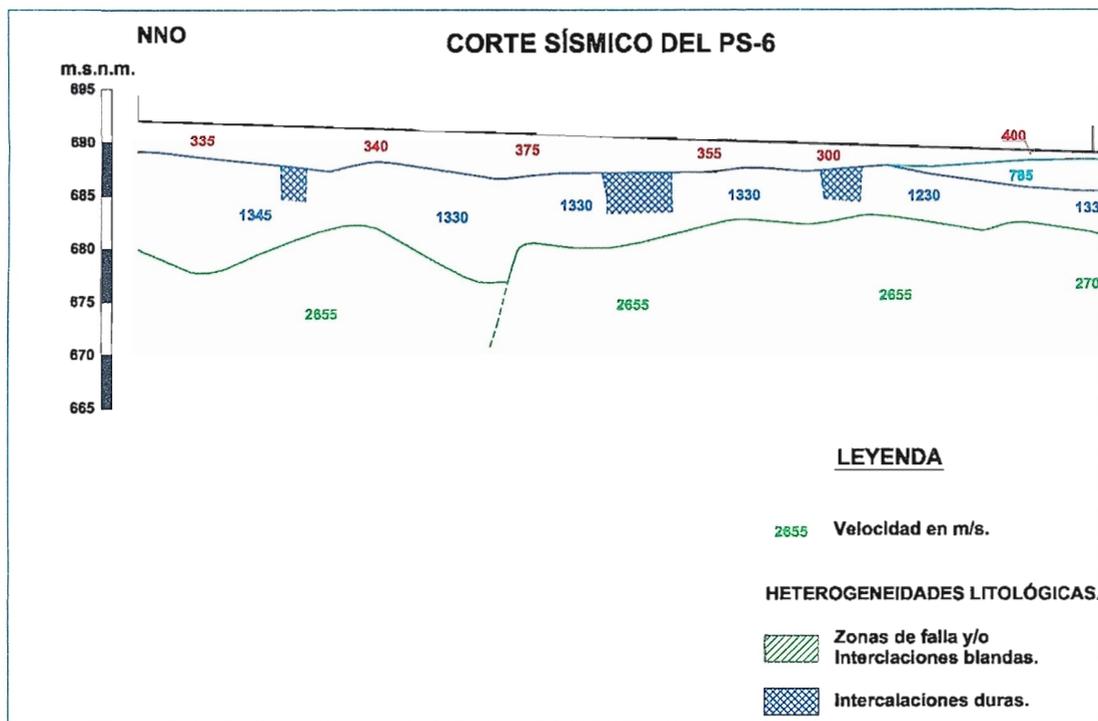


Gráfico 6. La Jaula. Geofísica Fuente: TYPSA



En el emplazamiento de los Queñes, el conjunto de extendimientos geofísicos acumula un total de 605 m: 4 perfiles de sísmica por refracción (310 m) y un perfil de sísmica de reflexión (295 m).

Figura 7. Perfil PS-6. Fuente: OCSA



El perfil de sísmica de refracción PS-6 de 90 m de longitud, se ubicó en la margen derecha del emplazamiento de los Queñes, transversalmente al valle, aproximadamente en el teórico eje de presa y en la zona más próxima a la ladera donde se produce el cambio de pendiente.

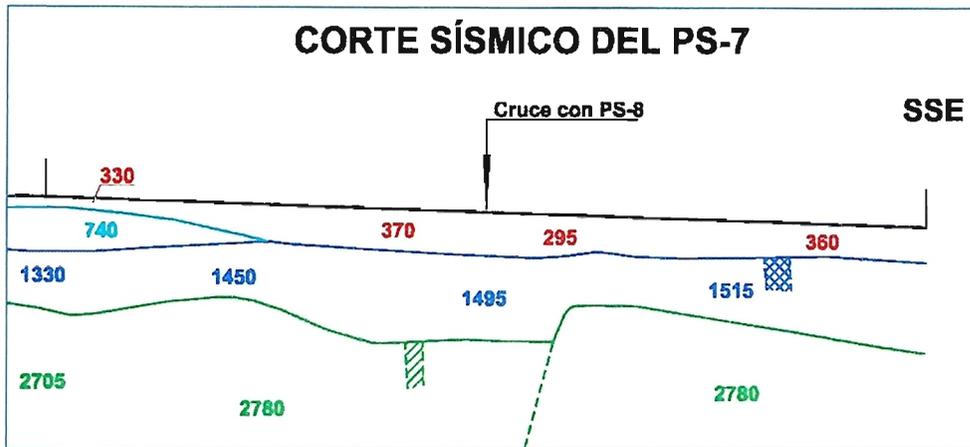
Este perfil presenta suelos de baja energía (limos arenosos o cenizas edafizadas), con un espesor de máximo de 4,50 m, y velocidades de 335 a 375 m/s.

Por debajo, de este nivel, se presenta otra capa con velocidades entre 1230 a 1330 m/s que se corresponde con materiales aluviales, gravas, bolones y arenas, con cierta compactación, que se extienden hasta 8-10 m de profundidad.

A partir de esta profundidad se ha detectado otro nivel de velocidades entre 2655 y 2705 m/s que se corresponde con materiales de avalancha volcánica compactos, con cierto grado de cementación y composición de cantos y bloques volcánicos en matriz limo-arenosa y cinerítica.

El substrato rocoso no se ha detectado en la profundidad alcanzada por el perfil (20 -25 m).

Figura 8. Perfil PS-7. Fuente OCSA



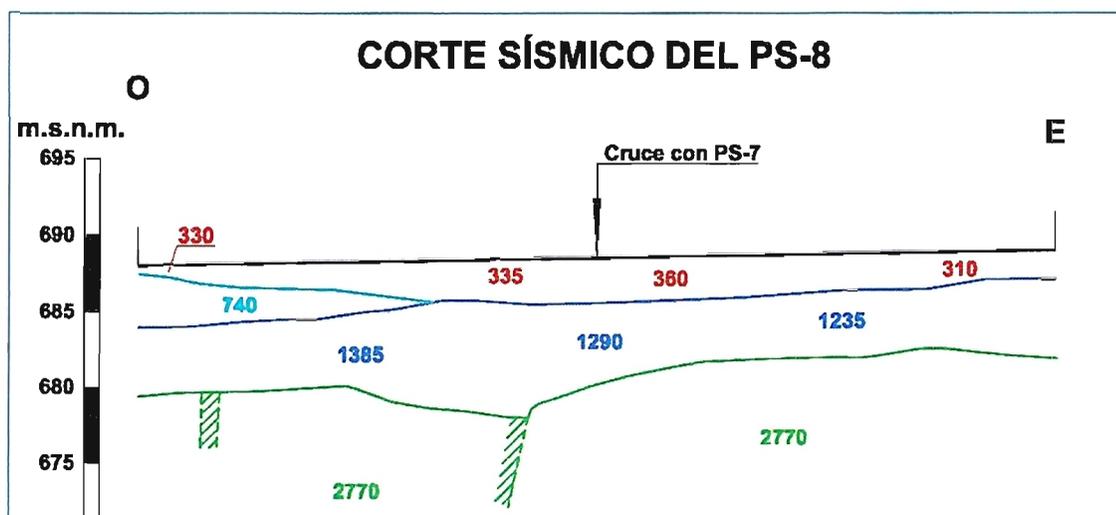
El perfil de sismica de refracción PS-7 de 60 m de longitud, se ubicó en la margen derecha del emplazamiento de los Queñes, transversalmente al valle, a continuación del PS-6, aproximadamente en el teórico eje de presa.

Este perfil presenta un espesor máximo de 3,00 m, de suelos de baja energía (limos arenosos), con velocidades de 295 a 370 m/s. Por debajo, de este nivel, se presenta una capa con velocidades entre 1450 a 1515 m/s que se corresponde con materiales aluviales de alta energía, gravas, bolones y arenas, que se extienden hasta los 6,00 - 8,50 m de profundidad.

A partir de esta profundidad se ha detectado otro nivel de velocidades de 2780 m/s que se corresponde con materiales de avalancha volcánica compactos, con cierto grado de cementación y composición de cantos y bloques volcánicos en matriz limo-arenosa y cinerítica.

El substrato rocoso no se ha detectado en la profundidad alcanzada por el perfil (20 - 25 m).

Figura 9. Perfil PS-8. Fuente OCSA



El perfil de sísmica de refracción PS-8 de 60 m de longitud, se ubicó en la margen derecha del emplazamiento de los Queñes, paralelo al valle, cortando perpendicularmente al perfil PS-7 hacia la mitad del mismo.

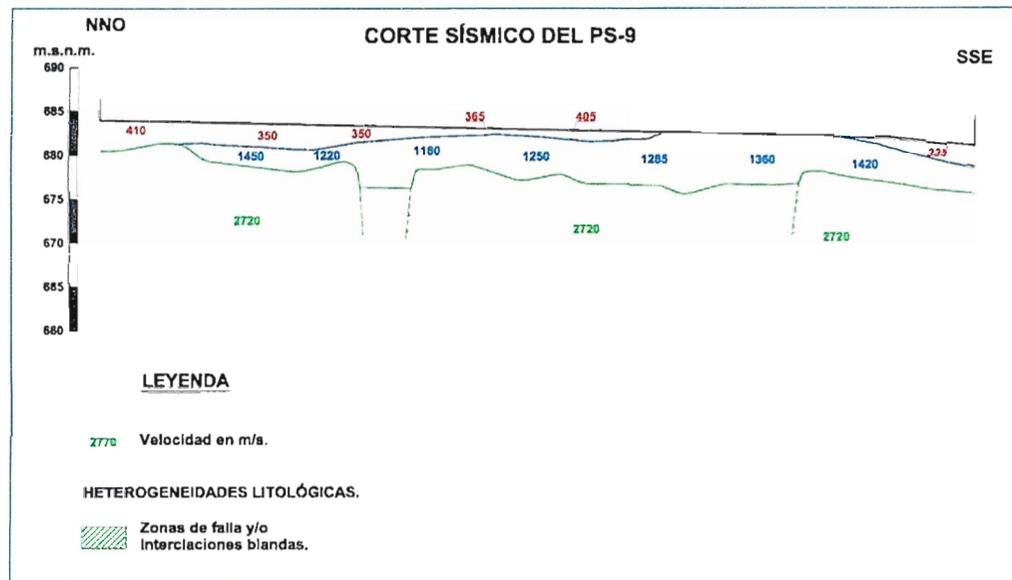
Este perfil presenta un espesor máximo de 3,00 m, de suelos de baja energía (limos arenosos), con velocidades de 310 a 360 m/s.

Por debajo, de este nivel, se presenta una capa con velocidades entre 1235 a 1385 m/s que se corresponde con materiales aluviales de alta energía, gravas, bolones y arenas que se extienden hasta 7,00 - 10,00 m de profundidad.

A partir de esta profundidad se ha detectado otro nivel de velocidades de 2770 m/s que se corresponde con materiales de avalancha volcánica compactos, con cierto grado de cementación y composición de cantos y bloques volcánicos en matriz limo-arenosa y cinerítica.

El substrato rocoso no se ha detectado en la profundidad alcanzada por el perfil (20 - 25 m).

Figura 10. Perfil PS-9. Fuente OCSA



El perfil de sísmica de refracción PS-9 de 100 m de longitud, se ubicó en la margen derecha del emplazamiento de los Queñes, casi perpendicular al valle, unos 250 m aguas abajo del teórico eje de presa, terminándolo a la altura del cauce.

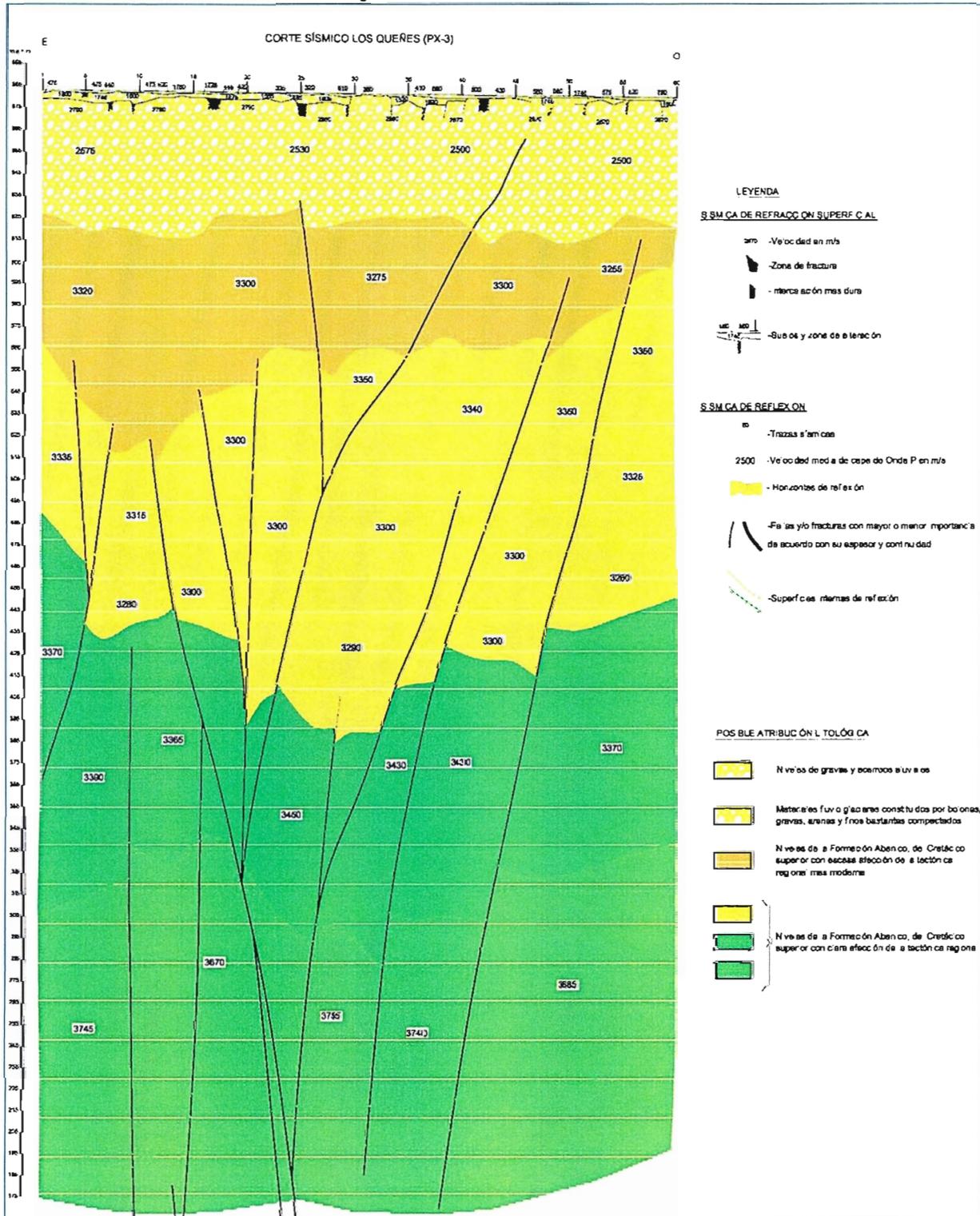
Este perfil presenta una capa superficial discontinua, con espesor máximo de 3,50 m, de suelos de baja energía (limos arenosos), con velocidades de 335 a 410 m/s.

Por debajo, se presenta un nivel con velocidades entre 1160 a 1420 m/s que se corresponde con materiales aluviales de alta energía, gravas, bolones y arenas con cierta compactación que se extienden hasta 7,00 - 10,00 m de profundidad.

A partir de esta profundidad se ha detectado un tercer nivel, con velocidad de 2720 m/s, que se corresponde con materiales de avalancha volcánica compactos, con cierto grado de cementación, y composición de cantos y bloques volcánicos en matriz limo-arenosa y cinerítica.

El substrato rocoso no se ha detectado en la profundidad alcanzada por el perfil (20 - 25 m).

Figura 11. Perfil PX-3. Fuente OCSA



El perfil de sísmica de reflexión PX-3 de 290 m de longitud, se ubicó en el centro del valle del emplazamiento de los Queñes, paralelo al cauce por la margen derecha. Este perfil presenta un nivel superficial de unos 5 m de suelo aluvial: gravas, arenas y bolones, con velocidades entre 1520 a 1850 m/s. Por debajo, se detecta un nivel muy potente, hasta 50-60 m de profundidad, con velocidad de 2500 a 2575 m/s, que puede corresponder a los siguientes tipos de materiales:

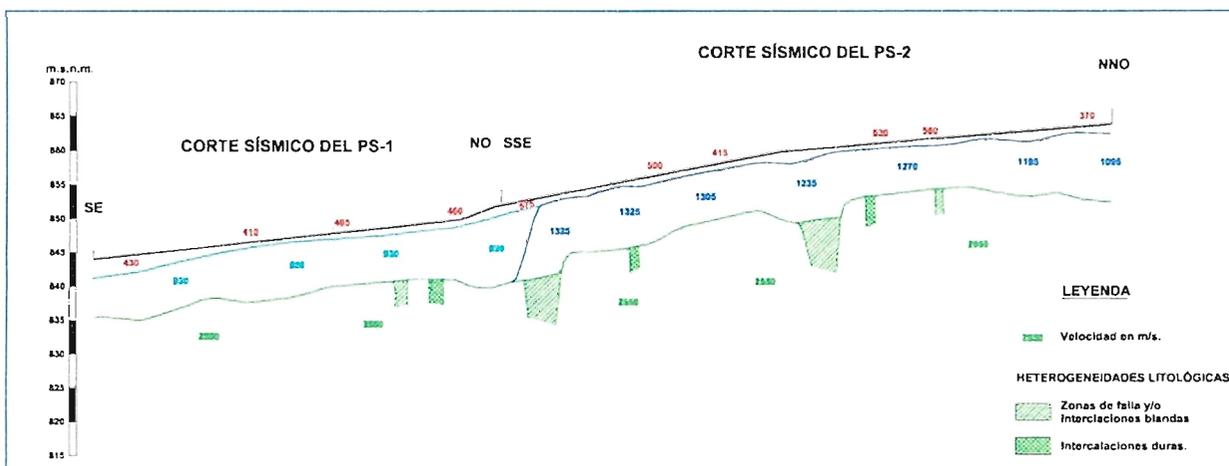
- Tramo basal, muy compacto, del depósito aluvial de gravas y bolos.
- Depósitos de avalancha volcánica compactos con cierto grado de cementación.
- Substrato rocoso fracturado y decomprimido, con cierto grado de alteración

Por debajo, de este potente nivel, a partir de 50 – 60 m de profundidad, se detecta otra capa que se interpreta como substrato rocoso andesítico sano, con velocidades de 3255 a 3320 m/s.

Las capas detectadas por debajo, no incrementan sustancialmente la velocidad respecto a esta última, por lo que se interpretan como la continuidad, en profundidad, del substrato rocoso sano.

En el emplazamiento de la Jaula, el conjunto de extendimientos geofísicos acumula un total de 1.030 m, distribuidos en 11 perfiles de sísmica de refracción (840 m) y 2 perfiles de sísmica de reflexión (580 m).

Figura 12. Perfil PS-1 y PS-2. Fuente OCSA



El perfil de sísmica de refracción PS-1, de 60 m de longitud, se ubicó en la margen izquierda, paralelo al valle, inmediatamente aguas arriba del Eje Jaula 1, a lo largo de un camino existente. Este perfil presenta un espesor máximo de 2,50 m, de suelo coluvial superficial, con velocidades de 410 a 430 m/s.

Por debajo, se presenta un nivel con velocidades entre 830 a 930 m/s que se corresponde con un depósito de terraza formado por gravas, bolones y arenas poco compactados, que se extienden hasta los 9 -11 m de profundidad.

A partir de esta profundidad se ha detectado otro nivel de velocidades entre 2560 y 2705 m/s que se corresponde con el substrato rocoso andesítico en su zona superficial, fracturada y decomprimida.

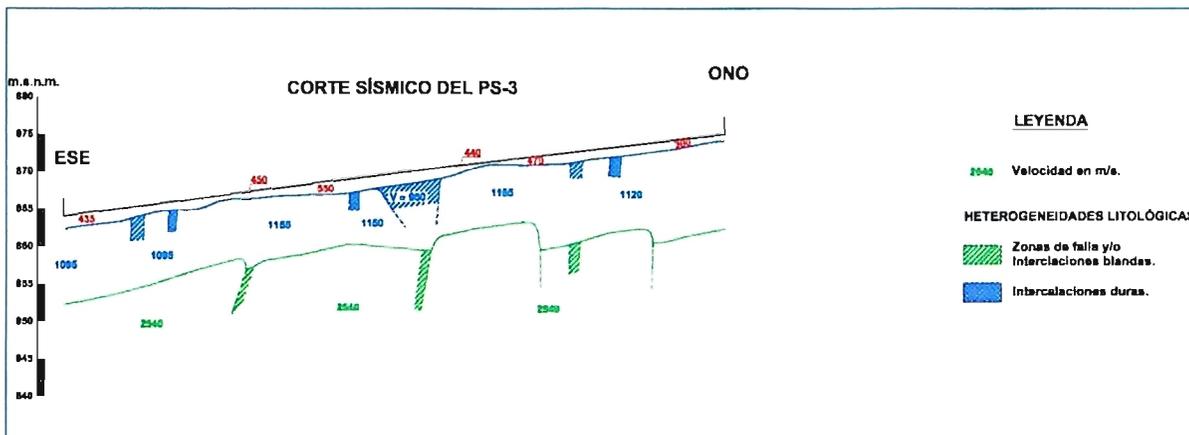
El perfil de sísmica de refracción PS-2, de 90 m de longitud, se ubicó en la margen izquierda, a continuación del perfil PS-1, siguiendo el camino existente, cruzando oblicuamente el eje de Jaula 1.

Este perfil presenta un espesor máximo de 1,50 m, de suelo coluvial superficial, con velocidades de 415 a 630 m/s.

Por debajo aparece un nivel con velocidades entre 1270 a 1325 m/s que se corresponde con un depósito de terraza formado por gravas, bolones y arenas, que se extienden hasta los 9 -11 m de profundidad.

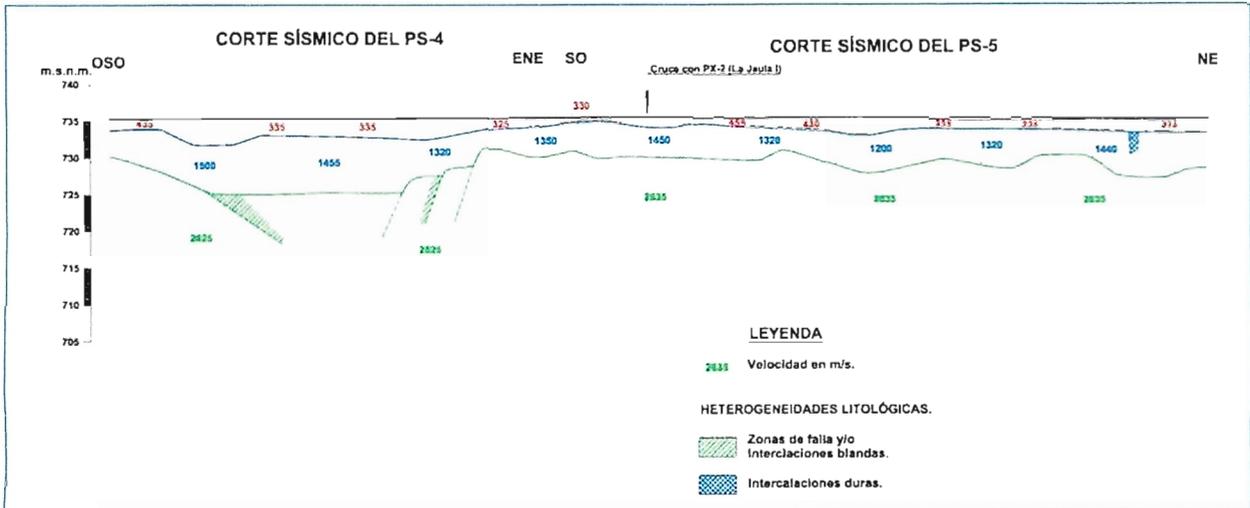
A partir de esta profundidad se ha detectado otro nivel de velocidad 2550 m/s que se corresponde con el substrato rocoso andesítico poco alterado, pero fracturado y descomprimido.

Figura 13. Perfil PS-3. Fuente OCSA



El perfil de sísmica de refracción PS-3, de 90 m de longitud, se ubicó en la margen izquierda, a continuación del perfil PS-1 y PS-2, siguiendo el camino existente hacia la parte superior de la ladera. Este perfil presenta un espesor de suelo coluvial superficial, máximo de 1,50 m, con velocidades de 300 a 550 m/s. Por debajo, de este nivel, se presenta un nivel con velocidades entre 1095 a 1150 m/s hasta una profundidad de 10-12 m, que se corresponde con los depósitos de avalancha volcánica existentes por encima de los depósitos de terraza. A partir de esta profundidad se ha detectado otro nivel de velocidad 2540 m/s que se corresponde con el substrato rocoso andesítico poco alterado.

Figura 14. Perfil PS-4 y PS-5. Fuente OCSA



El perfil de sismica de refracción PS-4 de 90 m de longitud, se ubicó en la margen izquierda, oblicuo al Eje 1, avanzando desde el pie de ladera hacia al cauce fluvial y aguas arriba.

Este perfil presenta un espesor máximo de 3 - 4,50 m, con velocidades de 335 a 435 m/s que corresponden a depósitos de baja energía, constituidos por arenas y limos arenosos superficiales.

Por debajo, hasta una profundidad de 5 a 10 m, aparece otro nivel, con velocidades entre 1320 a 1500 m/s que puede corresponder al tramo más superficial, de menor compactad, del depósito aluvial constituido por gravas, arenas y bolos, o bien a un relleno de materiales de avalancha volcánica removilizados por deslizamiento desde la zona superior de la margen izquierda, que pudieron cubrir un antiguo cauce fluvial, desplazando el río hacia el pie de la margen derecha, por donde actualmente discurre.

Esta posible interpretación se apoya en la depresión que puede observarse, en el centro del perfil, y que afecta al contacto inferior de esta capa, que asciende tanto hacia el extremo OSO del perfil (hacia el talud de la pista donde aflora el substrato rocoso), como hacia el ENE, en dirección al centro del valle. El paleocauce descendería hasta los 10 m de profundidad, mientras que en sus bordes el límite inferior de la capa se mantiene en el orden de los 5 m de profundidad.

Bajo la capa anterior, se ha detectado otro nivel de velocidad 2625 m/s, que se corresponde, hacia el extremo OSO del perfil, con el substrato rocoso andesítico poco alterado, mientras que hacia el centro del valle puede corresponder, tanto a la zona inferior y más compacta del depósito aluvial grueso (gravas, arenas y bolos), como al material de avalancha cementado subyacente.

El perfil de sismica de refracción PS-5 de 90 m de longitud, se ubicó en la margen izquierda, a continuación del perfil PS-4, pero variando la dirección para disponerse transversalmente al valle, discurrendo en paralelo con el eje Jaula 1 inmediatamente aguas arriba del mismo.

Este perfil presenta un espesor de 2 - 2,50 m de suelos de baja energía, (arenas y limos arenosos), con velocidades de 335 a 430 m/s.

Por debajo, se presenta un nivel con velocidades entre 1200 a 1440 m/s, que alcanza hasta una profundidad de 6-8 m, y que, al igual que en PS-4 puede corresponder, bien al tramo más superficial, de menor compacidad, del depósito aluvial constituido por gravas, arenas y bolos, o bien al relleno de materiales de avalancha removilizados por deslizamiento desde la zona superior de la margen izquierda, que pudieron desplazar el río hacia el pie de la margen derecha.

A partir de esta profundidad se ha detectado otro nivel de velocidad 2635 m/s que correspondería tanto a la zona inferior y más compacta del depósito aluvial grueso (gravas, arenas y bolos), como al material de avalancha volcánica cementado subyacente.

Figura 15. Perfil PS-10. Fuente OCSA



El perfil de sismica de refracción PS-10 de 120 m de longitud, se ubicó en el pie de la margen derecha, paralelo al cauce fluvial y transversal al eje Jaula 1.

En la zona más superficial aparece una primera capa de 1,5 m de espesor medio, con velocidades de 300 a 380 m/s

Bajo esta capa superficial, el perfil presenta, en su mitad sureste, una segunda capa de velocidad 810 a 850 m/s, que alcanza hasta los 5 m de profundidad, que corresponde a depósitos coluviales de pie de ladera.

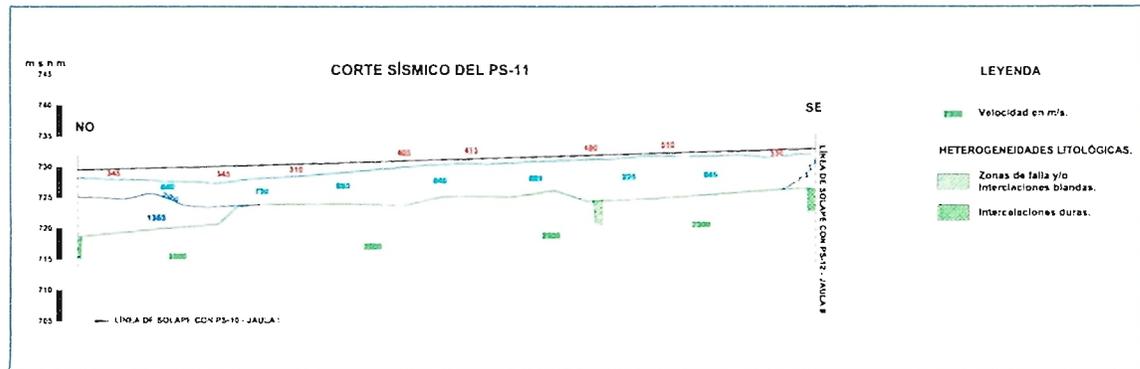
En la parte noroeste del perfil aparece una capa, hasta los 5 m de profundidad, con velocidades entre 1060 a 1420 m/s que corresponde al tramo superficial del depósito aluvial de alta energía, constituido por gravas, bolones y arena.

Esta misma capa también aparece por debajo de los depósitos coluviales en el perfil en el extremo sureste, alcanzando hasta una profundidad de 10 m.

Por debajo de esta capa se detecta otro nivel, con velocidad 2430 m/s que correspondería tanto a la zona inferior y más compacta del depósito aluvial grueso (gravas, arenas y bolos), como al material de avalancha cementado subyacente.

No se ha detectado el substrato rocoso en la profundidad alcanzada por el perfil (20 - 30 m)

Figura 16. Perfil PS-11. Fuente OCSA



El perfil de sismica de refracción PS-11 de 120 m de longitud, se ubicó en el pie de la margen derecha, a continuación aguas arriba del perfil PS-10, paralelo al cauce fluvial y transversal al eje Jaula 1, aguas arriba del mismo.

Este perfil presenta una primera capa de suelo superficial, con espesor de 1 a 3 m. y velocidades de 310 a 510 m/s.

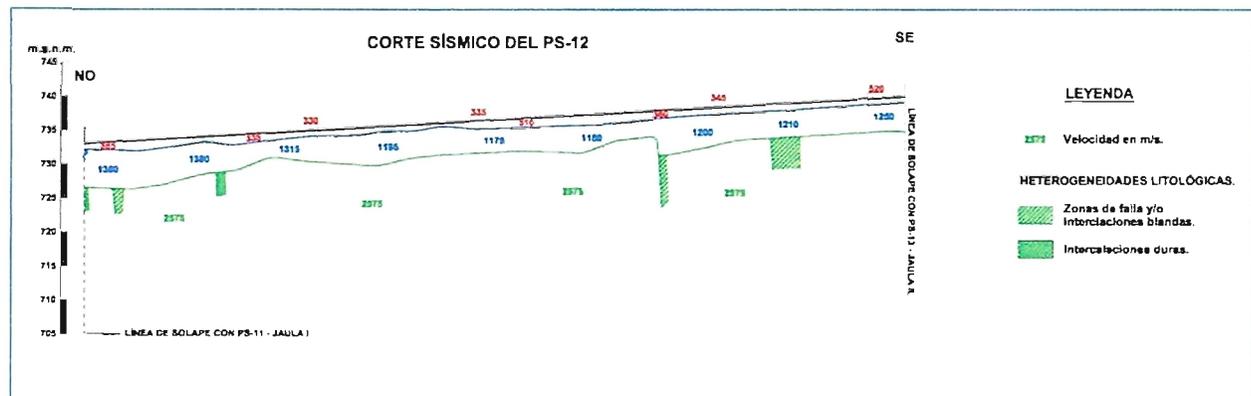
Por debajo se detecta una segunda capa continua a lo largo de todo el perfil, con velocidad 730 a 925 m/s, que alcanza hasta los 7 m de profundidad y debe corresponder al depósito coluvial del pie de ladera.

En el extremo noroeste del perfil por debajo de los materiales coluviales, y hasta los 10,50 m de profundidad, aparece una capa de velocidad 1365 m/s que correspondería al tramo superficial, menos compacto, de los depósitos aluviales de alta energía, formados por gravas, bolones y arena.

Por debajo de esta capa, en la parte noroeste y de la correspondiente a los suelos coluviales, en el resto del perfil, se detecta un nivel inferior de velocidad 2500 m/s, que correspondería tanto a la zona inferior y más compacta del depósito aluvial grueso (gravas, arenas y bolos), como al material de avalancha volcánica cementado subyacente.

No se ha detectado el substrato rocoso en la profundidad alcanzada por el perfil (20 - 30 m)

Figura 17. Perfil PS-12. Fuente OCSA



El perfil de sísmica de refracción PS-12 de 120 m de longitud, se ubicó en el pie de la margen derecha, paralelo al cauce, en la zona intermedia entre los ejes Jaula 1 y Jaula 2, a continuación aguas arriba del perfil PS-11.

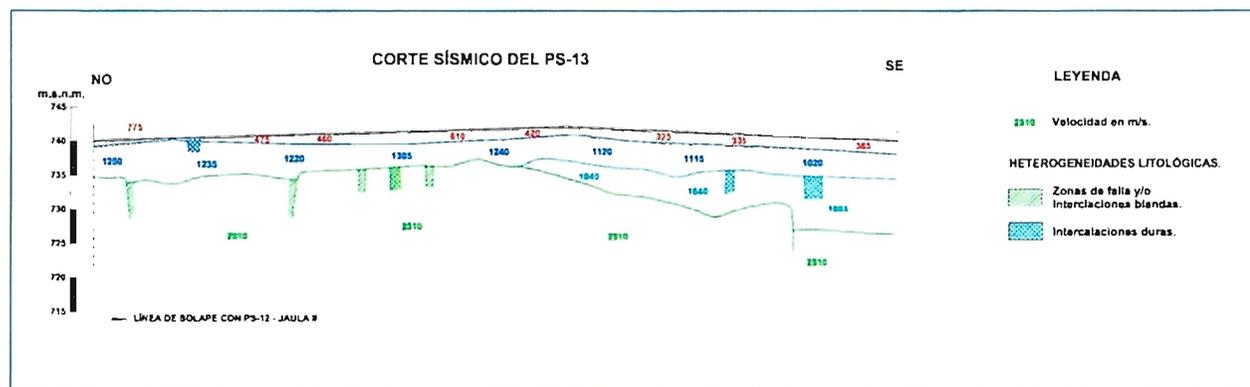
Este perfil presenta un espesor superficial de depósitos coluviales de 1,5 m. con velocidades entre 330 y 520 m/s

Por debajo de la anterior, se detecta una segunda capa continua, a lo largo de todo el perfil, con velocidades de 1150 a 1380 m/s, que alcanza hasta 5 - 6 m de profundidad, y que debe corresponder al tramo superficial de los depósitos aluviales de alta energía (gravas, bolones y arena).

Por debajo de esta capa, se detecta un tercer nivel continuo, de velocidad 2575 m/s, que correspondería tanto a la zona inferior y más compacta del depósito aluvial grueso (gravas, arenas y bolos), como al material de avalancha volcánica cementado subyacente.

No se ha detectado el substrato rocoso en la profundidad alcanzada por el perfil (20 - 30 m)

Figura 18. Perfil PS-13. Fuente OCSA



El perfil de sísmica de refracción PS-13 de 120 m de longitud, se ubicó en el pie de la margen derecha, paralelo al cauce, a continuación aguas arriba del perfil PS-12, transversal al eje Jaula 2, e inmediatamente aguas abajo del mismo.

Este perfil presenta un espesor de hasta 2 m de suelos superficiales, con velocidades de 325 a 775 m/s.

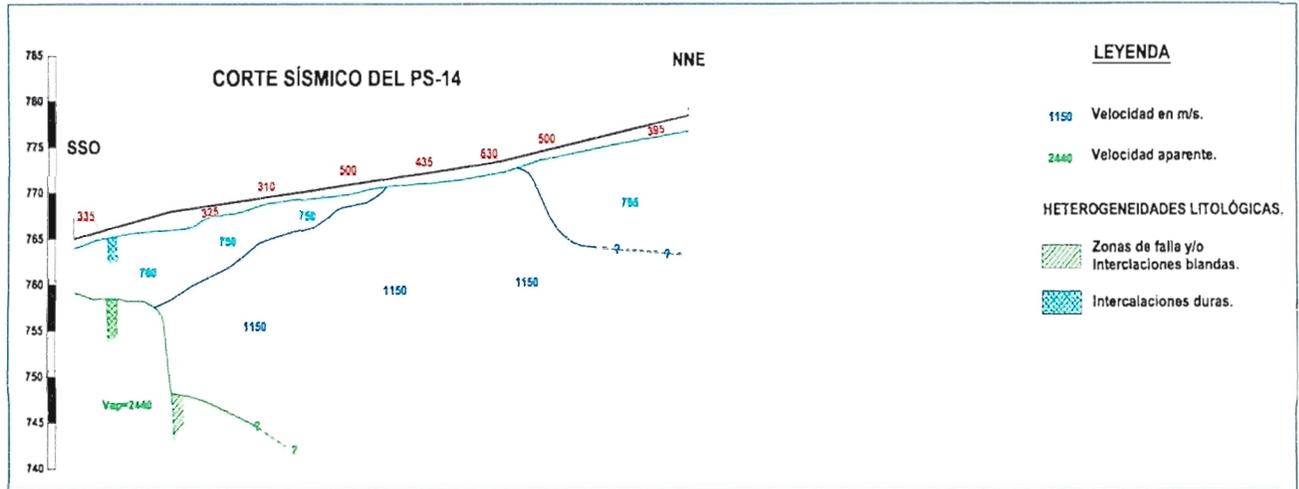
Se detecta una segunda capa continua a lo largo de todo el perfil, por debajo de la anterior, de velocidad 1020 a 1385 m/s hasta 5 - 7 m de profundidad que se corresponde a depósitos aluviales de alta energía formados por gravas, bolones y arena.

En la parte sureste del perfil, aparece otra capa de velocidad 1840 a 1865 m/s, hasta 13,5 m de profundidad que se corresponde a una zona más compacta, o con mayor predominio de clastos, del depósito aluvial.

Por debajo de estas dos capas anteriores, se detecta otro nivel continuo de velocidad 2510 m/s que correspondería tanto a la zona inferior y más compacta del depósito aluvial grueso (gravas, arenas y bolos), como al material de avalancha volcánica cementado subyacente.

No se ha detectado el substrato rocoso en la profundidad alcanzada por el perfil (20 - 30 m).

Figura 19. Perfil PS-14. Fuente OCSA



El perfil de sismica de refracción PS-14 de 80 m de longitud, se ubicó en la margen izquierda, a media ladera, paralelo al valle y transversal al eje Jaula 2.

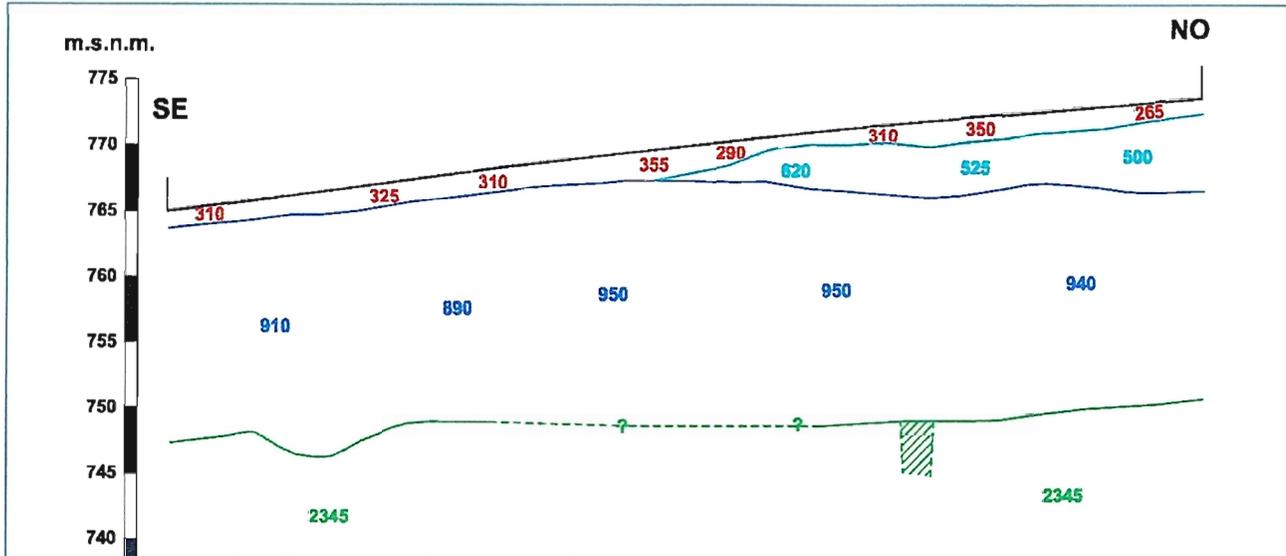
Este perfil presenta un espesor superficial de depósitos coluviales de hasta 1 m. con velocidades de 310 a 500 m/s

Se detecta una segunda capa en la parte inferior del perfil, de 750 m/s que se corresponde con suelos coluviales algo compactados y que se extiende de forma irregular desde 6 a 10 m. En la parte superior del perfil se detecta una capa inmediatamente por debajo del metro de coluvial superficial con una velocidad de 755 m/s que se corresponde con depósitos de avalancha volcánica.

La cuarta capa detectada se presenta continua por debajo de las dos anteriores, con una velocidad de 1150 m/s hasta una profundidad indeterminada. Parece corresponder a las gravas de terraza fluvial que aparecen cubiertas por los materiales de avalancha volcánica.

En la parte inferior del perfil, de forma aislada, se detecta el nivel de velocidad 2440 m/s que debe corresponder con el substrato rocoso andesítico fracturado, descomprimido y algo alterado.

Figura 20. Perfil PS-15. Fuente OCSA



El perfil de sismica de refracción PS-15 de 80 m de longitud, se ubicó en la margen izquierda, a media ladera, subparalelo al valle, y transversal al eje Jaula 2.

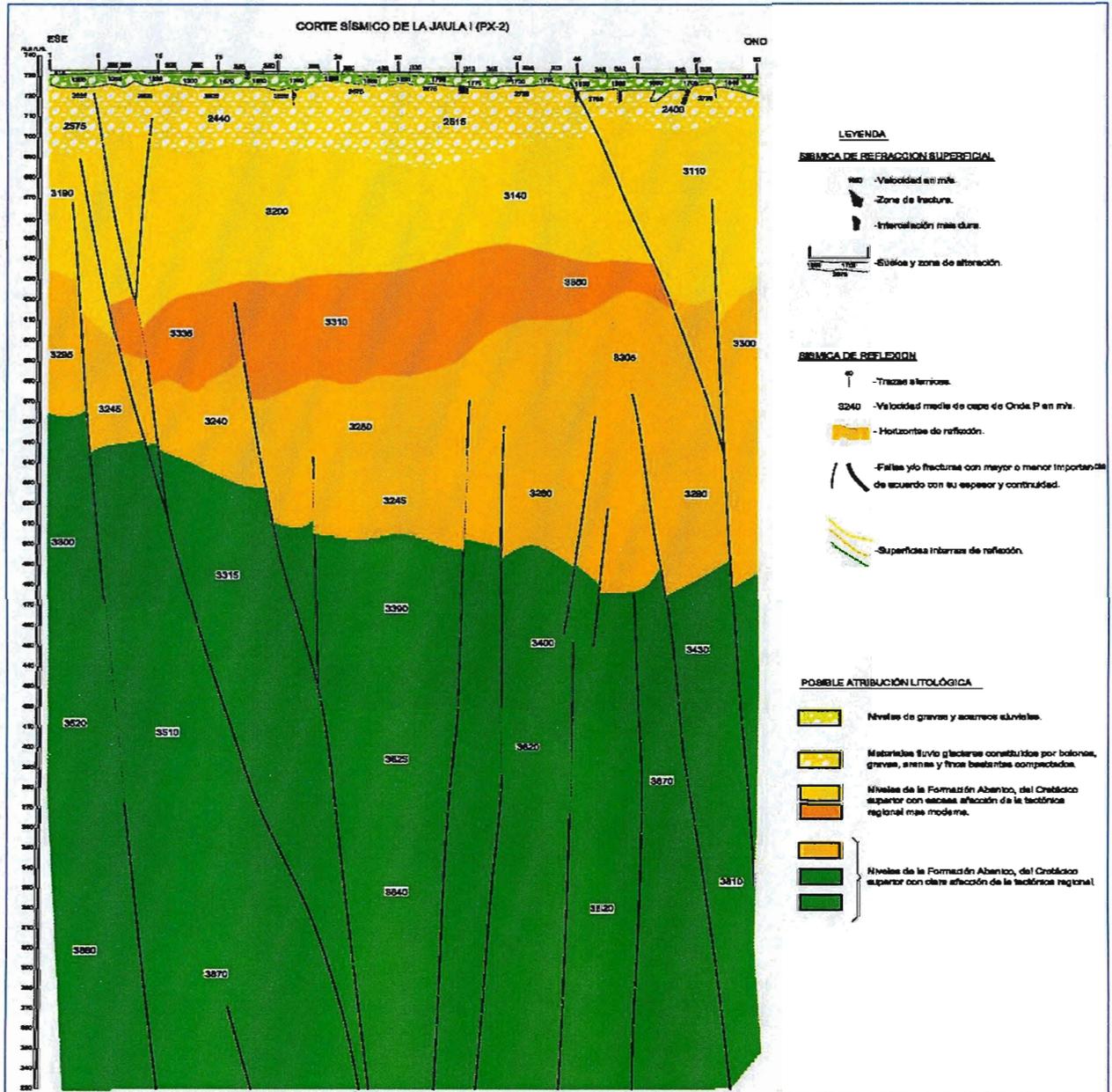
Este perfil presenta un espesor superficial de depósitos coluviales de hasta 2 m. con velocidades de 265 a 335 m/s.

Se detecta una segunda capa en la parte superior del perfil, de 500 a 620 que debe corresponder a la zona superior del depósito de avalancha volcánica detectado en esta zona, y que se extiende hasta 5-7 m.

La tercera capa detectada se presenta continua por debajo de las dos anteriores, con una velocidad de 890 a 950 m/s hasta una profundidad de unos 20 - 25 m. Puede corresponder tanto al depósito de avalancha volcánico, como a las gravas de terraza fluvial subyacentes, que podrían dar velocidades similares.

Por debajo de esta capa, se detecta un nivel continuo de velocidad 2345 m/s que debe corresponder con el substrato rocoso andesítico fracturado, descomprimido y poco alterado.

Figura 21. Perfil PX-2. Fuente OCSA



El perfil de sísmica de reflexión PX-2 de 290 m de longitud, se ubicó en el centro del valle, en el emplazamiento de la Jaula, en la zona de aguas abajo (Eje 1), paralelo al cauce fluvial por la margen izquierda.

Este perfil presenta un nivel superficial, de unos 6 - 8 m de espesor, con velocidades entre 1230 a 1845 m/s, correspondiente al depósito aluvial de gravas, arenas y bolones de baja compactación.

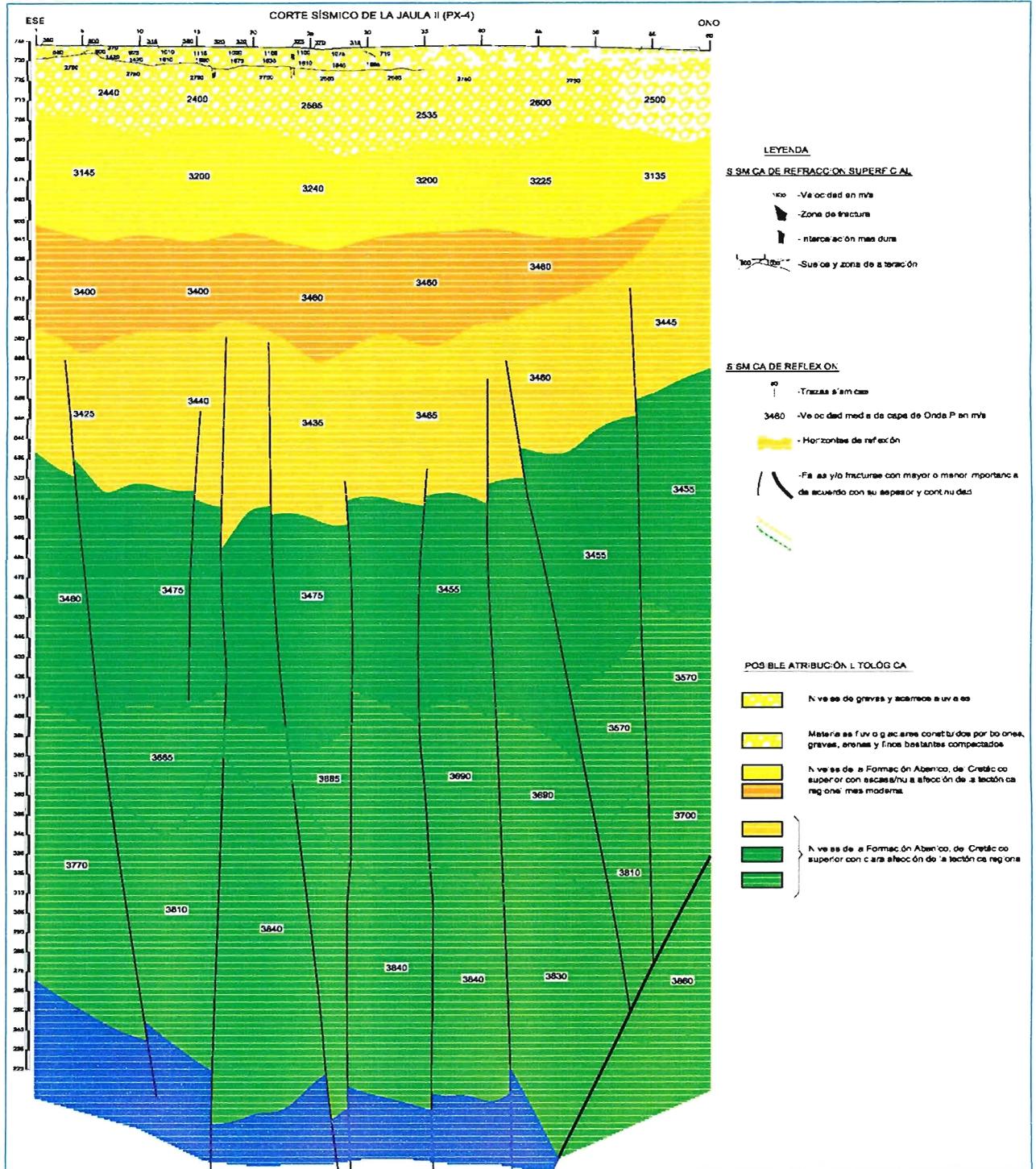
Por debajo, se detecta un potente nivel, hasta los 40 m de profundidad, con velocidad de 2440 a 2575 m/s, que puede corresponder a los siguientes tipos de materiales:

- Tramo basal, muy compacto, del depósito aluvial de gravas y bolos.
- Materiales de avalancha volcánica compactos con cierto grado de cementación.
- Substrato rocoso fracturado y descomprimido, con cierto grado de alteración

Por debajo, de este potente nivel, a partir de 40 m de profundidad, se detecta otra capa que se interpreta como substrato rocoso andesítico sano, con velocidades de 3110 a 3200 m/s.

Las capas detectadas por debajo, no incrementan sustancialmente la velocidad respecto a esta última, por lo que se interpretan como la continuidad, en profundidad, del substrato rocoso sano.

Figura 22. Perfil PX-4. Fuente OCSA



El perfil de sismica de reflexión PX-4 de 290 m de longitud, se ubicó en el centro del valle, en la zona de aguas arriba del emplazamiento de la Jaula (eje-2), paralelo al cauce fluvial por su margen izquierda. Este perfil presenta un nivel superficial de unos 10 -12 m de espesor, con velocidades entre 680 a 1710 m/s, correspondiente al tramo superficial, menos compacto, del depósito aluvial, constituido por gravas, arenas y bolones.

Por debajo, se detecta un potente nivel, hasta los 40 - 50 m de profundidad, con velocidades de 2440 a 2600 m/s, que puede corresponder a los siguientes tipos de materiales:

- Tramo basal, muy compacto, del depósito aluvial de gravas y bolos.
- Materiales de avalancha volcánica compactos con cierto grado de cementación.
- Substrato rocoso fracturado y descomprimido, con cierto grado de alteración

Por debajo, de este potente nivel, a partir de 40 - 50 m de profundidad, se detecta otra capa que se interpreta como substrato rocoso andesítico sano, con velocidades de 3135 a 3240 m/s.

Las capas detectadas por debajo, no incrementan sustancialmente la velocidad respecto a esta última, por lo que se interpretan como la continuidad, en profundidad, del substrato rocoso sano.

1.5.2.4. Ensayos de laboratorio

Sobre testigos seleccionados de los sondajes realizados, se han encargado los ensayos de laboratorio, tendentes a definir las características resistentes de las litologías que constituyen el substrato rocoso en las zonas de emplazamiento de las presas.

En el cuadro adjunto, se indican las muestras seleccionadas en sondajes y calicatas y los ensayos de laboratorio realizados en dichas muestras:

Tabla 12. Resumen de muestras y ensayos de sondajes. Fuente TYP SA

Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	Longitud (cm)	Descripción	Ensayos
ST-Q3	M-1	7,00-8,00	100	D. Fluvial	Identificación
ST-Q3	M-2	19,50-20,00	50	Andesita	Resistencia
ST-Q3	M-3	40,60-40,80	20	Andesita	Resistencia
ST-J2(1)	M-1	20,30-20,72	42	D. Avalancha volcánica	Identificación
ST-J2(1)	M-2	23,00-23,52	52	D. Avalancha volcánica	Identificación y resistencia
ST-J2(1)	M-3	26,00-26,60	60	D. Avalancha volcánica	Identificación y resistencia

Tabla 13. Resumen de muestras y ensayos de calicatas. Fuente TYP SA

Calicata	Muestra	Profundidad (m)	Longitud (cm)	Descripción	Ensayos
CT-Q1	M-1	1,80-2,40	60	D. Fluvial	Identificación y E. Áridos
CT-Q2	M-1	1,80-2,40	60	D. Fluvial	Identificación, químicos, compactación y E. Áridos
CT-Q6	M-1	1,80-2,40	60	D. Fluvial	Identificación
CT-Q8	M-1	1,80-2,40	60	D. Fluvial	Identificación, químicos y E. Áridos
CT-Q9	M-1	2,20-2,80	60	D. Fluvial	Identificación y E. Áridos
CT-Q10	M-1	0,80-1,40	60	D. Avalancha volcánica	Identificación y E. Áridos
CT-J4	M-1	2,20-2,80	60	D. Fluvial	Identificación y E. Áridos
CT-J6	M-1	1,00-1,50	50	D. Fluvial	Identificación y compactación
CT-J8	M-1	1,90-2,50	60	D. Fluvial	Identificación
CT-J9	M-1	2,20-2,80	60	D. Fluvial	Identificación
CT-J10	M-1	1,70-2,40	70	F. Abanico	Identificación, químicos y E. Áridos
CT-J12	M-1	2,70-3,50	80	D. Fluvial	Identificación y E. Áridos
CT-J14	M-1	0,80-1,40	60	D. Fluvial	Identificación, compactación
CT-J14	M-2	2,10-2,80	70	D. Fluvial	Identificación, químicos y E. Áridos

1.6. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS DE LOS MATERIALES RECONOCIDOS EN LOS EMPLAZAMIENTOS ESTUDIADOS

En los dos emplazamientos seleccionados, los materiales afectados por la posible cimentación de la presa, pueden diferenciarse geotécnicamente en tres grupos:

- ✓ Substrato rocoso de tipo andesítico, constituido por rocas duras, cuya excavación precisa de voladuras. La roca se presenta generalmente sana, y en la mayoría de afloramientos observados, poco fracturada, con zonas localmente tectonizadas. Está formada por andesitas, afaníticas y porfídicas, y dacitas. Se trata de una roca de buena calidad y de alta resistencia.
- ✓ Recubrimientos cuaternarios: Suelos aluviales y depósitos de avalancha volcánica. Los suelos aluviales aparecen en el entorno del cauce y plana aluvial actual y en planas morfológicas de terrazas (aluviales antiguos) a diferentes cotas. Los materiales procedentes de avalancha volcánica, constituyen, con espesores variables, las zonas de pie de ladera y adyacentes hasta media ladera fundamentalmente en el emplazamiento de la Jaula de forma más abundante en la margen izquierda. Se trata de bolos heterogéneos y heterométricos generalmente de gran resistencia, y gravas de clastos rodados, envueltos en matriz arenosa o areno-limosa (caso de los suelos aluviales) o en matriz limo-arcillosa a limo-arenosa con bloques y cantos dispersos (en el caso de los depósitos de avalancha volcánica). Todos estos materiales serán fácilmente excavables con medios mecánicos.

Fundamentalmente se presenta en el lecho del cauce y su entorno, y en tramos bajos del valle, cercanos a la plana aluvial. Afectará a la fundación de las presas en buena parte de las zonas centrales y tramos inferiores de las márgenes del valle.

En el siguiente cuadro se resumen los ensayos de laboratorio realizados:

Tabla 16. Ensayos de permeabilidad substrato rocoso andesítico. Fuente TYP SA

Sondeo	EMPLAZAMIENTO	Tipo	Ref. ensayo	Desde (m)	Hasta (m)	Longitud (m)	Formación	k (m/s)	Cota ensayo	Prof. Media (m)	-log (k)
ST-Q1	LOS QUEÑES	LEFRANC	1	5,00	7,00	2,00	ANDESITA	E.FALLIDO	-6,00	6,00	No se consigue llenado. Alta permeabilidad
ST-Q1	LOS QUEÑES	LUGEON	2	11,50	13,00	1,50	ANDESITA	E.FALLIDO	-12,25	12,25	Factor hidráulica a 7 kg/cm ²
ST-Q4	LOS QUEÑES	LEFRANC	4	33,00	34,00	1,00	ANDESITA	1,54E-06	-33,50	33,50	5,81
ST-Q4	LOS QUEÑES	LEFRANC	5	36,50	37,50	1,00	ANDESITA	E.FALLIDO	-37,00	37,00	Salte agua a presión por la boca de sondeo

Nº Datos	4
Valor medio	1,54E-06
Valor máximo	1,54E-06
Valor mínimo	1,54E-06
Desv. Estándar	#DIV/0!

Por la naturaleza misma de los materiales y debido a que la permeabilidad de los materiales rocosos está muy relacionada con la fracturación de los mismos, existe una gran incertidumbre en la definición de los valores de permeabilidad de estos materiales.

En resumen, se trata de una roca de alta densidad con unas características resistentes buenas, aunque siempre condicionadas por el grado de fracturación local, altamente abrasiva y que necesitará de voladura, pudiendo emplearse la rozadora cuando la fracturación sea alta y picas de metal duro y máquinas potentes para su excavación cuando no se empleó la voladura.

Las velocidades obtenidas a profundidades comprendidas entre 10 y 15 m por la investigación geofísica han dado valores desde 2430 m/s a 2705 m/s. Estos valores son asimilables a andesita alterada y fracturada en grado de meteorización III. Las velocidades superiores a 3000 m/s obtenidas en los perfiles de sísmica de reflexión son asimilables a andesita sana en grado de meteorización II.

1.6.2. Recubrimientos cuaternarios: depósitos de avalancha volcánica

Estos materiales se presentan en ambos emplazamientos, tanto en ambas márgenes y fondo de valle de los ejes de presa, subyaciendo a los depósitos fluviales y aluviales, como en los vasos de los mismos.

Se dispone de 6 muestras ensayadas, en las que se han realizado ensayos de identificación, de determinación de la densidad de las partículas sólidas, ensayos de resistencia uniaxial y de desgaste de los Ángeles. Los valores obtenidos de estos ensayos se presentan a continuación.

Estos depósitos están constituidos principalmente por limo algo arcilloso con bastante grava y bastante arena. En las muestras ensayadas, la distribución granulométrica media, en porcentaje de grava/ arena/ finos es de 32/ 27/ 41. La distribución de estos materiales, según los criterios de la USCS es en un 50% de las ocasiones SC, otro 25% de las veces es SM y otro 25% es CL. Es decir, principalmente se trata de limo arenoso con bastante grava.

El valor medio de la densidad de las partículas sólidas obtenida en los 5 ensayos de laboratorio obtenidos es de 21,6 kN/m³, con un valor mínimo de 18,1 kN/m³ y un valor máximo de 27,1 kN/m³.

En los ensayos de plasticidad realizados, se han obtenido límites líquidos variables entre 26y 29, con un valor medio de 27, e índices de plasticidad variables entre 8 y 13, con un valor medio de 9,7. En un 25 % de las ocasiones las muestras ensayadas han sido no plásticas.

Se han efectuado 4 ensayos de resistencia uniaxial han ofrecido resultados muy variables, con promedio de 17,4 MPa, máximo de 43,4 MPa y valor mínimo de 0,2 MPa. El Ensayo de Desgaste de los Ángeles efectuado, ha dado un valor de 20,1 %.

En la tabla siguiente se presentan los resultados de los ensayos de laboratorio efectuados sobre los depósitos de avalancha volcánica.

Tabla 17. Resultado de ensayos de laboratorio. Depósitos de avalancha volcánica. Fuente TYP SA

7415 - ESTUDIO DE PREFACTIBILIDAD MEJORAMIENTO DEL SISTEMA DE RIEGO DEL RÍO TENO (CHILE)																									
Resultados de ensayos de laboratorio. Depósito de avalancha volcánica																									
NÚMERO	MUESTRA (TIPO Y NÚMERO)	PROFUNDIDAD				SOLFO	DESCRIPCIÓN DE LA MUESTRA	UNIDAD GEOTECNICA	IDENTIFICACION											RESISTENCIA		ENSAYO BRIDCO (DESGASTE DE LOS ÁNGELES (%))			
		DENSIDAD	HUM.	PLASTICIDAD					D ₁₀ (mm)	FRACC. GRANULOMETRICA			GRANULOMETRIA			CLASIFICACION		RESISTENCIA (MPa)							
				W _L (%)	W _P (%)					PI (%)	W ₂₀₀ (%)	W ₆₀ (%)	W ₄₀ (%)	W ₂₅ (%)	USCS	AASHTO (A1-A7)									
TELA (mm)	APARENTE (mm)	PARTICULAS (mm)	TELA (mm)	APARENTE (mm)	PARTICULAS (mm)	TELA (mm)	APARENTE (mm)	PARTICULAS (mm)	TELA (mm)	APARENTE (mm)	PARTICULAS (mm)	TELA (mm)	APARENTE (mm)	PARTICULAS (mm)	TELA (mm)	APARENTE (mm)	PARTICULAS (mm)	TELA (mm)	APARENTE (mm)	PARTICULAS (mm)					
ST-02	M-1	19,30	20,90	19,79	30		ARENISTA	DEPOSITO AVALANCHA VOL.	27,1													41,45			
ST-04	M-1	13,80	14,30	13,72	30		ARENISTA	DEPOSITO AVALANCHA VOL.	28,9													25,72			
ST-07	M-1	20,30	20,72	19,51	42	*	ARELLA CON ALGO DE ARENA	DEPOSITO AVALANCHA VOL.	18,1	21,6	21,4	18,9	26	18	73	3,80	18	23	39	42	73	36	CU	A-6(5)	0,78
ST-09	M-2	23,02	23,42	23,28	52	*	ARENA SACUDIDA	DEPOSITO AVALANCHA VOL.	18,7	21,0		15,1	27	18	8	1,40	37	24	39	45	51	39	SC	A-4(0)	0,78
ST-01	M-3	26,00	26,80	26,35	60	18	ARENA ARELLOSA	DEPOSITO AVALANCHA VOL.	18,5	21,1	20,8	14,9	26	18	8	1,30	33	21	40	57	50	40	SC	A-4(0)	0,71
ST-03	M-1	8,80	7,40	7,10	80		GRASA Y ARENAS	DEPOSITO AVALANCHA VOL.	28,8			NP	NP	NP			41	33	28	38	44	25	SM	A-7(0)	22,1
NÚMERO DE DATOS																									
1 2 3 3 3 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4																									
PO ORIGINARIO																									
27,4 27,4 27,4 18,9 27,3 17,7 9,7 7,2 27,8 26,8 40,8 37,9 30,1 40,8																									
VALOR MÁXIMO																									
27,1 27,4 27,4 18,9 26,0 19,0 13,0 1,1 42,0 33,0 56,0 40,0 73,0 36,0																									
VALOR MÍNIMO																									
18,1 31,0 26,8 14,9 26,0 18,0 8,0 0,8 18,0 23,0 25,0 38,0 44,0 25,0																									
DEVIACIÓN ESTÁNDAR																									
4,8 0,2 0,2 4,7 1,1 1,5 2,8 0,3 10,3 4,4 14,0 10,5 12,4 14,0																									
LEGENDA																									
Muestra T1 = muestra alterada T2 = muestra parafinada S1 = muestra SPT (E*)																									
Soportes S1 = Soporte en muestra SPT S = Soporte																									
Ensayos Normales U2 = Soporte No consolidado y No drenado C1 = Soporte Consolidado y No drenado																									

Por otro lado, se han realizado 13 ensayos de permeabilidad en materiales de esta formación, atravesados por los sondajes efectuados en el tramo en estudio. Concretamente, se han obtenido resultados del coeficiente de permeabilidad que oscilan entre Impermeable (0,00E+00) y 2,54E-05 m/s, con un valor medio de 6,01E-06 m/s y una desviación típica de 7,12E-06.

Tabla 18. Ensayos de permeabilidad. Depósitos de avalancha volcánica. Fuente TYP SA

7415 ESTUDIO PREFACTIBILIDAD. MEJORAMIENTO DE LA CUENCA DEL RIO TENO (CHILE)											
Sondreo	EMPLAZAMIENTO	Tipo	Ref. ensayo	Desde (m)	Hasta (m)	Longitud (m)	Formación	k (m/s)	Cota ensayo	Prof. Media (m)	-log (k)
ST-Q3	LOS QUEÑES	LEFRANC	2	12.00	13.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	8,44E-06	-12.50	12.50	5,07
ST-Q3	LOS QUEÑES	LEFRANC	3	16.00	17.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	5,73E-06	-16.50	16.50	5,24
ST-Q3	LOS QUEÑES	LEFRANC	4	19.00	20.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	0,00E+00	-19.50	19.50	Impermeable
ST-Q3	LOS QUEÑES	LEFRANC	5	22.00	23.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	0,00E+00	-22.50	22.50	Impermeable
ST-Q3	LOS QUEÑES	LEFRANC	6	25.00	26.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	7,42E-08	-25.50	25.50	7,13
ST-Q3	LOS QUEÑES	LEFRANC	7	28.00	29.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	2,37E-06	-28.50	28.50	5,63
ST-Q4	LOS QUEÑES	LEFRANC	3	15.00	16.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	1,73E-06	-15.50	15.50	5,76
ST-J2(1)	LA JAULA	LEFRANC	1	9.00	10.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	7,17E-06	-9.50	9.50	5,14
ST-J2(1)	LA JAULA	LEFRANC	2	21.00	22.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	5,30E-06	-21.50	21.50	5,28
ST-J2(1)	LA JAULA	LEFRANC	3	26.00	27.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	1,15E-05	-26.50	26.50	4,94
ST-J2(1)	LA JAULA	LEFRANC	4	30.00	31.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	1,04E-05	-30.50	30.50	4,98
ST-J4	LA JAULA	LEFRANC	4	23.50	25.00	1.50	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	0,00E+00	-24.25	24.25	Impermeable
ST-J5	LA JAULA	LEFRANC	7	30.00	31.00	1.00	DEPÓSITO AVALANCHA VOLCÁNICA	2,54E-05	-30.50	30.50	4,60

N° Datos	13
Valor medio	6,01E-06
Valor máximo	2,54E-05
Valor mínimo	0,00E+00
Desv. Estándar	7,12E-06

En resumen, se trata de suelos que se podrán excavar mediante medios mecánicos.

Los materiales más finos, de la matriz, podrían ser aptos como núcleos impermeables, previo cribado de los materiales gruesos, en caso de tipologías de presa de materiales locales, siempre que su entidad y homogeneidad permitieran una explotación rentable.

1.6.3. Recubrimientos cuaternarios: Suelos fluviales y/o aluviales.

En este grupo geotécnico se incluyen los suelos fluviales y/o aluviales existentes en las planas aluviales de los dos emplazamientos y cauce actual del río. Estos materiales se presentan fundamentalmente en el entorno del fondo del valle.

Se dispone de 13 muestras ensayadas, en las que se han realizado ensayos de identificación, se han determinado la densidad de las partículas sólidas, se han efectuado ensayos químicos y ensayos de áridos. Los valores obtenidos de estos ensayos se describen a continuación.

La distribución granulométrica media obtenida de los ensayos de laboratorio efectuados de estos materiales en porcentaje de grava/ arena/ finos es de 58/27/16. Se trata por tanto de grava con bastante arena y algo de arcilla ó limo. De acuerdo con la clasificación USCS, las muestras ensayadas se clasifican en un 77% de las ocasiones como GW, GP ó GP-GM, un 15% de las veces como SM ó SP-SM y un 7% como CL ó ML. Es decir, principalmente se trata de un material granular grueso con algo de finos.

Los valores de plasticidad de la fracción fina de estos materiales han sido en un 61% de las ocasiones no plásticas. En el resto de muestras ensayadas, se han obtenido un valor promedio para el límite líquido de 33, oscilando entre 26 el valor mínimo y 40 el máximo obtenido. El índice de plasticidad promedio ha resultado de 8, con un valor de 5 para de mínimo y de 10 para el máximo. De estos datos se deduce que, la fracción más fina de estos materiales presenta una plasticidad media-baja.

Se han efectuado 7 ensayos de determinación de la densidad de las partículas solidas, en los que se ha obtenido un valor medio de 27,1 kN/m³, con un valor mínimo de 26,4 kN/m³ y un valor máximo de 27,9 kN/m³.

Se dispone de 3 ensayos para determinar el contenido de materia orgánica, obteniéndose un valor máximo de 192 mg/kg. Asimismo, el contenido máximo de sulfatos solubles obtenido en las 3 muestras ha sido de 120 mg/kg. Los tres ensayos de determinación de carbonatos han resultado negativos. Los 3 ensayos efectuados para determinar la resistividad de estos materiales frente a los álcalis muestran que estos materiales son no reactivos.

Se han efectuado 3 ensayos de compactación Próctor modificado, en las que se ha obtenido unos valores de humedad óptima y densidad máxima de compactación seca medios respectivamente de un 11,7% y 19,4 kN/m³. El CBR medio obtenido para una compactación del 95% de la densidad máxima obtenida en el ensayo Próctor Modificado ha sido de 41,6, con un valor mínimo de 14,9 y un valor máximo de 76,4.

Se han realizado 4 ensayos de desgaste de Los Ángeles, en los que se ha obtenido un índice de desgaste medio de un 19%.

Asimismo, se dispone de tres ensayos para la determinación del equivalente de arena, en los que se han obtenido un valor del equivalente de arena medio de 43,1% con un mínimo de 30% y un valor máximo de 59%.

En la tabla 19 se presentan los resultados de los ensayos de laboratorio efectuados sobre los depósitos cuaternarios aluviales:

Tabla 20. Ensayos de permeabilidad. Depósito fluvial-aluvial. Fuente TYPESA

Sondeo	EMPLAZAMIENTO	Tipo	Ref. ensayo	Desde (m)	Hasta (m)	Longitud (m)	Formación	k (m/s)	Cota ensayo	Prof. Media (m)	-log (k)
ST-03	LOS QUEÑES	LEFRANC	1	7,00	8,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-7,50	7,50	No se consigue llenado. Alta permeabilidad
ST-02	LOS QUEÑES	LEFRANC	1	5,00	6,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	2,92E-06	-5,50	5,50	5,33
ST-04	LOS QUEÑES	LEFRANC	2	5,00	10,50	1,50	DEPÓSITO FLUVIAL	4,34E-06	-5,75	8,75	5,38
ST-01	LA JAULA	LEFRANC	1	10,00	11,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-10,50	10,50	No se consigue llenado con todo el caudal de la prueba. Alta permeabilidad
ST-01	LA JAULA	LEFRANC	2	17,00	18,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-17,50	17,50	No se consigue llenado con todo el caudal de la prueba. Alta permeabilidad
ST-02	LA JAULA	LEFRANC	1	6,50	7,50	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-7,00	7,50	No se consigue llenado con todo el caudal de la prueba. Alta permeabilidad
ST-04	LA JAULA	LEFRANC	2	13,50	14,50	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-14,00	14,00	No se consigue llenado con todo el caudal de la prueba. Alta permeabilidad
ST-04	LA JAULA	LEFRANC	3	16,00	18,00	2,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-17,00	17,00	Se taponó el sondaje
ST-05	LA JAULA	LEFRANC	1	6,00	7,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-6,50	6,50	No se consigue llenado
ST-05	LA JAULA	LEFRANC	2	12,00	13,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	6,18E-06	-12,50	12,50	4,20
ST-05	LA JAULA	LEFRANC	3	15,00	16,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	2,87E-06	-15,50	15,50	4,54
ST-05	LA JAULA	LEFRANC	4	18,00	19,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-18,50	18,50	No se consigue llenado
ST-05	LA JAULA	LEFRANC	5	21,00	22,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	3,06E-06	-21,50	21,50	5,62
ST-05	LA JAULA	LEFRANC	6	25,00	26,00	1,00	DEPÓSITO FLUVIAL	E.FALLIDO	-25,50	25,50	No se consigue llenado

Nº Datos	14
Valor medio	1,81E-05
Valor máximo	5,15E-05
Valor mínimo	2,92E-06
Desv. Estándar	2,16E-05

En resumen, se trata de suelos que se podrán excavar mediante medios mecánicos.

Los aluviales más granulares se clasifican como A-1 y son materiales excelentes para su empleo como cuerpo de presa y áridos para hormigones.

1.7. GEOLOGÍA DE LOS EMPLAZAMIENTOS DE PRESA CONSIDERADOS

1.7.1. El Ciprés (Variantes 1 y 2)

1.7.1.1. Situación

En el emplazamiento denominado El Ciprés se han estudiado dos posibles cerradas partiendo del Proyecto de Prefactibilidad de Construcción del Embalse El Ciprés realizado por FICHTNER en el año 2000. Los dos emplazamientos planteados, se ubican aguas arriba de la confluencia del río el Manzano con el cauce del río Teno, aproximadamente a 5,1 km, el emplazamiento Ciprés 1, que coincide con el eje de presa estudiado por FICHTNER, y a 5,6 km el emplazamiento Ciprés 2, que corresponde al primitivo eje estudiado por la DOH. En ambas propuestas, para una altura máxima de presa del orden de 80 m, se obtienen longitudes de coronamiento de 1100 m y 1200 m respectivamente.

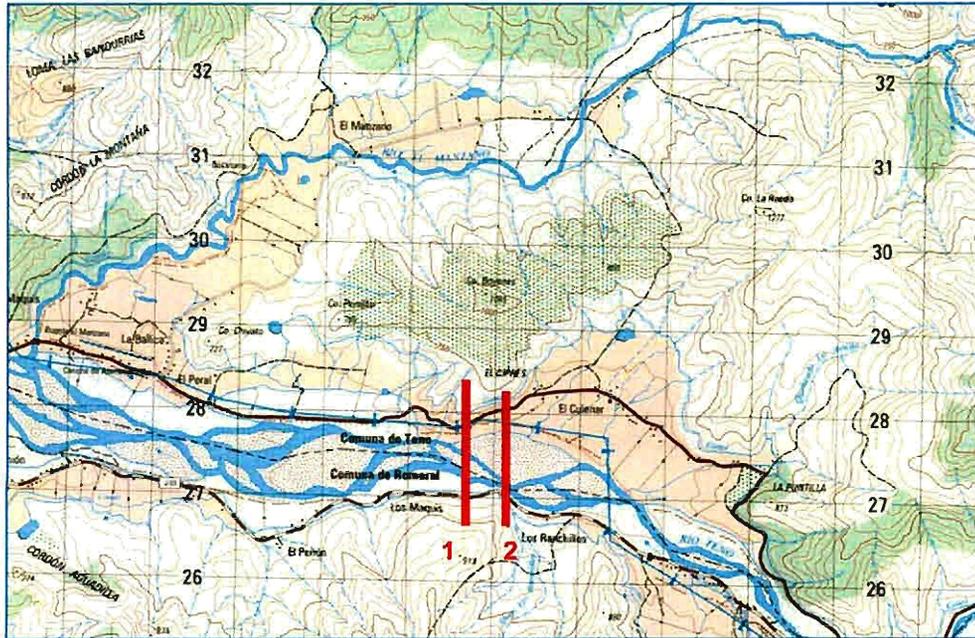


Figura 23. Situación del emplazamiento del Ciprés. Ejes 1 y 2. Fuente TYP SA

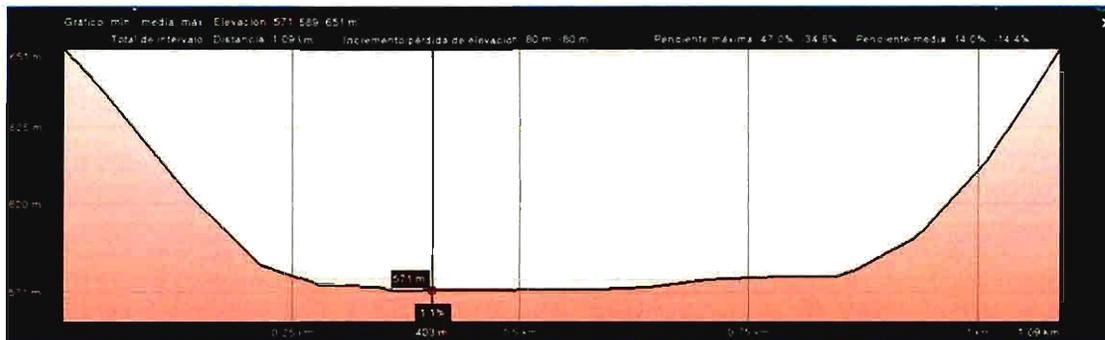


Figura 24. Perfil aproximado de El Ciprés 1 visto hacia aguas arriba. Fuente Google Earth

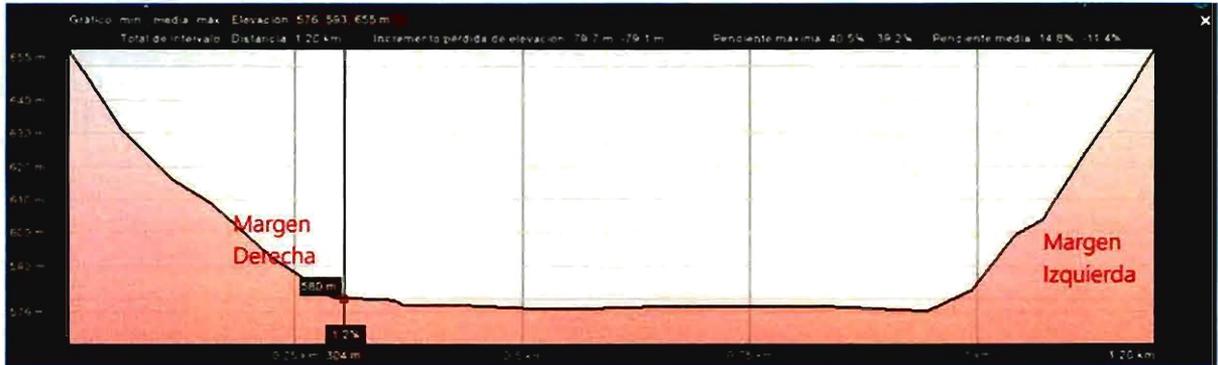


Figura 25. Perfil aproximado de El Ciprés 2 visto hacia aguas arriba. Fuente Google Earth

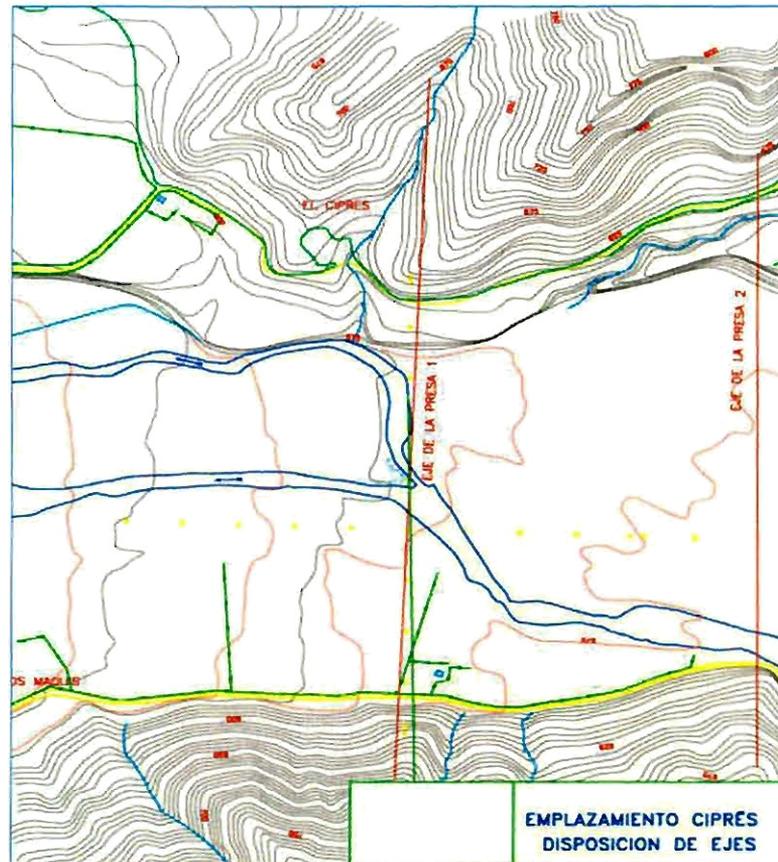


Figura 26. Situación de los ejes 1 y 2. Fuente: FICHTNER

En el Proyecto de Prefactibilidad mencionado anteriormente, se consideraron ambos emplazamientos. En el emplazamiento denominado en el presente informe, Ciprés 1, se realizó una campaña de investigación compuesta por tres sondajes, 6 perfiles de sismica de refracción y 2 perfiles gravimétricos. Con anterioridad, en el emplazamiento denominado Ciprés 2, situado unos 500 m aguas arriba del anterior, se realizaron 4 sondajes por la DOH.

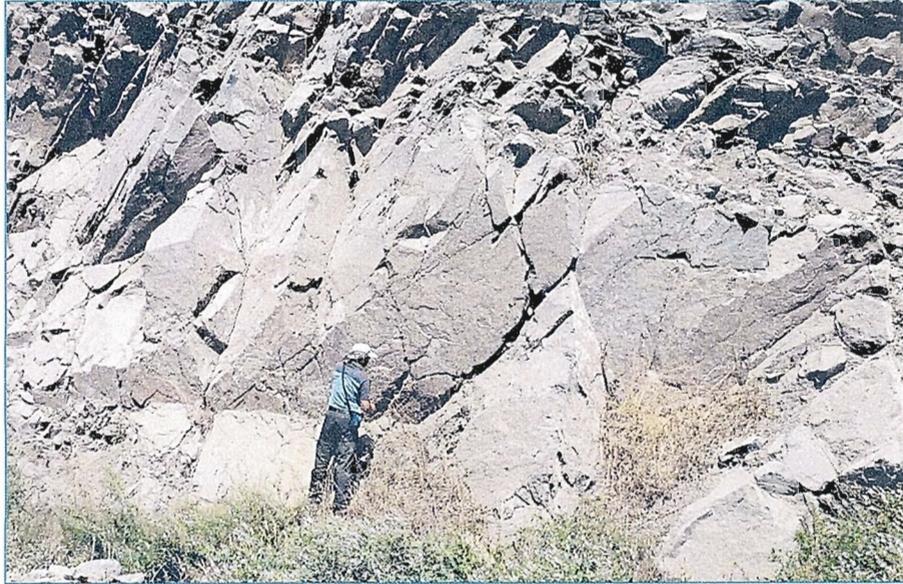
1.7.1.2. Descripción de las unidades geológicas diferenciadas

La formación predominante de este sector es la Fm Abanico, formada por un conjunto de rocas volcánicas andesíticas a dacíticas, con intercalaciones de rocas sedimentarias. Esta formación aflora en la margen izquierda de ambos ejes. En el talud de la carretera existente, se observan andesitas con intercalaciones de basaltos y un aglomerado volcánico más ocasional. Sobreyacentes, se observan depósitos fluviales de terraza, de espesor aproximado 60 m.

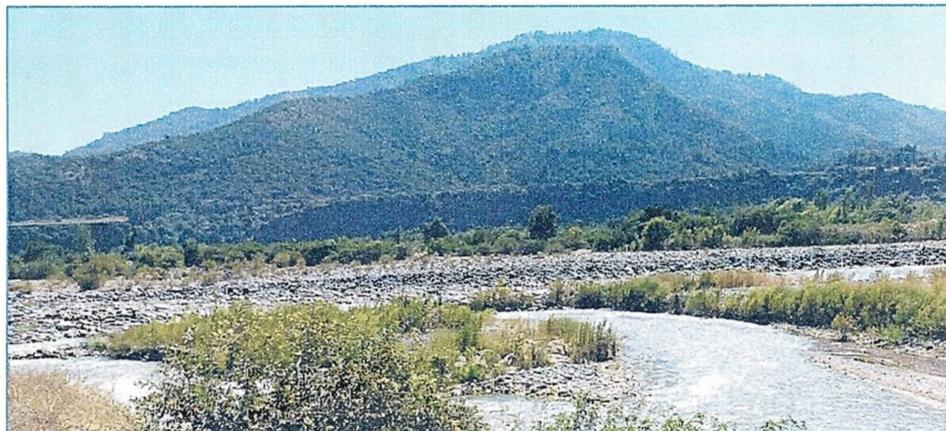
En la margen derecha del emplazamiento Ciprés 1 y 2 no se observan afloramientos debido a la existencia de abundante vegetación, aunque se aprecia un resalte en la topografía, más marcado en el estribo de Ciprés 2, que da una lineación casi transversal al eje del río, que probablemente se deba a la existencia de una roca de mayor resistencia, donde se ubicaría el estribo derecho. En la zona inferior de la margen derecha por encima de la plana aluvial, en ambos emplazamientos, se observan depósitos de avalancha volcánica que llegan a superar los 120 m de espesor en la zona central del valle por debajo de los depósitos fluviales, según los perfiles de sismica de refracción realizados.



Fotografía 5. Vista de la plana aluvial y margen izquierda, de la zona de El Ciprés.



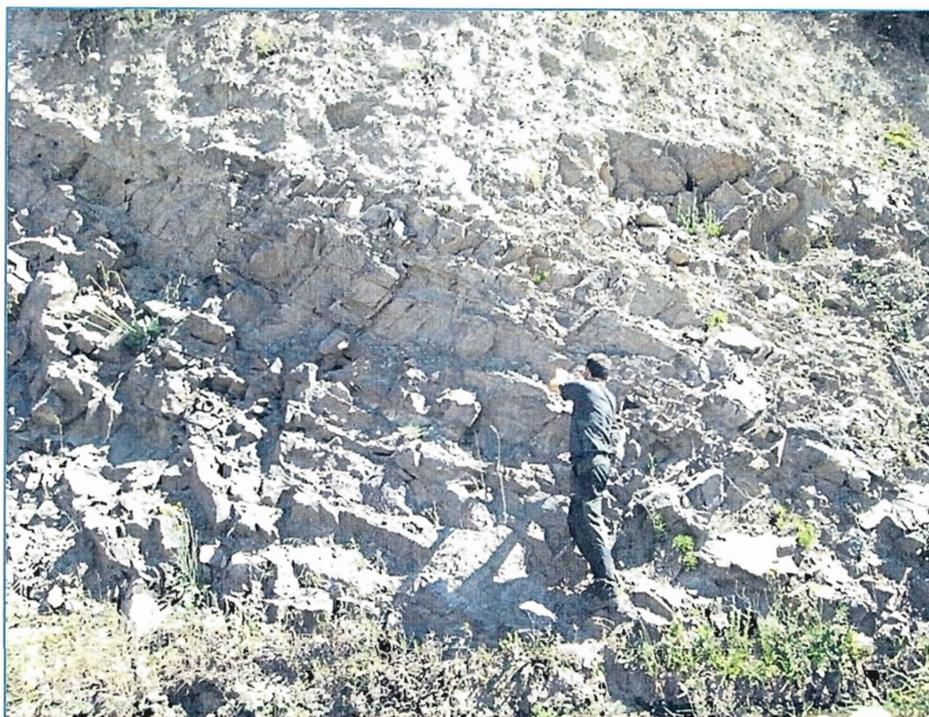
Fotografía 6. Emplazamiento de El Ciprés-1. Colada lávica masiva aflorando en el talud de la pista de la margen izquierda



Fotografía 7. Emplazamiento de El Ciprés. Vista de la plana aluvial y margen derecha del valle

En la zona propuesta el valle fluvial es muy amplio, con gran volumen de sedimentos aluviales en el fondo. Originalmente presentaba un perfil glaciar en U, que ha sido rellenado mediante diferentes episodios aluviales y laháricos. En los reconocimientos geotécnicos realizados para el estudio de Prefactibilidad, se obtuvo un espesor

mayor de 100 m de materiales granulares. El vaso es de gran longitud y anchura, alcanzando hasta las inmediaciones de los Queñes.



Fotografía 8. Detalle del afloramiento de andesitas en la margen izquierda del posible emplazamiento Ciprés 2. Se observan materiales laháricos por encima de la roca.

La cimentación de los estribos en ambas propuestas parece favorable, con afloramientos de roca competente, tipo andesita y aglomerado o tobas líticas masivas. En la margen derecha, con fuerte recubrimiento vegetal y escasez de afloramientos, el macizo rocoso se estima asimismo muy superficial, con un ligero recubrimiento de suelos coluviales, aunque en la base de ladera, en marcado escarpe sobre la plana aluvial de cauce, se observa un importante espesor de materiales de terraza con alternancia de depósitos de avalancha volcánica.

En la zona central, correspondiente al lecho del río, se presenta un relleno fluvial permeable de gran espesor, que hace indispensable una pantalla de impermeabilización a gran profundidad.

En las laderas del vaso se observan los materiales de la formación Abanico de buenas características impermeables a priori, con recubrimiento local de materiales de avalancha volcánica y terrazas en ambas márgenes.

1.7.1.3. Estructura del macizo rocoso

Para el estudio de la estructura geológica del emplazamiento de El Ciprés, se han tomado 19 estaciones geomecánicas y/o puntos de lectura, con un total de 42 medidas estructurales de Diaclasas, no habiéndose detectado ninguna falla en el entorno. Para su análisis se ha empleado el programa CALEST desarrollado por TYP SA. Existen algunos sistemas dominantes o con variaciones locales y otros sistemas más caóticos y localizados en puntos concretos.

El análisis ha revelado cinco sistemas de Diaclasas principales, estos sistemas son (según dirección de manto y ángulo de manto):

Tabla 21. Principales Discontinuidades. Fuente TYP SA

Tipo de Plano	Sistema	Dirección de manto	Ángulo de manto
Diaclasa	J1	050°	53°
Diaclasa	J2	350°	36°
Diaclasa	J3	287°	38°
Diaclasa	J4	342°	83°
Diaclasa	J5	243	86°

Los sistemas J1 y J2 pueden atribuirse a los planos de flujo de coladas, originadas en el complejo volcánico Planchón-Peteroa, presentando variaciones locales que pueden ser debidas a la adaptación de los flujos volcánicos a la orografía preexistente. Se trata de dos sistemas de gran continuidad y espaciado decimétrico a métrico.

Los sistemas J4 y J5 son subverticales y ortogonales entre sí, y probablemente se pueden atribuir a la disyunción prismática originada por el enfriamiento de las coladas. Presentan un espaciado centimétrico.

1.7.2. Los Queñes

1.7.2.1. Situación

Este emplazamiento se ubica aproximadamente a 1,5 km aguas arriba de la población de los Queñes, en la zona del monumento de BioBio. Para una altura de presa de 100 m, presenta una longitud de coronación aproximada de 690 m.

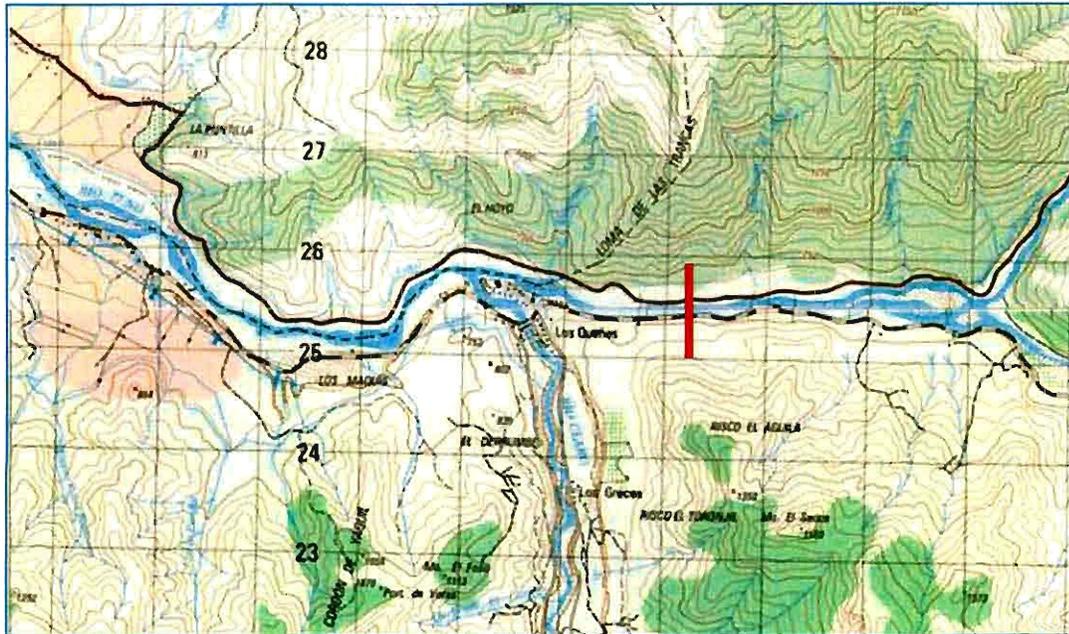


Figura 27. Situación emplazamiento Los Queñes. Fuente TYP SA

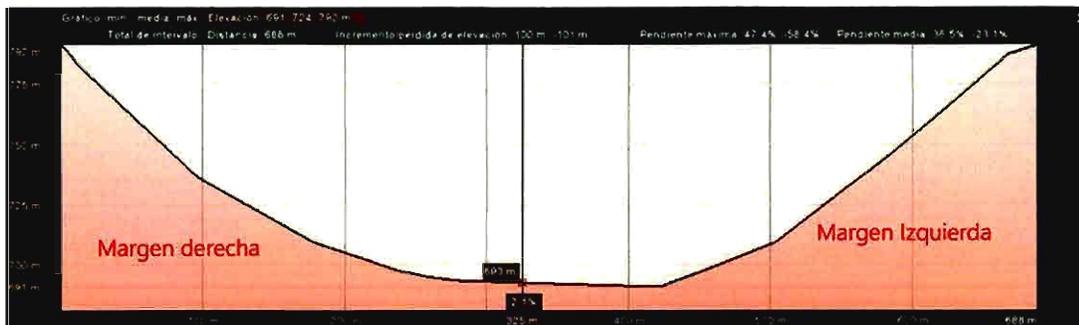


Figura 28. Perfil aproximado de Los Queñes, visto hacia aguas arriba. Fuente Google Earth

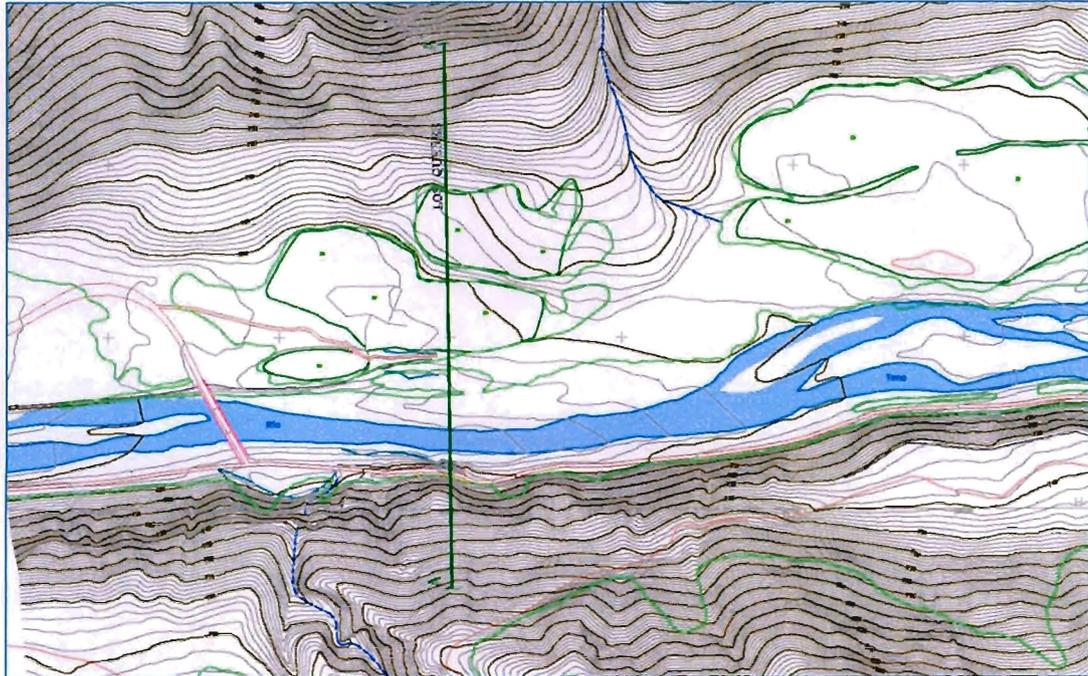


Figura 29. Situación del eje de Los Queñes. Fuente TYP SA

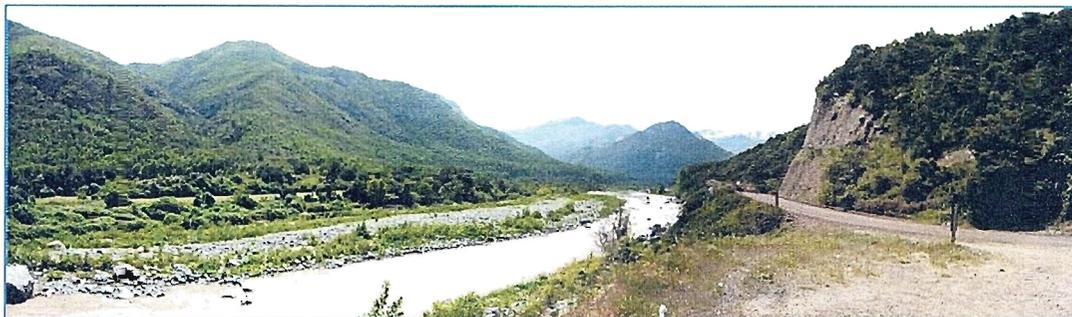
1.7.2.2. Descripción de las unidades geológicas diferenciadas

En la zona propuesta para la cerrada, en la margen izquierda se ha detectado un substrato rocoso de materiales de la formación Abanico, con afloramientos predominantes de roca andesítica de tipo brechoide. Los recubrimientos sobre el macizo rocoso consisten en depósitos de avalancha volcánica, sedimentos fluviales de terraza y coluviales.

En la margen derecha, con fuerte cubierta vegetal y escasez de afloramientos, se encuentran materiales volcánicos de la formación Abanico, o de la formación Farellones, probablemente con acumulaciones de materiales de avalancha volcánica en el pie de ladera.

La morfología del valle es en U, de origen glacial. Los sondajes y perfiles geofísicos realizados permiten interpretar un espesor de depósito fluvial de fondo de valle de entre 9 y 14 m, bajo el cual subyace una capa de materiales de avalancha volcánica del orden de 20 m de espesor, que parece estar directamente apoyada sobre el substrato rocoso andesítico.

El vaso es relativamente ancho y largo, a priori presenta buenas condiciones geotécnicas.



Fotografía 9. Vista panorámica, hacia aguas arriba, del vaso correspondiente a la ubicación de Los Queñes



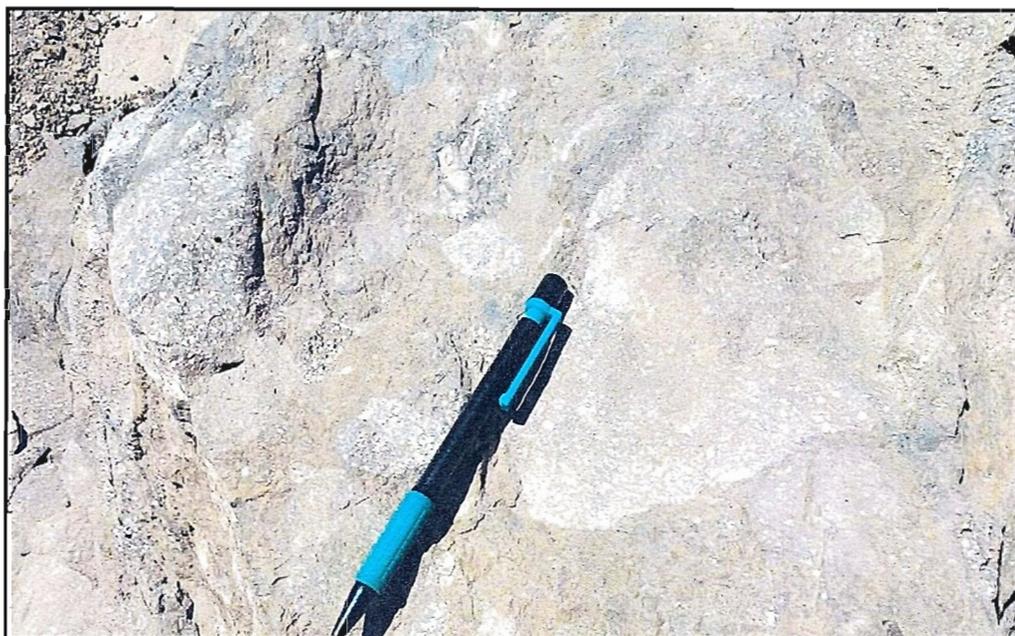
Fotografía 10. Vista hacia la margen derecha en el emplazamiento de Los Queñes



Fotografía 11. Panorámica de la margen izquierda, en el emplazamiento de Los Queñes.



Fotografía 12. Corte representativo de los materiales aflorantes en la margen izquierda, en el emplazamiento de Los Queñes. Esta distribución de materiales (substrato rocoso, terraza y depósito de avalancha volcánica), es también característica de la margen derecha, y en general, de todo el valle del Teno



Fotografía 13. Detalle de la textura de la brecha andesítica en afloramiento de la margen izquierda.

1.7.2.3. Estructura del macizo rocoso

Para el estudio de la estructura geológica del emplazamiento de los Queñes, se han tomado 13 estaciones geomecánicas y/o puntos de lectura, con un total de 31 medidas estructurales de diaclasas, habiéndose detectado dos pequeñas fallas en el entorno. Para su análisis se ha empleado el programa CALEST desarrollado por TYP SA. Existen algunos sistemas dominantes o con variaciones locales y otros sistemas más caóticos y localizados en puntos concretos.

El análisis ha revelado dos sistemas de fallas y cinco sistemas de diaclasas principales, los polos medios de estos sistemas son (según dirección de manto y ángulo de manto) los siguientes:

Tabla 22. Principales discontinuidades. Fuente TYP SA

Tipo de Plano	Sistema	Dirección de manto	Ángulo de manto
Falla	F1	160°	82°
Falla	F2	050°	85°
Diaclasa	J1	59°	37°
Diaclasa	J2	350°	34°
Diaclasa	J3	141°	81°
Diaclasa	J4	047°	70°
Diaclasa	J5	235°	37°

La falla local F1 pertenece a un sistema de fallas cuya dirección parece corresponder a un sistema de fracturación regional, ya que también se ha medido en los emplazamientos de Vaca Molongo y de La Jaula, aunque las fallas observadas han sido siempre de poca entidad, tanto en continuidad <10 m, como en espesor de relleno cataclástico.

F2 es una falla local de poca continuidad y espesor centimétrico.

Los sistemas J1 y J2. Se trata de dos sistemas de gran continuidad y espaciado decimétrico a métrico.

Los sistemas J3 y J4 son subverticales y ortogonales entre sí, y probablemente se pueden atribuir a la disyunción prismática originada por el enfriamiento de las coladas. Presentan un espaciado centimétrico.

El sistema J5 es de continuidad < 5 m y espaciado centimétrico.

1.7.2.4. % RQD obtenido en sondajes

Sondaje ST-Q1

Este sondaje presenta roca desde la superficie a excepción de los primeros 80 cm, en los que se aprecia una pequeña solera de hormigón con tierra vegetal por encima. Desde 0,80 a 8,50 m la fracturación es elevada y el RQD presenta valores de 0 al 20 %. De 8,50 a 14,00 m de profundidad la fracturación disminuye con un RQD que oscila entre 40 y 60 % con dos zonas de fractura importante con RQD del 0%, entre 10,50 y 11,50 y entre 13,00 y 13,80 m. Desde 14,00 a 17,50 m la roca se encuentra muy poco fracturada con un RQD del 100 %.

Tabla 23. % RQD obtenido en sondajes. (Fuente TYP SA)

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	RQD (%)
ST-Q1	0,80 a 8,50	Andesita porfídica GM-II	0-20
ST-Q1	8,50 a 10,50	Andesita porfídica GM-II	40 - 60
ST-Q1	10,50 a 11,50	Andesita porfídica GM-III	0
ST-Q1	11,50-13,00	Andesita porfídica GM-II	40
ST-Q1	13,00 a 13,80	Andesita porfídica GM-III	0
ST-Q1	13,80 a 17,50	Andesita porfídica GM-II	100

Sondaje ST-Q2(1)

Este sondeo se desarrolla en su totalidad en suelos cuaternarios de depósito fluvial. Se finaliza la perforación a 13,30 m por rotura de la perforadora

Sondaje ST-Q2(2)

Este sondeo se desarrolla en su totalidad en suelos cuaternarios de depósito fluvial. Se finaliza la perforación a 10,00 m por rotura de la perforadora

Sondaje ST-Q3

Este sondaje ha detectado roca a partir de 31,00 m de profundidad. El RQD en del 0 % hasta 34,40 m. De 34,40 a 40,80 el RQD mejora con valores del 20 al 40 %.

Tabla 24. % RQD obtenido en sondaje ST-Q3. (Fuente TYP SA)

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	RQD (%)
ST-Q3	31,00 a 34,40	Andesita muy tectonizada	0
ST-Q3	34,40 a 40,80	Andesita porfídica GM-II	20-40

Sondaje ST-Q4

Este sondaje ha detectado la roca a partir de 31,00 m. De 31,00 a 34,00m el RQD es del 0 %, de 34,00 a 35,50 m aumenta al 20%, para bajar a 0 en el siguiente tramo, de 35,50 a 37 m. El tramo de 37 a 37,50 presenta un RQD del 60 %, que baja nuevamente a 0 en la maniobra final de 37,50 a 40,50 m.

Tabla 25. % RQD obtenido en sondaje ST-Q4. (Fuente TYP SA)

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	RQD (%)
ST-Q4	31,00 - 34,00	Andesita porfídica GM-IV	0
ST-Q4	34,00 a 35,50	Andesita porfídica GM-IV	20
ST-Q4	35,50 - 37,00	Andesita porfídica GM-IV	0
ST-Q4	37,00 a 37,50	Andesita porfídica GM-II	60
ST-Q4	37,50 - 40,50	Andesita porfídica GM-IV	0

1.7.2.5. Análisis de la Napa de agua

A continuación se presenta una tabla con el resumen de los niveles de agua medidos al finalizar los sondeos:

Tabla 26. Resumen niveles de agua medidos. (Fuente TYP SA)

Fecha	Sondaje	Prof. Agua (m)	Situación
12-08-2013	ST-Q1	14,00	Margen izquierda
18-03-2013	ST-Q2(1)	-	Margen derecha
22-03-2013	ST-Q2(2)	-	Margen derecha
04-09-2013	ST-Q3	Mana agua por la boca	Fondo de valle
30-07-2013	ST-Q4	Mana agua por la boca	Margen derecha

El nivel medido en la margen izquierda coincide con el nivel del río. Sin embargo el caudal que mana en los sondeos ST-Q3 y ST-Q4, se debe a la existencia de un acuífero confinado provocado, según la interpretación de los datos disponibles, por la existencia, bajo el depósito aluvial, de una capa de materiales de depósito de avalancha volcánica, con niveles impermeables, que aísla el acuífero subyacente correspondiente a la zona fracturada y descomprimida del macizo rocoso, alimentado desde ambas márgenes del valle.

1.7.3. La Jaula (Ejes 1 y 2)

1.7.3.1. Situación

En la zona de la Jaula se han estudiado dos posibles ejes para el embalse separados unos 300 m. El eje 1 se ubica a unos 700 m aguas arriba del estero Los Pejerreyes, mientras que el segundo eje se encuentra a 1 km aguas arriba. En la alternativa 1, para un muro de 100 m de altura, presenta una longitud de 775 m, mientras que para la misma altura de presa, la alternativa 2 presenta una longitud aproximada de 750 m.

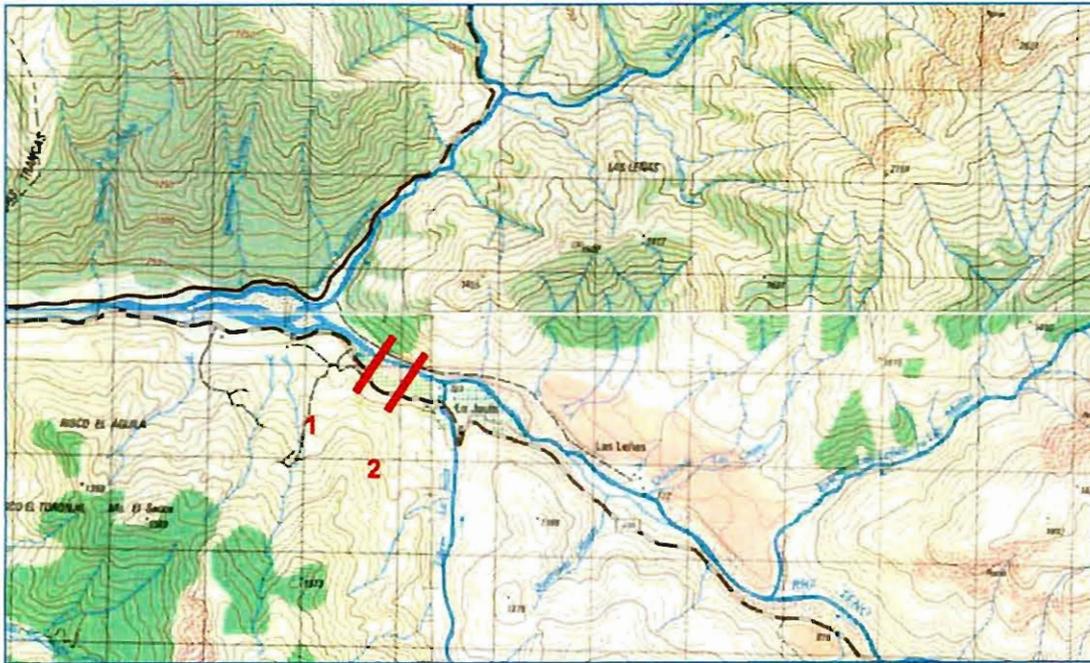


Figura 30. Emplazamiento de los dos ejes propuestos para la ubicación de La Jaula. Fuente TYPSA

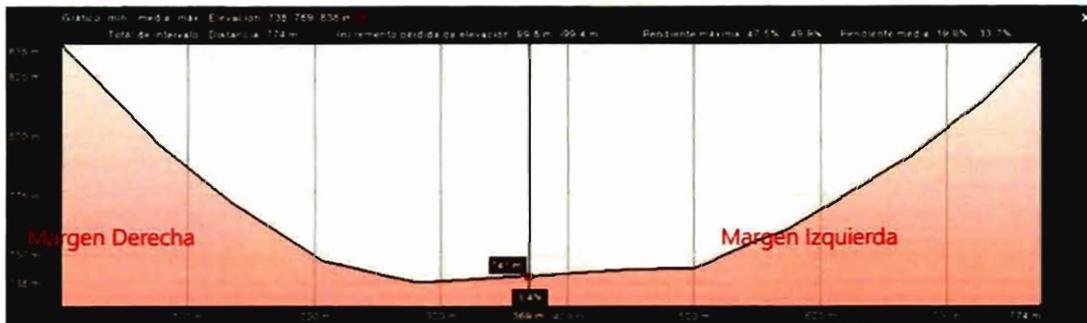


Figura 31. Perfil transversal aproximado del eje 1 visto hacia aguas arriba. Fuente Google Earth

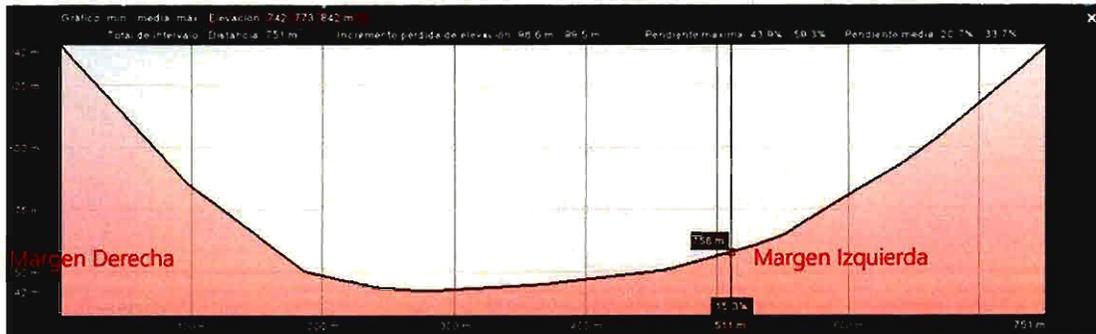


Figura 32. Perfil transversal del eje del embalse en la zona del eje 2 visto hacia aguas arriba. Fuente Google Earth

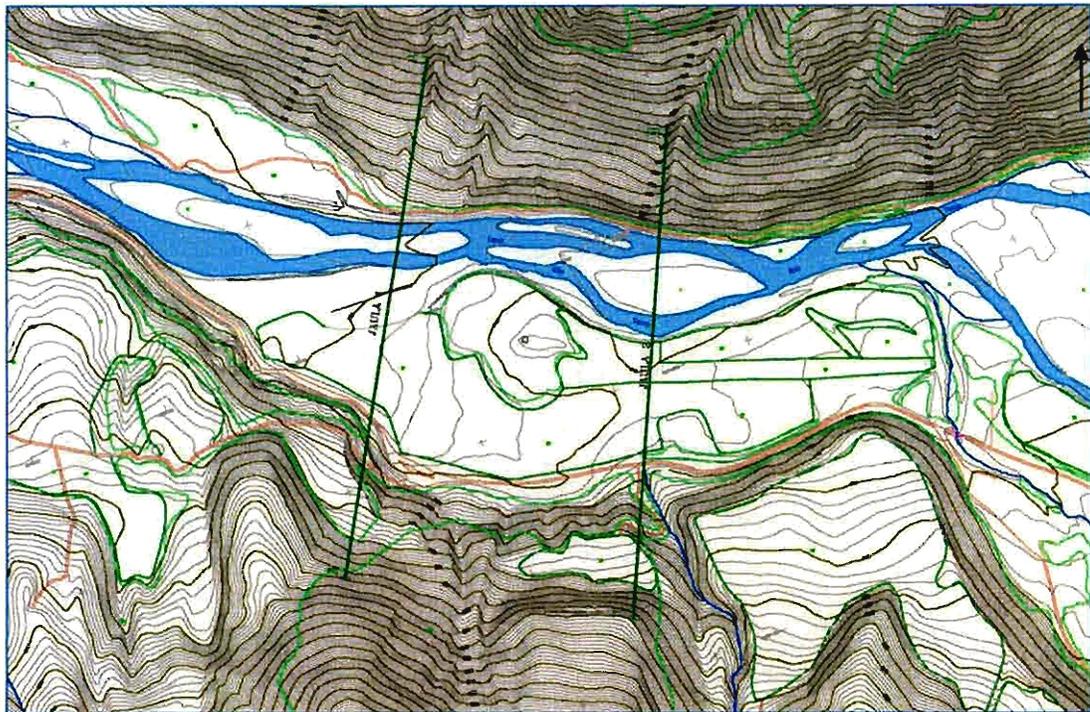
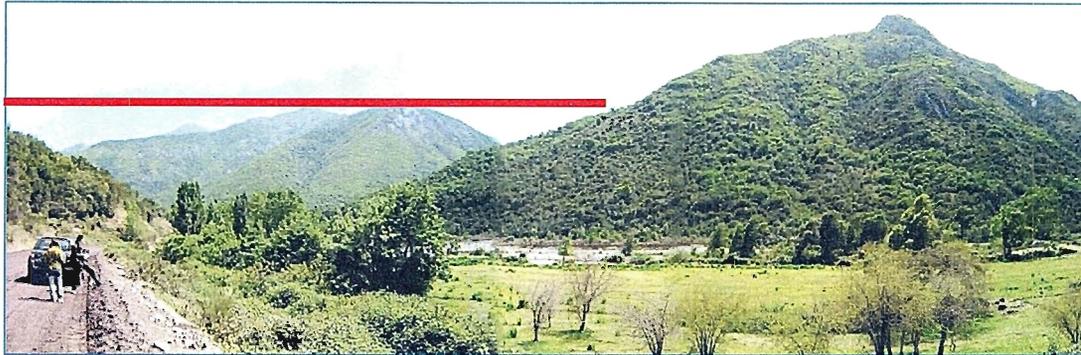


Figura 33. Emplazamiento de los dos ejes propuestos para la ubicación de La Jaula. Fuente TYPASA



Fotografía 14. Vista hacia aguas abajo de la zona de emplazamiento del eje 1.

1.7.3.2. Descripción de las unidades geológicas diferenciadas

Como se puede observar en los perfiles transversales de las dos alternativas, el valle presenta morfología glacial, con relleno del fondo de valle, por sedimentos fluviales y depósitos de avalancha volcánica. En la margen izquierda se han detectado coladas andesíticas de espesor métrico basculadas 35° hacia el norte.

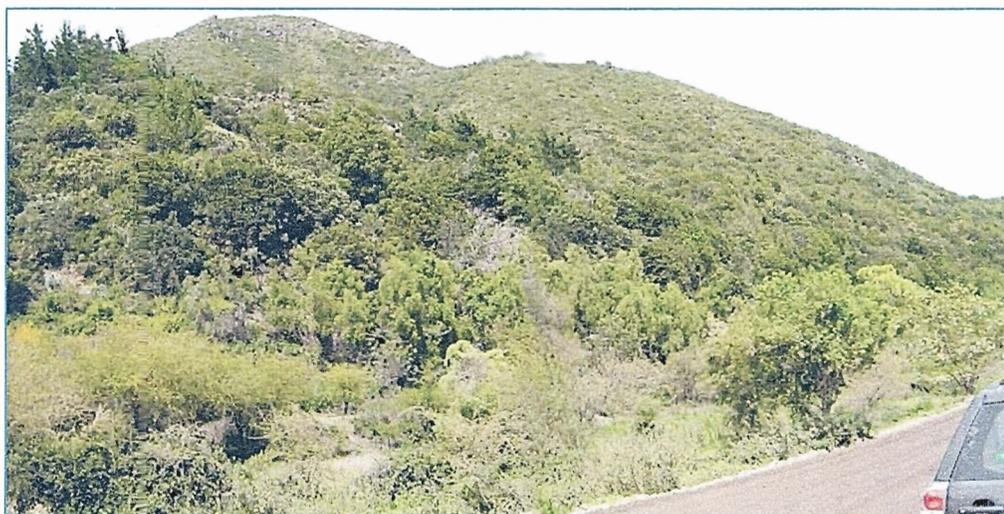
En el emplazamiento de la Jaula 1, en la base de la margen izquierda se observan afloramientos rocosos de pórfidos andesíticos, desde el talud de la pista existente, hasta la zona media de ladera de esta margen. En la zona media de ladera se observa una terraza formada por depósitos gravas rodadas, y materiales de avalancha volcánica, de unos 10 a 15 m de espesor. Por encima se vuelve a observar afloramientos rocosos.



Fotografía 15. Talud en andesitas en el camino de la margen izquierda, en la zona de La Jaula 1.



Fotografía 16. Aspecto de las gravas aluviales en el cortado del cauce



Fotografía 17. Vista hacia aguas abajo, de los relieves de la margen izquierda a la altura del Eje 2

En la margen derecha, se observa una gran presencia de vegetación cubriendo la ladera y algunos afloramientos rocosos sobresaliendo, con zonas de pendiente más suave probablemente por acumulación de depósitos coluviales a pie de ladera.

En el emplazamiento de La Jaula 2, en la margen izquierda, los afloramientos de roca se encuentran cubiertos por depósitos de terraza y de avalancha volcánica, que ocupan la zona baja y media de ladera sobre la pista.



Fotografía 18. Tarjád de pista con relleno de terraza, en la margen izquierda del eje 2.



Fotografía 19. Escarpe sobre el talud de la fotografía anterior, mostrando los materiales de avalancha volcánica en la zona media de ladera, en la margen izquierda del eje 2.

En la margen derecha, aunque cubierta por densa vegetación, se observan afloramientos de roca volcánica, y la ladera se presenta bastante escarpada, por lo que es previsible una escasa presencia de suelos, coluviales o de alteración de la roca.



Fotografía 20. Margen derecha en la zona de La Jaula 2



Fotografía 21. Vista hacia aguas arriba del emplazamiento de la Jaula 2

El embalse recoge las aportaciones del estero La Jaula. Las paredes del vaso no presentarían, en principio, problemas de impermeabilidad, ya que se encuentran confinadas por el substrato de rocas volcánicas.

La presencia de materiales de la formación Abanico en ambas laderas es favorable para la cimentación de los estribos en material competente. Los depósitos potentes de avalancha volcánica y fluviales en la zona inferior-media de la margen izquierda, en el emplazamiento de La Jaula (eje2), deberán excavar para el apoyo de la presa en el substrato rocoso. En el estribo izquierdo del Eje 1 también aparecen algunos recubrimientos de terraza aluvial y de avalancha volcánica, pero de entidad muy inferior a los encontrados en el Eje 2.

En el fondo del valle, en la zona de la margen izquierda de la Jaula situada entre los dos ejes planteados, se ha reinterpretado el depósito superficial existente, como un derrumbe de ladera local, tanto por la presencia de grandes bloques rocosos como por la morfología sobreyacente de este depósito sobre la plana aluvial, apoyado por los depósitos detectados en los primeros metros de los sondajes STJ01 y ST-J04 de distinta naturaleza que los fluviales detectados por debajo de los mismos y un espesor coincidente e 4 m. Por otra parte los perfiles sísmicos PS-4 y PS-5 muestran la posible existencia de un antiguo paleocauce en la zona más cercana a la ladera izquierda. El derrumbe de ladera ocurrido entre las zonas de los ejes propuestos habría desplazado el cauce a su ubicación actual junto a la margen derecha.

Por debajo del depósito de derrumbe de ladera superficial los reconocimientos geotécnicos realizados, mediante geofísica y sondajes, han mostrado la existencia de un depósito aluvial 16 m, constituido por gravas poligénicas redondeadas, en matriz arenosa, al que subyace un relleno de avalancha volcánica de la misma entidad (del orden de 20 m de espesor medio) que parece descansar sobre el substrato rocoso andesítico, constituido por clastos volcánicos y bloques en matriz limoarenosa o arcillo-arenosa, con niveles impermeables, que, al igual que en Los Queñes funciona como barrera hidrogeológica, confinando el acuífero subyacente, que ocupa la zona fracturada y descomprimida del macizo rocoso.

1.7.3.3. Estructura del macizo rocoso

Para el estudio de la estructura geológica del emplazamiento de la Jaula (1 y 2), se han tomado 24 estaciones geomecánicas y/o puntos de lectura, con un total de 38 medidas estructurales de diaclasas, habiéndose detectado dos pequeñas fallas en el entorno. Para su análisis se ha empleado el programa CALEST desarrollado por TYP SA. Existen algunos sistemas dominantes o con variaciones locales y otros sistemas más caóticos y localizados en puntos concretos.

El análisis ha revelado dos sistemas de fallas y cinco sistemas de diaclasas principales, estos sistemas son (según dirección de manto y manto):

Tabla 27. Principales discontinuidades. Fuente TYPESA

Tipo de Plano	Sistema	Dirección de manto	Ángulo de manto
Falla	F1	190°	70°
Falla	F2	270°	89°
Diaclasa	J1	281°	34°
Diaclasa	J2	336°	44°
Diaclasa	J3	177°	72°
Diaclasa	J4	178°	31°
Diaclasa	J5	59°	71°

La falla local F1 pertenece a un sistema de fallas cuya dirección parece corresponder a un sistema de fracturación regional, ya que también se ha medido en los emplazamientos de Vaca Molongo y de los Queñes, aunque las fallas observadas son de poca entidad tanto en continuidad <10 m como en espesor de relleno cataclástico.

F2 es una falla local de poca continuidad, <5 m y espesor centimétrico.

Los sistemas J1 y J2, son dos sistemas de gran continuidad y espaciado decimétrico a métrico.

Los sistemas J3 y J5 son subverticales y ortogonales entre sí, y probablemente se pueden atribuir a la disyunción prismática originada por el enfriamiento de las coladas. Presentan un espaciado centimétrico.

El sistema J4 es de continuidad < 10 m y espaciado centimétrico.

1.7.3.4. % RQD obtenido en sondajes

Sondaje ST-J1

Este sondaje se desarrolla en su totalidad en suelos de depósito fluvial.

Sondaje ST-J2(1)

Este sondaje ha detectado roca a 35 m de profundidad. En general se encuentra muy fracturado, con presencia de zonas algo menos fracturadas.

Tabla 28. % RQD obtenido en sondaje ST-J2(1). (Fuente TYPASA)

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	RQD (%)
ST-J2(1)	35,00 – 35,50	Andesita porfídica GM III	40
ST-J2(1)	35,50–36,00	Andesita porfídica GM III	0
ST-J2(1)	36,00–36,20	Andesita porfídica GM III	100
ST-J2(1)	36,20–37,50	Andesita porfídica GM III	0
ST-J2(1)	37,50–38,20	Andesita porfídica GM III	30
ST-J2(1)	38,20–41,90	Andesita porfídica GM III	0
ST-J2(1)	41,90–43,00	Andesita porfídica GM II	20 - 60
ST-J2(1)	43,00–44,60	Andesita porfídica GM II	0

Sondaje ST-J2(2)

Este sondaje presenta 10 m de depósitos de avalancha volcánica sobre 1,70 m de sedimentos fluviales.

Sondaje ST-J3(1)

Este sondaje se desarrolla en su totalidad en suelos de depósito fluvial.

Sondaje ST-J3(2)

Este sondaje se desarrolla en su totalidad en suelos de depósito fluvial.

Sondaje ST-J4

Este sondaje se desarrolla en su totalidad en suelos de depósito fluvial y depósitos de avalancha volcánica.

Sondaje ST-J5

Este sondaje ha penetrado en roca entre 40,50 y 47,50 m de profundidad. La roca aparece muy fracturada y bastante alterada.

Tabla 29. % RQD obtenido en sondaje ST-J5. (Fuente TYPASA)

Sondaje	Profundidad (m)	Litología	RQD (%)
ST-J5	40,50 – 41,00	Andesita gris oscura GM IV	0
ST-J5	41,00–41,50	Andesita gris oscura GM III	60
ST-J5	41,50–42,50	Andesita gris oscura GM III	20
ST-J5	42,50–43,00	Cavidad	0
ST-J5	43,00–43,50	Andesita gris oscura GM IV	20
ST-J5	43,50–45,50	Andesita gris oscura GM IV-V	0
ST-J5	45,50–46,00	Andesita gris oscura GM IV	20
ST-J5	46,00–47,50	Andesita gris oscura GM V	0

1.7.3.5. Análisis de la napa de agua

A continuación se presenta una tabla con el resumen de los niveles de agua medidos al finalizar los sondeos:

Tabla 30. Resumen niveles de agua medidos. (Fuente TYPASA)

Fecha	Sondaje	Prof. Agua (m)	Situación
30-06-2013	ST-J1	Superficial	Fondo del valle
15-04-2013	ST-J2(1)	No	Margen izquierda
18-04-2013	ST-J2(2)	No	Margen izquierda
30-06-2013	ST-J3(1)	Superficial	Margen derecha
18-07-2013	ST-J3(2)	1,55	Margen derecha
15-07-2013	ST-J4	Superficial	Fondo de valle
30-09-2013	ST-J5	Mana agua desde 39 m	Margen derecha

Los niveles medidos confirman que, en las profundidades reconocidas, existe napa de agua libre, en el fondo de valle, coincidente aproximadamente con el nivel de fluctuación del nivel de agua del río y, a partir de 39 – 40 m de profundidad, un acuífero confinado por la capa de depósitos de avalancha subyacente al depósito aluvial, con presión de agua por encima de la cota de superficie de la plana aluvial.

1.7.4. Vaca Molongo

1.7.4.1. Situación

Este emplazamiento se sitúa sobre la cota 1000 m, a unos 16 km de distancia aguas arriba de la población de los Queñes, en la intersección del río Claro con el Teno. En este sector del río, el valle cambia completamente su fisonomía, encajándose en la cordillera, mostrando un perfil en V cerrada, disminuyendo el espesor de los depósitos fluviales existentes. El material grosero se presenta, con un tamaño mayor y un grado de redondez menor, debido a la mayor energía y menor transporte sufridos. El perfil del río presenta además una pendiente mayor, que limita el posible desarrollo del vaso. Para una presa de unos 100 m de altura, la longitud de coronación estimada es de 380 m.



Figura 34. Situación del emplazamiento de Vaca Molongo. Fuente TYP SA

Este emplazamiento presenta un vaso estrecho y no muy largo debido al aumento de pendiente que presenta el perfil del río en este sector. Se trata de un valle en V que se prevé, va a presentar un depósito fluvial de fondo de valle, poco importante.

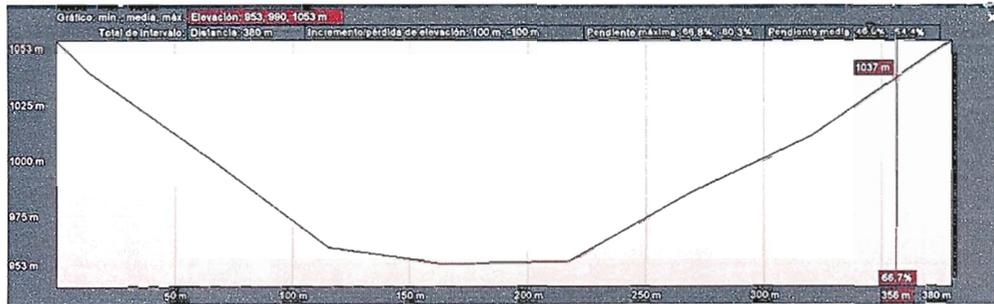
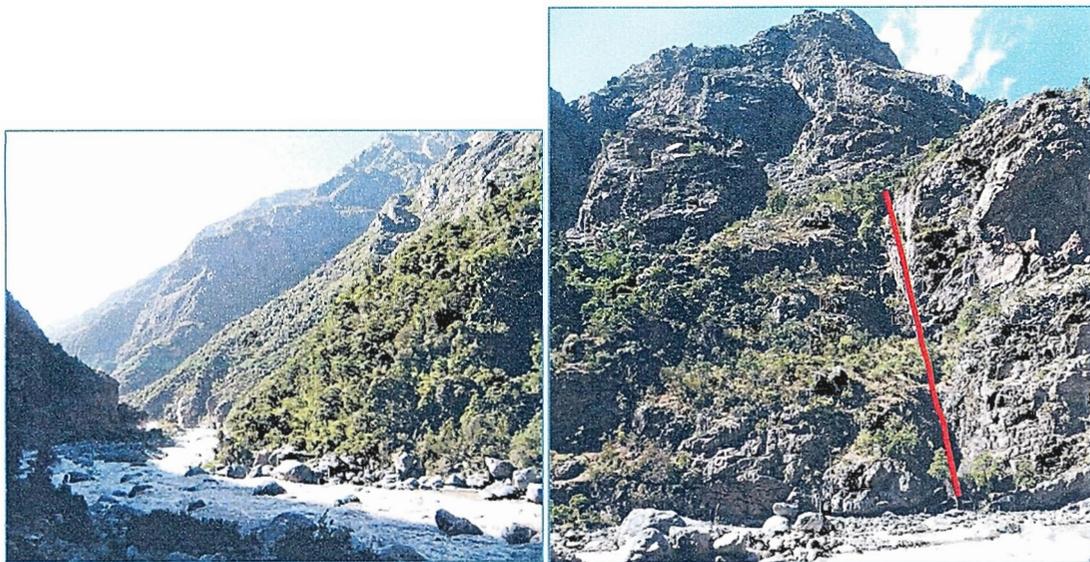


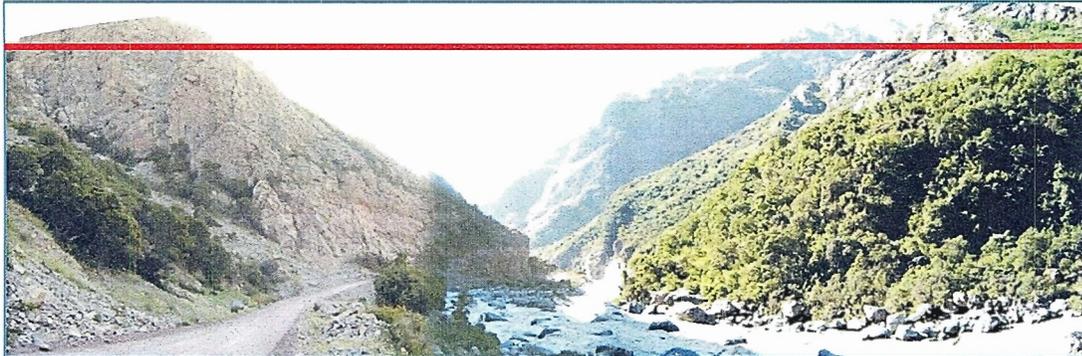
Figura 35. Perfil aproximado de Vaca Molongo visto hacia aguas arriba. Fuente Google Earth



Fotografía 22. Vista del cauce y margen derecha, con falla subvertical, en Vaca Molongo

1.7.4.2. Descripción de las litologías aflorantes

En ambas márgenes se detecta roca competente para la cimentación de los estribos, formada por andesitas y pórfidos andesíticos.



Fotografía 23. Vista hacia aguas abajo de la zona de emplazamiento

1.7.4.3. Estructura del macizo rocoso

Para el estudio de la estructura geológica del emplazamiento de Vaca Molongo, se han tomado 6 estaciones geomecánicas y/o puntos de lectura, con un total de 15 medidas estructurales de diaclasas, habiéndose detectado una pequeña falla en el entorno. Para su análisis se ha empleado el programa CALEST desarrollado por TYP SA. Existen algunos sistemas dominantes o con variaciones locales y otros sistemas más caóticos y localizados en puntos concretos.

El análisis ha revelado un sistema de falla y cuatro sistemas de diaclasas principales, estos sistemas son (según dirección de manto y manto):

Tabla 31. Principales discontinuidades. Fuente TYP SA

Sistema	Dirección de manto	Ángulo de manto
F1	140°	70°
J1	338°	34°
J2	215°	26°
J3	157°	77°
J4	243°	90°
J5	013°	70°

La falla local F1 pertenece a un sistema de fallas cuya dirección parece corresponder a un sistema de fracturación regional, ya que también se ha medido en los emplazamientos de La Jaula y de Los Queñes, aunque las fallas observadas son siempre de poca entidad tanto en continuidad <10 m como en espesor de relleno cataclástico.

Los sistemas J1 y J2, son dos sistemas de gran continuidad y espaciado decimétrico a métrico.

Los sistemas J3, J4 y J5 son subverticales. Presentan continuidad media <5 m y un espaciado centimétrico.

1.8. ESTUDIO DE MATERIALES

El objetivo principal de la investigación de materiales es obtener la suficiente información sobre estos, para satisfacer las necesidades de su utilización en función de la alternativa y del tipo de presa que se considere. En este sentido, debe procederse de una manera secuencial adecuada al progresivo conocimiento de la geotecnia de los emplazamientos seleccionados, optimizando el coste y plazo de la investigación.

El presente estudio de materiales se ha enfocado principalmente dentro de los vasos o zonas inundables de los emplazamientos de presa propuestos, con el fin de evitar la necesidad de expropiaciones adicionales a las del propio embalse, evitar la afección medioambiental y disminuir los costes por transporte de los materiales desde sus zonas de extracción a la zona de emplazamiento. Asimismo, aunque de manera menos significativa, las excavaciones en las zonas de vaso aumentarían la capacidad de los embalses.

Las necesidades de material se diferencian por la tipología de presa y por la zonación de la misma: núcleo impermeable o pantalla, espaldones, filtros, drenes y protección contra oleaje (rip-rap).

Debido a las características de los sitios de presa seleccionados, se han estudiado los siguientes tipos de material enfocados a las opciones de presa más razonables, tanto técnica como económicamente:

- Materiales impermeables para núcleo
- Materiales granulares para espaldones, para filtros y drenes, agregados de hormigón y cuerpo de presa de grava.
- Escollera para espaldones, escollera de protección (rip-rap) o cuerpo de presa

Se ha establecido una campaña de calicatas diferenciada dentro de los vasos de las alternativas de presa seleccionadas con el fin de caracterizar los materiales existentes.

1.8.1. Materiales impermeables para núcleo

Se han estudiado y muestreado los materiales más finos de los depósitos de avalancha, únicos con suficiente porcentaje limo-arcillosa en su matriz, para resultar adecuados a este fin. Se han reconocido fundamentalmente en la margen izquierda de ambos emplazamientos.

En todo caso, por los reconocimientos geológicos de superficie, parece dudoso, dada la variabilidad composicional de la matriz, en diferentes zonas y tramos, que pueda delimitarse un área con suficiente homogeneidad y volumen para justifique su explotación y aprovechamiento.



Fotografía 24. Aspecto de un talud en materiales de avalancha volcánica. Zona de Las Leñas



Fotografía 25. Detalle de composición del material de avalancha volcánica, con predominio de fragmentos de roca.

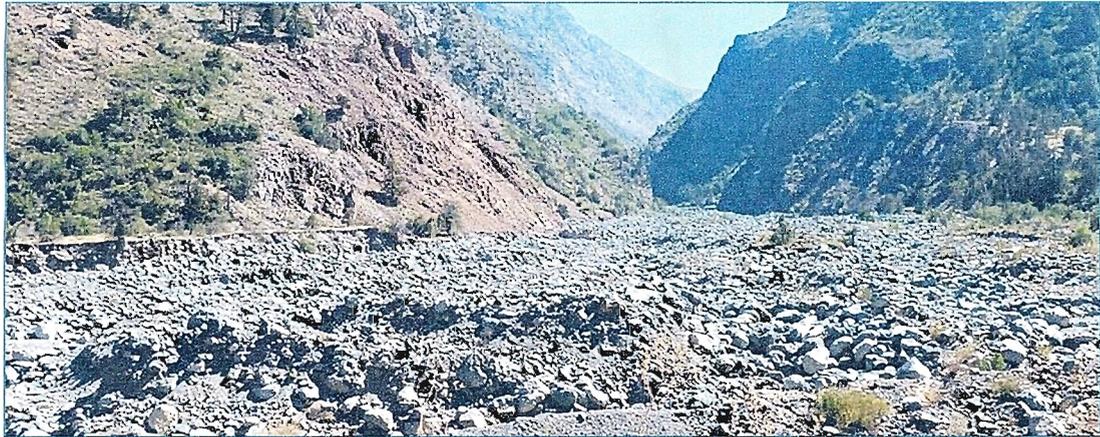
1.8.2. Materiales granulares

Los materiales granulares para espaldones, filtros, drenes, agregados para hormigón y cuerpo de presa de grava, se han estudiado dentro de las zonas inundables del vaso, en ambas alternativas.

Se trata de los abundantes depósitos de gravas de clastos rodados y bolones que ocupan el fondo de valle a lo largo de los vasos de los potenciales embalses.

Existe una gran heterogeneidad de tamaños en forma de bolones, gravas y arenas de distintas litologías predominantes, de tipo granítico, andesítico y basáltico, y menos abundantes de tipo intrusivo (granitos, dioritas). En general, las propiedades resistentes de estas litologías son muy altas, dada su completa ausencia de alteración.

Son excelentes materiales para, previo cribado y machaqueo, obtener las granulometrías artificiales necesarias para agregados de hormigones, filtros y drenes. También pueden contemplarse, en estado natural, para constitución de cuerpo de presa de tipo CFGD (se ha utilizado con éxito en la Presas chilenas de Santa Juana, Puclaro y El Bato).



Fotografía 26. Depósito aluvial de cauce (gravas, arenas y bolones) en la desembocadura del Estero Los Pejerreyes. Vaso de Los Queñes



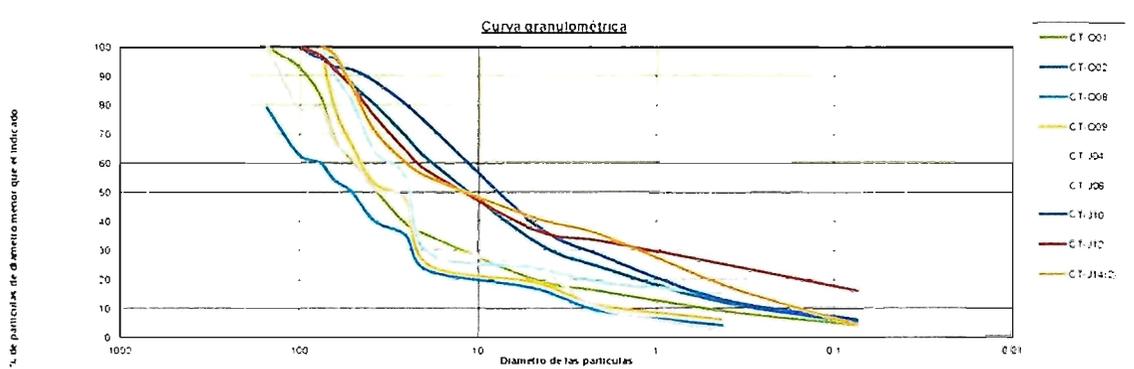
Fotografía 27. Detalle del depósito aluvial de cauce (gravas, arenas y bolones) del Estero los Pejerreyes.



Fotografía 28. Detalle del de cauce (gravas, arenas y bolones) del Teno en la zona de La Jaula-1.

Los ensayos granulométricos obtenidos en los ensayos realizados a los materiales granulares del depósito fluvial-aluvial del valle, recomendados como materiales para la construcción del cuerpo de presa en los emplazamientos estudiados, se presentan a continuación en el gráfico adjunto:

Figura 36. Granulometrías calcadas de yacimientos recomendados. Fuente: TYP SA



Los volúmenes de materiales aluviales, disponibles para su explotación, superan en los dos casos las necesidades de las presas.

En el aluvial correspondiente a la zona inundable de Los Queñes se ha marcado, en Lámina n° 8, una superficie de aluvial explotable de aproximadamente 2.683.000 m², que considerando un espesor de explotación de 8 m proporcionarían un volumen de 21.440.000 m³ de gravas arenosas y bolos. De acuerdo con la banda de curvas granulométricas obtenidas en los ensayos realizados estos materiales (Figura n° 30), se considera un porcentaje de rechazo del 25%, con lo que resultaría un volumen total de 17.500.000 m³ de materiales aprovechables para la construcción de la presa.

Las necesidades de materiales para presa y ataguía, en el emplazamiento de Los Queñes, totalizan 10.800.000 m³, que incrementados en un 50% arrojan la cifra de 16.200.000 m³, inferior al volumen estimado de materiales aprovechables.

En el aluvial correspondiente a la zona inundable de Las Jaulas se ha marcado, en Lámina n° 9, una superficie de aluvial explotable de aproximadamente 2.240.400 m², que considerando un espesor de explotación de 10 m proporcionarían un volumen de 22.404.000 m³ de gravas arenosas y bolos. De acuerdo con la banda de curvas granulométricas obtenidas en los ensayos realizados estos materiales (Figura n° 30), se considera un porcentaje de rechazo del 25%, con lo que resultaría un volumen total de 17.923.200 m³ de materiales aprovechables para la construcción de la presa.

Las necesidades de materiales para presa y ataguía, en el emplazamiento de Los Queñes, totalizan 11.900.000 m³, que incrementados en un 50% arrojan la cifra de 17.850.000 m³, inferior al volumen estimado de materiales aprovechables.

1.8.3. Enrocado

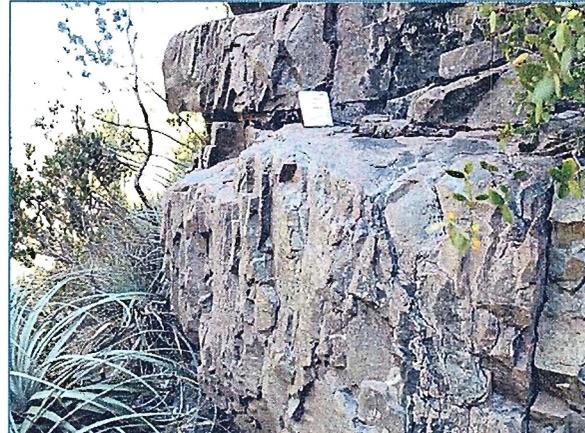
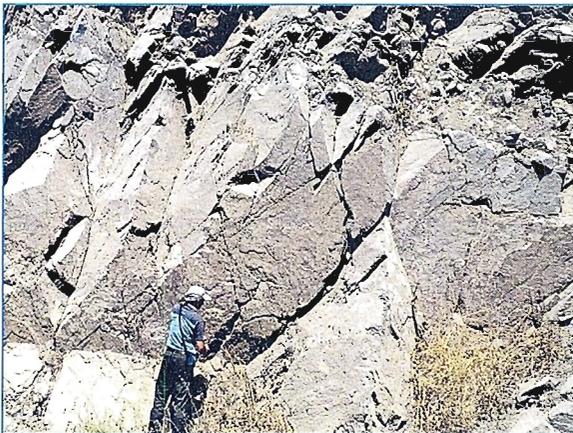
Los materiales de enrocado para las tipologías de presa, han sido considerados de posible obtención, en la cantera existente en la margen izquierda del valle, inmediatamente aguas arriba de la confluencia del Estero la Jaula en el río Tenó. Se trata de una potente colada basáltica o andesítica de aspecto masivo, que podría permitir la obtención de grandes bloques de roca sana.



Fotografía 29. Frente de cantera en la margen izquierda del valle, inmediatamente aguas arriba del Estero la Jaula

Alternativamente se ha indicado posibilidad de extracción en otras dos zonas de la margen izquierda del valle, el primero de ellos en el emplazamiento de El Ciprés, y el segundo aguas arriba de la zona de estudio, en el entorno del emplazamiento de Vaca Molongo, donde existen importantes afloramientos de rocas de buena calidad.

El mayor condicionante para la obtención de escollera, además de la calidad en cuanto a ausencia de alteración y elevada resistencia que se exige a la roca, puede ser el grado de fracturación del macizo rocoso, que caso de ser muy elevado no permitiría la obtención de bloques de tamaño adecuado, lo que inclinaría la balanza comparativa a favor del diseño de tipología de presa de gravas.



Fotografías 30 y 32. Coladas andesíticas en El Ciprés (izquierda) y Vaca Molongo (derecha)

1.9. CONCLUSIONES

1.9.1. El Ciprés

En el emplazamiento de El Ciprés, se observa en superficie el substrato rocoso en ambos márgenes, en la zona de cimentación de los estribos de la presa. El recubrimiento aluvial del fondo del valle es de gran espesor y se localiza a lo largo de la ancha plana morfológica que constituye el fondo del valle.

El substrato rocoso está constituido, en la zona media y superior de la margen derecha, y en toda la ladera de la margen izquierda, por coladas lávicas de tipo andesítico. En la margen izquierda, se localizan, a media ladera, recubrimientos de gravas de terraza y depósitos de avalancha, de escasa entidad, que sobreyacen lateralmente a los niveles de coladas andesíticas. Hacia la zona alta de ladera el substrato presenta variaciones litológicas, con presencia de capas de tobas andesíticas y aglomerados volcánicos de textura brechoide. En la margen izquierda, entre la plana aluvial y la pista existente, se desarrolla una importante terraza con imbricaciones de depósitos de avalancha volcánica, que alcanza los 30 m de espesor, en un marcado escarpe sobre la plana aluvial.

Las andesitas son rocas duras, sanas o débilmente meteorizadas en los afloramientos reconocidos. Este substrato presenta, en cuanto a resistencia, condiciones favorables a cualquier tipología de presa, incluidas las de hormigón de gravedad y arco-gravedad.

Sin embargo, dada la extensión de la plana aluvial, de unos 700 m, y el enorme espesor del depósito aluvial subyacente, del orden de los 300 m (incluyendo depósitos fluviales recientes y fluvio-glaciares antiguos), parece más aconsejable la tipología de presa de materiales locales, preferentemente de tipo CFRD o CFGD (enrocado o grava con pantalla de hormigón). La tipología de presa de gravas puede resultar muy interesante, sobre todo cuando se dispone de un importante volumen de gravas aluviales en el vaso y hay mayor dificultad para la obtención de escollera de calidad dentro de la zona inundable del embalse.

Respecto a la permeabilidad del substrato, es evidente que los depósitos granulares de origen aluvial que se presentan con gran espesor en el fondo del valle, presentan una muy elevada permeabilidad, que obligaría a costosas medidas de impermeabilización, con pared moldeada e inyecciones, para reducir las filtraciones hasta valores aceptables.

En el vaso no se evidencian problemas graves ligados a la permeabilidad o inestabilidad de laderas. La estabilidad de laderas es buena, los materiales de terrazas y de avalancha volcánica, dada su cierta compacidad y cementación soportan altos taludes de excavación próximos a subverticales con excelente estabilidad. En el resto de materiales, coluviones y conos de deyección, solo cabe esperar pequeños arrastres superficiales de suelos coluviales o de alteración del substrato rocoso, que no deben presentar ningún riesgo para la presa.

1.9.2. Los Queñes

La roca está presente en la zona inferior de la margen izquierda, en los taludes de la pista existente y en el entorno del monumento de BioBio. Por encima de estos afloramientos rocosos se observan recubrimientos locales de gravas de terraza, de 3 – 4 m de espesor, y depósitos de avalancha de mayor desarrollo.

El substrato rocoso está constituido mayoritariamente por rocas de tipo andesítico-brechoide. La roca se presenta generalmente poco meteorizada y con buenas características resistentes. Su grado de fracturación es muy variable, en general muy fracturada, con presencia de algunas fallas locales.

El fondo del valle está ocupado por depósitos aluviales, que se extienden por la margen derecha, ya que el cauce fluvial discurre al pie de los afloramientos rocosos de la margen izquierda. De acuerdo a los perfiles geofísicos de refracción realizados, parece haber una primera capa, en la margen derecha, con espesores de 10 a 15 m, y velocidades de 1200 a 1600 m/s. Subyaciendo a este primer nivel, se observa una capa con velocidades de 2600 – 2800 m/s que es la última capa detectada por los perfiles de refracción, ya que no se ha detectado ningún otro refractor de mayor velocidad por debajo (hasta la profundidad máxima de reconocimiento de unos 30 m). Los sondeos realizados mostraron presencia de depósitos fluviales claramente por debajo del refractor de velocidad 2600 m/s, lo que indica que estos depósitos, en su tramo inferior, presentan una alta compacidad.

El perfil de reflexión PX-3, de penetración mucho mayor que la reflexión, se ha realizado en paralelo al cauce fluvial por el borde derecho del mismo. Este perfil encuentra una capa superficial de unos 5 a 7 m de espesor, con velocidades en torno a 1500 – 1800 m/s, bajo la cual se localiza una segunda capa de 2500 m/s, que se extiende hasta los 50 - 60 m de profundidad. Se trata de la capa, como se explica a continuación, finalmente interpretada como correspondiente tanto al tramo basal de gravas aluviales como a la capa de depósitos de avalancha subyacente algo cementada y al substrato rocoso fracturado y descomprimido situado por debajo.

Por debajo de esta capa se alcanza un reflector de 3300 m/s de velocidad, que debe corresponder inequívocamente al substrato rocoso, ya que las velocidades a mayor profundidad no presentan un cambio significativo, con un máximo en torno a 3700 m/s en los más de 500 m de profundidad alcanzados en el perfil.

En la margen izquierda, en el borde exterior de la pista situada junto al cauce, se ha ejecutado el sondeo ST-Q1, cuyo registro corresponde íntegramente en la roca del substrato (andesita porfídica). El sondeo atraviesa una zona de falla, con fragmentos rocosos en matriz arcillosa y arenosa, que abarca desde los 6 m hasta los 13 m de profundidad. Por debajo de esta cota aparece roca sana con RQD del 100% hasta el final del sondeo a 17 m de profundidad.

En la margen derecha del cauce se han ejecutado dos sondeos mecánicos ST-Q3, hacia el centro del valle, y ST-Q4, en el pie de la ladera derecha, ligeramente aguas abajo del eje de presa. Otros dos sondeos cortos, ST-Q2(1) y ST-Q2(2) se iniciaron en la misma zona del ST-Q4 pero quedaron interrumpidos por roturas de material en la perforación de las gravas aluviales, sin alcanzar sus objetivos de localizar el substrato rocoso.

El sondeo del centro del valle, ST-Q3 ha perforado 9 m de gravas aluviales, poligénicas, con bolos y clastos redondeados en matriz arenosa. Los ensayos Lefranc realizados han arrojado permeabilidad elevada, del orden de 5 a 8E-06 m/s. A partir de 9 m de profundidad, la recuperación sigue siendo muy baja, pero hay varios factores que nos inclinan a pensar que el sondeo ha atravesado el depósito aluvial de gravas arenosas y penetrado en otra capa subyacente:

- Desaparece la composición poligénica de los cantos, y entramos en un tramo de homogeneidad litológica (andesítica)
- Los ensayos Lefranc entre 19 y 25 m muestran impermeabilidad total del tramo

- Los fragmentos de roca que se recuperan presentan superficies de diaclasas con óxido o con rellenos de arena fina y limo/arcilla.

Inicialmente manejamos la interpretación de que, la muy baja recuperación obtenida a partir de 20 m, y especialmente desde 29 m de profundidad, asociada a la presencia de indicios de arcilla-limo, y abundante óxido en los fragmentos rocosos recuperados, debía corresponder a una zona de falla en el macizo rocoso del substrato, cuya molienda cataclástica, de composición arcillo-limosa y arenosa ha sido lavada por la propia perforación.

Además, a partir de 35,50 m brotaba agua artesiana que salía por la boca del sondaje, lo que evidenciaba que, en esa cota, habíamos perforado el techo de un acuífero confinado subyacente al subálveo del valle. El elemento impermeable que confinaba el acuífero, se interpretó, podría ser el relleno de falla, con fuerte componente limo-arcilloso, detectada a partir de los 29 m de profundidad

Una situación similar se detectó en el sondaje ST-Q4, en el pie de la margen izquierda, también con baja recuperación y con flujo de agua artesiana emergiendo por la boca del sondaje. El contacto inferior del depósito aluvial se localiza a 12 m de profundidad. La capa subyacente, con baja recuperación, se interpretó inicialmente como un macizo rocoso muy fracturado y alterado, con zona de falla a partir de los 14 m y hasta los 32 m. La zona de falla presentaría matriz limo-arcillosa y arenosa, recuperándose solamente los fragmentos rocosos englobados.

En la primera interpretación, las presuntas zonas de falla detectadas en los dos sondajes de la margen derecha del valle, se correlacionaban, presentando manteo de ángulo suave hacia la margen izquierda. La impermeabilidad del potente tramo de relleno cataclástico de esta zona de falla podría explicar el confinamiento de un acuífero local subyacente, alimentado desde los relieves de la margen derecha del valle.

Sin embargo, con posterioridad a esta interpretación, se realizó en el entorno de La Jaula, el sondaje ST-J5, que encontró, bajo 27 m de gravas aluviales, materiales muy similares a los interpretados como zona de falla en los Queñes. La aparición de agua artesiana al alcanzar los 39 m de profundidad (a una profundidad similar a la de aparición del agua a presión en Los Queñes) mostró con claridad que el confinamiento del acuífero no era el resultado de un accidente geológico local, sino una característica general del fondo de valle en el Teno.

Esto motivó la revisión y reinterpretación de los datos de sondajes disponibles, constatando la presencia, bajo el depósito aluvial, de una potente capa de materiales impermeables, en todo el fondo del valle y afectando a los dos emplazamientos de presa considerados (Los Queñes y La Jaula), que por las características de los materiales perforados (homogeneidad de roca volcánica, residuos de matriz limo-arenosa y arcillosa, óxido en planos de diaclasa e impermeabilidad), solamente resultaba asimilable a una capa de tipo avalancha volcánica, con condiciones generales de impermeabilidad, que confina el acuífero subyacente, correspondiente a la zona fracturada y alterada del substrato rocoso.

La zona de substrato rocoso sano, con la fracturación cerrada en profundidad, y condiciones generales de impermeabilidad, constituyendo el muro del acuífero confinado, se situaría en torno a los 50 – 60 m de profundidad, donde la geofísica profunda (reflexión) encuentra el reflector con velocidad por encima de los 3300 m/s.

Tanto las gravas aluviales, por debajo de los primeros 10 m de profundidad, donde la velocidad sísmica supera los 2000 m/s, como la capa de materiales de avalancha subyacente, con velocidad sísmica superior a 2300 m/s, presentan capacidad portante suficiente para el apoyo de una presa con tipología de materiales locales. La capa de materiales de avalancha, por su relativa impermeabilidad, también podría garantizar filtraciones muy limitadas. No obstante, dada la existencia de un acuífero confinado, subyacente a los materiales de avalancha, parece recomendable valorar una pantalla de inyecciones de impermeabilización que profundice hasta los 50 - 60 m de profundidad, donde la velocidad sísmica obtenida, superior a los 3200 m/s parece corresponder al substrato rocoso sano, y suficientemente impermeable, que funcionaría como límite inferior o muro del acuífero detectado.

Respecto a tipologías de presa, tanto la geometría de la cerrada, relativamente abierta, como el desarrollo del depósito aluvial y de avalancha volcánica, y sobre todo la mala calidad del substrato rocoso detectado bajo el nivel de avalancha de fondo de valle y en el pie de la margen derecha, hacen aconsejable una tipología de materiales locales, de tipo CFRD o CFGD (enrocados o gravas con pantalla de hormigón en el paramento de aguas arriba). Los materiales locales, detectados en el estudio de yacimientos, apuntan más bien a una presa de gravas, del tipo CFGD.

Finalmente, atendiendo a los materiales disponibles en la zona inundable del embalse, se ha seleccionado y valorado la alternativa de presa de CFGD.

Tanto el desvío del río, en túnel, como el Evacuador de Crecidas se proyectan por la margen izquierda del valle, donde existen recubrimientos de avalancha y de terraza fluvial sobre el substrato rocoso. El substrato rocoso, constituido por andesitas, con predominio de texturas brechoides, aflora en taludes de la pista, siempre con intensa fracturación. El túnel de desvío se excavará, presumiblemente en estos materiales rocosos del substrato

En esta fase del estudio (Prefactibilidad) no ha sido posible la realización de reconocimientos geotécnicos en la parte alta de la margen derecha, por lo que se desconoce el espesor de recubrimiento de los depósitos de avalancha que puede verse afectado por las excavaciones del Evacuador de Crecidas. En fases posteriores del estudio será necesario despejar estas incertidumbres para definir taludes de excavación y condiciones de cimentación del citado elemento.

Por lo que respecta al estudio de materiales, las gravas aluviales de la zona inundable del embalse presentan reservas suficientes para satisfacer los elevados volúmenes requeridos para la construcción del cuerpo de presa y ataguía, aunque para ello es necesario prever un espesor de explotación del orden de los 8 m, y abarcar la totalidad de la plana aluvial del vaso.

Adicionalmente puede valorarse la obtención de enrocado en cantera, tanto en la cantera abierta aguas arriba del estero La Jaula, como en alguna de las zonas con afloramiento de coladas andesíticas sanas de suficiente espesor, como las indicadas en el apartado 4.9.3 del Estudio de Materiales, correspondientes a las zonas de El Ciprés y Vaca Molongo

En el vaso no se evidencian problemas graves ligados a la permeabilidad o inestabilidad de laderas. La estabilidad de laderas es buena, los materiales de terrazas y de avalancha volcánica, dada su cierta compacidad y cementación soportan altos taludes de excavación próximos a subverticales con excelente estabilidad. En el resto de materiales, coluviones y conos de deyección, solo cabe esperar pequeños arrastres superficiales de suelos coluviales o de alteración del substrato rocoso, que no deben presentar ningún riesgo para la presa.

1.9.3. La Jaula (Ejes 1 y 2)

En el emplazamiento previsto para La Jaula (Eje 1), en la base de la margen izquierda se observan afloramientos rocosos de pórfidos andesíticos, desde el camino hasta la zona media de ladera de esta margen. En la zona media de ladera se observa una terraza formada por depósitos gravas rodadas, y depósitos de avalancha, de unos 10 a 15 m de espesor. Por encima se vuelve a observar afloramientos rocosos.

En el emplazamiento de La Jaula (Eje 2), en la margen izquierda, los afloramientos de roca se encuentran cubiertos por depósitos de terraza y avalancha, de mayor entidad que los detectados en el Eje 1, que ocupan la zona baja y media de ladera sobre la pista.

En la margen derecha, aunque cubierta por densa vegetación, se observan afloramientos de roca volcánica, y la ladera se presenta bastante escarpada, por lo que es previsible una escasa presencia de suelos, coluviales o de alteración de la roca. En la zona baja-media de ladera de esta margen, se conservan retazos de depósitos de terraza y de recubrimientos de avalancha, que alcanzan hasta la cota 775 – 800, lo mismo que sucede en la margen izquierda sobre los afloramientos rocosos existentes en el talud de la pista (Eje1)

En el fondo de valle, la margen izquierda del cauce presenta una extensión superficial de un depósito de avalancha volcánica más reciente, que incluye el arrastre de grandes bloques rocosos. El depósito aluvial de fondo de valle, subyacente, ha sido reconocido mediante perfiles geofísicos de refracción y reflexión, y mediante sondajes mecánicos y calicatas.

En el eje1, los perfiles de refracción PS-4 y PS-5 muestran una capa superficial de 2 a 4 m de espesor, con velocidades de 300-500 m/s que debe corresponder al depósito de avalancha o bien a la zona limo-arenosa superficial del aluvial en esta zona. Por debajo, hasta los 10 m de profundidad, aparece una capa de 1300 – 1500 m/s que debe corresponder al depósito aluvial en la zona más cercana a la margen izquierda. Subyaciendo a este material, aparece una última capa de 2630 m/s, que de acuerdo a la interpretación de los materiales reconocidos en los sondajes, debe corresponder tanto a la base, más compacta del depósito aluvial, como a la potente capa de depósitos de avalancha subyacente, responsable del confinamiento del acuífero desarrollado por debajo, en la zona alterada y fracturada del substrato rocoso.

Probablemente esta misma velocidad sísmica corresponde también al macizo rocoso fracturado y descomprimido, como muestra el extremo OSO del perfil sísmico PS-4, muy próximo al talud de la pista donde aflora la roca.

El perfil de reflexión PX-2, en esta misma zona, indica que la capa de 2500 – 2600 m/s alcanza hasta los 30 – 40 m de profundidad, pasando por debajo a velocidades de 3200 m/s. La velocidad máxima de onda alcanzada, en los 500 m de profundidad reconocidos, es de 3870 m/s. La velocidad superior a 3000 m/s se interpreta como correspondiente al nivel de substrato rocoso sano, con la fracturación cerrada y condiciones generales de impermeabilidad, constituyendo el muro del acuífero confinado detectado bajo los depósitos de avalancha, a 40 m de profundidad, en el sondaje de la margen derecha ST-J5.

En los perfiles PS-10 a PS-13, realizados por el pie de la margen derecha, frente a los dos ejes estudiados (Ejes1 y 2) muestran un espesor de recubrimiento coluvial y aluvial con espesores desde 5 m en su extremo occidental,

hasta 14 m en su extremo oriental. El nivel de materiales de avalancha subyacente, que de acuerdo con el sondaje ST-J5, incluye también el tramo basal del depósito aluvial, presenta velocidades de 2400 – 2600 m/s.

El perfil sísmico de reflexión PX-4, realizado en el centro del valle, frente al Eje 2, muestra un recubrimiento aluvial de 10 – 12 m de espesor, con velocidades hasta 1665 m/s, bajo el cual aparece la capa de avalancha volcánica irregularmente cementada y muy compacta, con velocidades de 2440 – 2600 m/s, que pasa a 3200 m/s desde 40 m de profundidad condiciones similares a las del perfil de reflexión PX-2. La velocidad máxima alcanzada es de 3700 m/s a 400 m de profundidad.

En los perfiles de refracción realizados en la margen izquierda es donde se encuentran mayores diferencias entre los ejes estudiados:

- En el Eje-1, se localiza un recubrimiento de avalancha volcánica y terraza de unos 10 - 12 m de espesor (velocidades hasta 1300 m/s) y por debajo el substrato rocoso con 2550-2560 m/s de velocidad de ondas.
- En el Eje-2, los recubrimientos de terraza y/o avalancha presentan velocidades de 900 – 1150 m/s con espesores de 20 a más de 30 m sobre substrato rocoso con 2300 – 2400 m/s de velocidad sísmica.

En la margen izquierda del valle se han perforado los sondajes ST-J2 (1) y ST-J2 (2). El sondaje ST-J2 (1), situado a unos 250 m aguas abajo del eje de presa ha cortado 35 m de material de avalancha antes de penetrar en el substrato rocoso (andesita y brecha andesítica), asignado a la Fm Abanico, de edad Eoceno – Mioceno Superior. El sondaje ST-J2 (2), más cercano al eje de presa en esta misma margen (unos 100 m aguas abajo), ha reconocido 10 m de materiales de avalancha y por debajo materiales de terraza aluvial, quedando interrumpido el sondaje a 11,70 m de profundidad en gravas subredondeadas.

En el centro del valle se han perforado dos sondajes: ST-J1 y ST-J4. El sondaje ST-J1 parece haber quedado situado en una zona de paleocauce, donde la geofísica (Perfil PS-4) marca un pronunciado descenso de la capa de substrato bajo el aluvial. Este sondaje atraviesa 27,5 m de grava aluvial, terminando el sondeo a esta profundidad por rotura del material de perforación dentro del taladro, y ante la imposibilidad de proseguir la perforación.

El sondaje ST-J4, perforado en las proximidades del eje Jaula 2 ha perforado 20,5 m de gravas aluviales. Por debajo de esta cota, la uniformidad litológica, la impermeabilidad total del tramo en el ensayo Lefranc realizado entre 23,5 y 25 m, y la presencia de óxido en fragmentos de roca hace pensar que podamos estar en la capa de avalancha subyacente al depósito aluvial. No se ha alcanzado por tanto el substrato rocoso subyacente.

En la margen derecha se han perforado dos sondajes, ambos en el pie de ladera aguas abajo del eje de jaula1: el sondaje ST-J3(1), terminado a 9 m en gravas, por imposibilidad de proseguir el avance, y el ST-J3(2), terminado a 12,40 m también en gravas del depósito aluvial con un pequeño depósito coluvial superior, interrumpido por rotura del material de perforación dentro del taladro, y ante la imposibilidad de proseguir la perforación. El sondaje ST-J5, emplazado en las proximidades del eje de Jaula 1, en el pie de ladera derecha del valle, ha reconocido gravas aluviales permeables hasta los 27 m de profundidad, a continuación materiales de avalancha hasta 40,50 m de profundidad, y por debajo el substrato rocoso andesítico, muy alterado y fracturado. Cuando la perforación alcanzó los 39 – 40 m de profundidad, se produjo la surgencia de agua por la boca de sondeo, indicando que se había alcanzado la cota de un acuífero confinado, subyacente al nivel de depósito de avalancha y aislado por el mismo de las gravas aluviales superiores.

Tanto las gravas aluviales, por debajo de los primeros 6 a 10 m de profundidad, donde la velocidad sísmica supera los 2000 m/s, como la capa de materiales de avalancha subyacente, con velocidad sísmica superior a 2300 m/s, presentan capacidad portante suficiente para el apoyo de una presa con tipología de materiales locales. La capa de materiales de avalancha, por su relativa impermeabilidad, también podría garantizar filtraciones muy limitadas. No obstante, dada la existencia de un acuífero confinado, subyacente a los materiales de avalancha, parece recomendable valorar una pantalla de inyecciones de impermeabilización que profundice hasta los 50 - 60 m de profundidad, donde la velocidad sísmica obtenida, superior a los 3200 m/s parece corresponder al substrato rocoso sano, y suficientemente impermeable, que funcionaría como límite inferior o muro del acuífero detectado.

Respecto a tipologías de presa, dado que la geometría del valle es muy abierta, y los recubrimientos de fondo del valle, materiales aluviales y de avalancha, presentan un importante espesor, la tipología más aconsejable, parece la de presa de materiales locales, de tipo CFRD o CFGD (enrocado o gravas con pantalla de hormigón), resultando más favorable esta última por la disponibilidad de gravas en el aluvial de la zona inundable, y la mayor dificultad para obtener enrocados de calidad en cantera, que en todo caso parecerían quedar fuera de la zona inundable del embalse.

La tipología finalmente considerada para la valoración de la obra ha sido, de acuerdo con lo anterior, la de CFGD

Se han considerado dos diseños de presa, correspondientes a los dos ejes propuestos, Jaula 1 y Jaula 2. De acuerdo a los resultados de los estudios geológicos y reconocimientos geotécnicos realizados, resulta más favorable el Eje Jaula 1, fundamentalmente por el menor espesor de recubrimientos en la margen izquierda del vaso, ya que tanto el fondo de valle como la margen derecha parecen presentar condiciones geotécnicas similares.

En la presa del Eje Jaula 1, tanto el desvío del río, en túnel, como el Evacuador de Crecidas se proyectan por la margen izquierda del valle. El substrato rocoso, andesítico, aflora en el talud de la pista y en la zona alta de ladera de fuerte pendiente. En la zona media de ladera, y en el cambio de pendiente con la plana aluvial, aguas arriba del eje, se localizan recubrimientos de gravas de terraza y de materiales de avalancha, que afectarán al emboquille del túnel de desvío. La excavación del Evacuador de Crecidas se realizará, previsiblemente, en las andesitas del substrato rocoso, que presentarán una zona superior, de espesor desconocido, afectada por algún grado de meteorización, fracturada y descomprimida.

En el Eje Jaula 2, las obras de desvío del río y Evacuador de Crecidas se proyectan por la margen derecha. Al igual que en la margen izquierda, toda la zona baja de ladera está ocupada por recubrimientos de materiales de terraza y de avalancha, apareciendo algunos afloramientos rocosos en la zona superior de ladera, de fuerte pendiente. Se requieren reconocimientos adicionales para definir el tipo de terrenos afectados por la excavación del túnel de desvío, ya que en esta fase de los estudios no ha sido posible, por falta de accesos, realizar reconocimientos geotécnicos en esta ladera, con excepción del sondaje ST-J5, realizado sobre la plana aluvial, en el pie de ladera, aguas abajo del Eje Jaula 1. Al igual que en el caso anterior, la excavación del Evacuador de Crecidas se realizará, previsiblemente, en las andesitas del substrato rocoso, que presentarán una zona superior, de espesor desconocido, afectada por algún grado de meteorización, fracturada y descomprimida.

Por lo que respecta al estudio de materiales, las gravas aluviales de la zona inundable del embalse presentan reservas suficientes para satisfacer los elevados volúmenes requeridos para la construcción del cuerpo de presa y

ataguía, aunque para ello es necesario prever un espesor de explotación del orden de los 10 m, y abarcar la totalidad de la plana aluvial del vaso.

Adicionalmente puede valorarse la obtención de enrocado en cantera, tanto en la cantera abierta aguas arriba del estero La Jaula, como en alguna de las zonas con afloramiento de coladas andesíticas sanas de suficiente espesor, como las indicadas en el apartado 4.9.3 del Estudio de Materiales, correspondientes a las zonas de El Ciprés y Vaca Molongo.

En el vaso no se evidencian problemas graves ligados a la permeabilidad o inestabilidad de laderas. La estabilidad de laderas es buena, los materiales de terrazas y de los depósitos de avalancha volcánica, dada su cierta compacidad y cementación soportan altos taludes de excavación próximos a subverticales con excelente estabilidad. En el resto de materiales, coluviones y conos de deyección, solo cabe esperar pequeños arrastres superficiales de suelos coluviales o de alteración del substrato rocoso, que no deben presentar ningún riesgo para la presa.

1.9.4. Vaca Molongo

Este emplazamiento se encuentra en una sección del valle con un perfil en V cerrada, presentando a priori un menor espesor de los depósitos fluviales respecto de los emplazamientos situados aguas abajo. El material grosero se presenta, con un tamaño mayor y un grado de redondez menor, debido a la mayor energía y menor transporte sufridos. El perfil del río presenta además una pendiente mayor, que limita el posible desarrollo del vaso. La longitud de coronación estimada es de 380 m para una presa de 100 m de altura lo que hace una presa de dimensiones muy favorable para tipologías de presas de gravedad de hormigón.

En ambos márgenes se detecta roca competente para la cimentación de los estribos, formada por andesitas y pórfidos andesíticos, lo que favorece las tipologías de gravedad.

Por otra parte, presenta un vaso estrecho y no muy largo debido al aumento de pendiente que presenta el perfil del río en este sector, por lo que está muy limitada su capacidad de almacenaje.

Además, la presencia de la falla potencialmente activa regional Infiernillo-Los Cipreses en la zona de emplazamiento resulta desfavorable para su ubicación.

En conclusión, desde el punto de vista geológico-geotécnico resulta un emplazamiento favorable. Además, su ubicación está muy condicionada por otros factores con mucho peso en el análisis multicriterio, tales como la capacidad de almacenaje, recursos hídricos, distancia a la zona de regadío, etc..

1.10. PARÁMETROS GEOTÉCNICOS

Para los materiales aluviales, recomendados para la construcción de presas de materiales locales, en ambos emplazamientos, se han considerado los siguientes parámetros geotécnicos:

- Cohesión: NULA

- Ángulo de Rozamiento Interno: Los cálculos de las presas se ha realizado con un análisis de sensibilidad de este parámetro, con variación entre 38° y 45°.

1.11. RECOMENDACIONES PARA ESTUDIOS POSTERIORES

1.11.1. Emplazamiento Los Queñes

Las incertidumbres geológico-geotécnicas de este emplazamiento afectan a los siguientes aspectos:

- Continuidad de la información puntual obtenida en reconocimientos del fondo del valle
- Caracterización, en profundidad, del substrato rocoso en fondo del valle
- Definición de los contactos depósito de avalancha-substrato rocoso en las zonas altas de ambas márgenes del valle, afectando a los estribos de la presa
- Definición de contactos depósito de avalancha – substrato rocoso en margen izquierda, a lo largo del trazado del Evacuador de Crecidas

Las incertidumbres anteriormente indicadas no han podido resolverse en la etapa de prefactibilidad, fundamentalmente debido a la falta de accesos en las zonas altas de ambas márgenes, y a la imposibilidad de abrir pistas de acceso con fuerte movimiento de tierras, en una fase tan temprana de los reconocimientos del valle. Otras razones, que afectan al fondo del valle, han radicado en la dificultad de los trabajos de sondajes, por razones de índole diversa, y a la necesidad de un cambio de interpretación, de última hora, respecto a los resultados obtenidos.

En función de lo anterior, en fases de estudio más avanzadas será necesario:

- La apertura de pistas para acceso a reconocimientos geotécnicos en ambos estribos de la presa.
- El estudio geológico detallado de los cortes de terreno proporcionados por las excavaciones de las nuevas pistas
- La ejecución de al menos un sondaje en cada zona de estribo de la presa
- La realización de varios sondajes profundos, hasta 70 m, en el fondo del valle (margen derecha del cauce) para confirmar los datos obtenidos en el estudio de prefactibilidad, dirigido a los siguientes aspectos:
 - o Espesor y características de la capa de material de avalancha subyacente al depósito aluvial
 - o Continuidad del acuífero confinado hacia la zona de cauce
 - o Confirmación del substrato rocoso sano a partir de los 40 – 60 m de profundidad, coincidiendo con el reflector de velocidad sísmica superior a 3000 m/s, detectado con la geofísica profunda (reflexión).
- Lo anterior se considera que podría resolverse con tres sondajes profundos a lo largo del eje de presa y dos más adicionales, situados aguas arriba del eje, en la zona de apoyo de la pantalla impermeable. Es muy importante la caracterización del substrato rocoso en el fondo del valle, teniendo en cuenta la baja calidad geotécnica del tramo superior del macizo rocoso, observada en los reconocimientos realizados mediante geofísica y sondajes
- Algún sondaje adicional puede requerirse hacia la zona media del canal del Evacuador de Crecidas, cuya información serviría asimismo para el túnel de desvío del río en su tramo de aguas abajo. Para ello se requeriría habilitar acceso a la zona media de ladera, de fuerte pendiente.

1.11.2. Emplazamiento La Jaula (ejes 1 y 2)

Las incertidumbres geológico-geotécnicas de este emplazamiento afectan a los siguientes aspectos:

- Continuidad de la información puntual obtenida en reconocimientos del fondo del valle
- Caracterización, en profundidad, del substrato rocoso en fondo del valle
- Definición de los contactos terraza-depósito de avalancha-substrato rocoso en la zona inferior de la margen derecha
- Definición de contactos terraza – depósito de avalancha - aluvial – substrato rocoso en el pié de ladera y a lo largo de los trazados de los túneles de desvío, tanto en margen izquierda (Eje 1), como en margen derecha (Eje 2)
- Caracterización del substrato rocoso en las zonas altas de ambas laderas, correspondientes a los estribos de las presas.

Las incertidumbres anteriormente indicadas no han podido resolverse en la etapa de prefactibilidad, fundamentalmente debido a la falta de accesos en las zonas altas de ambas márgenes, y a la imposibilidad de abrir pistas de acceso con fuerte movimiento de tierras, en una fase tan temprana de los reconocimientos del valle. Otras razones, que afectan al fondo del valle, han radicado en la dificultad de los trabajos de sondajes, por razones de índole diversa, y a la necesidad de un cambio de interpretación, de última hora, respecto a los resultados obtenidos.

En función de lo anterior, en fases de estudio más avanzadas será necesario prever la realización de:

- La apertura de pistas para acceso a reconocimientos geotécnicos en ambos estribos de la presa, y en la zona baja-media de margen derecha, para el diseño de presa del Eje 2.
- El estudio geológico detallado de los cortes de terreno proporcionados por las excavaciones de las nuevas pistas
- La ejecución de al menos un sondaje en cada zona de estribo de la presa
- La realización de varios sondajes profundos, hasta 70 m, en el fondo del valle (margen izquierda del cauce) para confirmar los datos obtenidos en el estudio de prefactibilidad, dirigido a los siguientes aspectos:
 - o Espesor y características de la capa de material de avalancha subyacente al depósito aluvial
 - o Continuidad del acuífero confinado hacia la zona de cauce
 - o Confirmación del substrato rocoso sano a partir de los 40 – 60 m de profundidad, coincidiendo con el reflector de velocidad sísmica superior a 3000 m/s, detectado con la geofísica profunda (reflexión).
- Lo anterior se considera que podría resolverse con dos o tres sondajes profundos a lo largo del eje de presa considerado, y dos más adicionales, situados aguas arriba del eje, en la zona de apoyo de la pantalla impermeable. Es muy importante la caracterización del substrato rocoso en el fondo del valle, teniendo en cuenta la baja calidad geotécnica del tramo superior del macizo rocoso, observada en los reconocimientos realizados mediante geofísica y sondajes
- Sondajes adicionales puede requerirse para la caracterización de los terrenos afectados por la excavación del túnel de desvío, en el pie de la margen izquierda si se opta por el Eje 1 y en la zona baja de la margen derecha si se ha seleccionado la presa del Eje 2.

2. SISMICIDAD

2.1. INTRODUCCIÓN

A continuación, se describen los antecedentes sismotectónicos y de sismicidad que sirven de base para la estimación de la aceleración horizontal máxima de diseño aplicable a las obras del proyecto, tanto desde el punto de vista probabilístico como determinístico.

El estudio probabilístico se basa en los datos obtenidos por el trabajo "Peligro Sísmico en el Segmento Norte de la Región del Maule, Chile". A.A Alfaro (2011), teniendo en cuenta todas las fuentes actuando en conjunto sobre el sitio. Mientras que en el estudio determinístico se toman en cuenta los sucesos sísmicos ocurridos, considerando el sismo que puede generar la máxima aceleración en el área de Proyecto, lo que proporciona un enfoque muy sencillo para estimar las sollicitaciones dinámicas a esperarse de un sitio.

2.2. ANTECEDENTES Y ZONA DE ANÁLISIS

El estudio se ha basado por una parte en la actividad sísmica de los grandes terremotos históricos y la información de otros trabajos bibliográficos en la zona mediante el método probabilístico y el análisis de terremotos de magnitud >6 entre las latitudes de 30° y 37° S y entre las longitudes de 70° y 73° W entre los que se encuentra la cuenca del río Teno, recopilados del Catálogo del Servicio Sismológico Nacional documentado desde 1570, del International Seismological Centre (ISC) entre los años 1960 y 2008 y del Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) desde el año 2008 al 2011, para realizar un análisis determinístico.

2.3. METODOLOGÍA

En primer lugar se realiza un marco sismogénico general de la zona de estudio, incluyendo información histórica sobre la localización, magnitud y mecanismo focal de la sismicidad, para definir y caracterizar las fuentes sismogénicas presentes en la zona, utilizando la ley de Gutenberg-Richter (1944).

A continuación, se define una ley de atenuación, que relacione una cierta magnitud con una aceleración horizontal máxima, considerando la pérdida de energía de las ondas sísmicas al atravesar distintas estructuras geológicas.

Una vez definidos estos antecedentes, se realiza una estimación del peligro sísmico mediante el método probabilístico basado en Cornell (1968), Algermissen & Perkins (1976) y Algermissen et al. (1982), Anderson & Trifunac (1978), Barrientos (1980), Leyton et al. 2009, 2010), que consideran las fuentes sismogénicas homogéneas.

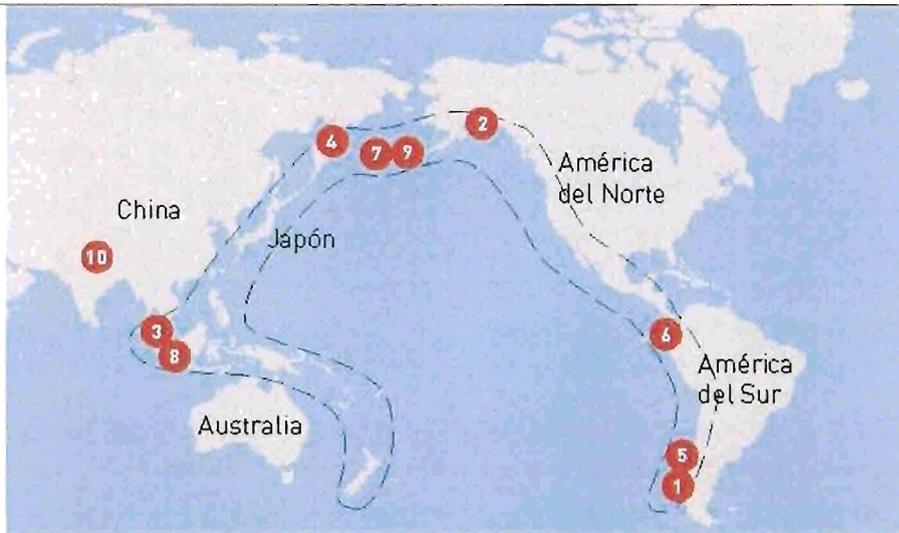
Finalmente se realiza un análisis determinístico considerando el escenario más desfavorable que podría producirse, de acuerdo con la información disponible, para cada tipo de fuente, permitiendo determinar la aceleración horizontal máxima asociada.

2.4. MARCO TECTÓNICO GENERAL

Chile está situado en el denominado cinturón de fuego del Pacífico, en el límite entre las placas tectónicas oceánicas y continentales que rodean al Océano Pacífico. Esta situación geográfica está localizada en la zona de colisión de la placa oceánica de Nazca y la placa continental suramericana. La placa de Nazca está siendo subducida bajo la placa suramericana a una velocidad media de 80 mm al año. Por otra parte, la placa oceánica antártica también es subducida bajo la placa suramericana en el extremo más meridional de Chile, pero a una

velocidad media de 20 mm al año. Este hecho, puede ser una de las causas por la que la actividad sísmica es mucho menor en esta zona del país.

Figura 37. Terremotos de $M_s > 8,5$ producidos en el cinturón del Pacífico (fuente AIR)

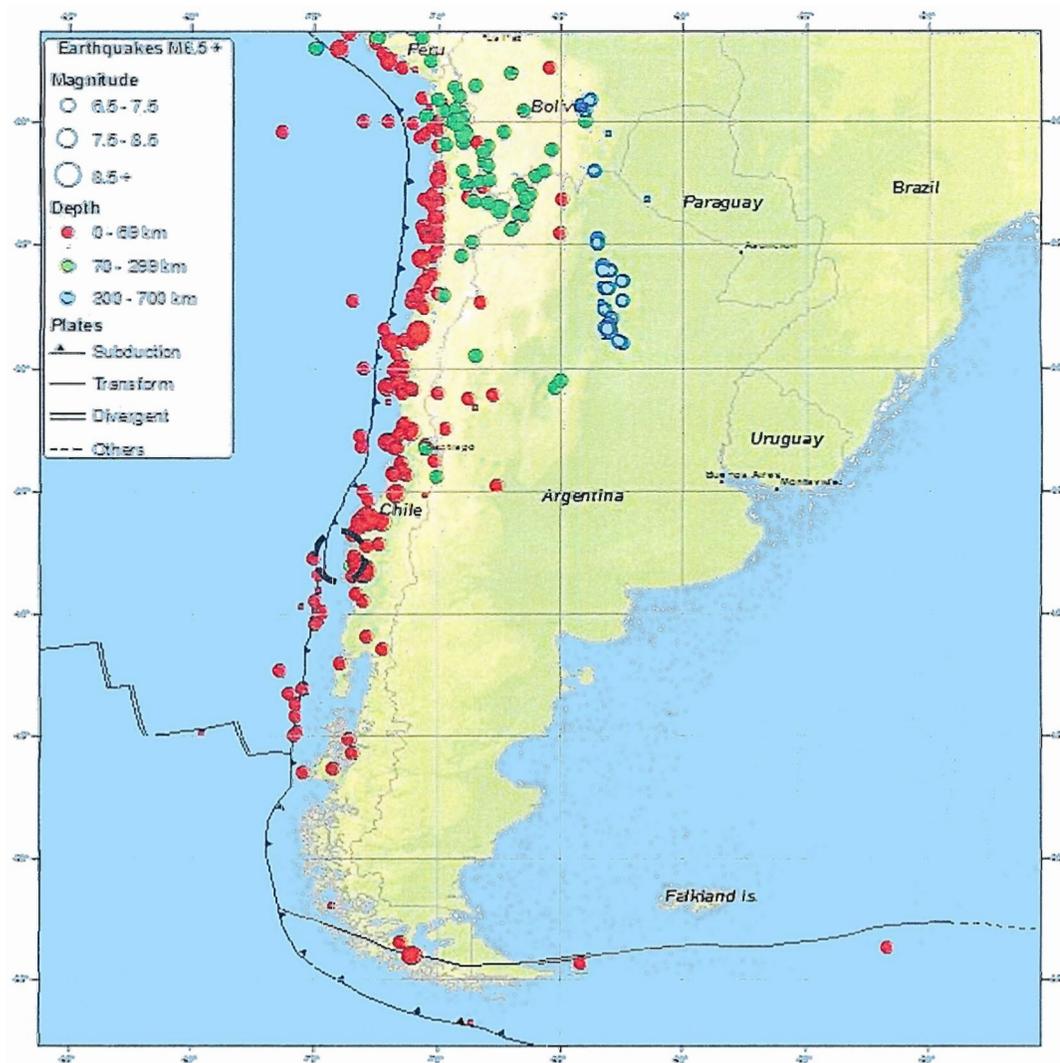


- | | |
|--------------------------------|------------------------------------|
| 1 Chile, 1960: M_w 9,5 | 6 Ecuador, 1906: M_w 8,8 |
| 2 Alaska, 1964: M_w 9,2 | 7 Islas Rat, 1965: M_w 8,7 |
| 3 Sumatra, 2004: M_w 9,1-9,3 | 8 Sumatra, 2005: M_w 8,6 |
| 4 Kamchatka, 1952: M_w 9,0 | 9 Islas Andreanof, 1957: M_w 8,6 |
| 5 Chile, 2010: M_w 8,8 | 10 Tibet, 1980: M_w 8,6 |

2.5. MARCO SISMOGENÉTICO GENERAL

La zona donde se ubica el proyecto corresponde a una zona de sismicidad intermedia respecto de la franja costera de Chile, donde se concentran la mayoría de los terremotos.

Figura 38. Mapa de sismicidad de Chile de 1900 hasta la actualidad. Fuente USGS



2.6. SISMICIDAD HISTÓRICA

A continuación se muestra una tabla con los principales terremotos acaecidos en Chile desde el siglo XVI.

Tabla 32. Terremotos históricos Chile. Fuente (Catálogo del Servicio Sismológico Nacional, ISC e IRIS)

FECHA (año/mes/día)	UBICACIÓN	MAGNITUD (Ms)	PROFUNDIDAD (Km)
1570 02 08	Constitución, Chile	M 8.3	-
1647 05 13	Licánten, Chile	M 8.5	-
1730 07 08	Valparaiso, Chile	M 8.7	-
1835 02 20	Concepción, Chile	M 8.2	-
1868 08 13	Arica, Peru (now Chile)	M 9.0	-
1877 05 10	Offshore Tarapaca, Chile	M 8.3	-
1906 08 17	Valparaiso, Chile	M 8.2	-
1922 11 11	Chile-Argentina Border	M 8.5	-
1928 12 01	Talca, Chile	M 7.6	-
1939 01 25	Chillan, Chile	M 7.8	-
1943 04 06	Illapel - Salamanca, Chile	M 8.2	-
1960 05 21	Arauco Peninsula, Chile	M 7.9	-
1960 05 22	Chile	M 9.5	-
1965 02 23	Taltal, Chile	M 7.0	-
1965 03 28	La Ligua, Chile	M 7.4	-
1971 07 09	Valparaiso region, Chile	M 7.5	-
1985 03 03	offshore Valparaiso, Chile	M 7.8	-
1998 01 30	Near Coast of Northern Chile	M 7.1	42
2002 06 18	Chile-Argentina Border Region	M 6.6	-
2003 06 20	Near the Coast of Central Chile	M 6.8	33
2004 05 03	Bio-Bio, Chile	M 6.6	21
2005 06 13	Tarapaca, Chile	M 7.8	117,2
2007 11 14	Antofagasta, Chile	M 7.7	40

Tabla 32. Terremotos históricos Chile. Fuente (Catálogo del Servicio Sismológico Nacional, ISC e IRIS)

FECHA (año/mes/día)	UBICACIÓN	MAGNITUD (Ms)	PROFUNDIDAD (Km)
2007 12 16	Antofagasta, Chile	M 6.7	57,8
2008 02 04	Tarapaca, Chile	M 6.3	32,3
2009 11 13	Offshore Tarapaca, Chile	M 6.5	28
2010 02 27	Offshore Bio-Bio, Chile	M 8.8	35
2012 03 25	Maule, Chile	M 7.1	40,7

2.7. MARCO GEOTÉCTÓNICO REGIONAL

La zona Central de Chile donde se ubica la cuenca del río Teno, está dominada por la Cordillera de los Andes formada por el acortamiento tectónico y actividades magmáticas debidas a la subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana desde el periodo Jurásico inferior hasta la actualidad (Fock, 2005).

La tasa de convergencia en los últimos 20 Ma, habría decrecido desde 12 cm/año hasta valores cercanos a los 7 cm/año durante los últimos 5 Ma (Somoza, 1998). Otros estudios posteriores, han determinado tasas de convergencia que van desde 8,4 cm/año (Lavenu, 2005) a 6,6 cm/año con un azimut N78°E (Angertmann et al., 199; Melnick, 2007). La disminución de la tasa de convergencia coincide con la inversión de la cuenca Miocena desarrollada durante un periodo extensional previo (Jordan et al., 2001).

El área de estudio se ubica al sur del segmento de subducción plana (27° y 33°S), en la Zona Volcánica Sur de la Cordillera Principal de Chile Central, que se estima un ángulo de subducción de aproximadamente 30° (Madariaga, 1998). La cuenca del río Teno, ubicada en el sector oriental de la Cordillera Principal, se caracteriza por la presencia de rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias de edades triásicas a cretácicas, en muchos casos intruidas por granitoides cretácicos y afectadas por fallas con orientaciones preferenciales NS a NE-SW.

2.7.1. Tectónica local

El rasgo estructural predominante en la Cordillera Principal de la zona de estudio corresponde a la falla plegada y corrida de Malargüe (FPCM) desarrollada entre los 34° y 36° S. Se trata de una faja que involucra tanto a piel fina como a piel gruesa, incluyendo fallas inversas de alto ángulo formadas durante episodios extensivos del Mesozoico y posteriormente reactivadas e invertidas durante la contracción andina en el Cenozoico (Giambiagi et al., 2008; 2009).

En las inmediaciones del valle del río Teno en su zona media se encuentra la Falla El Fierro, considerada como una falla de relevancia regional en el control estructural de la zona.

Al oeste de dicha falla, las rocas cenozoicas que forman el substrato de las alternativas en estudio, presentan una intensa deformación asociada a la actividad del sistema estructural El Fierro en la inversión de la cuenca de Abanico.

2.7.2. Neotectónica local

En este apartado se consideran las deformaciones o movimientos tectónicos ocurridos o susceptibles de producirse en escenarios futuros, a la escala de vida de una sociedad (Lavenu, 2005) durante el régimen de esfuerzo existente actualmente en una región determinada.

Falla Pocuro-San Ramón.

Esta falla atraviesa perpendicularmente en dirección NE-SW el cauce del río Teno a unos 12 km de distancia aproximadamente aguas abajo del emplazamiento de El Ciprés. Se trata de una estructura inversa de vergencia oeste, el cual formaría parte de un sistema mayor donde la deformación regional se desplazaría hacia el este (Farias, 2007) o un sistema de rampa thrust en el frente de un despegue basal con tasas de deslizamiento cercanas a los 0,4 mm/año (Armijo et al., 2010). En observaciones de campo, se puede apreciar un cabalgamiento de rocas correspondientes a la Formación Abanico sobre depósitos cuaternarios, plegándolos levemente (Rauld, 2002).

La falla se extiende hacia el sur, formando una serie de lineamientos marcados pero discontinuos, que afectarían a rocas de la Formación Abanico en el borde cordillerano. Asimismo, se han identificado desvíos de cursos de agua, en especial en los ríos Claro, Lontúe y tributarios de estos. Por tanto, esta falla, afectaría a rocas y sedimentos y rasgos morfológicos que hacen presuponer una actividad contemporánea o reciente y consecuentemente es una estructura susceptible de generar terremotos con una tasa de recurrencia estimada entre 2.500 a 10.000 años (Armijo et al., 2010) y por tanto se considera una falla potencialmente activa.

Falla los Ángeles-Infiernillo.

Esta falla atraviesa perpendicularmente en dirección NE-SW el cauce del río Teno a unos 20 km aguas abajo del emplazamiento de el Ciprés. Esta falla delimita el borde occidental de la Depresión Central con la Cordillera de la Costa en la zona central de Chile. Se trata de una falla normal, parcialmente invertida a falla inversa con vergencia hacia el oeste (Fock, 2005; Fock et al., 2006). En la zona de estudio se encuentra cubierta por depósitos volcano-sedimentarios del valle central. Debido a los escasos rasgos morfológicos y la falta de actividad sísmica relacionada esta falla no se considera para la estimación del peligro sísmico.

Sistema de falla Infiernillo-Los Cipreses.

Este sistema de falla atraviesa subperpendicularmente el cauce del río Teno a unos 5 km aguas arriba del emplazamiento de Vaca Molongo. Corresponde a un sistema de fallas inversas con vergencia este cuya orientación es en promedio N20°S en la parte sur y N-S en el sector norte. Habría registrado actividad de carácter normal desde el Eoceno y, posteriormente habría sido invertida durante el episodio deformativo del Mioceno tardío-Plioceno temprano con un desplazamiento mínimo de un kilómetro (Piquer et al, 2010).

La sismicidad registrada para esta estructura no está muy clara. Sin embargo, la similitud de orientación NE a NS en la Cordillera Principal, con el sistema de fallas el Diablo-El Fierro, hace pensar en una relación con el campo de estrés regional, pudiendo generar ocasionalmente algún evento sísmico. Por tanto se define como una falla potencialmente activa.

En este sistema estarían algunos lineamientos ubicados 10-15 km al oeste del sistema original con orientación prácticamente NS.

Falla El Diablo-El Fierro.

Este sistema de falla atraviesa subperpendicularmente el cauce del río Teno a unos 17 km aguas arriba del emplazamiento de Vaca Molongo. Se trata de la estructura regional más oriental de la Cordillera Principal entre los 33,30° y 36° S. En el sector noreste, este sistema está representado por la falla el Fierro, que es considerada la de mayor importancia en el control estructural de la zona. Este sistema estaría además vinculado con actividad magmática en la Cordillera Principal. Los volcanes, Planchón Peteroa, Descabezado Grande, cerro azul y San Pedro-Pellado, así como numerosas fuentes termales se sitúan exactamente en la falla el Fierro.

En el sector de las nacientes del río Teno, la falla el Fierro tiene un movimiento inverso de vergencia este con rumbo aproximado N-S y un manteo promedio entre 45° -50° al oeste (Piquer et al., 2010).

La falla se extiende al sur del río Teno hasta el río Maule, aproximadamente en 90 km para el segmento de mayor traza.

En cuanto a la sismicidad se han observado numerosos eventos cuya distribución de epicentros es acorde con la posible traza de la falla en superficie. Esta falla está ligada a actividad sísmica y debe ser considerada en estudios de peligro sísmico.

Actualmente se ha detectado una intensa actividad sísmica en esta zona, habiéndose comprobado que a partir del sismo del 28 de agosto de 2004, de magnitud $M_s = 6,5$, con epicentro en la laguna de Maule a 5 km de profundidad, sugieren en la zona un movimiento combinado de rumbo dextral y manteo al este con orientación NNE. Este sismo revela el comportamiento tectónico que caracteriza la cinemática de la Cordillera Principal y que en esta región se asocia a l sistema de falla el Diablo-El Fierro (e.g: Comte et al., 2008; González, 2008; Farías, 2007). Por tanto esta falla correspondería a una falla activa con desplazamiento de rumbo y actividad sísmica considerable.

2.8. CLASIFICACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGENÉTICAS

En Chile, los terremotos se asocian a tres tipos de fuentes sismogénicas que generan terremotos de magnitudes máximas específicas cuya importancia para el proyecto depende de su distancia relativa a la fuente.

2.8.1. Terremotos interplaca subductivos tipo Thrust

Este tipo de terremotos ocurre en el contacto de las placas de Nazca y Sudamericana. Se caracterizan por producir terremotos de gran magnitud y presentar ubicación costera. Estos terremotos se desarrollan desde la fosa oceánica hasta 50-60 km de profundidad (Tichelaar y Ruff, 1993; Suárez y Comte, 1993; Belmonte –Pool, 1997).

2.8.2. Terremotos Intraplaca de profundidad intermedia (al interior de la placa de Nazca)

Este tipo de terremotos se ubica al interior de la placa de Nazca con epicentro continental. La profundidad del hipocentro de estos terremotos aumenta conforme se avanza hacia el este. La profundidad focal de estos terremotos se encuentra entre 70 y 100 km. Estos terremotos se localizan desde los 50 km hasta los 200 km de profundidad.

2.8.3. Terremotos Intraplaca superficiales o corticales (al interior de la placa sudamericana)

La convergencia de la placa de Nazca y Sudamericana, da lugar a esfuerzos tectónicos en la placa sudamericana que ocasiona sismos superficiales o corticales. Estos sismos han sido de poca ocurrencia en la reciente historia sísmica chilena. Se dan en los sectores precordilleranos y cordilleranos, ubicándose a una profundidad menor de 30 km.

Como se ha citado en el apartado anterior, en la zona de influencia del área en estudio, se produjo un terremoto de este tipo en Curicó el 28 de agosto de 2004, cerca de las nacientes del Tenó al norte del volcán Peteroa, con una magnitud de $M_w=6,7$. El Servicio Sismológico Nacional ubicó el hipocentro a los 35.173°S , 70.525°W y 5 km de profundidad, con una magnitud local de 6,2.

Las intensidades registradas para este sismo revelan que la generación de daños fue moderada a débil, con un máximo de VI en la escala Mercalli Modificada. Este terremoto está relacionado coherentemente con sistemas de fallas que dan cuenta del control tectónico, de vergencia este, propuesto por diversos autores para la zona centro-sur de la Cordillera Principal (e.g.:Fock, 2005; Farías 2007).

A continuación se presentan los terremotos de magnitud ≥ 6 situados entre latitud $30^\circ -37^\circ \text{S}$ y $70^\circ -72^\circ \text{W}$ desde 1973, registrados por la USGS, aunque para el análisis del peligro sísmico se ha completado la muestra con el catálogo SISRA y los registros del Servicio Sismológico Nacional (ambos catálogos no se han incluido en la tabla siguiente).

Tabla 33. Principales terremotos acaecidos en el cuadrante de latitud 30°S a 37°S y longitud 70°W a 72°W. Fuente USGS

DATOS DE DATOS DE USGS de 1973 a 2013							LATITUD	30°S	37°S
RANGO M RANGO MAGNITUDES							LONGITUD	70°W	73°W
REGISTRO	AÑO	LAT	LONG	DEP	MAG	MT	SC	COORDENADAS SITIO PRESA	
1	2012	36,074	70,37	8	6	MWW	PDE	36,003	71,443
2	2012	32,633	71,363	25	6,7	MWW	PDE	36,003	71,443
3	2012	35,2	72,217	40,7	7,1	MWW	PDE	36,003	71,443
4	2011	31,819	71,932	20	6	MWW	PDE	36,003	71,443
5	2011	35,30	72,834	21	6,7	MWW	PDE	36,003	71,443
6	2011	36,422	72,36	28	6,9	MWW	PDE	36,003	71,443
7	2010	34,227	72,878	24	6	MWC	PDE	36,003	71,443
8	2010	34,47	72,004	31,3	6	MS	PDE	36,003	71,443
9	2010	34,326	71,799	18	7	MWC	PDE	36,003	71,443
10	2010	34,29	71,891	11	6,9	MWC	PDE	36,003	71,443
11	2010	33,216	72,123	24,2	6	MWC	PDE	36,003	71,443
12	2010	34,303	71,617	46	6,2	MWE	PDE	36,003	71,443
13	2010	34,7	71,827	35	6	MS	PDE	36,003	71,443
14	2010	33,422	71,828	31,1	6,2	MWC	PDE	36,003	71,443
15	2010	33,281	71,953	35	6	MS	PDE	36,003	71,443
16	2010	34,749	72,427	35	6,1	MS	PDE	36,003	71,443
17	2010	34,569	72,673	35	6	MS	PDE	36,003	71,443
18	2010	31,876	71,943	35	6	MS	PDE	36,003	71,443
19	2010	34,887	72,614	31	6,2	MS	PDE	36,003	71,443
20	2010	36,122	72,898	22,9	6,8	MWC	PDE	36,003	71,443
21	2008	32,473	72,031	28	6	MWC	PDE	36,003	71,443
22	2008	32,438	71,726	19	6,2	MWE	PDE	36,003	71,443
23	2004	31,236	71,365	36	6,4	MWC	PDE	36,003	71,443
24	2004	35,173	70,523	8	6,8	MWE	PDE	36,003	71,443
25	2003	30,608	71,637	59	6,8	MWC	PDE	36,003	71,443
26	2002	30,805	71,126	54	6,6	MWE	PDE	36,003	71,443
27	2001	30,749	71,287	52,5	6	MWE	PDE	36,003	71,443
28	2000	32,321	71,492	37	6	MWS	PDE	36,003	71,443
29	1999	31,877	70,088	120,2	6,4	MWC	PDE	36,003	71,443
30	1998	30,738	71,483	31	6	MWE	PDE	36,003	71,443
31	1996	32,312	71,286	31,1	6,1	MWC	PDE	36,003	71,443
32	1997	30,353	72,40	34,8	6,6	MWC	PDE	36,003	71,443
33	1997	30,744	71,224	45	6,2	MWE	PDE	36,003	71,443
34	1997	30,393	71,22	56	7,1	MWC	PDE	36,003	71,443
35	1997	30,327	71,811	33	6,3	MWC	PDE	36,003	71,443
36	1997	30,394	71,016	39	6,1	MWC	PDE	36,003	71,443
37	1997	30,462	71,906	35	6,2	MWE	PDE	36,003	71,443
38	1997	30,328	71,927	39	6	MWE	PDE	36,003	71,443
39	1997	30,038	71,872	29	6,8	MWC	PDE	36,003	71,443
40	1996	31,8	71,36	55	6	MWE	PDE	36,003	71,443
41	1996	31,672	71,677	43,3	6	MWE	PDE	36,003	71,443
42	1994	31,265	71,706	40	6	MWE	PDE	36,003	71,443
43	1992	31,36	71,982	11,7	6,3	MW	PDE	36,003	71,443
44	1992	31,363	71,303	13,8	6	MW	PDE	36,003	71,443
45	1992	31,594	71,018	29,3	6,1	MW	PDE	36,003	71,443
46	1990	31,462	71,693	33,8	6	MW	PDE	36,003	71,443
47	1990	31,323	71,413	73,9	6,2	MW	PDE	36,003	71,443
48	1986	31,833	71,704	42,1	6,1	MW	PDE	36,003	71,443
49	1987	30,394	71,484	36,4	6,2	MW	PDE	36,003	71,443
50	1983	32,850	72,072	32,4	6	MW	PDE	36,003	71,443
51	1983	30,233	71,329	39,1	6,1	MW	PDE	36,003	71,443
52	1983	34,231	71,628	37,8	7,1	MW	PDE	36,003	71,443
53	1983	32,334	71,434	38	6,2	MW	PDE	36,003	71,443
54	1983	34,234	72,283	48	6,3	MW	PDE	36,003	71,443
55	1983	33,136	71,633	42,1	6,7	MW	PDE	36,003	71,443
56	1983	32,633	71,531	39	6,7	MW	PDE	36,003	71,443
57	1983	32,878	71,818	39	6,2	MW	PDE	36,003	71,443
58	1983	33,842	71,249	46,1	6,3	MW	PDE	36,003	71,443
59	1983	33,242	71,897	38	6,3	MS	PDE	36,003	71,443
60	1983	31,823	71,99	38	6,8	MW	PDE	36,003	71,443
61	1983	32,813	71,793	38	6,6	MS	PDE	36,003	71,443
62	1983	34,113	71,983	31	6,2	MS	PDE	36,003	71,443
63	1983	31,267	71,463	31	7,4	MW	PDE	36,003	71,443
64	1985	31,739	71,219	13	6,4	MS	PDE	36,003	71,443
65	1985	32,133	71,871	33	8	MW	PDE	36,003	71,443
66	1984	30,702	71,179	46,3	6,2	MW	PDE	36,003	71,443
67	1983	33,039	70,12	100,1	6,2	MW	PDE	36,003	71,443
68	1981	30,138	71,336	65,3	6,8	MS	PDE	36,003	71,443
69	1981	33,684	71,892	46,3	6,2	MS	PDE	36,003	71,443
70	1979	30,338	71,478	39	6,7	MS	PDE	36,003	71,443
71	1973	32,937	71,976	24	6,3	MS	PDE	36,003	71,443

2.9. LEYES DE ATENUACIÓN

La ley de atenuación es la relación que liga la aceleración máxima horizontal y vertical con la magnitud y distancia entre la fuente y el punto de estudio. La atenuación de la intensidad de las ondas sísmicas sigue leyes distintas debido a las diferentes características de las estructuras geológicas que se atraviesan, siendo necesario estudiar los diferentes tipos de atenuación de forma independiente.

2.9.1. Leyes de atenuación para fuentes intraplaca oceánica e Interplaca

Para fuentes intraplaca oceánica e interplaca, se utilizará la relación de atenuación de aceleraciones máximas horizontales determinada por Saragoni et al (2004). Estas representan el comportamiento de los suelos y/o rocas durante sismos ocurridos en un ambiente de subducción, para lo cual se caracteriza la fuente sismogénica según eventos intraplaca oceánica o interplaca. Estos autores utilizan registros de acelerogramas en suelo o roca, determinando curvas de atenuación particulares de acuerdo a una clasificación dinámica de suelos basada en la velocidad de onda de corte V_s . Así una "roca o suelo duro" presentarían valores de $1500 \text{ m/s} > V_s > 360 \text{ m/s}$, mientras que para "rocas duras" $V_s > 1500 \text{ m/s}$ (UBC, 1997).

Tabla 34. Formulas de atenuación máximas horizontales y verticales para terremotos intraplaca oceánica. Fuente TYPESA

Parámetro	Tipo de suelo	Fórmulas de atenuación	Unidad	Coefficiente de correlación	Autor
Aceleración Horizontal	Roca o suelo 1500 (m/s) > V_s > 360 (m/s)	$a_H = (3839.993 * e^{1.2M_s}) / (r+80)^{2.162}$	cm/s ²	0,522	Saragoni et al (2004)
Aceleración Vertical	Roca o suelo	$a_V = (66687596 * e^{1.2M_s}) / (r+80)^{4.09}$	cm/s ²	0,710	Saragoni et al (2004)
Intensidad		$\ln(I) = 1.4849 - 0.0568 * \ln(R) + 0.1007 * M_s - 0.001 * H$			Silva (2008)

Tabla 35. Fórmulas de atenuación máximas horizontales y verticales para terremotos interplaca. Fuente TYP SA

Parámetro	Tipo de suelo	Fórmulas de atenuación	Unidad	Coefficiente de correlación	Autor
Aceleración Horizontal	Roca dura $V_s > 1500$ (m/s)	$a_H = (4.059 * e^{1.302M_s}) / (r + 30)^{1.425}$	cm/s ²	0,700	Saragoni et al (2004)
Aceleración Horizontal	Roca o suelo 1500 (m/s) > $V_s > 360$ (m/s)	$a_H = (2 * e^{1.28M_s}) / (r + 30)^{1.09}$	cm/s ²	0,788	Saragoni et al (2004)
Aceleración Vertical	Roca dura $V_s > 1500$ (m/s)	$a_V = (11 * e^{1.11M_s}) / (r + 30)^{1.41}$	cm/s ²	0,756	Ruiz y Saragoni (2005)
Aceleración Vertical	Roca o suelo	$a_V = (18 * e^{1.31M_s}) / (r + 30)^{1.65}$	cm/s ²	0,859	Ruiz y Saragoni (2005)
Intensidad		$I(R) = 1.3844 * M_s - 3.7355 * \log(R) - 0.0006 * R + 3.8461$			Barrientos (1998)

Las curvas de atenuación de aceleración máxima horizontal, para roca dura y roca o suelo respectivamente, junto con los registros de acelerogramas disponibles para las magnitudes señaladas. Como no se tienen terremotos con magnitud $M_s = 8.5$, Ruiz y Saragoni (2005) grafican la curva para un terremoto de diseño que se ajusta a las formulas propuestas.

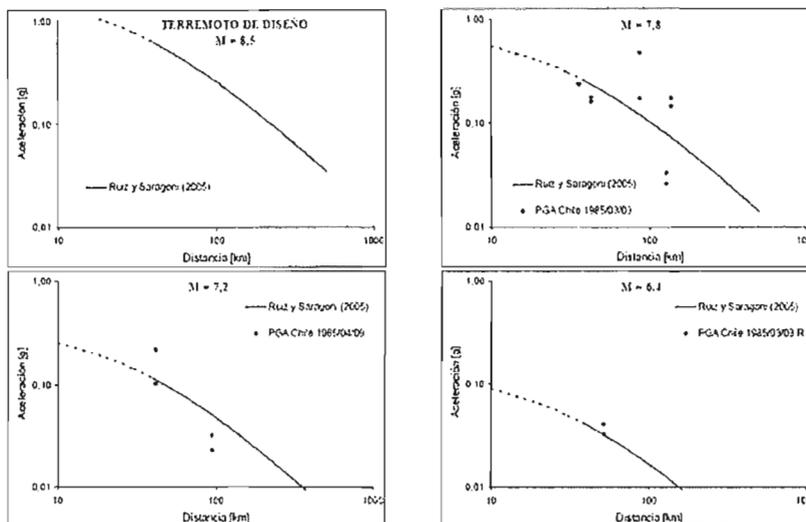


Figura 39. Curvas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales propuestas por Ruiz y Saragoni (2005) para terremotos intraplaca oceánica o de profundidad intermedia registradas en roca y suelo duro

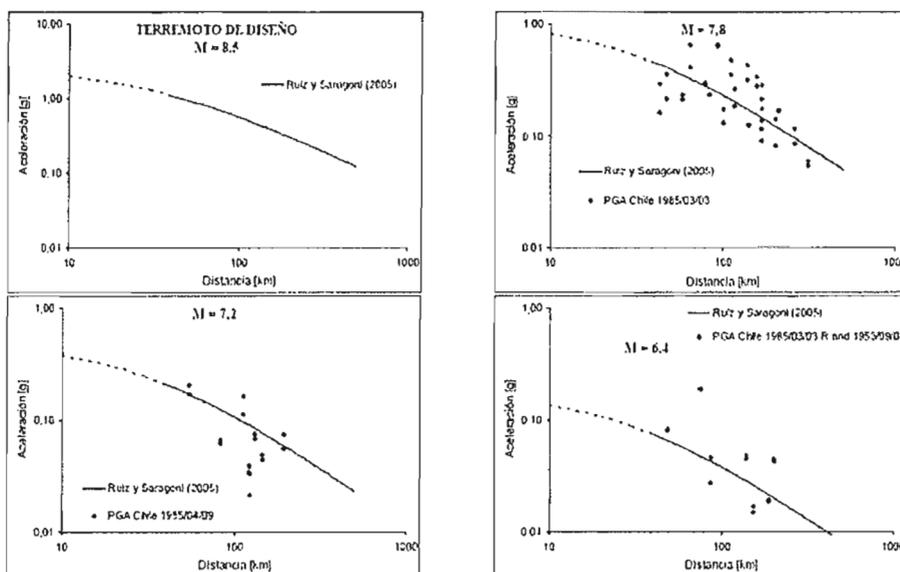


Figura 40. Curvas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales propuestas por Ruiz y Saragoni (2005) para terremotos intraplaca registradas en roca y suelo duro

Para analizar el comportamiento de las leyes de atenuación en terremotos interplaca de gran magnitud, se representan las aceleraciones registradas para el terremoto del 27 de febrero de 2010 en función de la distancia hipocentral. Se observa una correlación aceptable para las curvas propuestas por Ruiz y Saragoni (2005), sobre todo en distancias menores de 250 km, para terremotos interplaca en "roca o suelo". Sin embargo para "roca dura" la correlación es imprecisa y los valores que se salen de la curva pueden haber estado controlados por amplificaciones o efecto de sitio. Por tanto para obtener resultados que no subestimen el peligro sísmico, se utilizan las ecuaciones para "roca o suelo".

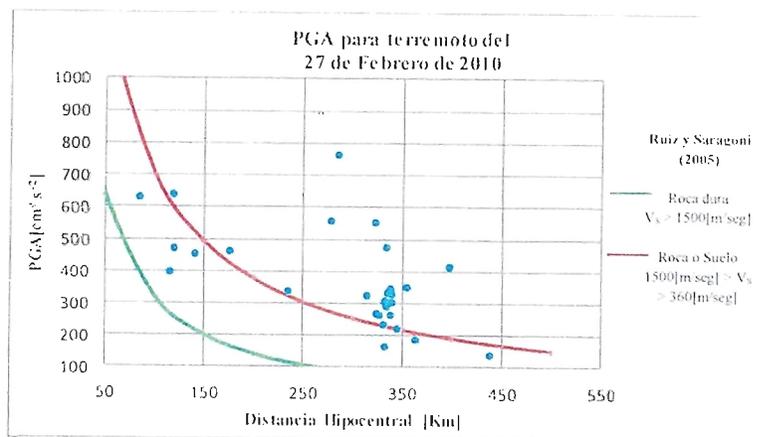


Figura 41. Registro de aceleraciones horizontales máximas para el terremoto de Maule 2010 basado en los datos recopilados de Pulido et al (2010). Las curvas muestran las leyes de atenuación propuestas por Ruiz y Saragoni (2005) según el tipo de suelo.

2.9.2. Leyes de atenuación para fuentes corticales

Debido a la falta de acelerogramas para eventos corticales en Chile, no existen trabajos que permitan determinar leyes de atenuación para esta fuente sismogénica. Por esta razón se han considerado las fórmulas propuestas por Ambraseys & Douglas (2003) para la aceleración horizontal (PGA).

Estas leyes de atenuación se basan en el estudio de terremotos corticales a nivel mundial en zonas tectónicamente activas. Estas formulas se ajustan adecuadamente a distancias cercanas a la fuente, como sucede con los terremotos asociados a la falla de de el Fierro situada en las cercanías de los emplazamientos en estudio. Estos autores utilizan terremotos con magnitudes M_s entre 5,8 y 7,8 para obtener una ley de atenuación de la forma:

$$\text{Log}(y) = b_1 + b_2 * M_s + b_3 d + b_A S_A + b_S S_S$$

Donde b_1 , b_2 , b_3 , b_A y b_S son constantes establecidas según el tipo de falla, M_s es la magnitud superficial, d es la distancia a la proyección en superficie del plano de ruptura, S_A y S_S toman valores de 0 y 1 dependiendo del tipo de suelo.

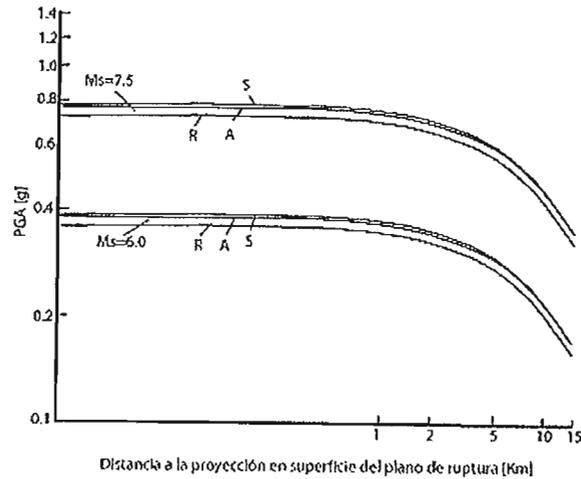


Figura 42. Curvas de atenuación para sismos corticales según Ambraseys y Douglas (2003) para una falla tipo strike-slip. S es para suelo suave (soft soil, $180 \leq V_{s30} \leq 360$ m/s; A es para suelo rígido (stiff soil, $360 \leq V_{s30} \leq 750$ m/s) y para roca (rock, $V_{s30} \geq 7,50$ m/s).

Asimismo, Sadigh et al (1997) para fuentes corticales proponen la siguiente expresión:

$$\ln(A_h) = -1,92 + M_s - 1$$

Tabla 36. Fórmulas de atenuación máximas horizontales y verticales para terremotos corticales. Fuente TYP SA

Parámetro	Fórmulas de atenuación	Unidad	Autor
Aceleración Horizontal	$\log(y) = b_1 + b_2 * M_s + b_3 d + b_A S_A + b_S S_S$	cm/s ²	Ambraseys & Douglas (2003)
Aceleración Horizontal	$\ln(A_h) = -1,92 + M_s - 1$	cm/s ²	Sadigh et al, (1997)
Intensidad	$\ln(I) = 2.0034 - 0.3363 * \ln(R) + 0.1562 * M_s + 0.0019 * H$		Silva, 2008

2.10. EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

2.10.1. Catálogo sísmico de la zona

El presente estudio se basa en el catálogo de NEIC con registros desde 1973 a 2011, completados con información del catálogo SISRA que considera una ventana temporal de casi 100 años para magnitudes moderadas y más de 300 para grandes terremotos (Leyton et al., 2010) y la sismicidad registrada por el Servicio Sismológico Nacional documentada desde el año 1570, del International Seismological Centre (ISC) entre los años 1960 a 2008 y del Incorporated Research for Seismology (IRIS) desde los años 2008 al 2011.

Para determinar la completitud del catálogo sísmico utilizado se considera la metodología de Stepp (1972) que establece una ventana mínima de tiempo para la cual un intervalo de magnitud se encuentra descrito completamente en dicho catálogo.

A continuación, se definen distintos rangos de magnitud, suponiendo que los sismos agrupados siguen una distribución de Poisson. De este modo, la media por intervalo de tiempo, la varianza y la desviación estandar estarán dadas por:

Tasa media por intervalo:

$$\lambda = 1/n \sum k_i$$

Donde K_i es el número de sismos por unidad de tiempo.

Varianza

$$\sigma_{\lambda}^2 = \lambda/n$$

Desviación estándar:

$$\sigma_{\lambda} = \sqrt{\lambda/n}$$

Si cada intervalo de tiempo es un año

Se puede considerar que σ_{λ} se comporta proporcionalmente a $1/\sqrt{T}$, en el intervalo de tiempo en el cual la tasa promedio de ocurrencia, en un rango de magnitud, es constante. Finalmente se representa la desviación estándar, para cada intervalo de magnitudes, en función de las ventanas temporales consideradas. Así, la mínima ventana temporal para la cual se puede describir íntegramente cada una de las fuentes sismogénicas, estará dada por el primer punto cuya desviación estandar coincida con la recta teórica k/\sqrt{T} , donde K será la constante para cada uno de los distintos intervalos de magnitudes.

Los resultados se muestran a continuación, comparándose además con los resultados de Silva (2008) y Leyton et al (2010) quienes aplican la metodología para Chile Central.

Intervalo Magnitud	Este trabajo	Leyton et al. (2010)	Silva (2008)
[Ms]	T [años]	T [años]	T [años]
3.0 ≤	10	16	-
3.5 ≤	10	16	-
4.0 ≤	10	16	-
4.5 ≤	10	16	3
5.0 ≤	35	16	5
5.5 ≤	40	16	10
6.0 ≤	80	32	30
6.5 ≤	-	45	70
7.0 ≤	-	64	90
7.5 ≤	-	-	100
8.0 ≤	-	-	-

Tabla 37. Ventanas temporales para fuente intraplaca (Alfaro 2011)

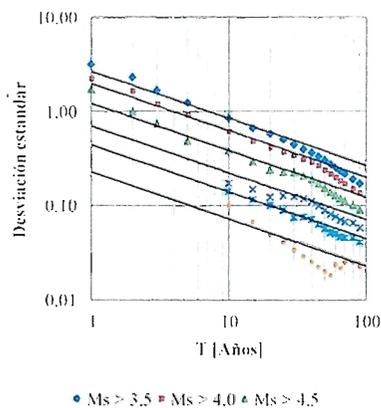


Figura 43. Desviación estándar en función del largo de ventana temporal según Stepp (1972), para fuente Intraplaca oceánica

Intervalo Magnitud	Este trabajo	Leyton et al. (2010)	Silva (2008)
[Ms]	T [años]	T [años]	T [años]
3.0 ≤	10	16	-
3.5 ≤	10	16	-
4.0 ≤	15	23	-
4.5 ≤	25	23	3
5.0 ≤	25	23	5
5.5 ≤	25	23	20
6.0 ≤	40	32	30
6.5 ≤	40	45	40
7.0 ≤	90	64	60
7.5 ≤	-	64	90
8.0 ≤	-	128	100

Tabla 38. Ventanas temporales para fuente Interplaca (Alfaro 2011)

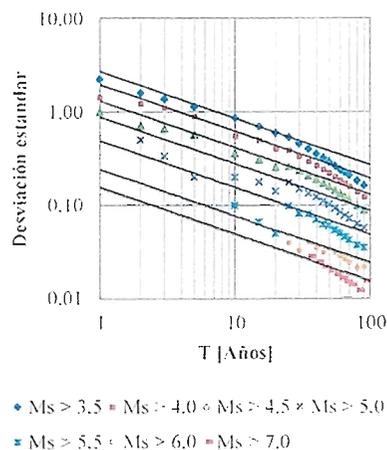


Figura 44. Desviación estándar en función del largo de ventana temporal según Stepp (1972), para fuente Interplaca.

Las ventanas de tiempo obtenidas son coherentes con los resultados de Silva (2008) y Leyton et al (2010), sin embargo se observan diferencias a medida que aumenta la magnitud, especialmente en los terremotos Intraplaca. Esto se explica debido a que estos autores consideran un área mucho mayor para realizar sus estimaciones y por tanto un mayor registro de eventos, luego el catálogo estará completo para mayores magnitudes y en periodos más cortos.

La metodología probabilística utilizada para terremotos intraplaca oceánica e interplaca, está desarrollada desde un punto de vista regional y se basa en el cálculo de los parámetros sísmicos de cada fuente a través de la ley Gutenberg-Richter. Para ello se debe recopilar un catálogo que refleje la sismicidad de la región, filtrando los datos para conservar solo los eventos principales. En el estudio de Alfaro (2011), en el que se ha basado el presente estudio, de un total de 2477 eventos sísmicos registrado en la zona comprendida entre los 34°55' y 35°40' entre los años 1928 y 2009, el número de sismos considerados se redujo a 278 para fuente interplaca y 341 para intraplaca oceánica, excluyéndose los eventos vinculados a un evento sísmico principal de mayor magnitud en un periodo de 45 días y en un radio de 50 km. Asimismo, el método de Stepp ha sido utilizado para obtener los parámetros sísmicos, habiéndose obtenido un valor del coeficiente b en ambas fuentes de 0,862 para interplaca y 0,961 para intraplaca, lo que se encuentra dentro del rango entre 0,7 y 1,0, esperable para sismo de origen tectónico.

2.10.2. Homologación de las escalas de magnitud sísmicas

El análisis del peligro sísmico se realiza en función de la magnitud y la intensidad. Las escalas de magnitud empleadas comúnmente son la Mb y Ms, calculadas a partir de las ondas de cuerpo y ondas superficiales, respectivamente.

Para cada sismo se entrega la fecha y hora en que ocurrió junto con las coordenadas del epicentro, latitud (°), longitud (°) y profundidad focal (km), además de las magnitudes registradas ya sea en escalas M_b o M_s .

Magnitud de ondas superficiales (M_s)

Esta escala se basa en la amplitud máxima producida por las ondas superficiales Rayleigh con periodo de rango de 18 a 22 segundos. La expresión para determinar su valor es la siguiente:

$$M_s = \log_{10}(A/T) + 1,66 * \log_{10}(De) + 3,30$$

Donde A es la máxima amplitud horizontal del terreno medida en micrometros, T es el periodo de la onda en segundos y De la distancia epicentral en grados.

Magnitud de ondas de cuerpo (M_b)

La determinación de la magnitud M_s para sismos con profundidad focal mayor a 50 kilómetros se dificulta, debido a que no se generan ondas de superficie con suficiente amplitud. Para compensar esto, se utilizó un factor de corrección de tal forma que se pudieran utilizar las ondas de cuerpo. La magnitud m_b se basa en la amplitud de ondas de cuerpo con periodos cercanos a 1,0 segundos. Para su determinación se emplea la siguiente expresión:

$$M_b = \log(A/T) + Q(D,h)$$

Donde A es la amplitud del terreno en micrometros, T es el periodo en segundos y Q es un factor de atenuación que está en función de la distancia (D) en grados y la profundidad focal (h) en kilometros.

Las escalas M_s y M_b no reflejan adecuadamente el tamaño de los sismos muy grandes, subestiman su valor y entregan una estimación poco exacta de la energía liberada, lo que se ha denominado saturación de las escalas de magnitud. Las máximas magnitudes M_b se encuentran alrededor 6,5 a 6,8 y la magnitud M_s entre 8,3 a 8,7.

Por tanto, para homogeneizar la muestra de reportes de sismos que componen la base de datos que presentan el valor de la magnitud en dos escalas reportadas M_s y M_b , a partir del año 1978, se decidió no considerar los eventos con M_s inferior a 4,0 y generar la siguiente relación lineal entre las escalas de magnitud:

$$M_s = 1,099 * M_b - 0,588 \text{ (Silva, 2008)}$$

$$M_b = 0,82 M_s + 0,77 \text{ (Araya, 2007)}$$

$$M_s = 1,0343 * M_w - 0,397$$

2.10.3. Ley de Gutenberg-Richter

Para la caracterización de cada región sismogénica se recurre a las *leyes de Gutenberg-Richter* en la que se relaciona el número de terremotos ocurridos durante un periodo de tiempo, con su magnitud sísmica.

$$\log N = a - b * M_s$$

N: Es el número de eventos con magnitudes mayor o igual que un valor M_s .

a: Representa la actividad sísmica de una región en términos generales.

b: Coeficiente que indica la proporción de sismos pequeños con respecto a la cantidad de sismos grandes. Su valor fluctúa generalmente entre 0.7 y 1.5, en general es cercano a 1.0 cuando los sismos son de origen tectónico. Mientras mayor es el valor de b, mayor es la cantidad de sismos pequeños respecto de los grandes registrados. También se ha observado que este parámetro puede reducir su valor transitoriamente, lo que se interpreta como un estado previo a un sismo de gran magnitud.

Ms: Es la magnitud del sismo, estimada a partir de la amplitud máxima de las ondas superficiales con periodos iguales a 20 segundos.

2.10.4. Productividad sísmica

La productividad sísmica (a), para fuente intraplaca es ligeramente mayor que en la fuente interplaca, 4,368 y 4,067 respectivamente, siendo coherente con el mayor registro sísmico de uno con respecto al otro. En los trabajos de Silva (2008) y Leyton et al. (2009) se observa también esta relación, aunque los valores de productividad sísmica obtenidos por estos autores son mucho mayores, entre 5,0 y 5,6 para interplaca y 5,3-5,9 para intraplaca. Las diferencias se deben a que estos últimos, consideran áreas que involucran toda la sismicidad del país, por lo que al tomar un mayor número de sismos la productividad pudiera ser mayor que al considerar un área particular como en el trabajo de Alfaro (2011). Por otro lado, considerando la sismicidad de Chile, la región de estudio presenta notoriamente una menor sismicidad que otras regiones del país y por tanto la productividad de la zona de estudio sea menor.

A continuación se presentan las curvas de Gutenberg-Richter para sismos Intraplaca oceánica e interplaca.

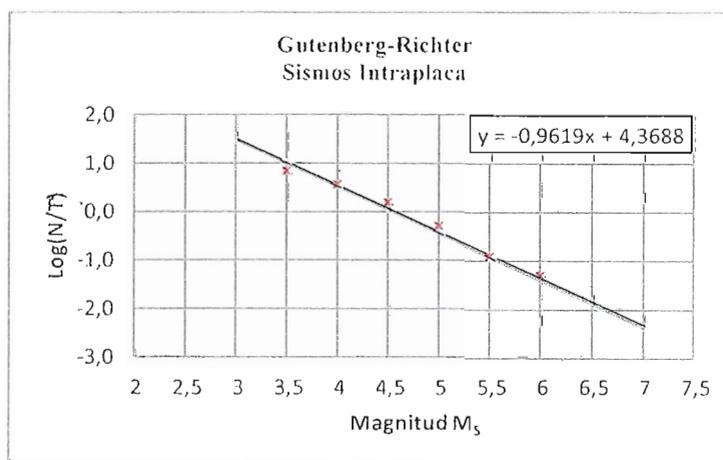


Figura 45. Ley de Gutenberg-Richter en el área de estudio para fuente intraplaca oceánica utilizando el método de máxima verosimilitud para $m_0=3,5$ y $\sigma=0,52$. En rojo se muestran los datos de magnitudes normalizando la ventana de completitud a un año (Alfaro 2011).

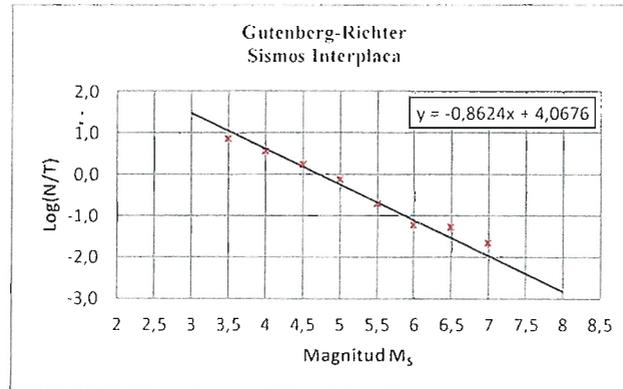


Figura 46. Ley de Gutenberg-Richter en el área de estudio para fuente interplaca utilizando el método de máxima verosimilitud para $m_0=3,4$ y $\sigma=0,44$. En rojo se muestran los datos de magnitudes normalizando la ventana de completitud a un año (Alfaro 2011).

Los parámetros de magnitud mínima, tasa de excedencia, esperanza y coeficiente de variación de β son determinados a partir del cálculo de la ley de Gutenberg-Richter para cada fuente. La magnitud máxima se establece como el máximo terremoto que pudiera ocurrir en cada fuente, es decir, una magnitud de 8,5 para terremotos interplaca y 8,0 para terremotos intraplaca oceánica.

Los resultados obtenidos son para periodos de retorno de 475 años, 1950 años y 10000 años, de los que los dos primeros son equivalentes a un 10 % de probabilidad de excedencia del parámetro PGA en un periodo de vida útil de 50 años y 5 % de probabilidad en 100 años respectivamente. En la tabla siguiente se muestran los resultados:

Tabla 39. Resultado probabilístico de PGA en la ciudad de Curicó, para fuente Intraplaca e interplaca. Se indica el periodo de retorno (T) para cada uno y las unidades de aceleración horizontal máxima (Alfaro, 2013)

Considerando ambas fuentes		Considerando ambas fuentes		Considerando ambas fuentes		Interplaca		Intraplaca	
T=475		T=1950		T=10000		T=475		T=475	
PGA	PGA	PGA	PGA	PGA	PGA	PGA	PGA	PGA	PGA
(gal)	(%g)	(gal)	(%g)	(gal)	(%g)	(gal)	(%g)	(gal)	(%g)
437	45	599	61	783	80	301	31	409	42

2.11. EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO DETERMINÍSTICO

2.11.1. Estimación de las aceleraciones máximas horizontales.

Para la estimación de la aceleración máxima horizontal se ha utilizado la expresión de Martín (1990). Estas curvas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales en función de la magnitud de Richter y de la distancia hipocentral fueron desarrolladas por Martín (1990) y fueron modificadas recientemente por Medina (1998) para incorporar distancias hipocentrales corregidas:

$$A_{\max} = 733 * e^{0,7M_s} (R+60)^{-1,31} \text{ cm/sg}^2$$

Siendo:

A= valor medio de la aceleración máxima horizontal en un sitio constituido por roca y en cm/sg^2

R= distancia hipocentral en kilómetros $\sqrt{(\Delta^2 + H^2)}$

Δ = distancia al epicentro (km)

H= profundidad del hipocentro (km)

Para el análisis determinístico de las hipótesis consideradas, se ha tomado de referencia la "Caracterización y determinación del peligro sísmico en la región metropolitana. N.A.Silva 2008", en la que se estudia una extensión comprendida entre el paralelo 30° y el 37° de latitud sur, ya que las alternativas seleccionadas se encuentran alrededor del paralelo 36.0°, y en este estudio se determinan las magnitudes máximas esperables en función del tipo de terremoto según el siguiente cuadro (*se ha introducido el valor máximo del terremoto tipo interplaca de 2010 de Bio Bio):

Tabla 40. Magnitudes máximas esperadas según fuente generadora. Fuente TYP SA

Fuente sismogénica	Magnitud máxima histórica (Ms)
Terremoto interplaca Thrust	8,8 *(se ha tomado el valor del terremoto de 2010)
Terremoto intraplaca de profundidad intermedia	8
Terremoto cortical superficial	7,5

2.11.2. Análisis determinístico

Para el análisis determinístico se han realizado las siguientes hipótesis con las magnitudes máximas de los tres tipos de terremotos:

Escenario I: terremoto tipo Thrust superficial y magnitud 8,8 a 130 km de distancia en la costa e hipocentro a 20 km de profundidad.

Escenario II: terremoto intraplaca de profundidad intermedia y magnitud 8, hipocentro a 90 km, de profundidad situado a 5 km al sur de los Queñes.

Escenario III: Terremoto cortical y magnitud 7,5 hipocentro situado a unos 25 km al este asociado a la falla del Fierro (valor adoptado para el hipocentro de 5 km).

Las aceleraciones máximas obtenidas son las siguientes:

Tabla 41. Aceleraciones horizontales máximas esperables. Fuente TYP SA

Escenario	Magnitud	Dist (km)	Prof (km)	Aceleración Max (cm/sg ²)	f (g)
I	8,8	130	20	355,35	0,36g
II	8	5	90	290,54	0,29g
III	7,5	25	5	411,40	0,41g

Para las alternativas estudiadas en el valle del Teno, utilizando la fórmula de atenuación de Medina (1998), se obtienen valores de aceleración máxima de 0,36g para terremotos tipo Thrust, con valores de 0,29g para terremotos intraplaca tensionales de $M_s=8,0$ y distancias hipocentrales mayores de 100 km y de 0,41g para terremotos corticales asociados a la falla de el Fierro.

2.12. RESULTADOS OBTENIDOS

2.12.1. Aceleración horizontal

La aceleración horizontal máxima obtenida para la ciudad de Curicó con un 10 % de probabilidad de excedencia en PGA para una vida útil de 50 años, considerando ambas fuentes ha sido de 0,45 g. Mientras que para un periodo de retorno de 1950 años se ha obtenido un valor de aceleración de 0,61g.

El análisis de peligro sísmico asociado a fuente cortical se desarrolló mediante metodología determinística, debido a la falta de registros completos para esta fuente. Las estructuras presentes en la zona, especialmente el sistema el Diablo- el Fierro, es potencialmente activo y capaz e influirá significativamente en el peligro sísmico de la zona. El valor de aceleración obtenida ha sido de 0,41g.

2.12.2. Aceleración vertical

Para el cálculo de los valores de aceleración para movimiento vertical se recomienda aplicar un factor de $\frac{3}{4}$ a los horizontales correspondientes.

2.13. EVALUACIÓN DE EFECTO DE SITIO

La modificación de la señal sísmica producida por un terremoto debido a la influencia de las condiciones geológicas y topográficas, es lo que se conoce como efecto de sitio y consiste en la amplificación de dicha señal en varios órdenes de magnitud.

Una serie de trabajos de diversos autores, han puesto en evidencia que las amplificaciones producidas por suelen depender en gran medida de la frecuencia característica de las ondas sísmicas y del tipo de suelo.

Los factores de respuesta de sitio específicos asociados al material superficial del sitio, han sido determinados para Chile Central en el trabajo presentado en la Revista Geofísica por Algermissen y Kausel, et al. (1992), donde se observan los coeficientes de respuesta según el tipo de material del sitio. Para aplicar los coeficientes de respuesta hay que identificar el valor dado en la siguiente figura:

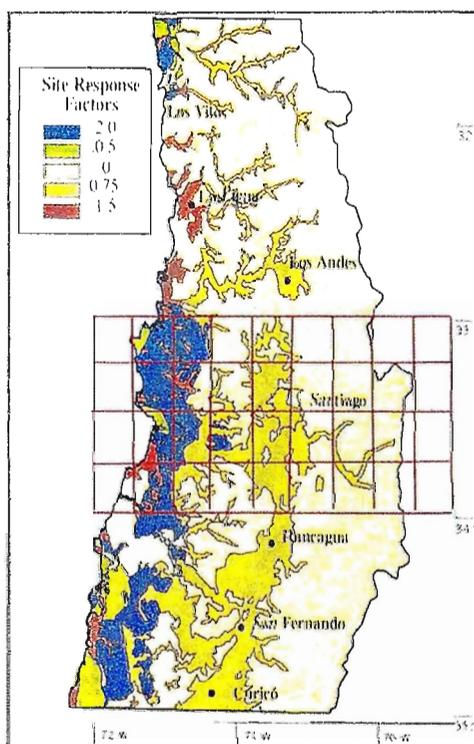


Figura 47. Factores de respuesta de sitio. Fuente Algermissen y Kausel, et al (1992)

La zona de estudio se encuentra ubicada al este de la localidad de Curicó en la zona que presenta un factor de respuesta 0, lo que por otra parte se adecua a las condiciones geológicas, con predominio mayoritario de formaciones rocosas, de la Cordillera Principal donde se sitúa el estudio.

Por tanto, el peligro sísmico calculado para los emplazamientos del valle del Teno, solo ha tenido en cuenta la fuente y la propagación de las ondas sísmicas, caracterizándose el movimiento en roca o suelo duro.

2.14. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

2.14.1. Aceleración máxima horizontal

Los valores medios de aceleración horizontal máxima (A) para los distintos niveles de amenaza sísmica son los siguientes:

- Para el sismo de diseño correspondiente a una probabilidad de excedencia de 10 % en 50 años, equivalente a un periodo de retorno medio de 475 años, para fuente intraplaca $A=0,42g$; para fuente interplaca $A=0,31g$; considerando ambas fuentes $A=0,45g$.
- Para el sismo máximo probable correspondiente a una probabilidad de excedencia del 5 % en 100 años y periodo de retorno medio de 1950 años, considerando ambas fuentes $A=0,61g$
- Para el sismo máximo creíble correspondiente a una probabilidad de excedencia del 1 % en 100 años y periodo de retorno de 10000 años: considerando ambas fuentes $A=0,80g$

2.14.2. Análisis determinístico

Este análisis se basó en tres escenarios posibles que dieron aceleraciones máximas horizontales de 0,36g, 0,29g y 0,41g correspondientes a la recreación del terremoto intraplaca de Bio Bio de 2010, terremoto interplaca correspondiente al terremoto producido al sur de los Queñes en 1987 pero considerando la magnitud máxima estimada para este tipo de terremotos y terremoto cortical correspondiente al producido en agosto de 2004 junto a la laguna de Maule considerando la magnitud máxima esperada en este tipo de terremotos, respectivamente.

El tercer escenario buscó evaluar el efecto de un sismo asociado a la actividad de la falla de el Diablo-el Fierro y el resultado es comparable con el sismo de diseño obtenido para fuente interplaca y intraplaca, obtenido por el análisis probabilístico.

2.14.3. Aceleración recomendada

Para el caso del proyecto objeto de este estudio se recomienda utilizar un valor de 0,41g correspondiente a la amenaza que representa la proximidad del sitio de falla el Diablo-el Fierro, valor que además es similar al obtenido para terremotos interplaca e intraplaca en la ciudad de Curicó y que se justifica por la distancia de los emplazamientos en estudio a la ciudad.

En el caso de la aceleración vertical, se recomienda adoptar un valor de 0,3g.