

**DESLIZAMIENTOS EN EL VALLE DEL RIO SAN PEDRO
PROVINCIA DE VALDIVIA, CHILE**

Por

Stanley Davis y Juan Karzulović K.

**DESLIZAMIENTOS EN EL VALLE DEL RIO SAN PEDRO,
PROVINCIA DE VALDIVIA - CHILE**

C O N T E N I D O

RESUMEN	53
ABSTRACT	53
INTRODUCCION	54
Ubicación del Area de los Deslizamientos	54
Objeto del Estudio	54
Reseña Cronológica de los Acontecimientos	54
Antecedentes Históricos	55
Trabajos Anteriores y Fuentes de Información	56
Agradecimientos	57
NOMENCLATURA Y DEFINICIONES	57
Generalidades	57
Tipos de Movimiento y Terminología	57
Magnitud	59
Descripción de Depósitos y Correlaciones	60
MORFOLOGIA GENERAL	61
Generalidades	61
Fisiografía	61
Red de Drenaje	62
Clima y Vegetación	63
BOSQUEJO GEOLOGICO	64
Generalidades	64
Rocas Precuaternarias	64
Depósitos Cuaternarios	66
Tectónica Moderna	69
Intento de Interpretación de los Depósitos Cuaternarios	69
DESCRIPCION GEOLOGICA DEL DESLIZAMIENTO PRINCIPAL O TACO 3	71
Generalidades	71
Unidades Estratigráficas	71
Unidades Estructurales	88
Geomorfología	94

INTERPRETACION DEL MOVIMIENTO DEL TACO 3	98
Generalidades	98
Resumen de Hechos Importantes	98
Licuación	99
Interpretación del Movimiento	101
OTROS DESLIZAMIENTOS DE LA REGION EN ESTUDIO	101
Generalidades	101
Taco Nº 2	103
Taco Nº 1	103
Antiguo deslizamiento en el río San Pedro	103
Deslizamiento del río Guanehue	104
ANEXO.	
Descripción de Fotografías	105
REFERENCIAS	107

PLANO DE UBICACION

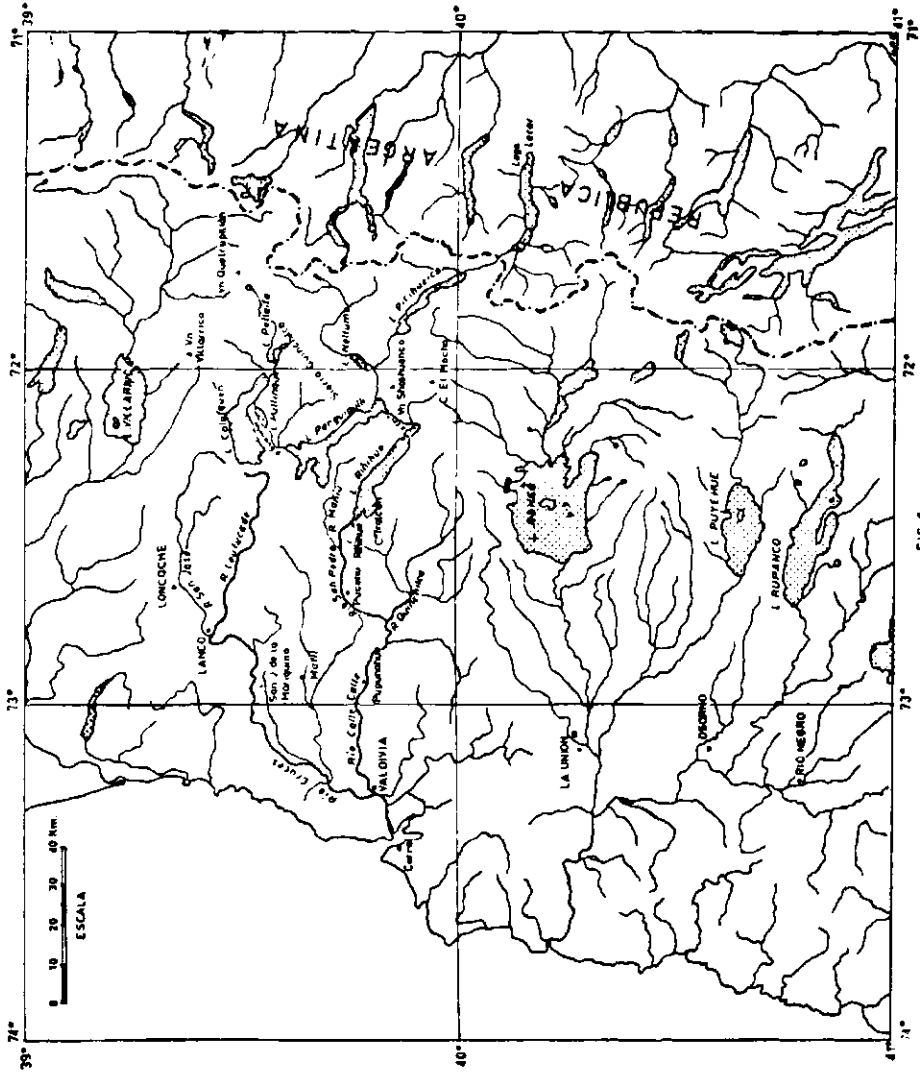


FIG. 1 -

DESLIZAMIENTOS EN EL VALLE DEL RIO SAN PEDRO PROVINCIA DE VALDIVIA, CHILE

por

Stanley Davis* y Juan Karzulović K.**

RESUMEN

Intensos movimientos sísmicos del día 22 de mayo de 1960, produjeron tres grandes deslizamientos que cerraron la salida del Lago Riñihue, situado 65 kilómetros al Este de la ciudad de Valdivia, Chile. El nivel del lago alcanzó 26,5 metros por sobre el nivel normal antes que fuera descargado, a través de un canal artificial, en la última semana del mes de julio de 1960. El mayor deslizamiento afectó del orden de 30 millones de metros cúbicos de sedimentos no consolidados; el deslizamiento intermedio, alrededor de 6 millones de metros cúbicos; y el menor, cerca de 2 millones de metros cúbicos.

Las rocas antiguas de la región que rodea el Lago Riñihue incluyen filitas, micacitas y rocas metamórficas asociadas del Paleozoico y/o Precámbrico. Las rocas mesozoicas son conglomerados e intrusivos graníticos. Las rocas terciarias y cuaternarias incluyen sedimentos con mantos de carbón y lavas andesíticas y basálticas y piroclásticos. Sedimentos no consolidados del tipo de morenas, glaciofluviales y fluviales, rellenan los valles. La distribución y el carácter de los sedimentos no consolidados, sugiere que tanto las glaciaciones antiguas como recientes se extendieron solamente unos pocos kilómetros al Oeste de la región septentrional de los grandes lagos chilenos que incluye el Lago Riñihue.

La superficie de ruptura del deslizamiento mayor se encuentra dentro de una secuencia de 80 metros de arcillas lacustres. Las arcillas se apoyan sobre morenas y están cubiertas por arenas y gravas glaciofluviales. El movimiento se interpreta como un deslizamiento de bloques. Deslizamientos secundarios ocurridos dentro de la masa del deslizamiento mayor, presentan movimientos de rotación, derrumbes de escombros y flujos de tierra.

Una cantidad de antiguos deslizamientos existe en la vecindad del Lago Riñihue. El más grande de estos deslizamientos probablemente abarca más de 100 millones de metros cúbicos de sedimentos no consolidados.

ABSTRACT

Strong earthquakes of May 22, 1960, produced three large landslides which blocked the outlet of Lago Riñihue 65 kilometers east of the city of Valdivia, Chile. The lake level rose 26.5 meters until it discharged through artificially constructed canals during the last week in July, 1960. The largest landside involved about 30 million cubic meters of unconsolidated sediments; the intermediate landslide, about 6 million cubic meters; and the smallest landslide about 2 million cubic meters.

Ancient consolidated rocks in the region surrounding Lago Riñihue include Paleozoic and/or Precambrian phyllites, schists, and related metamorphic rocks. Mesozoic rocks are conglomerates and granitic intrusives. Tertiary and Quaternary rocks include coal-bearing sediments and andesitic and basaltic flows and pyroclastics. Unconsolidated till, outwash, and alluvium fill lowland areas. The distribution and character of the unconsolidated materials suggest that both early and late glaciations extended only a few kilometers west of the northern part of the Chilean lake district which includes Lago Riñihue.

*Profesor de Geología de la Universidad de Stanford.

**Geólogo del Instituto de Geología de la Universidad de Chile.

The surface of rupture of the largest landslide is within an eighty-meter sequence of lake clays. The clays are underlain by till and overlain by outwash sands and gravels. Movement of the slide is interpreted as principally block gliding. Secondary landslides produced within the larger landslide include rotational slumping, debris falls, and earth flows.

A number of ancient landslide exist in the vicinity of Lago Riñihue. The largest of these landslide probably involved more than 100 million cubic meters of unconsolidated sediments.

INTRODUCCION

Ubicación del área de los deslizamientos.

La zona de los deslizamientos más importantes ocurridos en el mes de mayo de 1960 se ubica en el valle del río San Pedro, cerca de su nacimiento en el Lago Riñihue, dentro del Departamento de Valdivia de la provincia del mismo nombre. La situación del movimiento principal queda señalada, aproximadamente, por las coordenadas geográficas de los 72° 30' de longitud y los 39° 45' de latitud.

Fuera de los deslizamientos del río San Pedro, se discuten algunos otros más antiguos y situados junto al valle del río Guanehue que desagua la Laguna Pullinque la cual, por su parte, está unida al gran Lago Calafquén distante unos 30 kilómetros al Norte del San Pedro.

La región estudiada se localiza en el Plano de Ubicación que se incluye como Figura 1.

Objeto del estudio.

El interés de los autores por la presente investigación se basa en una serie de motivos de carácter tanto científico como económico; desde el primer punto de vista, se considera que los movimientos del tipo y magnitud de los investigados son relativamente raros en la literatura geológica. Bajo un aspecto económico se destaca el costo de la intensa lucha sostenida por obreros e ingenieros chilenos para dar salida, sin consecuencias catastróficas, a las grandes masas de aguas represadas por los llamados Tacos del Riñihue; además, el avance progresivo de las investigaciones nucleares permite predecir que, en plazo breve, serán realidad las explosiones nucleares limpias o sin radioactividad remanente. Esto significa pensar, sin pecar de exagerado optimismo, que bajo condiciones geológicas adecuadas se podrían remover grandes volúmenes de materiales para producir represas artificiales, del tipo de los represamientos naturales del valle del río San Pedro, con fines de regadío, de regulación de caudales o de obtención de fuerza motriz.

Reseña cronológica de los acontecimientos.

El día 22 de mayo de 1960, poco después de las 3 de la tarde, toda la región del Sur de Chile comprendida entre los paralelos 38° y 44° fue devastada por fuertes movimientos sísmicos que se sumaban a los que, el día anterior y cerca de las 6 de la mañana, habían afectado intensamente la zona ubicada entre los paralelos 36° 30' y 38°.

Los movimientos del día 22 de mayo de 1960 provocaron numerosos desliza-

mientos y derrumbes dentro de toda la zona asolada, especialmente en las inmediaciones de la Cordillera Andina. Por su magnitud y consecuencias posteriores, los fenómenos más notorios fueron aquellos del valle del río San Pedro que represaron en tres partes su cauce e impidieron, durante dos meses, el drenaje normal del Lago Riñihue.

Desde el nacimiento del río hacia aguas abajo, los tres grandes deslizamientos fueron llamados, respectivamente, "Taco 1", "Taco 2" y "Taco 3". El último era el de mayores dimensiones y alcanzaba, en su parte más baja, una altura del orden de los 29 mts. por encima del nivel normal del Lago Riñihue.

Detrás de las represas configuradas por los tacos, fue subiendo lenta y constantemente el nivel del agua con un promedio cercano a los 45 cms. diarios y con un embalse, por cada centímetro, equivalente a poco menos de 1.000.000 de mts. cúbicos de agua.

A fines del mes de mayo de 1960, la Empresa Nacional de Electricidad, ENDESA, se hizo cargo de la tarea de dar salida a las aguas acumuladas e inició la construcción de un Canal de Evacuación a través de los Tacos. Luego de dos meses de trabajo, se comenzó el desagüe el día 24 de julio, con un gasto de muy pocos metros cúbicos/segundo; este gasto aumentó rápidamente hasta alcanzar, el 26 de julio en la mañana, su caudal máximo de 7.500 mts. cúbicos/segundo que fue disminuyendo gradualmente y el 2 de agosto, según medidas de ENDESA, era de alrededor de 1.500 metros cúbicos/segundo. El desagüe se inició con un sobrenivel de aproximadamente 26,5 mts. respecto del nivel normal del Lago Riñihue.

En la primera quincena del mes de febrero de 1961, fecha del reconocimiento realizado por los autores, el Canal de Evacuación constituía el nuevo lecho del río San Pedro en forma de un cauce amplio y con un gasto de escurrimiento estimado en unos 250 mts. cúbicos/segundo; es decir, poco más o menos el gasto normal del antiguo río San Pedro para el citado mes.

Si bien en las inmediaciones del Canal de Evacuación el gran Taco 3 fue fuertemente erodado por las aguas torrenciales de los primeros días del desagüe, fuera de la vecindad del Canal el Taco 3 se ha mantenido prácticamente incólume en sus características generales y esto fue comprobado por uno de los autores que tuvo oportunidad de observarlo, en el mismo terreno, en los meses de julio de 1960 (poco antes de la avalancha final) y febrero de 1961.

Junto con los trabajos de ENDESA, la Dirección de Riego del Ministerio de Obras Públicas inició la construcción de una presa artificial, en la Angostura Nancul del río San Pedro, con el objeto de aminorar la intensidad de la crecida. Sin embargo, esta presa fue construida con materiales sedimentarios en gran parte ya removidos por antiguos derrumbes o deslizamientos, es decir sueltos y poco coherentes; parcialmente se utilizó el material proveniente de un depósito inferior de morenas muy cementadas in situ pero las cuales, al ser quebrantadas en grandes bloques o fragmentos menores, se disgregan más o menos fácilmente por la acción de aguas superficiales. Con todo esto resultó que la presa artificial, denominada Taco 4, fue incapaz de resistir siquiera los primeros caudales significativos de la avalancha.

Antecedentes históricos.

Según ha sido expuesto por WEISCHET (1960, pág. 10), se tienen noticias históricas de que en el año 1575 y luego de un desastroso terremoto que destruyó

el poblado de Valdivia, se produjo una gran avalancha de agua por el río San Pedro originada en un represamiento del mismo río.

La tragedia del año 1575 ha sido descrita, en una forma muy vívida, por el cronista de la época y capitán español don Pedro Mariño de Lobera, quien fue testigo presencial de los hechos; según una transcripción de GUARDA G. (1953) de la crónica de Pedro Mariño de Lobera, se tendría el siguiente resumen de los sucesos:

El día 16 de diciembre de 1575, poco antes del anochecer, comenzó un terremoto de gran intensidad y larga duración que fue seguido de un maremoto que alcanzó a cubrir varios kilómetros hacia tierra adentro. Durante el transcurso de los movimientos se produjo un enorme deslizamiento en una zona situada 62 kilómetros al Este de la ciudad (14 leguas según el cronista), y con esto se represaron las aguas del Lago Riñihue. El embalse natural se mantuvo hasta fines del mes de abril de 1576, cuando reventó con furia arrastrando casas, árboles desarraigados, animales y personas. La crece habría alcanzado su máximo a las doce horas de iniciado el desastre y se prolongaría por espacio de tres días. El mismo capitán Pedro de Lobera advirtió del peligro a los habitantes de Valdivia y éstos se habrían retirado, pocos días antes de los hechos, a las partes más altas de la ciudad. Según la misma crónica, el agua habría alcanzado cerca de la loma donde está situado el pueblo; es decir, las vecindades de la cota de los 8-10 metros sobre el nivel normal del río.

En la región del nacimiento del río San Pedro, justamente dentro de los 62 kilómetros de Pedro Mariño de Lobera, se ubican los restos bastante bien conservados de un imponente deslizamiento dos o tres veces mayor que el Taco 3 actual; parece evidente que este deslizamiento corresponde al descrito por el cronista español.

Trabajos anteriores y fuentes de información.

Los fenómenos sísmicos del mes de mayo de 1960 en Chile han originado una serie de publicaciones, entre las cuales hemos podido examinar aquellas de WEISCHET (1960), quien se refiere a los terremotos del día 22 y hace especial mención de los deslizamientos del valle del río San Pedro; VEYL (1960), el cual discute ambos terremotos, principalmente en conexión con fenómenos volcánicos y derrumbes o deslizamientos; WATANABE y KARZULOVIC (1960), quienes analizan los sismos del 21 y 22 de mayo desde un punto de vista general y referido a las características geológicas en relación a los daños de ciudades y centros poblados. Además de los anteriores, existen trabajos confeccionados por el Instituto de Investigaciones Geológicas y que han sido dados a conocer mimeografiados en forma de Informes Preliminares; éstos se refieren a las características geológicas locales y a los daños de las ciudades o centros poblados más importantes, no mencionan los acontecimientos del Riñihue.

Respecto de las condiciones geológicas de la zona estudiada, se han examinado los antecedentes proporcionados por ILLIES (1960); MUÑOZ CRISTI, FLORES W. y PIZARRO (1933); MUÑOZ CRISTI (1960) y BRUGGEN (1950).

La presente investigación se basa en los antecedentes proporcionados por las publicaciones citadas y en la información recogida por los propios autores, en el mismo terreno, durante la primera quincena de febrero de 1961 y tam-

bién en la época previa al desagüe final en julio de 1960. Además de los reconocimientos de terreno, fueron realizados análisis de laboratorio, interpretaciones fotogeológicas de fotografías aéreas tomadas antes y después de los acontecimientos y exámenes críticos de los planos levantados por ENDESA de la región de los Tacos con fecha 10 de junio de 1960 y escala 1:5.000.

Valiosa información adicional fue proporcionada por un sondaje de reconocimiento, con profundidad cercana a los 35 mts., construido por ENDESA entre los meses de febrero y marzo de 1961 en las cercanías del cauce actual del río San Pedro.

Agradecimientos.

Los autores desean expresar su sincero agradecimiento a la Empresa Nacional de Electricidad, ENDESA, por la amplísima cooperación recibida y que se materializó en la entrega de toda la extensa información reunida por dicho organismo en relación con los deslizamientos del Riñihue; por su parte el señor Edgardo Palma, ingeniero administrador de ENDESA en Pullinque, proporcionó toda clase de facilidades referentes a alojamiento y aprovisionamiento en terreno.

El Instituto de Asuntos Interamericanos puso a disposición de los autores uno de sus vehículos, para el recorrido de la zona en estudio, conjuntamente con uno de los choferes de dicho organismo; cabe agradecer al señor Robert J. Dingman su especial interés en proporcionar tales facilidades.

El señor Jorge Muñoz Cristi, Director del Instituto de Geología, dio su autorización para que el Instituto se hiciera parte del trabajo y contribuyó a la discusión petrográfica de algunas muestras obtenidas en terreno.

El señor Héctor de los Reyes, funcionario del Instituto de Geología, dio especial realce a los dibujos finales del trabajo en base, muchas veces, a croquis esquemáticos entregados por los autores.

NOMENCLATURA Y DEFINICIONES

Generalidades.

Los movimientos de tierras producidos en forma natural constituyen accidentes muy frecuentes; pero, la gran mayoría de ellos alcanza escasa magnitud y no son comunes, dentro de la literatura geológica, estudios detallados en relación con la materia. De aquí resulta que los términos y conceptos ligados a deslizamientos son relativamente poco conocidos y por esta razón se ha estimado de interés entregar, en este capítulo, algunos de los más importantes.

Tipos de movimiento y terminología.

Los movimientos de tierras pueden ser de características muy variadas y condicionadas especialmente al tipo de material que toma parte en ellos, a la velocidad del movimiento y a la forma de la superficie sobre la cual se producen.

Cuando los movimientos se originan a lo largo de superficies más o menos bien definidas y con velocidades perceptibles a generalmente altas, se tienen los llamados deslizamientos; si la velocidad es pequeña e imperceptible al ojo del hombre, aunque apreciable por mediciones instrumentales comparativas, se habla

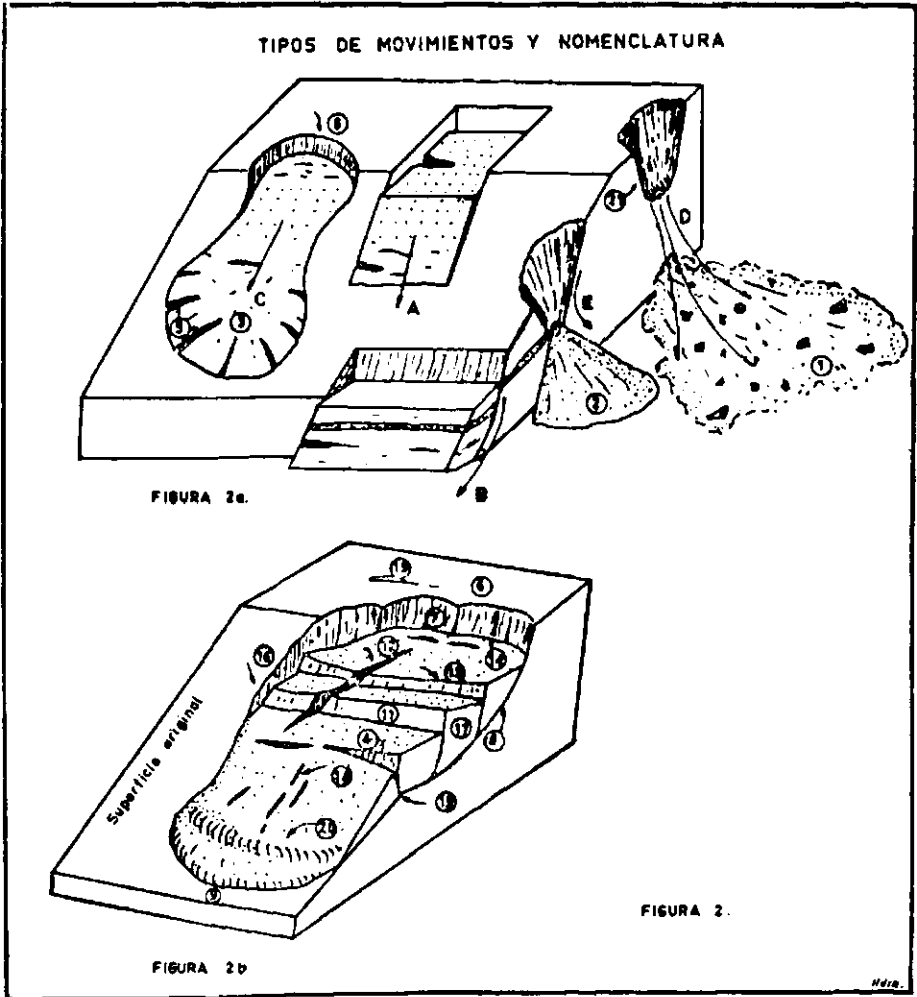


FIGURA 2

Tipos de Movimiento:

A.—Deslizamiento de Bloque.
B.—Rotación de Bloque.
C.—Flujo de tierra.

D.—Derrumbe de escombros.
E.—Flujo de arena.

Nomenclatura:

1.—Escombrera.
2.—Cono de arena.
3.—Lengua terminal.
4.—Grieta transversal.
5.—Grietas radiales.
6.—Coronamiento.
7.—Escarpe principal.
8.—Superficie de ruptura.
9.—Punta.
10.—Zona terminal.
11.—Escarpe secundario.

12.—Falla longitudinal.
13.—Falla transversal.
14.—Línea basal.
15.—Intersección.
16.—Flanco derecho.
17.—Bloque.
18.—Grieta longitudinal.
19.—Grieta del Coronamiento.
20.—Cordón transversal.
21.—Nicho de deslizamiento.

de corrimientos; finalmente, cuando la velocidad es notable y los movimientos no siguen una superficie regular o bien definida, se tienen los derrumbes.

En la Figura 2 se señalan los tipos de movimientos de tierras más comunes y también la terminología de las distintas partes de un deslizamiento típico. Especialmente con relación a esto último pueden señalarse, de acuerdo con ECKEL, y otros, (1958), los siguientes conceptos fundamentales:

Coronamiento.—La parte superior, adyacente a la zona de materiales removidos, y que no ha sufrido movimientos apreciables.

Escarpe Principal.—Una superficie abrupta o empinada que rodea periféricamente la zona deslizada y que separa ésta del Coronamiento; por lo general tiene forma semicircular y muestra, en deslizamientos de gran magnitud, entrantes y salientes.

Línea Basal.—Es el contacto de la proyección del Escarpe Principal con la parte superior de los materiales removidos o deslizados.

Escarpe Secundario.—Superficie empinada o abrupta dentro de la masa de materiales deslizados y que se produce por movimientos diferenciales de dicha masa; puede presentarse uno, o varios escalonados en deslizamientos de gran magnitud.

Superficie Original.—La pendiente original del terreno antes del movimiento.

Superficie de Ruptura.—El plano sobre el cual se produce el deslizamiento y que es, más o menos, la resultante de la proyección de la superficie del Escarpe Principal por debajo de los materiales removidos; corrientemente adopta una forma de cuchara.

Intersección.—La línea de intersección entre la parte inferior de la Superficie de Ruptura y la Superficie Original; muchas veces queda enterrada bajo los materiales removidos.

Zona Terminal.—El borde del deslizamiento más distante del Coronamiento.

Punta.—El extremo más alejado de la Zona Terminal.

Izquierdo-Derecho.—Ubicación de las partes de un deslizamiento observadas desde el Coronamiento.

Flanco.—Las márgenes o lados izquierdo y derecho del deslizamiento.

Además de los términos definidos, existen otros que quedan perfectamente aclarados con los dibujos de la Figura 2. En la misma figura quedan indicados y ubicados todos los términos usuales de las partes de un deslizamiento.

Magnitud.

En un reconocimiento geológico de un deslizamiento, es siempre posible hacer un cálculo aproximado de la magnitud de los mismos; sin embargo, la

determinación exacta del volumen de materiales removidos o deslizados requiere, la mayor parte de las veces, de un extenso programa de sondajes.

En el presente estudio se ha utilizado un sistema exponencial, para clasificaciones de volúmenes, en el cual se mantiene una razón geométrica de 10 entre los intervalos de las clases. Los límites de los intervalos resultan suficientemente amplios como para que la estimación, en terreno del volumen, permita una clasificación acertada de la magnitud. El exponente del límite superior se ha elegido como el índice de magnitud con el objeto de eliminar, en deslizamientos pequeños, el uso de magnitudes 0. La lista que sigue ilustra el sistema:

Volumen del deslizamiento en metros cúbicos:

<i>Límite Inferior</i>	<i>Límite Superior</i>	<i>Magnitud</i>
10 ⁰	10 ¹	1
10 ¹	10 ²	2
10 ²	10 ³	3
10 ³	10 ⁴	4
10 ⁿ⁻¹	10 ⁿ	n

Los deslizamientos con magnitudes 7 son desusados; los de magnitud 8 son raros y no existen en la literatura descripciones detalladas de deslizamientos normales de magnitud 9.

Los flujos de barro y fenómenos similares a deslizamientos relacionados con volcanismo tienen, por lo general, magnitud 9 a 10 y pueden alcanzar hasta 12 y 14 en casos extremos. Aquellos movimientos de magnitud 20 o superiores se clasificarán, probablemente, de tectónicos.

Dos de los deslizamientos descritos en este informe son de magnitud 7; dos son de magnitud 8 y uno posiblemente alcanza el valor 9. El deslizamiento del llamado Taco 3, que se describe con detalle, se estima de grado 8. Los deslizamientos mayores son desgraciadamente antiguos y su estudio en detalle requiere de una intensa labor de reconocimientos por sondajes.

Descripción de los depósitos y correlaciones.

Para la descripción de la naturaleza de los depósitos no consolidados de la región del Lago Riñihue se utilizaron los términos corrientes de la literatura geológica y para describir los colores de los mismos se empleó la Tabla de Colores de Munsell. Esta Tabla es de amplio uso por los pedólogos chilenos, como ayuda para la descripción detallada de los suelos. NICKERSON (1947, págs. 153-171), da una descripción completa de esta Tabla y de su relación con otras similares.

En cuanto a las correlaciones, no han sido relacionadas en forma consistente las unidades del Pleistoceno, en Chile, con los sectores standard en Europa y Norteamérica. Sin embargo, se supone en este trabajo que las fluctuaciones de los climas del Pleistoceno fueron similares en todo el mundo y que el último avance importante de los hielos en Riñihue fue, por lo tanto, contemporáneo al avance

Würm en Europa y al avance Wisconsin en Norteamérica. El débil desarrollo de suelo, junto a la falta de erosión postglacial cerca del Lago Riñihue, hacen razonable esta correlación.

MORFOLOGIA GENERAL

Generalidades.

La morfología de la región señalada por el Plano de Ubicación de la Figura 1, ha sido condicionada por fenómenos glaciares del pasado reciente y por el clima actual fuertemente lluvioso. Las glaciaciones cuaternarias han originado, en la parte oriental, varios lagos producidos por la abrasión del hielo y también cordones de morenas terminales que se prolongan, al poniente, en extensas planicies de acarreo glaciofluviales. La magnitud notable de las precipitaciones anuales, se materializa en una extensísima red de drenaje y en una fuerte erosión de los cordones de rocas fundamentales que aparecen suavemente redondeados y con escasa altura sobre el relieve del plan general.

Fisiografía.

El rasgo más distintivo de toda la zona lo constituye un grupo de grandes lagos ubicados al pie occidental de la Cordillera de los Andes y denominados, desde el Norte hacia el Sur, Calafquén, Panguipulli y Riñihue. Estos lagos mayores presentan cauces estrechos hacia el extremo oriental y ensanchamientos en el extremo occidental; tal como se observa en el Bosquejo Geológico de la Figura 3, los estrechamientos quedan encerrados entre rocas fundamentales y sugieren típicos valles labrados por glaciares, por su parte, los ensanchamientos corresponden a cordones de morenas terminales ubicados a varias decenas de metros sobre el nivel de aguas de los lagos respectivos.

Los lagos ya nombrados se presentan escalonados y descienden en altura desde el Norte hacia el Sur; así el Calafquén tiene un nivel promedio cercano a los 200 mts., el Panguipulli próximo a los 130 mts. y el Riñihue del orden de los 100 mts. s.n.m. En esta forma, los lagos corresponden a zonas depresionarias separadas en el sentido Este-Oeste por cordones transversales y, en dirección Norte-Sur, por los cerros de la Cordillera Andina en el Este y por los cordones de morenas terminales en el Oeste.

Por delante de los cordones terminales de morenas, cuyo alcance hacia el Poniente aparece estimado en el Bosquejo Geológico de la Figura 3, se desarrolla una planicie de acarreo glaciofluviales con drenaje en general al Oeste y que muestra cierta pendiente desde el Norte hacia el Sur.

En la medida que se avanza en dirección a la Costa, las planicies glaciofluviales antepuestas a los grandes lagos se estrechan notoriamente y quedan reemplazadas por los cauces de valles fluviales limitados por cordones ribereños de rocas fundamentales. Estos cordones configuran un macizo montañoso, de relieve suave, el cual engrana con los cerros de la Cordillera de la Costa y muestra alturas poco destacadas sobre el plan general y que no sobrepasan los 823 mts. El macizo montañoso está fuertemente disectado por numerosos cursos de aguas superficiales de los cuales, los más importantes, muestran potentes cubiertas de

acarreos fluviales a glaciofluviales hacia la parte oriental y se desarrollan, corrientemente, en forma de meandros.

Al Este de los grandes lagos citados, se encuentra un relieve abrupto y propio de la Cordillera Andina. Dentro de este relieve emergen, como cumbres sobresalientes, algunos picachos nevados correspondientes a volcanes tales como el Villarrica con 2.840 mts., el Quetrupillán con 2.360 mts. y el grupo del Shoshuenco-El Mocho con 2.430 mts. sobre el nivel del mar; es probable que el cordón de la Sierra de Quinchilca, de 1.840 mts. s.n.m., corresponda también a un grupo volcánico de acuerdo con ILLIES (1960, pág. 35, Fig. 2) y que dicho autor denomina Hualafquén. Dentro de la región propiamente cordillerana, se ubican numerosas depresiones ocupadas por lagos menores y de los que el llamado Lago Pirehueico es el más importante; la forma alargada y estrecha del mismo lago, sugiere también un origen glacial y lo mismo valdría para la gran mayoría de los lagos restantes menores.

En las inmediaciones de los lagos mayores, esto es dentro de las zonas ocupadas por acarreos morénicos y glaciofluviales, se encuentran grandes barrancos originados en derrumbes y deslizamientos que son especialmente frecuentes a lo largo del curso del río Mañú, en el recorrido del río San Pedro comprendido entre el anterior y Lago Riñihue, y también en el valle del río Guanehue. En esta última parte se encuentra uno de los más imponentes, con un escarpe del orden de los 2,5 a 3,0 kilómetros de longitud y de unos 150-200 mts de altura sobre el nivel del río, el cual conforma un paisaje de crestas y depresiones característico. Han sido citados por WEISCHET (1960), numerosos derrumbes provocados por los sismos del mes de mayo de 1960 más hacia el Este y dentro de la región típicamente cordillerana. Se citan estos hechos por cuanto constituyen rasgos fisiográficos acentuados en la zona estudiada.

Red de drenaje.

Todos los cauces superficiales de la zona acceden finalmente al río Valdivia el cual desemboca en el mar, con un gasto estimado en alrededor de 1.000 mts cúbicos/segundo, a la altura del puerto de Corral.

El río principal se constituye por la unión de los ríos Cruces y Calle-Calle en la ciudad de Valdivia; el primero desagua los cerros de la Cordillera de la Costa y las planicies antepuestas a los grandes lagos de la zona; el segundo, a través de su afluente río San Pedro, drena las altas cumbres de la Cordillera de los Andes y también un grupo numeroso de lagos.

En su curso superior, el río Cruces se denomina San José y nace en los cordones de morenas terminales del Lago Villarrica, situado este último unos 20 kilómetros al Norte del Lago Calafquén. Hacia aguas abajo, en las cercanías del pueblo de Lanco, toma el río San José las aguas del sistema hidrográfico Leufucade que se origina al pie de los cordones de morenas terminales de los lagos Calafquén y Panguipulli. Ya en su curso inferior, poco después del pueblo de San José de la Mariquina y luego de captar tributarios menores de los cerros de la Cordillera de la Costa, se denomina como río Cruces.

El río Calle-Calle, entre su confluencia con el Cruces y el pueblo de Los Lagos, corre en un valle relativamente estrecho y encajonado entre cerros bastante bajos pero compuestos de rocas fundamentales. A partir del pueblo de Los Lagos, se ensancha notablemente y poco más hacia aguas arriba toma los caudales

de los ríos Quinchilca y San Pedro; el primero nace en los cordones de cerros situados al Sur del Lago Riñihue; y, el segundo, es el desagüadero del Lago Riñihue.

Según se observa en el Bosquejo Geológico de la Figura 3, el río Quinchilca muestra un valle muy amplio y que se extiende por el Norte prácticamente hasta el mismo cauce del río San Pedro.

El río San Pedro, hasta la confluencia con el río Mañíu, el cual le aporta la hoya de los cordones de morenas terminales y los cordones de cerros ubicados por delante y al Norte del Lago Riñihue respectivamente, corre encajonado y en sus riberas muestra repetidos afloramientos de rocas fundamentales o bien de materiales terciarios marinos consolidados.

Entre el río Mañíu y el Lago Riñihue, el río San Pedro muestra un cauce también encajonado pero sus riberas se prolongan en niveles aterrazados sobre los cuales se encuentran potentes cubiertas de materiales sedimentarios cuaternarios.

Hasta el desagüe del Lago Riñihue o nacimiento del río San Pedro se tiene una hoya del orden de los 4.000 kilómetros cuadrados y en esta superficie se intercalan numerosos lagos que son los siguientes:

Lago Calafquén, comunicado con el pequeño Lago Pellaifa más al Este.

Lago Panguipulli, conectado con el Calafquén en el Norte y, hacia el Este, sucesivamente con los lagos Neltume, Pirehueico y Lacar; este último situado en la República Argentina.

Lago Riñihue, comunicado con el Panguipulli a través del llamado río Enco.

De acuerdo con observaciones realizadas para el río San Pedro y según H. FUENZALIDA (1950), se tiene un caudal medio del orden de los 430 metros cúbicos/segundos y el estiaje ocurre en los meses del verano; esto es, de diciembre a abril. En los meses de marzo y abril se presentan los caudales mínimos y ascendentes a 150 y 155 metros cúbicos/segundo. En agosto se tiene el caudal de aguas máximo con 715 mts cúbicos/segundo y los meses de junio-julio muestran poco menos del valor anterior.

El desarrollo longitudinal del río Valdivia es de 250 kilómetros y la superficie de su hoya total se calcula en 11.280 kilómetros cuadrados H. FUENZALIDA (1950).

Clima y vegetación.

De acuerdo con la recopilación de datos climáticos de ALMEYDA y SAEZ (1958), el clima de la provincia de Valdivia se caracteriza por una temperatura media anual de 12°C y fuertes precipitaciones a lo largo de todo el año.

El mes más cálido es enero, con un promedio de 17°C, y el más frío julio con promedio de 8°C.

En la zona de la costa se alcanza un promedio anual de precipitaciones del orden de los 2.000 mms y que sube luego a 2.500 mms en la región de la ciudad de Valdivia; más al Este, en el macizo montañoso central intercalado entre la Costa y los grandes lagos, el promedio de precipitaciones disminuye a 2.000 mms. anuales; los grandes lagos tienen 2.500 mms anuales y este valor aumenta, en la

región propiamente de la Cordillera Andina, hasta cerca de los 5.000 mms, anuales.

La intensidad de las lluvias y una oscilación térmica anual poco pronunciada y del orden de los 9º, se traducen en el desarrollo de grandes extensiones de bosques los cuales, en la región cercana a la costa, han sido devastados para destinar los terrenos descubiertos a cultivos agrícolas mientras, en las inmediaciones de la Cordillera Andina y dentro de ella, se conservan más o menos intactos aunque están siendo trabajados fuertemente por numerosos aserraderos.

BOSQUEJO GEOLOGICO

Generalidades.

En la región del Bosquejo Geológico de la Figura 3, se encuentran diversas unidades las cuales abarcan probablemente desde el Precámbrico y se extienden hasta el Cuaternario más reciente.

Sobre un Basamento compuesto por rocas del tipo de micacitas, filitas y pizarras y que se supone de edad Precámbrica a Paleozoica, se apoyan conglomerados de edad Triásica, sedimentos marinos y continentales del Terciario, vulcanitas del tipo de lavas y piroclásticos correspondientes al Terciario Superior y Cuaternario, además de sedimentos cuaternarios del tipo de depósitos glaciales, glaciofluviales, lacustres o glaciolacustres y francamente fluviales. Se encuentran también en la región intrusiones de rocas graníticas que se atribuyen al Cretáceo Medio a Superior.

En el croquis de la Figura 3 se señalan las unidades de rocas Precuaternarias mientras, los depósitos Cuaternarios, se indican como una sola unidad para destacar las relaciones, entre uno y otro tipo de material, desde el punto de vista de las glaciaciones.

En la confección del Bosquejo Geológico de la Figura 3 se han utilizado principalmente datos de ILLIES (1960, pág. 35, Fig. 2); algunos antecedentes proporcionados por el geólogo de la Empresa Nacional de Petróleos H. VALENZUELA (información verbal); informaciones de MUÑOZ CRISTI (comunicación verbal), respecto de observaciones suyas en la región en estudio; el Mapa Geológico de Chile a Escala 1:1.000.000 del Instituto de Investigaciones Geológicas (1960); y las observaciones de los propios autores del presente estudio.

ROCAS PRECUATERNARIAS.

1.-Basamento metamórfico.

Con este nombre se identifican, en la literatura geológica de Chile, un grupo de rocas metamórficas que alcanzan especial repartición en la zona de la Cordillera de la Costa dentro de la región abarcada por el presente estudio.

Las rocas del Basamento corresponden a sedimentos, corrientemente metamórficos, que consisten de micacitas, filitas y pizarras. A veces muestran una tectónica aparentemente sencilla pero, a menudo, presentan un plegamiento fuerte. En la región de Valdivia, incluyen preferentemente micacitas y filitas conocidas ambas con el nombre de Piedra Laja por la forma en que ellas se quiebran.

Las rocas del Basamento han sido atribuidas al Precámbrico pero se encuentran incluidas en ellas pizarras con un metamorfismo poco acentuado y mucho menor que el correspondiente a micacitas y filitas; esta situación ha sido observada por diversos geólogos y destacada en trabajos de MUÑOZ CRISTI (1950) y, dentro de la provincia de Valdivia, por ILLIES (1960).

Las discusiones planteadas en torno del Basamento y en relación con las diferencias de edad de las rocas metamórficas con aquellas del tipo de pizarras poco metamórficas, no presentan todavía argumentos decisivos y, desde el punto de vista del interés de este informe, ambas clases de rocas han sido colocadas, en el Bosquejo Geológico de la Figura 3, como Basamento de edad Precámbrica y/o Paleozoica. En este grupo se incluyen rocas cortadas por los túneles de aducción de la Central Pullinque de ENDESA, junto a la laguna del mismo nombre, reconocidas en su apariencia como Paleozoicas por MUÑOZ CRISTI (1960); además, se incluyen también las rocas denominadas Esquistos de Trafún por ILLIES (1960, pág. 40) y que el citado autor coloca erróneamente en el Triásico. Estos esquistos de Trafún de ILLIES se ubican, en parte, por debajo de conglomerados de edad Triásica, según determinaciones de una muestra de flora fósil realizada por TAVERA (1961), que el autor anteriormente citado localiza en el Malm Superior.

2.—Triásico.

En el desagüe del Lago Riñihue, inmediatamente al Sur del mismo, se encuentran conglomerados muy fuertemente cementados, de colores rojizos y con abundantes rodados de cuarzo; entre los conglomerados se intercalan areniscas y lutitas y todo el conjunto fue indicado de edad Triásica en el Mapa Geológico de Chile (1960).

Según ILLIES (1960, pág. 43), los conglomerados del cerro Tralcán serían del Malm Superior y para ello indica una serie de razones que no es necesario discutir aquí. En todo caso, los autores tuvieron oportunidad de recoger, por vez primera y en el faldeo septentrional del cerro Tralcán, una muestra de lutita con flora fósil bien conservada y que fue determinada por TAVERA (1961) como muy parecida a *Cladophlebis tenue* Oishi del Triásico (Rético) de Nariwa (Japón).

3.—Intrusiones de rocas graníticas.

Las intrusiones de rocas graníticas alcanzan amplia repartición un poco al Este del extremo occidental de los grandes lagos y ello queda indicado en el mismo croquis de la Figura 3. Corresponden especialmente a rocas del tipo de dioritas andinas y serían de edad Cretáceo Medio a Superior, según figura en el Mapa Geológico de Chile ya citado.

4.—Terciario Marino y Continental.

En diversos lugares de la provincia de Valdivia se encuentran afloramientos de sedimentos terciarios en forma de depósitos marinos y continentales, estos últimos con intercalaciones de mantos de carbón. Dentro de la zona de la Figura 3, aparecen en las localidades de Máfil, Puconu y Pupunahue. El aflora-

miento de mayor dimensión corresponde a la región de Puconu y, de acuerdo con H. VALENZUELA (información verbal), se extiende según la zona señalada en la misma figura y determinada por el citado geólogo en reconocimientos geológicos realizados, para la Empresa Nacional de Petróleo, en los meses de marzo a abril de 1961.

Según BRUGGEN (1950, pág. 51), en cortes profundos del río San Pedro, cerca de Puconu, se encuentra un perfil del Terciario de varios cientos de metros de espesor y donde prevalecen arcillas y areniscas de grano fino que, de acuerdo al mismo autor, pertenecerían al Eoceno. Siempre según BRUGGEN, las intercalaciones de mantos de carbón en Puconu serían más antiguas que los mantos de carbón reconocidos en los sedimentos terciarios de Máfil y Pupunahue; estos últimos corresponderían al Mioceno y se presentarían en forma de arcillas poco potentes situadas por encima de las rocas del Basamento.

5.—Vulcanitas Terciarias.

En conexión con los centros volcánicos situados frente y algo al Este de los grandes lagos se han ubicado, en la Figura 3, vulcanitas del tipo de lavas andesíticas a basálticas que deben corresponder a una intensa actividad volcánica del Terciario Superior según ha sido reconocido, en la Alta Cordillera situada más al Norte, por trabajos detallados de GONZALEZ y VERGARA (1961).

DEPÓSITOS CUATERNARIOS.

a.—Sedimentos Fluviales de valles antiguos.

Dentro del macizo montañoso central del Bosquejo Geológico de la Figura 3 se encuentran, según MUÑOZ CRISTI, FLORES W. y B. PIZARRO (1933), cauces viejos disectados por los actuales y los cuales, en líneas generales, están asociados a los sistemas hidrográficos más nuevos aunque se ubican a cotas más elevadas y presentan valles más amplios. En los valles viejos se localizan algunos de los lavaderos de oro más explotados y mejor conocidos de Chile y ha sido establecido, por los autores recién citados, que el origen del oro de los lavaderos se encuentra en las micacitas y filitas del Basamento que constituyen gran parte de los cordones rocosos del macizo central. El relleno de los valles viejos consistiría especialmente de rodados de cuarzo y de micacitas, filitas o pizarras; de aquí resultaría que las glaciaciones del Pleistoceno, en esta parte, no habrían alcanzado mucho más allá del borde oriental del macizo montañoso central.

Es probable que los cauces viejos nombrados tengan su origen en redes fluviales preglaciales y que, hacia la región oriental, ellas constituyeran algunos de los caminos por los cuales bajaron los ventisqueros desde la Alta Cordillera. Pero también cabe, dentro de las posibilidades, que estas redes fluviales se desarrollaran contemporáneamente con alguna de las épocas glaciales del Pleistoceno; como éstas habrían afectado solamente la zona oriental y no cubrirían los cordones del macizo montañoso central, tales redes fluviales se originarían en forma independiente y aislada.

b.—Sedimentos Glaciales.

Aunque no se discute el importante rol desempeñado por las glaciaciones del Pleistoceno en el relleno de los valles del Sur de Chile, es todavía materia de controversia la extensión que ellas alcanzaron hacia el Norte del país y hacia la Costa, lo mismo que el número de glaciaciones bien diferenciadas.

Según trabajos de ILLIES (1960) y WEISCHET (1958), en la provincia de Valdivia se encuentran los depósitos sedimentarios correspondientes a tres épocas glaciales bien diferenciadas; desgraciadamente, las descripciones de ambos autores no son equivalentes y, en partes, contrapuestas.

En lo que se refiere concretamente a la zona estudiada, los autores estiman haber constatado sedimentos morénicos, francos y típicos, dentro de la zona de acción del término del avance de los hielos durante la última época glacial y que se indica en la Figura 3; esta idea está completamente de acuerdo con la situación planteada por ILLIES para la misma época.

Son también morenas típicas las encontradas por los autores en la Angostura Ñancul, ubicadas casi inmediatamente aguas abajo del término occidental del Taco 3 y que se señala en la Figura 4 de situación de los deslizamientos del valle del río San Pedro; esta morena lleva rodados estriados y se apoya, en esta parte, sobre rocas del Basamento Metamórfico. La misma morena se encontró, a la cota del nivel de aguas del Lago Riñihue, en toda la ribera austral de dicho lago y entre el desaguadero del río San Pedro y unos dos kilómetros antes de llegar al pueblo de Riñihue.

Entre la morena de los cordones antepuestos a los grandes lagos y la morena más inferior o de la Angostura Ñancul, se intercalan aproximadamente 80 metros de espesor de sedimentos finos lacustres o glaciolacustres y los cuales se continúan, más arriba, en unos 50 metros de sedimentos más gruesos que incluyen arenas y gravas fluviales o glaciofluviales; tal situación se observa en la Figura 7, donde se incluye el perfil cortado por un sondaje de reconocimiento de ENDESA, realizado cerca de la ribera del río actual, que ha comprobado la existencia de la morena de Ñancul por debajo de los sedimentos finos de tipo lacustre a glaciolacustre.

Los sedimentos lacustres a glaciolacustres indicados en la Figura 5, presentan todas las características de una depositación continua y muy rápida; dentro de los 80 mts. comprobados de su espesor, no se encuentran sedimentos más gruesos que intercalaciones delgadas arenosas y el conjunto se compone esencialmente de limos y arcillas laminados o con estratificación cíclica.

Los sedimentos fluviales a glaciofluviales señalados en la misma Figura 5 presentan alternaciones de arenas y gravas gruesas que indican un régimen de escurrimiento fluvial a glaciofluvial bien definido y con caudales de aguas de gran magnitud y de alta velocidad de arrastre.

Las condiciones anteriores de existencia de cordones de morenas que ocupan la superficie del terreno antepuesta a los grandes lagos y de materiales de tipo lacustre, los cuales se continúan más arriba en otros más gruesos del tipo de arenas y gravas, fue comprobada también en los primeros 10 kilómetros de recorrido del curso inferior del río Mañíu afluente del río San Pedro; sin embargo, en esta parte no existen escarpes del tipo del Taco 3 que permitan una estimación de la potencia de los distintos tipos de materiales y, del mis-

mo modo, no se constató la presencia de la morena inferior de Nancul que debe estar sepultada bajo los sedimentos posteriores a ella.

Salvo depósitos francos de morenas, los cuales no presentan estratificación ninguna, los demás materiales asociados a las glaciaciones se encuentran bien estratificados y dispuestos en capas horizontales o muy próximas a la horizontal; esta estratificación es especialmente notable para los sedimentos finos del tipo de limos arcillosos y arenosos pero vale también para todos los materiales restantes del Cuaternario. En relación con sedimentos del tipo de arenas y gravas encontradas en el escarpe principal del Taco 3, se encuentra estratificación cruzada que corresponde a una sedimentación de carácter deltaico.

c.—Vulcanitas Cuaternarias.

En la región del valle del río Guanehue existen profundos cortes del terreno, descubiertos por antiguos deslizamientos de gran magnitud, donde se aprecian espesores del orden de 100 mts. compuestos por piroclásticos y lavas basálticas que tendrían su origen en el centro volcánico, de la Sierra de Quinchilca, situado algunos kilómetros al Sureste del mismo valle Guanehue. Al pie de la Sierra de Quinchilca se sitúa la laguna sin nombre indicada en la Figura 3 y que debe corresponder, probablemente, a una depresión de tipo volcánico; informaciones verbales, obtenidas en la zona, hacen saber que en la región de la laguna se produjeron diversos derrumbes relacionados con los terremotos del día 22 de mayo de 1960 y que allí se encuentran espesores, relativamente importantes, de cenizas volcánicas.

La situación de las vulcanitas en el valle del río Guanehue hace estimar que ellas constituyen depósitos del Pleistoceno.

d.—Sedimentos fluviales de los valles actuales.

En los principales cauces de aguas superficiales actuales de la zona, se observa un relleno propio de valles fluviales normales; es decir, depósitos de gravas gruesas en el curso superior y depósitos del tipo de arenas y limos arcillosos hacia la desembocadura.

En el sistema hidrográfico del río Cruces o San José se encuentran materiales, de granulometría gruesa, más o menos hasta la región del pueblo de Lanco y ellos se continúan, especialmente por el río Leufucade, hasta la zona de los cordones de morenas terminales de los lagos Calafquén y Panguipulli. Son notables, en las inmediaciones del pueblo de Lanco, extensas superficies excavadas para la extracción de agregados de concreto y que incluyen potentes depósitos de arenas y gravas típicamente fluviales. Dentro del mismo río Cruces o San José, el relleno sedimentario disminuye su granulometría hacia la desembocadura y así, en la región del pueblo de San José de la Mariquina, se encuentran especialmente limos arenosos con delgadas intercalaciones de gravas finas mientras, a la altura de la ciudad de Valdivia, son principalmente potentes los sedimentos más finos.

Para el río Calle-Calle se tiene una situación similar y en esta forma se encuentran fundamentalmente materiales de granulometría gruesa hasta el lugar del pueblo de Los Lagos y, a la altura de la ciudad de Valdivia, predominan los sedimentos del tipo de limos arenosos y arcillosos según ha sido comprobado

en sondajes para captación de aguas subterráneas realizados en la misma ciudad: KARZULOVIC (1960).

TECTÓNICA MODERNA.

Según WEISCHET (1960, pág. 30), los lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue se encuentran dentro de un foso tectónico y ello justificaría la extensión anormal de la hoya hidrográfica del río San Pedro. El mismo autor cita la existencia de ciertos alineamientos que sugieren líneas de fallas y, entre ellos, nombra el curso rectilíneo del río Llecue ubicado inmediatamente al Poniente del cerro Tralcán, el curso igualmente rectilíneo del río Enco que comunica los lagos Panguipulli y Riñihue, e igualmente la dirección marcada por los derrumbes en el término oriental de los grandes lagos.

En opinión de los autores, es probable que los cursos de los ríos Llecue y Enco representen realmente líneas de fallas; sin embargo, estiman que los grandes lagos corresponden principalmente a depresiones labradas por la abrasión del hielo y que la extensión de la hoya hidrográfica del río San Pedro puede explicarse mejor por el relleno causado por las glaciaciones y depósitos asociados, antes que por la existencia de un foso tectónico. Del mismo modo, los grandes derrumbes se relacionan fundamentalmente con las condiciones del relleno cuaternario y así resulta que el deslizamiento de mayores dimensiones, equivalente a dos o tres veces la magnitud del llamado Taco 3, se ubica en el valle del río Guanehue y fuera de las grandes fallas señaladas por WEISCHET en los bordes terminales, oriental y occidental, de los grandes lagos.

Dentro de los limos arenosos y arcillosos señalados en las Figuras 5-7, se encuentran pequeños pliegues muy repetidos en determinadas capas de pocos centímetros de espesor y también otros mayores que afectan extensiones de capas de hasta 6 metros; los pliegues mayores muestran a veces líneas de fracturas o pequeñas fallas que no se continúan en las capas de arenas y gravas superiores. Según lo anterior, es lógico suponer que los plegamientos dentro de los limos son sinsedimentarios; es decir, contemporáneos con la depositación de ellos, y que se han producido por fenómenos de compactación, asentamiento o deslizamientos; esta opinión está en desacuerdo con WEISCHET (1960, pág. 30) que supone los plegamientos en las capas de limos como una demostración de la zona de fallas tectónicas en la región de los grandes lagos. En las capas de arenas volcánicas oscuras situadas inmediatamente por encima de los limos arenosos y arcillosos, Figura 7, también se encuentran pequeñas fracturas y plegamientos cuyo origen sería similar.

INTENTO DE INTERPRETACIÓN DE LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS.

En lo que sigue se trata de interpretar, a través del relleno cuaternario observado en la región en estudio, el hecho bastante sugerente de que en el río San Pedro se reúne la hoya hidrográfica de los lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue, además de otros menores citados anteriormente e indicados en el plano de ubicación de la Figura 1.

De acuerdo a las ideas de los autores, se tendría la siguiente sucesión de acontecimientos geológicos en forma más o menos esquematizada:

- 1.—La depresión ocupada por los grandes lagos ha sido labrada por la acción abrasiva del hielo correspondiente a glaciaciones más antiguas que la representada por los cordones de morenas terminales, ubicados en la superficie del terreno antepuesto a los mismos lagos, y más antiguas también que la morena encontrada en la Angostura Ñancul y comprobada, con un sondaje de reconocimiento de ENDESA, como situada por debajo de más o menos 80 metros de limos arenosos y arcillosos de tipo lacustre a glaciolacustre
- 2.—Estas glaciaciones antiguas habrían quedado detenidas no mucho más allá del borde oriental del macizo montañoso central y sus cordones de morenas terminales se prolongarían, hacia el Poniente, en extensas planicies de materiales glaciofluviales que configuraron más o menos los principales cauces de aguas superficiales actuales.
- 3.—Durante la época de las glaciaciones antiguas, los lagos Panguipulli y Calafquén habrían desaguado a través del valle del río Leufucade y, probablemente, mediante ríos independientes que se reunirían en algún punto hacia valle abajo. Por su parte, el lago Riñihue tendría su desagadero en la zona del pueblo del mismo nombre y con ello se justificaría el notable desarrollo del valle del sistema hidrográfico del río Quinchilca, que no está de acuerdo con su nacimiento actual en los cordones de cerros situados al Sur del mismo lago.
- 4.—La glaciación que originó los depósitos de morenas ubicados en la Angostura Ñancul y también en la ribera austral del Lago Riñihue entre el desagüe del San Pedro y unos dos kilómetros antes del pueblo del mismo nombre, habría sido también detenida en su avance por los cordones recosos del macizo montañoso central. Estas morenas represaron el desagüe de los lagos Calafquén y Panguipulli, hacia el valle del río Leufucade, e igualmente la salida del Lago Riñihue, por el pueblo del mismo nombre y hacia el valle del río Quinchilca. El represamiento habría sido más efectivo por el hecho de estar ocupados los valles nombrados, más hacia el Poniente, por extensos depósitos de materiales fluviales a glaciofluviales originados en las glaciaciones antiguas o en períodos interglaciales intercalados.
- 5.—El embalse de los grandes lagos obligó a éstos a buscar nuevos cauces en el sentido natural del escurrimiento; es decir, desde el Norte al Sur y desde las zonas más altas a las de menor altura.
- 6.—En el transcurso del proceso de excavación de los nuevos cauces de comunicación o de drenaje entre los grandes lagos, se presentarían en forma temporal desbordes de las masas de agua embalsadas en los lagos septentrionales y estas masas de agua, extendidas entre el borde occidental de los lagos y el borde oriental del macizo montañoso central, depositarían los materiales finos, lavados de los cordones morénicos, en forma de sedimentos finos de tipo lacustre. Durante el período de sedimentación de los materiales de limos arenosos y limos arcillosos laminados o estratificados en capas de pequeño espesor, se habría desarrollado cierta actividad volcánica representada por intercalaciones delgadas de cenizas volcánicas entre los limos.

- 7.—Durante el lapso de sedimentación de los limos, los glaciares habrían retrocedido al Este hacia la Cordillera Andina y, al término del mismo lapso, se presentarían nuevos y potentes avances del hielo que terminó de represar, en forma definitiva, el antiguo drenaje de los lagos Calafquén y Panguipulli por el valle del río Leufucade y el antiguo desagüe del Lago Riñihue por el pueblo del mismo nombre hacia el valle del río Quinchilca.
- 8.—Con la última glaciación quedaron establecidos, en forma definitiva, los cauces de comunicación entre los grandes lagos y se desarrolló, también en forma definitiva, el drenaje por el actual río San Pedro.

Es necesario destacar que todo lo anterior representa solamente una tentativa de justificación de la depositación de los potentes sedimentos, de tipo lacustre, encontrados en la zona del valle del río San Pedro y también de la extensa hoya hidrográfica de este último. Naturalmente, mayores reconocimientos realizados en el terreno estudiado permitirán aclarar estas ideas y, especialmente, si estos reconocimientos se complementan con un análisis cuidadoso de las glaciaciones en el Sur de Chile.

DESCRIPCION GEOLOGICA DEL DESLIZAMIENTO PRINCIPAL O TACO 3

Generalidades.

El deslizamiento más notable ocurrido en el valle del río San Pedro, como consecuencia directa de los terremotos del día 22 de mayo de 1960, es el situado más hacia aguas abajo de los tres originados y que fueron denominados Tacos 1-2-3, respectivamente. La ubicación relativa de los Tacos está señalada en la Figura 4 tomada de fotografías aéreas, de escala aproximada 1:50.000, levantadas con fecha 22 de enero de 1961; en la misma figura queda indicado el gran deslizamiento antiguo que habría ocurrido en el año 1576 y al cual se ha hecho referencia anteriormente.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS.

Las rocas y sedimentos no consolidados expuestos en las vecindades del Taco 3, tienen en total un espesor estratigráfico de alrededor de 120 metros y varían desde esquistos de extrema dureza y filitas a cenizas blandas y porosas. La mejor exposición se observa en el escarpe principal producido por el deslizamiento y a lo largo del río San Pedro. No se pudo obtener muestras en el lugar de algunas de las unidades descritas debido a la inestabilidad de los elevados escarpes verticales; sin embargo, estas unidades inaccesibles se inspeccionaron desde corta distancia con la ayuda de binoculares y se obtuvieron muestras representativas de los grandes bloques desprendidos de los acantilados.

Varios procesos geológicos diferentes han actuado en la formación de las unidades sedimentarias; entre ellos el transporte glacial, los deslizamientos antiguos, la sedimentación lacustre, la depositación por ríos y las erupciones volcánicas han tenido especial importancia. A pesar de sus variados orígenes, los sedimentos tienen muchas características comunes. Primero, el más abundante de los componentes litológicos se deriva de rocas volcánicas extrusivas. Segundo,

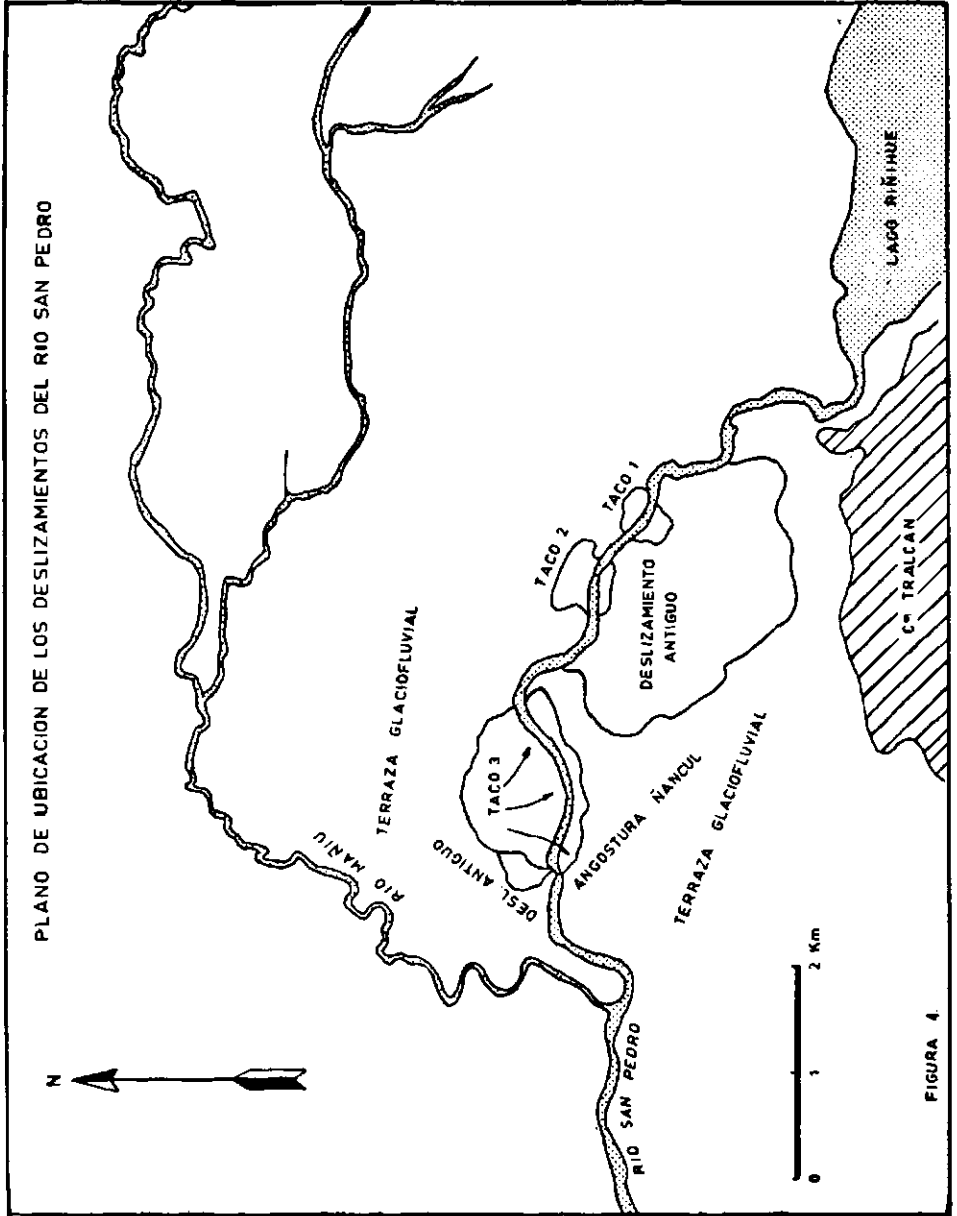


FIGURA 4.

la mayor parte de los depósitos están relacionados, directa o indirectamente, con la actividad glacial. Tercero, los sedimentos son no-calcareos. Cuarto, la meteorización posterior a la depositación ha sido leve.

Como sucede con la mayoría de los sedimentos continentales, los materiales del Pleistoceno tienen sólo limitada continuidad horizontal. Numerosas disconformidades, así como cuencas pequeñas de depositación, justifican los rápidos cambios laterales de los tipos de sedimentos; la Figura 5 ilustra algunos de estos cambios laterales y los números anotados en la misma figura corresponden a los datos a las unidades que se describen a continuación.

Unidad Nº 1 — Rocas Metamórficas: La unidad estratigráfica más antigua, expuesta localmente, es una secuencia de esquistos y filitas altamente distorsionados. Los afloramientos están confinados al comienzo de la Angostura Ñancul, casi inmediatamente después del término occidental del deslizamiento. Los esquistos, o micacitas, y filitas se encuentran intruidos por numerosas vetas pequeñas de cuarzo que en partes siguen las distorsiones de los esquistos y, en otras, cortan la estructura. Las rocas metamórficas son densas y resistentes a fracturas por lo que no fueron afectadas por los recientes deslizamientos. Ellas corresponden al Basamento Metamórfico discutido en el capítulo Geología Regional.

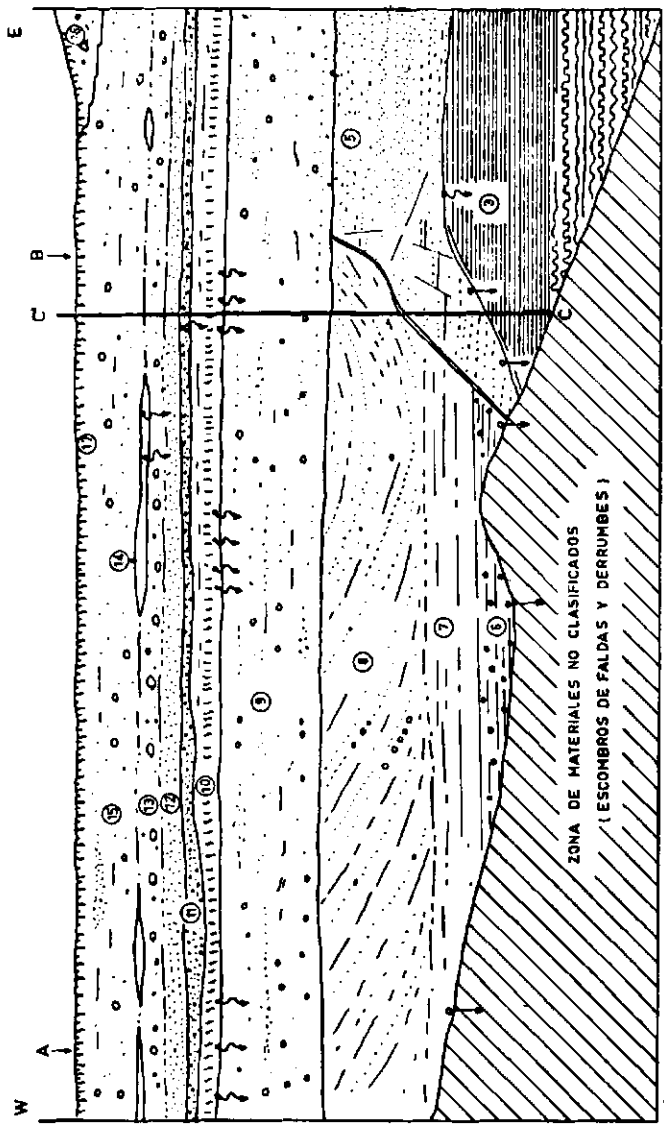
Unidad Nº 2 — Morena Glacial Inferior: Al nivel del río, cerca del límite occidental del deslizamiento, hay expuesta morena glacial que también aparece, por el lado Sur del río, alrededor de 600 mts. al Este del límite oriental del deslizamiento. Al Poniente la morena, la cual se localiza en la ribera Norte del río, descansa directamente sobre la roca metamórfica y se supone, por lo tanto, que corresponde a la unidad estratigráfica más baja de la secuencia del Pleistoceno en esta parte. La base de la morena no se encuentra expuesta al Este del deslizamiento, de manera que es posible que se ubiquen otros sedimentos no consolidados presentes bajo la morena de la superficie. El espesor máximo expuesto de esta unidad es de más o menos 15 metros.

La morena es rica en arcilla, de un gris oliva claro (5Y 6/1), densa y resistente a la erosión por el agua corriente. El volumen total de morena compuesto por clastos mayores de 20 centímetros, se calcula en menos de 5%. La morena es tan densa que se hace difícil obtener una muestra y su resistencia a la erosión queda demostrada por la persistencia de un promontorio que está expuesto al impacto directo del río San Pedro; este promontorio se localiza en la ribera Norte del río San Pedro, en el comienzo de la Angostura Ñancul y a poca distancia aguas abajo del término occidental del Taco 3. Es anterior a los deslizamientos más recientes.

Se recolectaron algunos guijarros estriados de la morena, aunque menos del 10% de los clastos más grandes muestran estrías. Los guijarros de la morena son en una 60% rocas oscuras y en un 30% rocas claras del tipo de granodioritas. La mayor parte de las rocas oscuras corresponden a esquistos y filitas y, en menor proporción, se presentan algunas que contienen fenocristales de Olivina o Piroxena y que han sido clasificadas en este informe como basaltos, aunque incluyen algo de andesita. El 10% restante de los clastos corresponde a conglomerados, lutitas, gneis y dioritas.

La arena de grano fino y las partículas del tamaño de limo son, en un 40

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS DEL ESCARPE PRINCIPAL DEL TACO 3.



- ↑ VERTIENTE
- ↘ FILTRACION
- UNIDAD ESTRATIGRAFICA
- A CENTRO ESCARPE PRINCIPAL
- B LIMITE ORIENTAL ESCARPE PRINCIPAL
- CC PERFIL FIG. 7.

Escala



Figura 5

a 50% cuarzo anguloso y en un 20 a 30% feldespatos; otros constituyentes comunes corresponden a epidota, augita, magnetita y vidrio volcánico.

No se ha sabido que la morena inferior haya estado envuelta en el movimiento de deslizamiento. Su particular dureza y densidad indican que no sería el material apropiado en el cual suponer la existencia de una superficie de ruptura del deslizamiento.

La naturaleza semilitificada de la morena, así como su baja posición estratigráfica, sugieren que la morena puede pertenecer a la época preWürmiana. No existen zonas de meteorización intensa en los sedimentos que sobreyacen la morena, lo que hace suponer que ésta podría pertenecer hasta la época Würmiana media.

Unidad Nº 3 — Depósitos lacustres: Un espesor total de 25 a 35 metros de limos y arcillas lacustres se encuentra expuesto cerca del río San Pedro en el borde Sur del deslizamiento y a lo largo del límite oriental del escarpe principal del deslizamiento. Las arcillas y limos están uniformemente estratificados. Capas de 5 a 40 cm. son las más comunes. Incluso las capas más delgadas persisten lateralmente durante exposiciones que se extienden hasta por 400 metros en dirección horizontal. Localmente, la estratificación se distorsiona a causa de deslizamientos pequeños. La mayor parte de los pliegues en pequeña escala que se han producido tienen una amplitud de menos de 60 cm. Los pliegues pequeños se formaron poco después de la depositación, como lo comprueba el hecho que las capas suprayacentes se encuentran intactas.

También a lo largo del río San Pedro se encuentran expuestas estructuras mayores. Aquí, gran parte de las capas se inclinan suavemente hacia el río. También se encuentran expuestos numerosos pliegues locales con amplitudes de 3 a 4 metros y con estratos en sus laderas que se inclinan hasta 70°. Otro tipo de estructura en las arcillas y limos es un sistema compacto de diaclasas. Los dos grupos son verticales y con una orientación general de Norte-Sur y Este-Oeste. La distancia entre las diaclasas varía entre 5 y 20 centímetros.

Se pueden hacer tres divisiones generales de los sedimentos lacustres. La subunidad inferior es un limo de estratificación muy delgada, de color gris-oliva (5Y 6/1) con un espesor total de más o menos 6 metros. Dos análisis de pipeta (Fig. 6), indican que se trata de limo bien clasificado la mayoría de cuyas partículas caen dentro del límite de 0,05 a 0,003 mm. La mineralogía de las partículas más gruesas varía desde casi 100% de vidrio volcánico hasta sólo 5%. El vidrio tiene un índice de refracción cercano a 1,51 y se encuentra en forma de fragmentos planos y angulares. La forma de las partículas es similar a un vidrio de ventana quebrado. Los minerales más comunes son el cuarzo y el feldespato. En menor abundancia están la magnetita, augita, hornblenda, epidota y olivina. Esta subunidad es, generalmente, porosa y fácilmente erodable.

La subunidad mediana está formada por capas alternadas, compactas y blandas, de cenizas volcánicas. Las capas compactas que resisten la erosión son de 30 a 50 cm. de espesor y levemente oxidadas a colores desde gris amarillento (5Y 7/2) a amarillo pardo (5Y 6/4). Las capas más blandas son de color gris oliva claro (5Y 6/1). El espesor total de esta subunidad es de 4 metros. En la Figura 7 se ilustran los detalles del espesor de las capas individuales en las dos subunidades inferiores.

La subunidad mediana contiene abundantes hojas y tallos de plantas, así

ANALISIS GRANULOMETRICO DE SEDIMENTOS DEL TACO 3

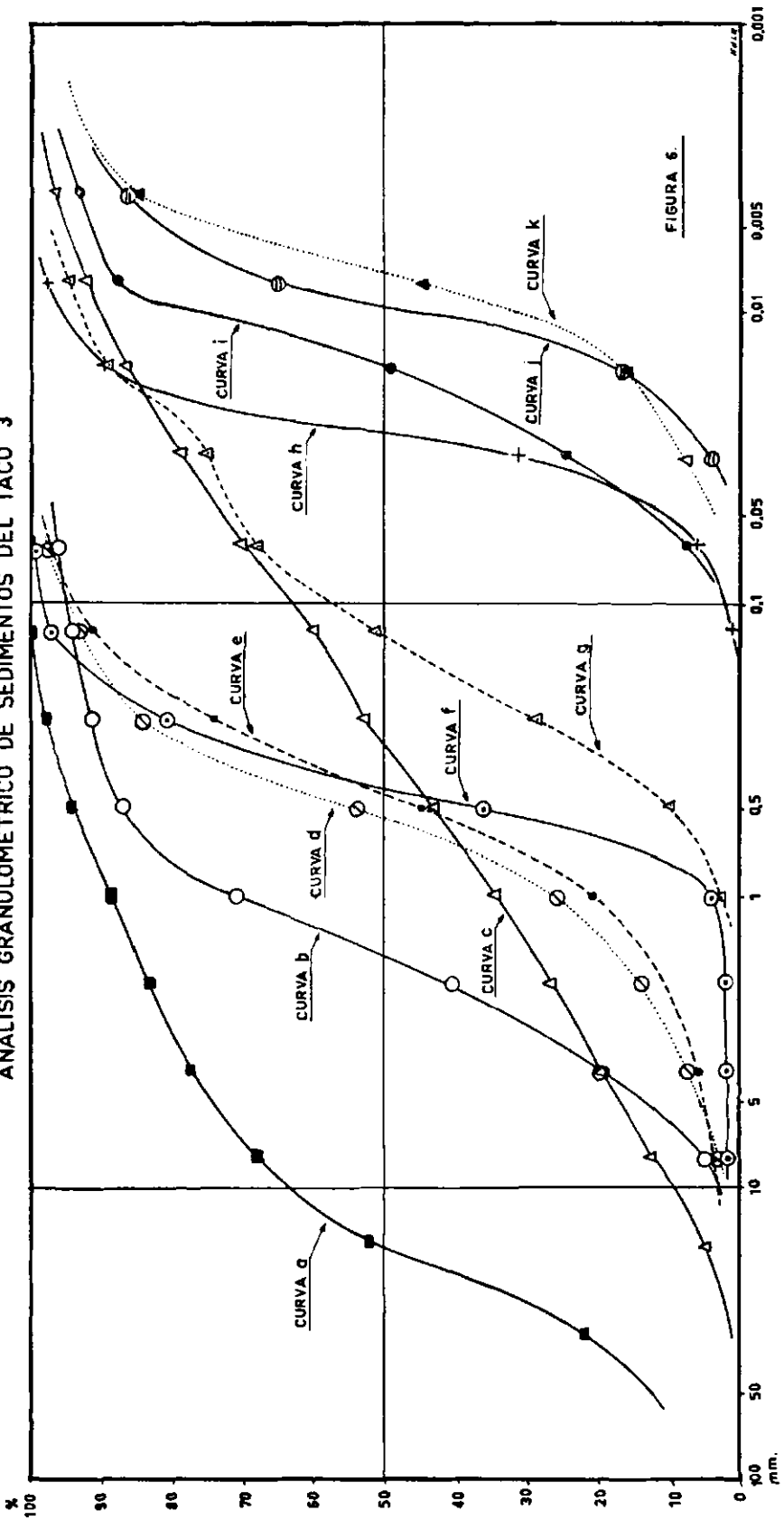


FIGURA 6.

CUADRO EXPLICATIVO DE LA FIGURA 6

Curva	Unidad Estratigráfica	Descripción	Índice Clasificación (según Trask)	Diámetro mms.		
				medio	10%	90%
a	9	Grava	2,40	17,0	60,0	0,85
b	12	Arena gruesa y grava . . .	1,69	1,65	6,1	0,33
c	16	Morena	7,40	0,29	9,4	0,010
d	5	Piedra pómez y arena volcánica	1,80	0,55	3,0	0,17
e	11	Arena volcánica	1,89	0,45	2,2	0,14
f	5	Arena volcánica	1,46	0,42	0,75	0,18
g	10	Suelo antiguo	2,64	0,13	0,50	0,018
h	3	Limo de capa de extrusión .	1,32	0,026	0,053	0,015
i	3	Limo de capa oscura (sedimentos cíclicos)	1,75	0,015	0,056	0,0065
j	3	Limo y arcilla del nivel del río	1,47	0,0092	0,021	0,0030
k	3	Limo y arcilla de capa clara (sedimentos cíclicos) . .	1,55	0,0074	0,027	0,0030

como grandes grumos de vivianita. La vivianita en polvo rellena las cavidades irregulares y también las cavidades tubulares de las capas de ceniza. Algunas de dichas cavidades tubulares son de más de 5 cm. de longitud y $\frac{1}{2}$ cm. de diámetro. Las partículas de tamaño de limo y de arena fina son en un 75 a 95% vidrio volcánico, muy similar al vidrio volcánico de la subunidad inferior. Constituyentes menos comunes son el cuarzo, feldespato y augita.

La subunidad superior está constituida por sedimentos cíclicos consistentes en capas oscuras de grano grueso, cada una de las cuales está superyacida por una capa de color claro y de grano más fino. Típicamente, los estratos tienen separación de 20 a 60 cm. entre las capas oscuras. Donde los estratos aparecen dentados por la erosión reciente, se puede observar que están compuestos por un conjunto espeso de capas laminares de $\frac{1}{2}$ a 2 mm. La estratificación dentro de la parte inferior de esta subunidad está ampliamente perturbada por pequeños deslizamientos contemporáneos a la depositación. El espesor total expuesto en esta subunidad es de 14 metros.

Aunque de grano algo más fino y sin restos de plantas ni vivianita, la mineralogía de los granos gruesos en la subunidad superior es casi idéntica a la de la subunidad media. Se hicieron dos análisis de pipeta, uno de una capa oscura y el otro de la capa más clara superyacente (Fig. 6). La clasificación de los sedimentos en las dos capas es similar, aunque la capa más oscura está compuesta por partículas que tienen por lo menos el doble del diámetro medio de la capa más clara.

Se han descrito los sedimentos lacustres como compuestos por varves WEISCHET (1960, pág. 33). Las exposiciones estudiadas no mostraron las bien conocidas características encontradas en las varves del Pleistoceno en áreas tales como Escandinavia, Noroeste de Norteamérica y Patagonia. Los estratos del Riñihue eran de espesor muy irregular, de grano muy grueso en la parte superior de cada ciclo y demasiado espesos para ser considerados como varves normales. Aún más, es interesante destacar que, a diferencia de las varves normales, las capas del Riñihue varían desde capas oscuras en la parte más baja, a estratos de color claro en la parte alta. Esta inversión de colores refleja la abundancia de fragmentos de roca volcánica oscura y de magnetita en los sedimentos más gruesos. El término varve implica un ciclo anual de sedimentación y no está necesariamente relacionado con la glaciación. FLINT (1957, pág. 293). Ya que es difícil, si no imposible, probar el ciclo anual en Riñihue, se ha considerado mejor evitar el uso del término varve en relación a estos sedimentos.

Se considera que la alternación de los estratos lacustres se ha producido por una interacción de diversas variables, de las cuales las más importantes están alternadas con la congelación y el derretimiento de nieve y hielo, la fuerza y frecuencia de la actividad volcánica y la fuerza y dirección de los vientos antiguos; factor que, si alguna vez fue dominante, nunca podrá ser comprobado.

La arcilla y estratos de limo fino de todas las subunidades son compactos y en apariencia de porosidades moderadamente bajas. En contraste, los limos gruesos y las cenizas volcánicas son blandos y fácilmente erodables. En los bancos recientemente cortados del río San Pedro se pueden observar dos importantes fenómenos. Primero, algunas de las capas más gruesas de la subunidad mediana estaban sujetas a rápidas descargas de agua subterránea, la que producía una erosión de limo y agua dejando atrás alrededor de 20% de la masa como columnas de soporte. Segundo, el limo entre algunas de las capas más densas

de la subunidad más inferior fue expulsado como una masa plástica que más tarde se secó en la superficie de los afloramientos. Un análisis de tamaño del limo expulsado (Fig. 6), indica que se trata de un sedimento bien clasificado. Exámenes microscópicos mostraron menos de un 10% de cenizas volcánicas y casi 80% de feldespato y cuarzo. Los sedimentos superiores de tipo cíclico parecen ser más estables e indican muy poca evidencia de expulsión de limo o erosión por agua subterránea.

Se supone que la edad de los sedimentos lacustres pertenece al Pleistoceno superior, por cuanto no existe evidencia de algún período de prolongada meteorización en los sedimentos que los sobreyacen. Las hojas fósiles representan una flora moderna, casi seguramente del Cenozoico superior y probablemente de edad del Pleistoceno*.

Unidad N° 4 — Sedimentos tipo morena: En varios lugares del canal recién erodado del río San Pedro existe un material, semejante a la morena, en contacto con los sedimentos lacustres distorsionados. Hasta una distancia de más de 50 mts. del material tipo morena no existen distorsiones similares en gran escala.

La litología de esta unidad es casi igual a la de la unidad inferior de morena. Los tipos más comunes de rocas son la granodiorita y rocas oscuras en los clastos de tamaño mayor a 10 cm. Estos clastos, sin embargo, constituyen menos del 10% de la masa total. En una localidad existe una acumulación de maderas e inclusiones de suelo dentro del material tipo morena.

Se han anticipado dos hipótesis alternativas sobre el origen de esta unidad. La primera hipótesis supone que se trata de una morena real que ocupa un valle en los sedimentos lacustres. Las distorsiones de las capas lacustres pudieron haber sido originadas por abrasión glacial. La segunda hipótesis presume que se trata de un antiguo depósito de deslizamiento compuesto de una morena superior o una mezcla de grava, limo y arcilla. La hipótesis más aceptada es la del deslizamiento, debido a que en los afloramientos adyacentes no se ha encontrado morena en posición estratigráfica similar. Además, las partes de material que contienen las inclusiones de suelo y vegetación se asemejan a desmontes modernos de deslizamientos. Por otra parte, los pliegues de los sedimentos lacustres adyacentes podrían, fácilmente, haber sido formados por la abrasión glacial.

No se conoce la edad del material tipo morena. No ha sido afectado por los recientes movimientos de deslizamientos, descansa en forma discordante sobre los limos lacustres y está superyacido por depósitos bajos de terraza. Es así que tiene una edad máxima de varios miles de años y una edad mínima de varios cientos de años.

*De un estudio practicado por TAVERA (1961) y realizado sobre una muestra de hoja fósil procedente de los citados sedimentos lacustres, resulta que la hoja se puede referir a *Laurelia sempervirens* cuya especie corresponde a la flora reciente de la región austral (Valdivia, Temuco, etc.); de acuerdo con TAVERA, existen escasas diferencias de contorno, entre la especie determinada y aquella proveniente de Riñihue, las que pudieran reducirse aún más de contar con otros ejemplares en diferentes estados de desarrollo. La muestra de hoja fósil estudiada fue obtenida por el profesor de la Universidad de Tokio señor Takeo Watanabe, en el mes de junio de 1960.

COLUMNAS GEOLÓGICAS

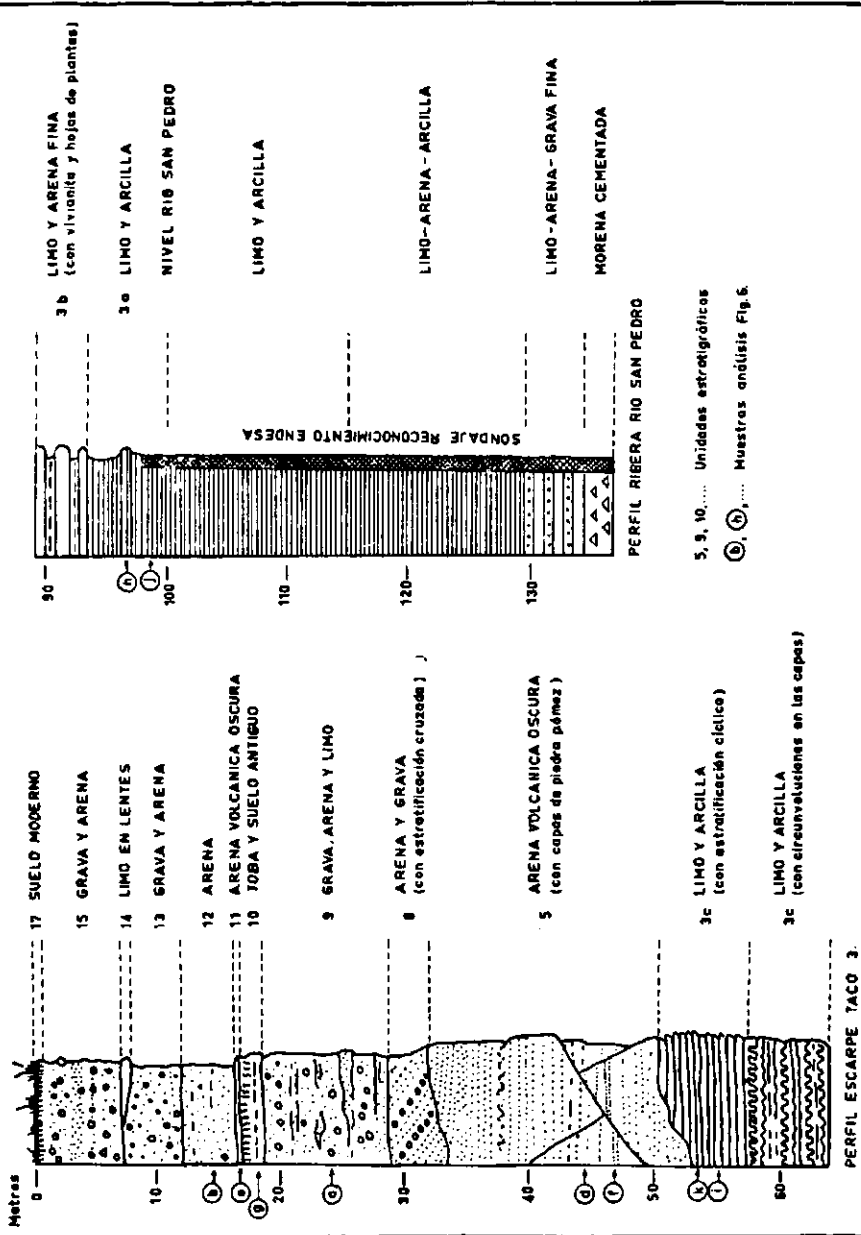


Figure 7.

Unidad N° 5 — Arena oscura volcánica y piedra pómez: Una arena de un color gris mediano (N 5½) sobreyace las arcillas lacustres. Las mejores exposiciones de la arena se encuentran en la parte Este del escarpe principal, donde se ha medido un espesor máximo de 19 m. (Fig. 7). Una cantidad de exposiciones existen en la zona del escarpe, así como a lo largo del río San Pedro.

Las arenas están bien clasificadas y compuestas en su mayor parte por basalto y fragmentos de piedra pómez (Figs. 6 y 8). Las capas individuales varían en espesor desde ½ cm. a 1 metro. Muchas de las capas terminan en su parte superior en gruesos fragmentos de piedra pómez con clastos individuales de hasta 50 mm. Una pequeña cantidad de gravilla de basalto y granodiorita, de 4 a 32 mm. de diámetro, también se encuentra en algunas de las capas que a la vez contienen gruesos fragmentos de piedra pómez. Algunas de las capas exhiben estratificaciones cruzadas definidas, con laminaciones cruzadas que se extienden a través de una distancia vertical de sólo 20 cm. y que tienen una inclinación de alrededor de 25°.

La continuidad lateral de muchas de las capas está interrumpida por pequeñas fallas con desplazamientos de unos cuantos milímetros hasta 3 metros. Las fallas van a terminar generalmente contra la grava glacio-fluvial superyacente, aunque algunas se extienden hasta 10 mts. en los estratos suprayacentes. En el plano horizontal, las fallas no siguen una línea general de movimiento ni de orientación. En sentido transversal, los planos de fallas poseen inclinaciones que varían entre 20° y la vertical y las fallas normales son más comunes que las fallas invertidas. Las fallas se interpretan como el resultado de hundimiento y consolidación durante la rápida depositación de la arena.

La discordancia existente entre los sedimentos lacustres y la arena volcánica superyacente indica un período de erosión, lo que explica la destrucción del lago anterior a la depositación de la arena. La estratificación uniforme de parte de la arena, por otro lado, sugiere bajas velocidades de transporte, posiblemente ocasionadas por corrientes en un lago de poca profundidad o en un amplio plano de inundación. El cambio que se implica en el régimen de la corriente fue seguramente causado por dos factores. Primero, hubo un aumento de actividad volcánica dentro de la hoya de drenaje relacionado con el período de erosión. Segundo, el hielo glacial debe haber avanzado hasta muy cerca del sitio de la depositación. El transporte glacial de la arena se considera esencial en el sentido de explicar el hecho que el material más grueso no haya sido depositado en la cuenca del Lago Riñihue.

La falta de meteorización, a lo largo de la discordancia entre la arena y limo lacustre, sugiere que ambas unidades fueron depositadas con un intervalo no muy amplio.

Unidad N° 6 — Limo y bloques no clasificados: En la base del escarpe principal se encuentran tres exposiciones de limo y bloques no clasificados. La relación entre este material y la arena volcánica no está muy clara, debido a que las partes no alteradas de las unidades no están en contacto. Sin embargo, una inclusión de arena volcánica en el depósito no clasificado indica que, por lo menos en un afloramiento, el depósito es más joven que la arena.

El depósito de material no clasificado está compuesto principalmente por limo con grava y bloques repartidos. El mayor espesor expuesto es de 5 m. El material posee una estratificación moderadamente bien definida con limos finos

PORCENTAJE DE BASALTO, GRANODIORITA Y PIEDRA POMEZ
EN MUESTRAS DE GRAVA

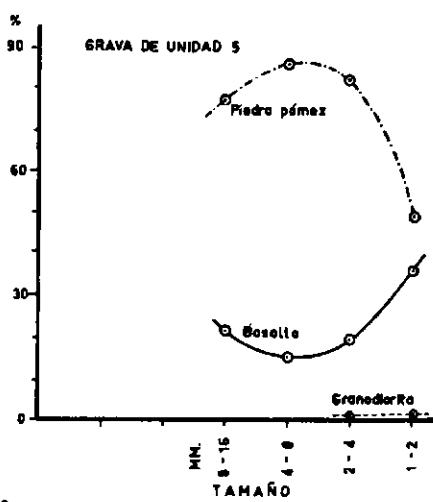
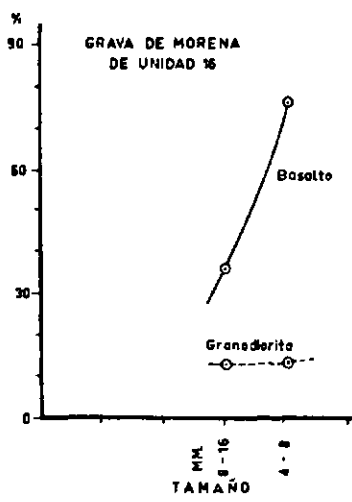
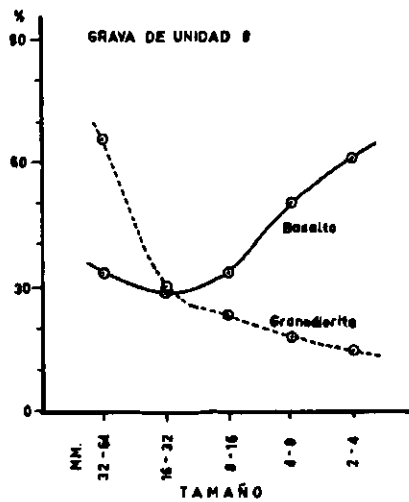
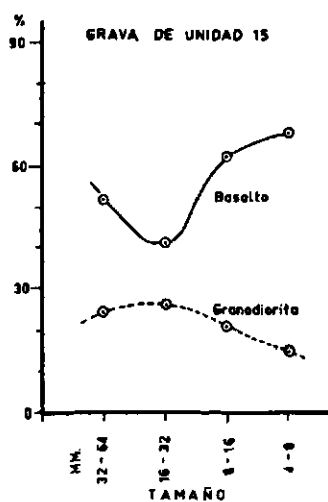


Fig. 8.

intercalados. El color es gris oliva (5Y 5/1, seco) y no muestra indicios de oxidación.

El material no clasificado pertenece, probablemente, al acarreo de rocas transportadas por bloques de hielo dentro de una cuenca lacustre o a deslizamientos subacuosos. La estratificación y la presencia de limos lacustres intercalados parece eliminar la posibilidad que este material sea morena.

Unidad N° 7 — Arena y limo: En la parte central del escarpe principal se encuentra expuesto un máximo de más o menos 8 mts. de estratos horizontales de arena y limo. El depósito se acuña cerca de los bordes oriental y occidental del escarpe. Las capas individuales tienen de 10 a 50 cm. de espesor y poseen una continuidad lateral de sólo 100 a 200 metros.

Aparentemente, la arena es una mezcla de basalto, cuarzo y feldespato; posee en general un color gris amarillento (5Y 7/2), con algunas bandas que muestran algo de oxidación, a anaranjado amarillento (10YR 6/4). La clasificación es moderadamente buena.

Las capas de arena y limo se interpretan como capas de la parte más profunda en un depósito deltaico, el cual también incluye estratificaciones cruzadas de arena y grava.

Unidad N° 8 — Arena y grava con estratificación cruzada: Una de las más notables unidades expuestas en el escarpe principal es una espesa banda de arena y grava con estratificación cruzada. La unidad alcanza un espesor máximo de 14 mts. cerca del centro del escarpe. Las laminaciones cruzadas se encuentran en un solo grupo que se extiende desde la parte superior hasta el fondo de la unidad. Las laminaciones tienen inclinaciones máximas de alrededor de 20°. En el extremo oriental de la exposición, la inclinación es hacia el Oeste. En el extremo occidental, la inclinación se invierte hacia el Este (Fig. 5).

La unidad con estratificación cruzada está compuesta por arena gruesa y grava con cantidades menores de arena fina y limo. La litología de los clastos más grandes es similar a la litología de los clastos de la unidad de grava superyacente. La roca más corriente, entre las de tamaño de bloques, es la roca oscura basáltica. Menos común es la granodiorita que, junto con el basalto, constituye 60 a 70% de los grandes clastos. El color de las laminaciones varía entre gris amarillento (2½Y 7/2) a café amarillento (10YR 6/4). Aparentemente las variaciones de color se deben a la oxidación posterior a la depositación, la que está controlada por diferencias de permeabilidad.

Las arenas y gravas de estratificación cruzada se interpretan como el resultado de la depositación deltaica cerca de frentes glaciales. El transporte glacial se considera necesario para mover el material grueso a través de la amplia cuenca topográfica actualmente ocupada por el lago Riñihue. El espesor de esta unidad da una medida de la profundidad mínima del lago rellenado por la depositación deltaica. El que el lago haya sido producido por una obstrucción local o por un bloqueo general de toda la parte baja de la actual cuenca del Riñihue, no puede determinarse por las exposiciones estudiadas.

Unidad N° 9 — Grava, arena y limo: Sobre la unidad de estratificación cruzada existen expuestos 10 mts. de grava con lentes de arena y limo mal clasificados. Los lentes individuales de arena y de limo varían en espesor desde alrededor de 15 a 30 cm. y se extienden lateralmente por distancias desde 50 a 80 metros.

Algunos de los lentes acusan repliegues producidos por el asentamiento durante o después de la depositación.

El metro y medio superior de esta unidad es más puro y está más mal clasificado que los 8,5 mts. de más abajo. La parte principal de la unidad tiene casi 80% de cascajo o material grueso, con un diámetro máximo de los clastos de alrededor de 20 cm. Como en la mayoría de las otras unidades, la granodiorita y el basalto son los más abundantes. El tercer lugar lo ocupa una roca de color gris verdoso claro, con una mezcla de fenocristales gris claro y fragmentos. La roca es, con probabilidad, toba andesítica levemente metamorfoseada. Otros tipos de rocas y minerales encontrados en la grava son: jaspe, cuarzo, calcedonia y conglomerado.

WEISCHET (1960, pág. 31), clasificó esta unidad de grava como morena. Los autores del presente trabajo consideran que es más probable que se trate de un origen fluvio-glacial por las tres siguientes razones: Primero, la mayor parte de la grava está mejor clasificada que la morena; segundo, la unidad posee una estratificación bien definida, y tercero, no existen grandes bloques erráticos. La unidad se encuentra expuesta por una distancia lateral de más de un kilómetro, sin embargo, el bloque más grande que se pudo observar, tenía menos de 30 cm. de diámetro.

Aunque la verdadera morena no se encuentra en las unidades 5 a 9, estos depósitos se consideran como una secuencia de gravas, arenas y limos fluvio-glaciales, con un frente glacial avanzando hacia el lugar de la depositación. La grava de la unidad 9 representa, probablemente, un depósito hecho durante el avance máximo, cuando el hielo activo estaba a una distancia de menos de 5 Km. No existen pruebas de la existencia de un hiato entre las unidades 5 y 9, lo que indica que puede haberse efectuado una depositación más o menos rápida. En realidad, toda la secuencia puede abarcar sólo un tiempo geológico de unos pocos cientos de años.

Unidad N° 10 — Suelo enterrado y limo tobáceo: Delgadas capas de limo, casi horizontales y de colores contrastantes, sobreyacen las graves glaciofluviales. El espesor total del limo es de sólo 2 ó 3 metros y, a pesar de esto, se puede observar en algunos lugares bandas de hasta 9 colores diferentes. Las bandas de colores más delgadas tienen una continuidad horizontal de 50 a 100 metros y las más gruesas continúan a través de todo el escarpe principal del deslizamiento, distancia que es superior a 1 kilómetro.

En general, la secuencia de colores, desde el fondo hasta la parte de arriba es como sigue: la unidad más inferior es de color anaranjado amarillento claro (10YR 7/6) y tiene más o menos 30 cm. de espesor. Sobre ella existe una banda color mohoso (café claro, 5YR 5/6) de 40 cm. La faja central es de alrededor de 30 cm. de espesor y de un color anaranjado grisáceo claro (10YR 7/4). A esto sigue una faja oscura (café amarillento pardo, 10YR 2/2) con un espesor de 60 cm. La faja de más arriba es de un color anaranjado grisáceo claro (10YR 7/4) y de más o menos 50 cm. de espesor.

A pesar de la amplia diversidad de colores, el limo en las fajas es bastante uniforme. Es altamente poroso, lleno de cavidades de raíces y de restos de plantas y contiene partículas de tamaño de arena, así como de tamaño de arcilla (Fig. 6). Las fajas oscuras del limo contienen más arcilla y restos de plantas que las zonas claras.

El limo se interpreta como ceniza volcánica que se ha acumulado en una terraza fluvio-glacial. Ha habido un lapso suficientemente largo entre las caídas de ceniza como para permitir diferentes fases de meteorización. La banda oscura prominente tiene la apariencia general de un suelo enterrado. Los horizontes A y B, modernos, expuestos en la parte más alta del escarpe principal, son algo más espesos que la faja oscura de limo. Es así que si la faja de limo representa la meteorización durante la sub-etapa interglacial, dicha sub-etapa habría sido considerablemente más corta que el período postglacial en esta zona.

Unidad N° 11 — Arena volcánica superior: Una capa delgada de arena volcánica con fajas repartidas de guijarros, sobreyace al limo. La arena alcanza un espesor máximo de 30 cm. al rellenar los pequeños canales que han sido erodados en el limo. La arena es de color gris oscuro mediano (N4).

La arena volcánica superior es muy similar a la arena volcánica inferior, (unidad N° 5) en cuanto al color, tamaño, clasificación y litología (Figs. 6 y 7). El contraste entre las dos unidades es mayor en cuanto a los espesores relativos y cantidad de piedra pómez. La unidad inferior tiene un espesor máximo de 19 m., mientras que la unidad superior es de sólo 30 cm. Las fajas de guijarros en la arena inferior contienen más del 60% de piedra pómez, mientras que las bandas similares en la arena superior, contienen menos de un 20% de piedra pómez.

La arena basáltica superior se interpreta como una unidad depositada por una corriente pequeña. Dicha corriente probablemente vino de un frente glacial de avance más reciente.

Unidad N° 12 — Arena y grava superiores: Una capa de arena y grava de color claro de más o menos 4 metros de espesor, sobreyace la arena basáltica. La unidad posee una estratificación bien desarrollada consistente en capas alternadas de grava, gravilla, arena y arena limosa. El tamaño máximo de los clastos es de alrededor de 80 mm. y la clasificación es buena; siendo el índice de clasificación de Trask por lo general inferior a 2,0. La litología de los guijarros en la arena es de aproximadamente 75% de basalto, 10% granodiorita y 15% otros tipos. Un vidrio volcánico, levemente devitrificado, constituye el 60% de las partículas de tamaño de arena fina. La arena fina también incluye alrededor de un 15% de cuarzo, 10% de feldespato y 15% de augita combinada con fragmentos de roca y magnetita. La arena y grava se interpretan como depósitos fluviales glaciales.

Unidad N° 13 — Grava superior: La arena y grava de la unidad N° 12 se transforman hacia arriba en la grava gruesa de la unidad N° 13. El espesor total de esta unidad es de 4 metros. Se puede observar claramente en los afloramientos la estratificación en forma de grava fina y gruesa alternada. La clasificación, litología de los guijarros y el color, son casi idénticos a los de la arena y grava subyacentes. Sin embargo, la grava superior contiene bolones de alrededor de 20 cm. y menos del 30% de tamaño de arena o más pequeños. El aumento en el tamaño de la unidad inferior a la superior es, probablemente, el resultado de un frente de hielo que avanzó hacia el área de depositación.

Unidad N° 14 — Limo superior: Una serie de lentes discontinuos de limo marca el límite superior de la unidad N° 13. Los lentes tienen un espesor máximo de

40 cm. y son más prominentes en la parte oriental del escarpe principal que en la parte occidental. El limo puede reflejar un receso temporal del frente de hielo o puede ser una capa delgada de ceniza volcánica. No se tomaron muestras de la unidad.

Unidad N° 15 — Grava mal clasificada: La unidad depositada en la parte más alta y expuesta en el escarpe principal es una grava gruesa, mal clasificada de unos 6 metros de espesor. El tamaño máximo de los bolones expuestos es de más o menos 40 cm. de diámetro. Bolones más grandes, de un diámetro medio de 0,5 a 1,1 metros se encontraron en la zona de deslizamiento. Probablemente se derivan de la capa de grava mal clasificada. La litología de la grava (Fig. 8) es similar a las unidades subyacentes.

Se cree que esta unidad representa una continuación del depósito fluvio-glacial iniciado en las unidades subyacentes. El mayor tamaño y mala clasificación sugieren que el frente glacial se encontraba muy cerca durante la deposición. WEISCHET (1960, pág. 31 y Fig. 9), considera que parte del material expuesto en el escarpe principal podría definirse como morena. Los autores del presente trabajo consideran que toda la unidad es de origen fluvio-glacial, debido a que la estratificación está desarrollada en toda su extensión y en algunos lugares es evidente la estratificación cruzada.

Unidad N° 16 — Morena glacial superior: Morena glacial con un espesor máximo de 4 metros se encuentra expuesta a más o menos 100 metros al Este del límite oriental del escarpe principal. Es probable que la parte inferior de la morena sea correlativa con la parte superior de la unidad N° 15, la que se encuentra expuesta a lo largo del escarpe principal (Fig. 7).

La clasificación de la morena es muy mala (Fig. 6). Los bolones más grandes que se observan en el pequeño afloramiento poseen diámetros de alrededor de 40 cm. El color general de la matriz es gris amarillento (5Y 7/2) excepto en la parte superior que se encuentra en el perfil moderno del suelo.

Los clastos gruesos de la morena contienen alrededor de 75% de basalto y 15% de granodiorita (Fig. 8). Otros tipos de rocas menos abundantes son la micacita, andesita, chert, conglomerado y grauvaca. La arena fina y el limo grueso están formados por 40% de cuarzo, 30% de feldespato y 10% de material opaco magnético. El 20% restante está constituido principalmente por augita, hornblenda y vidrio volcánico.

Se presume que esta unidad sea morena, basándose en cuatro puntos: Primero, su clasificación es semejante a la de morena; segundo, la falta de estratificación sugiere que la depositación no se hizo en un medio acuoso; tercero, la superficie de la unidad forma un borde ondulante bajo, idéntico en su forma a una morena terminal, y cuarto, el único proceso que puede producir un depósito similar es un flujo de barro. La falta de pendientes escarpadas más altas que el depósito y sus alrededores, sugieren que no es posible un origen de flujo de barro.

Unidad N° 17 — Suelo moderno: Los horizontes A y B del suelo moderno expuestos en el coronamiento del deslizamiento tienen un espesor combinado de 75 a 95 cm. A continuación se da una breve descripción del horizonte.

<i>Horizonte</i>	<i>Espesor cm.</i>	<i>Descripción</i>
A ₁	10	Limo, poroso, cantidad moderada de material orgánico, estructura original alterada por el cultivo. Café amarillento oscuro (10YR 4/3).
A ₃	10	Limo, poroso, color (7½YR 4/3), alterado por los cultivos.
B ₁	15	Limo, pequeñas cantidades de arcilla y arena.
B ₂	30	Limo, arenoso, guijarros repartidos, alrededor de 5% de arcilla, leve estructura columnar. Café medio (5YR 3/4, húmedo).
B ₃	10	Limo, arenoso, poroso, guijarros repartidos. Café amarillento claro (7½YR 5/6, húmedo).

WEISCHET (1960, pág. 31) describió el suelo del horizonte como “un limo fino de color amarillo-pardo, el cual fue formado por una capa de polvo volcánico meteorizado”. No hay lugar a duda que existe algo de ceniza volcánica en el suelo. Sin embargo, en muchos lugares existe cierta gradación entre la grava fresca y el suelo meteorizado. En el horizonte B son abundantes los bloques parcialmente descompuestos y en el horizonte A también se encuentran guijarros repartidos. A causa del límite de la gradación y de la presencia de clastos gruesos, el material meteorizado se considera horizonte de suelo normal desarrollado en un limo arenoso, con grava, de la superficie superior de la terraza fluvio-glacial. No se cree que hayan sido de importancia las contribuciones aéreas de ceniza volcánica, al desarrollo del suelo.

Unidad N° 18 — Depósitos de terraza baja: Las unidades sedimentarias más jóvenes se encuentran expuestas a lo largo del curso actual del río San Pedro. De las varias terrazas que se desarrollaron bajo el nivel de la elevada terraza fluvio-glacial sólo una terraza baja, a más o menos 20 metros sobre el nivel del río, está en contacto con el Taco N° 3. El aluvio que subyace la terraza baja está compuesto por bloques y bolones moderadamente bien clasificados. El diámetro máximo de los bolones es de alrededor de 1½ metros. El suelo en esta terraza es inmaduro; el espesor combinado de los horizontes A y B es de menos de 20 cm. El espesor máximo del aluvio expuesto es de 3 m.

Unidad N° 19 — Depósitos del antiguo deslizamiento: Además del depósito del deslizamiento reciente, existen varios depósitos pequeños y un depósito grande de material del antiguo deslizamiento ubicado inmediatamente aguas abajo del

Taco 3. En los lugares en que la estratificación original se conserva en los bloques del deslizamiento, los rumbos e inclinaciones del material de los bloques es ampliamente variable. La mejor exposición de un depósito del deslizamiento antiguo se encuentra en el escarpe a lo largo del margen derecho del Taco N° 3. Aquí el material es una mezcla caótica de bloques, arena, limo y antigua vegetación. Se ha conservado una cantidad de troncos antiguos entre la vegetación enterrada, parcialmente descompuesta. Un bosque desarrollado, virgen, se ha formado en la superficie del antiguo deslizamiento, de manera que el depósito debe ser, por lo menos, de unos 100 años de antigüedad.

Unidad N° 20 — Depósitos recientes de canales: El último de los depósitos aluviales lo produjo la inundación sobre el deslizamiento, en julio de 1960. Un revestimiento relativamente delgado de bolones y de grava bordea el canal restaurado del río San Pedro. Los bolones mayores tienen diámetros máximos mayores de 2 metros; muchos de ellos probablemente representan depósitos rezagados. Un aspecto interesante de la litología de las gravas más finas es que 60 a 80% de los clastos están formados por una arcilla blanda. Las partículas de arcilla son bien redondeadas y tienen una apariencia exterior de guijarros duros.

Resumen y conclusiones.—Los sedimentos expuestos cerca del Taco N° 3 son predominantemente limos lacustres y arcillas superyacidos por depósitos fluvio-glaciales. Una morena subyacente aflora hacia el este y oeste del Taco N° 3, y una morena superyacente aflora justamente al este de la corona del deslizamiento. La secuencia está localmente complicada por disconformidades y aterramientos. Dos avances definidos de hielo, más jóvenes que los limos y arcillas lacustres, se subentienden de un estudio de los depósitos fluvio-glaciales y de la morena superyacente. La interpretación que hacen ILLIES (1960, págs. 59-62) y WEISCHET (1960, pág. 33), de que estos depósitos pertenecen o están estrechamente asociados con la última glaciación importante del Pleistoceno, parece razonable.

UNIDADES ESTRUCTURALES.

Generalidades.

La estructura del Taco 3 incluye miles de fallas con pequeños desplazamientos, un número igual o mayor de fracturas, algunos pliegues, bloques inclinados y zonas de escombros. Sería muy interesante un estudio detallado de todas las características pero, desgraciadamente, es también casi imposible de realizar debido al reconocimiento extremadamente detallado que sería necesario efectuar. El presente estudio está basado en un levantamiento, a escala 1:1.000, sobre mapas topográficos preparados por ENDESA. La información obtenida en el terreno fue trasladada a un mapa de escala 1:5.000 para la inclusión en este informe y que corresponde a la Figura 9.

Más adelante se describen seis divisiones estructurales. Habría podido hacerse una séptima división anterior a la descarga del lago y que corresponde a un pequeño plano de barro que rellenó el antiguo canal del río tanto aguas arriba como aguas abajo del deslizamiento. La extensión máxima del relleno de lodo es de alrededor de 200 mts. El lodo puede observarse claramente en las

fotografías aéreas tomadas menos de un mes después de haberse originado el deslizamiento. Representa, probablemente, una mezcla de agua y acarreo del deslizamiento arrojados desde el lecho del río en el momento del fenómeno, además de depósitos deltaicos posteriores arrastrados desde la cima del deslizamiento hacia el canal.

La Figura 10 es un esbozo o croquis panorámico de los principales rasgos estructurales observados en el Taco 3 en el mes de febrero de 1961. Esta figura se complementa, en parte, con el mapa de la Figura 9.

Fracturas del coronamiento. Se encontraron grandes fracturas cerca del coronamiento, sólo en las extremidades oriental y occidental de éste. En la parte oriental se extiende una fractura, de más o menos 4 centímetros de ancho con un desplazamiento de entre 5 y 10 cm., por una distancia horizontal de 70 m., más o menos paralela al coronamiento. Ambos extremos de la fractura se extienden hasta el escarpe y hay un máximo de alrededor de 20 m. desde el escarpe cerca del centro de la fractura. En el occidente, existen tres fracturas que se extienden casi paralelas al coronamiento por una distancia horizontal de 100 m. La más extensa se encuentra a más o menos 30 m. del coronamiento en su punto más distante. Las fracturas más pequeñas están más cerca. Las fracturas se extienden desde el escarpe del nuevo deslizamiento hasta el escarpe del deslizamiento antiguo. La más grande de las fracturas es de alrededor de 5 cm. de ancho y tiene un desplazamiento máximo de 20 cm.

Escarpe principal. En el plano horizontal el escarpe principal tiene una forma general arqueada con varias irregularidades menores (Fig. 9). En los cortes, el escarpe es verdaderamente imponente, variando su altura entre 45 y 60 m. con una extensión de Este a Oeste de poco más de 1 km. La superficie del escarpe tiene una inclinación general de alrededor de 65 a 70° de la horizontal. El escarpe está generalmente formado por segmentos que corresponden a divisiones litológicas. El segmento superior, más arriba del suelo enterrado (Unidad Nº 10), es casi vertical, con una inclinación de 80 a 85°. El segmento sobre la Unidad Nº 9 tiene una pendiente algo más suave con una inclinación de sólo 30 a 40° y las Unidades N.os 6 y 7, inclinaciones de 60 a 70°. El escarpe del antiguo deslizamiento, hacia el Oeste del Taco Nº 3, tiene una inclinación considerablemente menor que el nuevo escarpe. La Fig. 11 ilustra una comparación de los dos perfiles. El nuevo escarpe quedará, probablemente, erodado a una pendiente similar a la del escarpe más antiguo, en un período de algunas décadas.

Escombrera. Una superficie semejante a una escombrera se extiende por espacio de 100 a 200 metros fuera de la base del escarpe principal. La superficie tiene una pendiente que varía entre 10 y 12° de la horizontal. A la distancia, esta superficie tiene la apariencia de una serie de abanicos aluviales unidos. Una pequeña parte de la superficie está, en realidad, formada por delgados abanicos aluviales; sin embargo, la mayor parte de la superficie está formada por bloques de derrumbe que se han desprendido del escarpe. Todas las unidades estratigráficas expuestas en el escarpe han contribuido con material a la escombrera, pero son más abundantes los derrumbes de unidades cuya ubicación está en los 20 m. superiores. El tamaño de los fragmentos de derrumbe varía desde

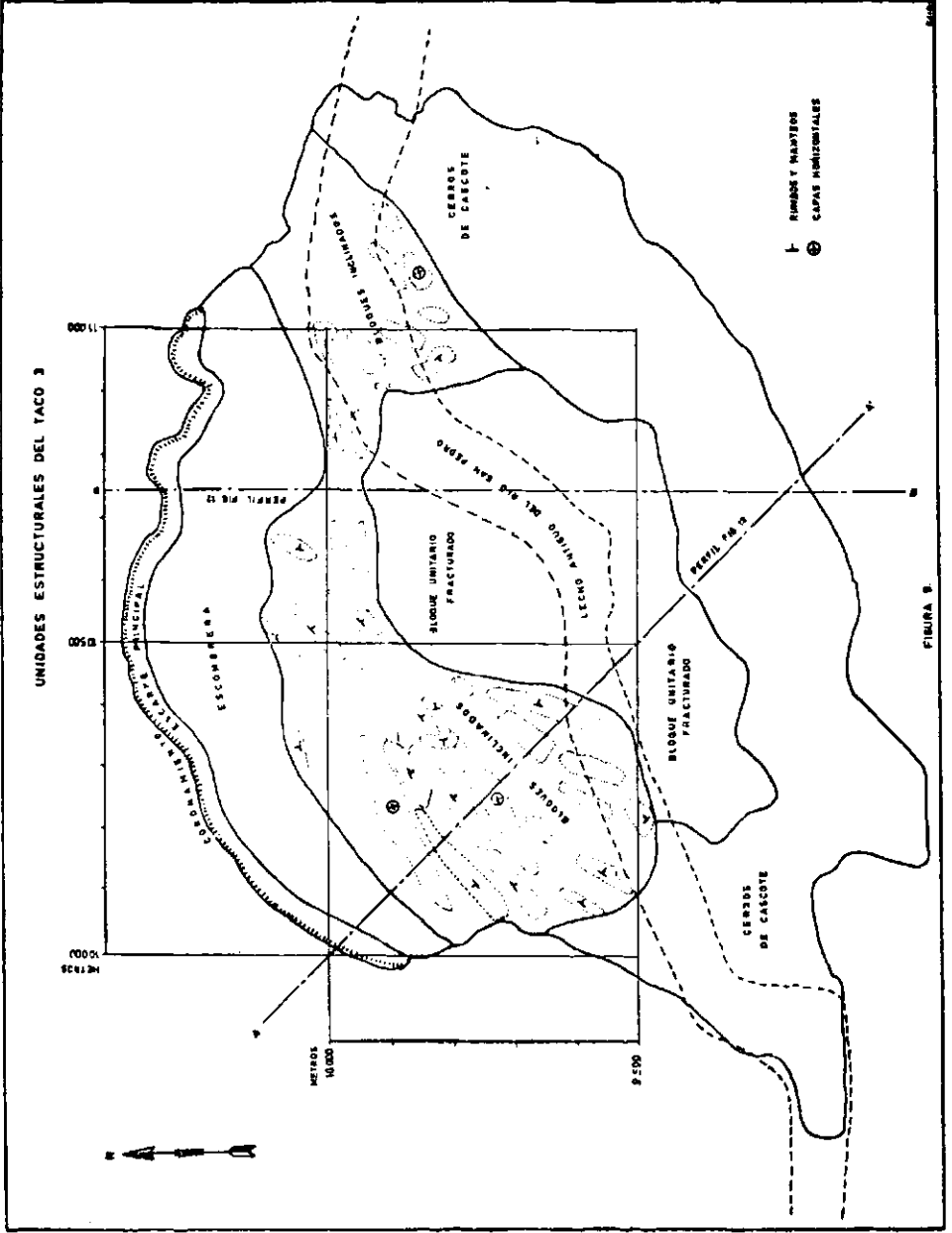


FIGURA 9

CROQUIS ESTRUCTURA PANORAMICO DEL TACO 3.

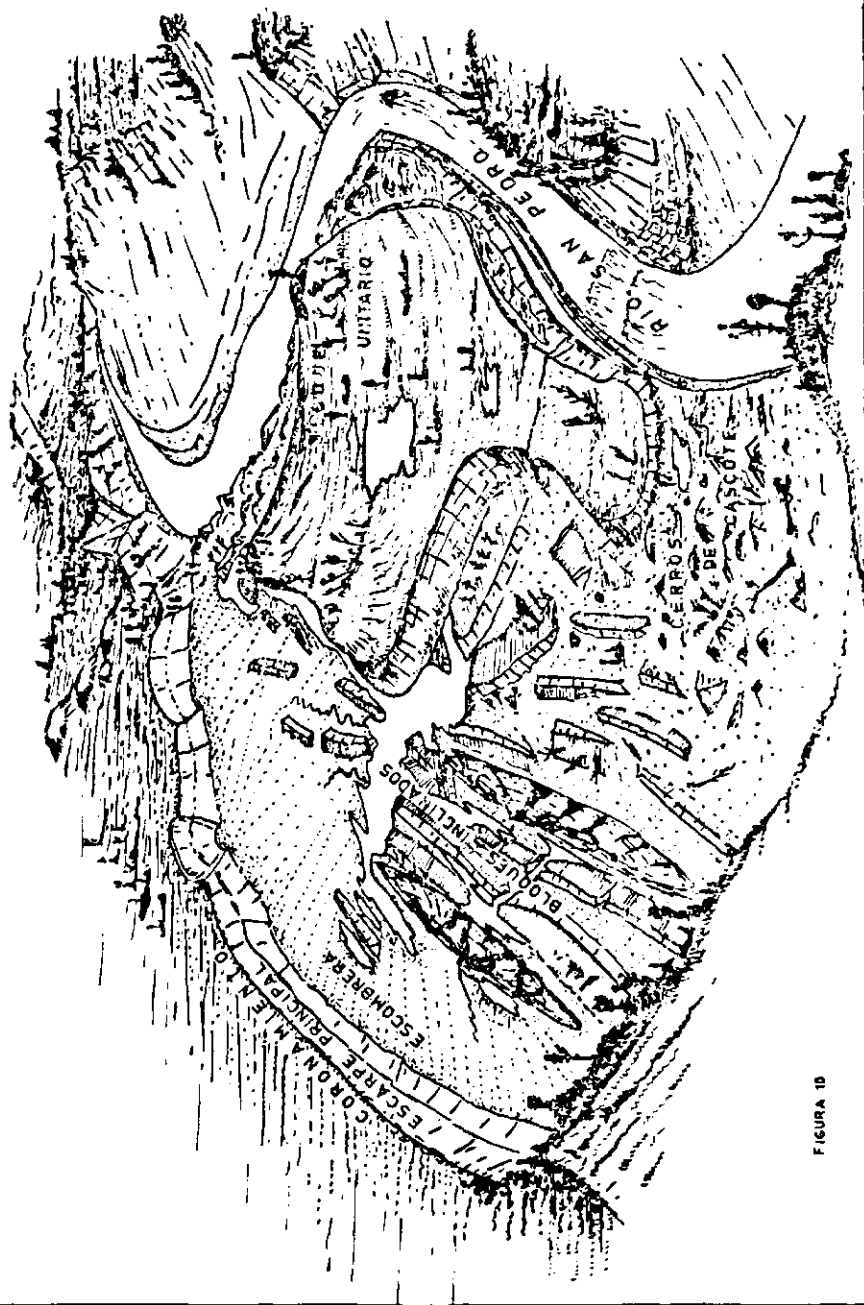


FIGURA 10

granos individuales de limo fino a bloques de grava fluvioglacial de un volumen estimado de hasta seis metros cúbicos.

La escombrera está formada en gran parte por derrumbes independientes que varían en tamaño desde menos de 1 metro cúbico hasta alrededor de 200 m³. Algunos de los derrumbes más recientes se podían distinguir claramente durante los estudios efectuados en febrero de 1961. Las superficies recientes eran ásperas e irregulares y contrastaban con las superficies más antiguas que estaban suavizadas por la erosión causada por la lluvia y parcialmente cubiertas por vegetación.

Bloques inclinados. Una serie de bloques inclinados bordea la parte inferior de la escombrera (Figs. 9 y 10). Algunos de los más grandes de estos bloques en las cercanías de la escombrera están parcialmente rodeados por material de derrumbe, otros se encuentran parcialmente rodeados por pequeños lagos. El mayor de estos bloques tiene una longitud máxima de 360 m., un ancho de 50 m. y una altura de 28 m. Los bloques más extensos están formados por arcillas y limos lacustres. Los bloques más pequeños miden sólo algunos metros en cada dirección y están compuestos por glaciofluviales o una combinación de sedimentos lacustres y glaciofluviales.

Los bloques son alargados y en su mayor parte orientados de Noreste a Sureste. Esta orientación es casi perpendicular al movimiento horizontal de los bloques. Se hicieron mediciones de rumbo e inclinación de las capas dentro de 31 bloques. Los tres bloques más grandes y ocho de los más chicos tienen inclinaciones de menos de 15° excepto en las cercanías de una falla o en zonas pequeñas afectadas por desprendimientos secundarios. Los otros tienen inclinaciones que varían entre 15 y 50°, siendo los más comunes de 25 a 30°. El promedio de 43 mediciones de rumbo y manteo hecho en diferentes lugares de todos los bloques es de 19°.

Un levantamiento topográfico detallado hecho por ENDESA revela varios valles pequeños y cordones desplazados que se encuentran alineados por distancias de hasta 300 metros. El hecho que las unidades estratigráficas también se encuentran desplazadas a lo largo de las alineaciones, indica que estas características lineales son fallas longitudinales dentro del material del deslizamiento. El desplazamiento horizontal por las fallas de mayor extensión longitudinal es de por lo menos 20 m. y posiblemente alcance hasta 80 m. También existen fallas transversales, las que se encuentran claramente definidas por los límites de los bloques inclinados.

Generalmente no existen pliegues de amplitudes mayores a unos pocos centímetros en los lugares de desprendimiento. La mayor parte de las variaciones de inclinación se efectúan a través de desplazamientos sucesivos por las fallas o por abertura de las grietas cerca de la superficie.

Bloque unitario fracturado. El área total del deslizamiento fue de 1,26 km² con anterioridad a la erosión por el río San Pedro. Un total de 0,24 km², aproximadamente la quinta parte del área original, está subyacente por un solo bloque. La superficie de dicho bloque se encuentra cubierta por la vegetación que existía con anterioridad al movimiento del deslizamiento de tierra. La mayor parte de los árboles están casi derechos, aunque hay cierta tendencia en los árboles de los bordes Norte y Sur a inclinarse hacia el interior, hacia el centro.

Localmente, cerca de las grandes grietas, los árboles se encuentran tumbados o con una inclinación de más de 30° de la vertical.

Mirado desde la distancia, la superficie del bloque grande tiene la apariencia de un potrero de pasto de suave lomaje con árboles diseminados. En realidad, la superficie está surcada por cientos de grandes grietas y son corrientes, en las cercanías de las márgenes del bloque, los escarpes de 1 a 5 metros. La microtopografía de la superficie es tan irregular, que es casi imposible caminar sobre algunos lugares del bloque. Las principales características de la topografía del terreno existían, probablemente, con anterioridad al deslizamiento; sin embargo, el extenso bajío en la parte central del bloque refleja el asentamiento del bloque sobre el canal primitivo del río San Pedro.

El ancho de las grietas individuales varía de algunos centímetros a casi un metro. Todas las grietas estudiadas se encontraron parcialmente rellenas por el derrumbe de las paredes. La profundidad máxima de las grietas, en febrero de 1961, era de sólo dos metros. Un cálculo aproximado de la expansión del bloque ocasionada por las fracturas es de 15%. Este cálculo se hizo atravesando varias partes del bloque a pie y midiendo el ancho de las grietas encontradas.

Cerros de cascote. La unidad estructural externa en el Taco N^o 3 es una masa de sedimentos muy fracturados compuestos principalmente por arcillas y limos lacustres (Fig. 9). Esta unidad está en algunos lugares en contacto gradacional con la unidad de bloques inclinados, especialmente en la parte oriental del deslizamiento. Los bloques de material que forman el conjunto de cascotes varían en diámetro desde alrededor de 2 mm a 5 m. Las medidas más comunes parecen ser entre 0,4 y 2,0 cm. La grava y arena fluvio-glaciales se han conservado muy poco en los bloques debido a que el movimiento independiente de los clastos individuales las ha molido. A pesar del aspecto desordenado de los cascotes, cada cerro está subyacente por material principalmente homogéneo. Es decir, un cerro está compuesto exclusivamente por arena volcánica, otro por limos lacustres, otro por grava fluvio-glacial, etc., En la parte occidental de la unidad, el material de cascotes se deriva del antiguo deslizamiento que bordea el flanco derecho del Taco N^o 3.

Las superficies de los cerros de cascote son irregulares y con promontorios, y no poseen los cordones alargados que caracterizan a la unidad de los bloques inclinados. La zona exterior de los cerros está generalmente desprovista de vegetación anterior al deslizamiento, pero la parte interior tiene mucha de la vegetación original en la superficie. Sobre la superficie se encuentran repartidos pastos quebrados de pasto y hay numerosos árboles y arbustos inclinados en todas direcciones. Algunos de los árboles están parcialmente enterrados aunque la mayoría de ellos parece haber resistido en pie el violento movimiento del deslizamiento.

Los cerros de cascote se interpretan como material de deslizamiento que se ha movido hacia afuera del área del escarpe principal con un máximo de fracturamiento, pero con muy poco volcamiento dentro de la masa en sí. A medida que se posaba el material, aquél saturado y más móvil de la base, fue expulsado como una masa plástica. El hecho que mientras el deslizamiento se efectuaba, posiblemente se producía un fuerte movimiento sísmico, haría más probable la extrusión plástica. La descripción hecha por WEISCHET (1960, pág. 37) de la destrucción del ganado, indica que el material extruido

tenía considerable velocidad. Sin embargo, no se debe considerar dicho material como un fluido homogéneo, si se recuerda que estaba originalmente compuesto principalmente por trozos fracturados de limo y arcilla. Observaciones de las superficies indentadas por la lluvia indican claramente la naturaleza de bloque del material que aparece homogéneo en una superficie recién quebrada. La cantidad de material intersticial de grano fino se calcula en sólo 15 a 25% de la masa total.

GEOMORFOLOGÍA.

Generalidades. En esta sección se estudian los actuales procesos erosionales y la hidrología. La superficie del deslizamiento es lo suficientemente grande como para que los procesos erosionales sean de gran interés para el estudio de la evolución de accidentes del terreno tales como pedimentos, deltas, sistemas de drenaje y cerros redondeados. Con la abundante precipitación de la región y la falta inicial de vegetación, los procesos erosionales se están produciendo con rapidez suficiente como para que se puedan observar cambios de año en año. Se espera que el interés en esta materia sea suficiente para estimular la recolección sistemática de fotografías aéreas, mapas y otras informaciones pertinentes en el futuro. Desgraciadamente, los antecedentes proporcionados por este informe son relativamente incompletos debido a limitaciones de tiempo y equipo disponible. En particular, sería muy instructivo obtener pares de fotografías estereoscópicas, de escala reducida, mediciones del gasto de los arroyos y de las pendientes y estudios hidrográficos de las lagunas formadas dentro del deslizamiento.

Hidrología. Se estimó que en el escarpe principal y en el lugar del deslizamiento existían alrededor de 200 pequeñas vertientes y áreas de infiltración de agua subterránea a mediados de febrero. Ciertamente que el número total aumenta durante los meses húmedos de invierno: junio, julio y agosto. En febrero, la descarga de las vertientes varió desde unos pocos mililitros por minuto, en áreas de infiltración lenta, a alrededor de 5 litros por segundo en las vertientes más abundantes.

El escarpe principal tiene tres horizontes de vertientes. El horizonte de más arriba consta de algunas zonas pequeñas de infiltración que sobreyacen el material fino de la Unidad 14. Otra zona prominente de infiltración se encuentra sobre las cenizas volcánicas y el suelo enterrado de la Unidad 10 (Fig. 5). La descarga de agua subterránea reunida de las dos zonas superiores de infiltración fue de menos de $\frac{1}{2}$ litro por segundo, en febrero. Las zonas superiores de infiltración representan la descarga de cuerpos de agua colgada. El espesor total de los sedimentos saturados en las dos zonas superiores se estimó entre 1 y 2 metros. El horizonte de vertientes más bajo se encontró en la base del escarpe principal, exactamente sobre los limos y arcillas lacustres de la Unidad 3. Durante el trabajo en el terreno efectuado en febrero, se confirmaron 19 vertientes y un gran número de zonas de infiltración. La descarga total de agua subterránea se estimó, en esa oportunidad, en 15 litros por segundo. Una cantidad aproximadamente igual de agua se filtra hacia afuera de la escombrera, bajo el escarpe principal. Es muy probable que el agua de la escombrera se origine en los

acuíferos que sobreyacen los sedimentos lacustres. De esta manera, la descarga total de los acuíferos en el escarpe principal es de alrededor de 30 litros por segundo.

Las vertientes en el mismo deslizamiento se originan principalmente en el agua que se filtra desde las lagunas dentro de él y que después de viajar un corto espacio por los cascotes, emerge en forma de vertientes. La filtración es muy corriente a través de grava y arena glaciofluviales. Sin embargo, las vertientes mayores provienen de cascotes resultantes de los sedimentos lacustres de estratificación rítmica situados en las partes superiores. Aparentemente estos cascotes se depositaron en el deslizamiento sin un material fino que rellenara los intersticios.

Las vertientes alimentan numerosos arroyos, los que descargan sus corrientes en muchas lagunas repartidas sobre la superficie del deslizamiento. A su vez, las lagunas se transforman en grandes corrientes que van a descargar sus aguas al río San Pedro. La mayor parte de este escurrimiento se hace a través de zonas permeables de poca profundidad en el deslizamiento. Durante febrero de 1961, sólo algunas de las lagunas descargaron directamente por vertederos de la superficie. La mayor de las corrientes se encuentra en el borde occidental del deslizamiento; su descarga en febrero era de alrededor de 20 litros por segundo, de los cuales, alrededor de 15 provenían del deslizamiento. Se estima que desde deslizamiento; su descarga en febrero era de alrededor de 20 litros por segundo, litros por segundo, la mayor parte de los cuales proviene, directa o indirectamente, de la descarga de los acuíferos cerca de la base del escarpe principal.

Durante el mes de febrero de 1961, las lagunas cubrían 92.000 m², o sea un 7,3% de la superficie del deslizamiento. La laguna más grande bordeaba el límite Norte del gran bloque fracturado y tenía una superficie de 39.000 m² en febrero. No se midió la profundidad de las lagunas. Aunque el agua no era muy turbia, no se podía ver el fondo de las lagunas. Se considera probable que hubieran tenido una profundidad entre 5 y 10 metros.

Las lagunas situadas cerca de la base de la escombrera se llenaban rápidamente con los depósitos deltaicos transportados por las corrientes pequeñas. La mayor parte de los depósitos está bajo el nivel de los lagos y se pueden observar claramente al mirar desde la cima del escarpe. Se hizo levantamientos de los depósitos deltaicos sobre el nivel de las lagunas. La superficie total de estos depósitos era de 5.600 m², o sea, alrededor de 6% de la superficie actual de las lagunas.

Probablemente el nivel máximo en las lagunas se alcanzó en octubre o noviembre de 1960, cerca del final de la estación lluviosa del invierno. Todas exhiben una línea de nivel más alta. En la más grande, dicha línea de nivel se encuentra alrededor de 40 cm. sobre el nivel que existía en febrero de 1961. Una pequeña, en el extremo occidental del escarpe principal, tiene una línea demarcadora 2 metros más arriba que el nivel de febrero. La descarga total de esta laguna se hace por flujo subterráneo, mientras que las mayores poseen verederos naturales.

Es interesante destacar que el nivel de la mayoría de las lagunas en febrero era considerablemente más alto que los que existían en junio. Este aumento se debe probablemente al hecho que ellas se llenaron por espacio de varias semanas y que la filtración disminuyó progresivamente debido a la obstrucción de las zonas permeables del fondo por limo y arcilla finos. Otro factor es el hundi-

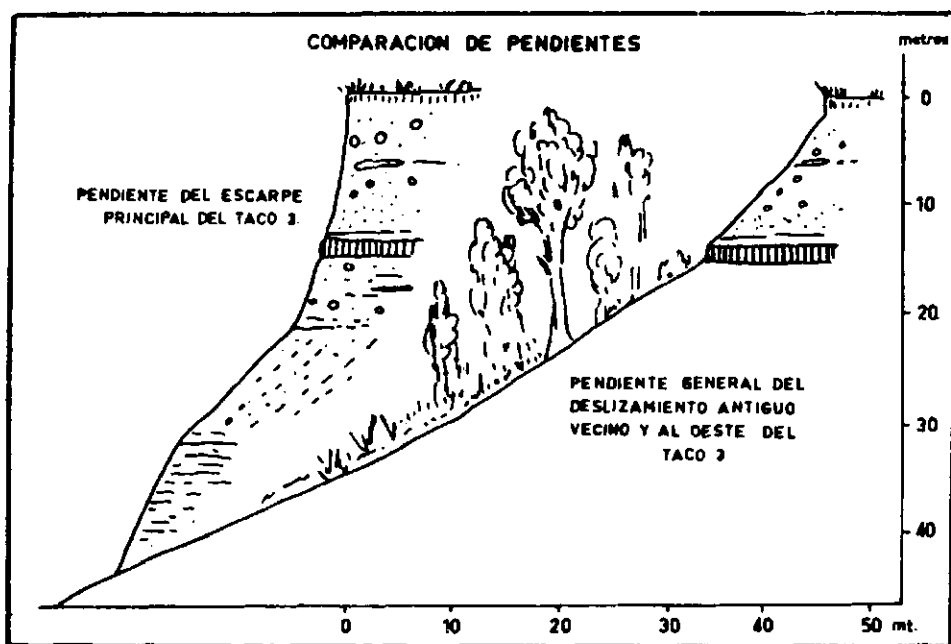


Figura 11.

miento general de las zonas cerca de las lagunas en relación con el deslizamiento circundante. La más grande debe gran parte de su actual elevación al hecho de haberse construido dos pequeños diques, en la parte oriental de ella, con el objeto de prevenir la descarga del río San Pedro por sobre el deslizamiento.

Modificaciones de la pendiente. Durante el trabajo en el terreno se podía escuchar un ruido casi constante de derrumbe de rocas desde el escarpe principal. Las caídas se hacían más frecuentes en períodos de viento y sol combinados. El sol tiende a romper la unión de arcilla y grava debido a la contracción, al secarse; el viento ejerce una pequeña fuerza sobre la grava suelta e inicia el derrumbe de rocas. La mayor parte del derrumbe alcanza sólo a 10 kg., aunque los habitantes de las vecindades del Taco N^o 3 informan que a menudo se producen caídas de rocas y escombros mucho más grandes. Los pequeños derrumbes forman conos empinados de talud en la base del escarpe principal. Las rocas de mayor tamaño, con mayor inercia, ruedan hasta la base del cono de talud mientras que el material más fino se concentra en el vértice. La pendiente del talud es de alrededor de 20° en la base y aumenta hasta alrededor de 30° en el ápice.

También son frecuentes, en la base del escarpe principal, pequeños flujos de arena donde está expuesta la arena volcánica. Los flujos individuales son bastante pequeños, tal vez de menos de 1 kilo; son más corrientes durante los períodos de sol y viento. Los conos de talud formados por la arena tienen pendientes superficiales entre 31 y 33°.

La cantidad total de material comprometido en derrumbes y flujos del escarpe principal durante el clima seco debe ser de alrededor de 1/2 a 2 toneladas diarias. Aunque ésta es una gran cantidad, no es suficiente como para justificar más de 1 cm. del retroceso de desgaste anual del escarpe principal. Para producir un metro de retroceso de desgaste de los 40.000 m² de superficie del escarpe principal, se necesitaría una erosión media de alrededor de 200 toneladas diarias durante un año. No se han hecho cálculos de la erosión durante el invierno, no obstante parece razonable suponer que se podrían producir índices de erosión de varios cientos de toneladas diarias por medio de derrumbes de escombros y erosión del agua durante temporales intensos.

Sobre la superficie de la escombrera se están formando abanicos aluviales por la acción de las corrientes originadas en el escarpe principal. Los abanicos tienen depósitos, en el ápice, estimados en menos de un metro de espesor pero que aumentan a un máximo de alrededor de dos metros, en las partes más distantes, donde se juntan con los depósitos deltaicos de las lagunas. Las superficies de los abanicos tienen pendientes entre 7 y 9° o levemente menores que la de la escombrera en que se han formado.

Se puede observar un número de pequeños flujos de tierra a lo largo del canal recientemente cortado del río San Pedro. Estos flujos de tierra se originan dentro de los cerros de cascote que bordean el río y descienden en pendientes de 20 a 40° hacia el canal cortado en depósitos de terraza no descompuestos y en sedimentos lacustres. Los flujos de tierra tienen, generalmente, de 20 a 75 metros de largo, 5 a 15 metros de ancho y 1 a 2 metros de espesor. Los flujos concluyen en empinadas zonas terminales indicando así una viscosidad relativamente alta durante el movimiento. Los flujos adolecen por lo general de des-

arrollo de los escarpes en la línea basal. El material de los flujos consiste en sedimentos lacustres finamente fracturados con una matriz de alrededor de 25% de limo. Son abundantes las cavidades de burbujas en los depósitos de la parte de la lengua terminal de los flujos.

El rápido descenso de las aguas durante la inundación del río San Pedro, combinado con los efectos de la erosión de los superescarpados acantilados y las intensas lluvias invernales fueron los que probablemente originaron los flujos de tierra. Una pequeña cantidad de plantas y musgo sobre la superficie de los flujos indica que ha habido muy poco movimiento durante los dos o tres meses anteriores a febrero de 1961.

INTERPRETACION DEL MOVIMIENTO DEL TACO 3

Generalidades.

La interpretación del movimiento del Taco 3 está basada principalmente en los antecedentes geológicos y topográficos reunidos por los autores; además, los registros de los sondajes de reconocimiento realizados por ENDESA, las fotografías aéreas y mapas proporcionados por la misma Empresa, fueron esenciales para la obtención de un cuadro exacto de las dimensiones y características del deslizamiento.

Los personeros de ENDESA aún se encuentran abocados al problema que concierne a la ingeniería del deslizamiento y, por esta razón, algunas de las conclusiones alcanzadas aquí pueden ser modificadas en el futuro.

En relación con la interpretación del movimiento se entregan, en la Figura 12, dos perfiles que muestran secciones características del Taco 3 y levantados, en base a mapas topográficos de ENDESA, por los autores en el mismo terreno; estos mismos perfiles aparecen indicados, en cuanto a su ubicación sobre el Taco 3, en la Figura 9.

Respecto de la secuencia del movimiento, se acompaña un intento de interpretación de las distintas fases del mismo en la Figura 13.

Existe una serie de opiniones respecto del movimiento del Taco 3 y ellas son, en general, favorables a fenómenos de licuación como causas fundamentales del deslizamiento; tal es la idea de WEISCHET (1960), y también de ingenieros mexicanos que visitaron Chile durante la época de los acontecimientos MOS-SER (comunicación verbal).

Los autores del presente estudio, estiman que la licuación fue un fenómeno secundario en relación con el movimiento que habría sido, esencialmente, del tipo de deslizamiento de bloques y ello se discute a continuación.

Resumen de hechos importantes.

La siguiente lista contiene una cantidad de hechos importantes, la mayor parte de los cuales se han mencionado anteriormente, que tienen importancia en la interpretación de la dinámica del movimiento del Taco 3.

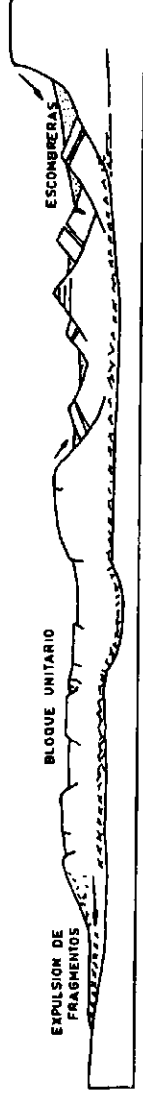
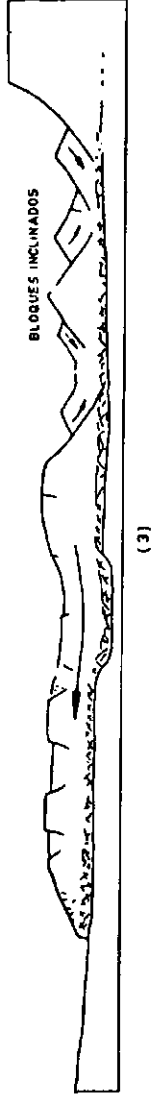
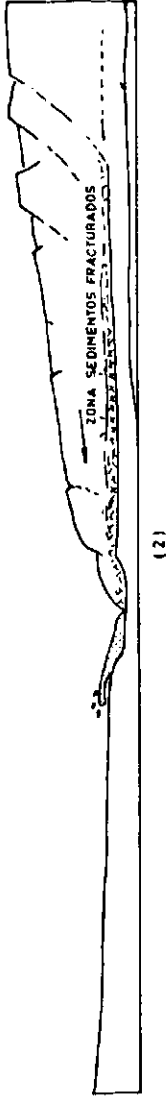
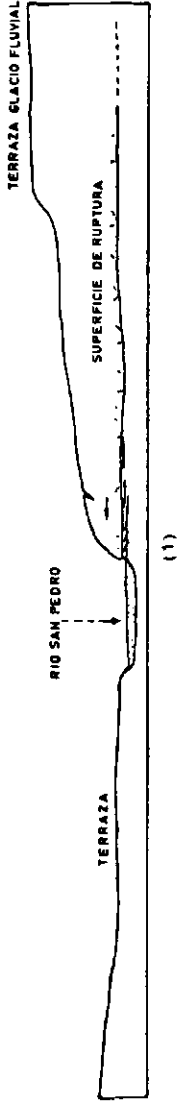
- 1.—El movimiento del deslizamiento estuvo asociado a un violento terremoto que se caracterizó por su larga duración y por sus réplicas, prácticamente ininterrumpidas, durante los primeros días después del gran sismo inicial.

El movimiento sísmico habría continuado, entonces, durante todo el período del deslizamiento.

- 2.—Los 30 a 40 metros inferiores de los limos arcillosos y arenosos lacustres estaban saturados de agua con anterioridad al deslizamiento. Esto se evidencia por el gran número de vertientes que brotan desde la base del escarpe principal.
- 3.—El deslizamiento, por la época en la cual se produjo, fue anterior a la iniciación de la estación con grandes lluvias en la zona.
- 4.—El bloque se movió 300 metros en dirección horizontal y solamente 20 metros en dirección vertical, según resulta esto último de comparación de capas idénticas ubicadas en el escarpe principal y en el gran bloque unitario fracturado.
- 5.—El movimiento de rotación estuvo limitado a los bloques pequeños.
- 6.—El movimiento de la masa del deslizamiento principal fue rápido y se efectuó en menos de cinco minutos. Una mayor cantidad de deslizamientos más pequeños se produjo dentro del Taco 3 durante un período de varios meses. Los testigos locales informan que grandes ruidos acompañaron al movimiento principal.
- 7.—En la parte inferior de la secuencia de arcilla lacustre se observan capas de limo, arena y cenizas volcánicas sumamente porosas de un espesor de 1 a 2 centímetros.
- 8.—No fue expulsado un amplio volumen de suspensión acuosa de arcilla, limo y agua desde debajo de los escombros del deslizamiento. El material expulsado estaba principalmente compuesto por fragmentos angulares de arcilla lacustre y era, probablemente, semiplástico.
- 9.—Existe un sistema de grietas bien desarrollado en la parte baja de los limos lacustres y también una serie de pequeños plegamientos correspondientes a dislocaciones sinsedimentarias; es decir, contemporáneas con la deposición.
- 10.—Por comparación de fotografías aéreas anteriores y posteriores a los acontecimientos del mes de mayo de 1960, se observa que la zona del deslizamiento del Taco 3 estaba anteriormente afectada por movimientos de deslizamiento o asentamientos. Las fotografías antiguas muestran claramente un escarpe, el cual sigue más o menos la dirección y magnitud del actual, que se desplazó durante el movimiento del mes de mayo unos 200 metros hacia el Norte.

Licuación. La licuación, en el sentido usado en movimientos de deslizamiento, puede definirse como la transformación de un sedimento sólido o semisólido a un líquido en el cual las partículas individuales se mantienen temporalmente en una suspensión acuosa. Se dice que el material es tixotrópico si recupera una cantidad apreciable de su resistencia original sin perder su contenido de agua. La mayoría de los limos y arcillas son tixotrópicos en cierta medida. Algunas arcillas, tales como la montmorilonita, son muy tixotrópicas. En general, la li-

INTERPRETACION DEL MOVIMIENTO DEL TACO 3.



(4)
FIGURA 13.

cuación se efectúa en sedimentos no consolidados o que sólo están levemente cementados, muy porosos, de grano fino y saturados de agua. La causa directa de la licuación es, corrientemente, una destrucción del orden natural de las partículas de los sedimentos a causa de vibraciones producidas por los temblores, maquinarias o explosiones.

La mayoría de los deslizamientos que incluyen sedimentos saturados tienen, hasta cierto punto, zonas de licuación. El espesor de estas zonas puede variar desde unos pocos milímetros hasta varios metros. Los autores de este informe piensan que en el movimiento del Taco N° 3 hubo influencia de la licuación y que parte del material licuificado era también tixotrópico. Sin embargo, no se ha encontrado evidencia que sugiera una licuación espontánea en gran escala dentro del deslizamiento. El hecho que la mayor parte del material expulsado haya estado compuesto de pequeñas piezas angulares de arcilla y limo, indica que la fracturación fue mucho más importante que la licuación como mecanismo de la movilización de los sedimentos.

Interpretación del movimiento. Se cree que el movimiento que produjo el Taco N° 3 fue, principalmente, de deslizamiento de bloques. Los movimientos secundarios dentro del deslizamiento fueron de rotaciones de bloques y derrumbe de escombros. Siguiendo la erosión del nuevo canal del río San Pedro, se desarrollaron varios flujos pequeños de barro. Hasta la fecha de escribir este informe, continúan produciéndose pequeñas caídas de escombros y flujos de arena.

La secuencia de los acontecimientos que se dice tuvieron lugar durante el movimiento del Taco N° 3 se ilustran en la Fig. 13. El primer movimiento sísmico fuerte produjo la ruptura de la estructura de varias capas delgadas de limos y arenas finas de elevada porosidad. Esto dejó a la masa de material superyacente sostenida totalmente por una mezcla de agua, arena y limo sin ninguna resistencia. La actividad sísmica continuada inició el movimiento de un gran bloque de sedimentos hacia el río. Este movimiento produjo un intenso fracturamiento de las capas de limo y arena adyacentes. El material fracturado se transformó en semifluido al mezclarse con el agua del río y de las capas derrumbadas de limo y arena. A medida que el bloque avanzaba a través del lecho del río, iba produciendo, atrás, desprendimiento de bloques más pequeños. Estos bloques más pequeños quedaban, a su vez, sujetos a rotación. Mientras tanto, el escarpe principal producía una gran cantidad de derrumbes de escombros que empezaron a rellenar el vacío causado por el movimiento de los bloques. Después que el movimiento del gran bloque empezó a disminuir, el peso del bloque sobre los sedimentos fracturados subyacentes produjo una rápida expulsión de este material semifluido. La fluidez de dicho material se vio indudablemente aumentada por la continua e intensa actividad sísmica que contribuyó al fracturamiento, liberó más agua al producir la compactación y mantuvo en movimiento el material tixotrópico.

OTROS DESLIZAMIENTOS DE LA REGION EN ESTUDIO

Generalidades.

En esta sección se dará una breve descripción de dos deslizamientos antiguos y dos modernos en la zona que rodea al Taco N° 3. Existen en la vecindad un

PANORAMA GENERAL DEL TACO 2.

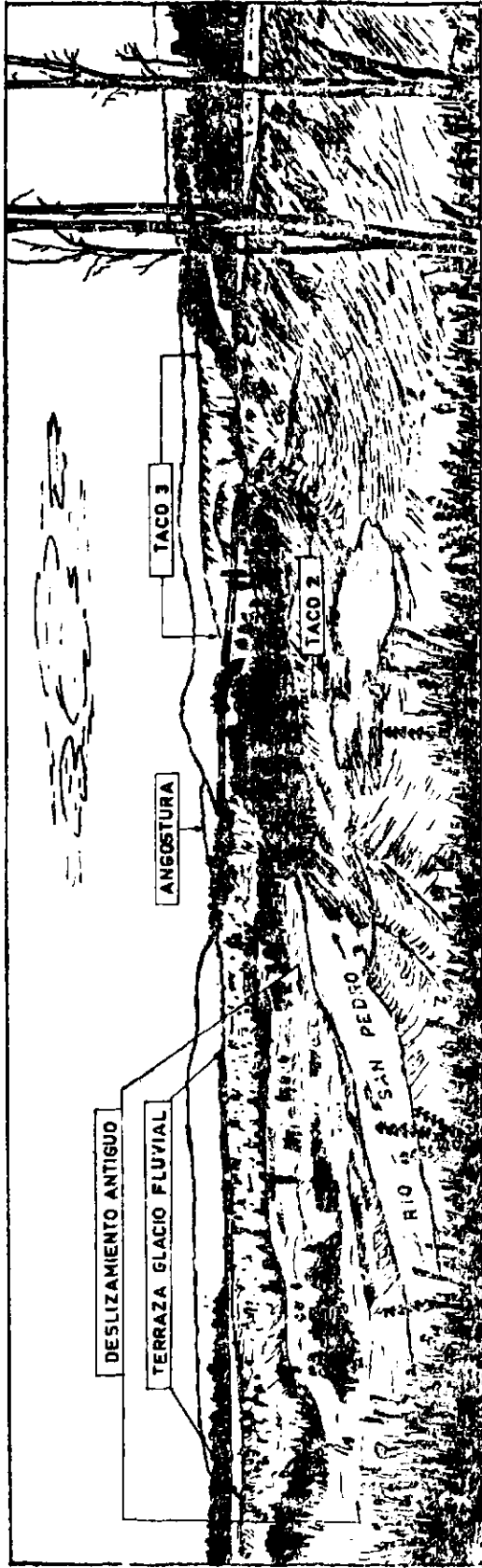


FIGURA 14.

gran número de deslizamientos, tanto antiguos como modernos, con magnitudes que varían de 1 a 8. WEISCHET (1960, pág. 29), indica seis zonas de deslizamientos principales, dentro de un área de 50 kms. situada un poco al Este del Lago Riñihue, producidos por el terremoto del 22 de mayo de 1960. El número total de pequeños deslizamientos ocasionados por el terremoto en esta región debe alcanzar a varios miles. Desgraciadamente, los autores sólo pudieron visitar los deslizamientos del río San Pedro, más un deslizamiento antiguo sobre el río Guanehue situado entre los lagos Panguipulli y Calafquén.

Taco Nº 2. El segundo deslizamiento que bloqueó el río San Pedro está ubicado a más o menos 1 km. al Este del Taco Nº 3. Este deslizamiento, denominado Taco Nº 2, tenía una superficie original de 0,36 km². Casi una tercera parte de ella ha sido removida por la erosión del río San Pedro. El volumen original debe haber sido cercano a 6×10^6 m³, dando al deslizamiento una magnitud de grado 7. En la Figura 14 se incluye un croquis panorámico de la situación del Taco 2.

La mayor parte del material comprometido en este deslizamiento parece estar constituido por sedimentos lacustres. A semejanza del Taco Nº 3, la parte superior del escarpe principal contiene arenas y gravas glaciofluviales, pero en el Taco Nº 2 esta unidad es relativamente delgada. Aunque en el deslizamiento se movieron algunos bloques grandes (Fig. 14), la mayor parte de los bloques son pequeños comparados con los del Taco Nº 3. La superficie de los deslizamientos está principalmente compuesta por una cantidad de cordones de baja altura de orientación más o menos paralela al escarpe principal. El deslizamiento, como masa, da la impresión de un movimiento más fluido que el del Taco Nº 3. Probablemente se efectuó una pequeña cantidad de licuación, la que produjo el movimiento que dio como resultado el fracturamiento general y la inundación de las arcillas lacustres.

Taco Nº 1. El más pequeño de los tres deslizamientos que bloquearon el río San Pedro se denominó Taco Nº 1. La superficie original de este deslizamiento fue de 0,16 km². El volumen del material comprometido fue de alrededor de 2×10^6 m³. La mayor parte de él fue removida por la erosión del río.

El Taco Nº 1 se originó en ambas riberas del río. El movimiento en la ribera Norte incluyó un gran bloque de alrededor de 300 m. de largo y 50 m. de ancho. Este bloque se movió hacia afuera del barranco del río y rotó hacia el mismo. Una depresión semejante a una fosa tectónica se formó detrás (al norte) del bloque. Hacia el Sur, una serie de bloques pequeños se deslizaron dentro del río desde un barranco que tenía una altura máxima de alrededor de 60 m. sobre el nivel del río. Los bloques fueron rotados hacia atrás, hacia el escarpe principal. La mayor parte del material del Taco Nº 1 se deriva, probablemente, del antiguo depósito del deslizamiento descrito a continuación.

Antiguo deslizamiento en el río San Pedro. Además del antiguo deslizamiento del lado Oeste del Taco Nº 3, existen muchos otros deslizamientos antiguos a lo largo del río San Pedro. El más grande de éstos se encuentra ubicado en la ribera sur del río, cerca de los Tacos N.os 1 y 2. El escarpe principal, los cordones lineales y la topografía ondulante del gran deslizamiento antiguo puede observarse claramente en las fotografías aéreas. La continuidad de los cordones indica que

el deslizamiento estuvo formado por un solo movimiento y no por el agrupamiento de varios deslizamientos. Su superficie está parcialmente cubierta por un bosque adulto, de por lo menos 60 años. La superficie total del deslizamiento es de 2,8 km². Si se supone un espesor medio del depósito del deslizamiento de 40 m., ello significaría un volumen de 11×10^7 m³. De ahí que la magnitud de este deslizamiento sea probablemente 8.

Deslizamientos del río Guanehue. El más espectacular de los antiguos deslizamientos puede observarse en el río Guanehue, alrededor de 35 km. al Noreste del Taco N° 3. Probablemente durante el Pleistoceno Superior, los lagos Calafquén y Panguipulli estaban conectados por la erosión de un profundo valle en la espesa secuencia del aluvio y de los depósitos piroclásticos. Este valle, ocupado ahora por el río Guanehue, había sido ensanchado por deslizamientos sucesivos, la mayoría de los cuales habría sido de tamaño suficiente como para bloquear parcialmente el río. El valle ocasionado por estos deslizamientos tiene ahora 2,5 km. de ancho.

En la actualidad, se pueden observar en este valle cinco grandes depósitos de deslizamiento. Cuatro de ellos tienen probablemente un magnitud de 8 y, el más grande, una magnitud de 9. La evidencia de los deslizamientos provocados por el terremoto del 22 de mayo está limitada a pequeños nichos de deslizamientos en los escarpes más antiguos. Estos pequeños deslizamientos no han tenido una magnitud mayor de 4.

El depósito mayor se encuentra en el borde Suroriental del valle, entre el río y el caserío de Tracalpulli. El escarpe principal tiene más o menos 120 m. de alto y 2½ km. de largo. En la parte basal del escarpe se encuentra expuesto un máximo de 10 m. de granodiorita sobre la cual hay alrededor de 15 m. de aluvio, seguido por 70 m. de piroclastos semiconsolidados, 15 m. de lava y piroclastos y sobre todo esto, alrededor de 10 m. de morena. El contacto entre el aluvio y la granodiorita parece inclinarse al Noroeste, hacia el eje del valle.

La superficie total del mayor de los deslizamientos es de aproximadamente 3 km². La superficie está formada por pequeños cerros de hasta 40 m. de altura. Son corrientes las depresiones cerradas y dos de ellas están ocupadas por lagunas. No existe desarrollo del perfil del suelo en el derrumbe del deslizamiento, lo que sugiere una edad inferior a 1.000 años. Por otra parte, los árboles adultos de madera dura indican una edad superior a 100 años,

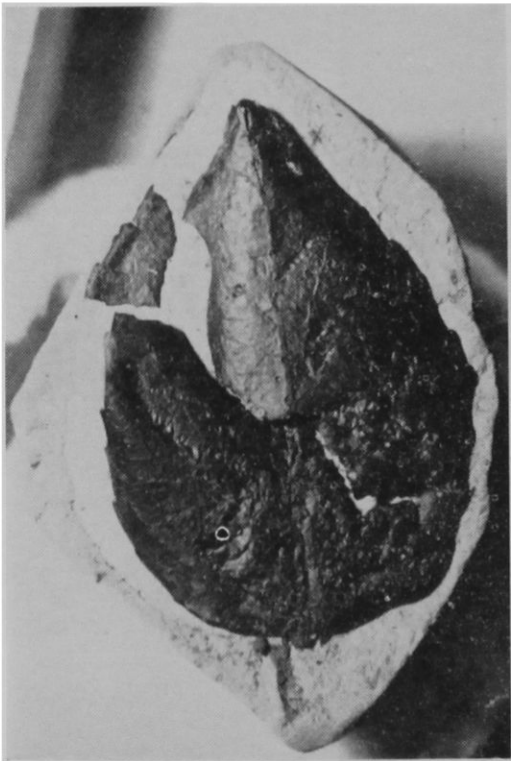
DESCRIPCION DE FOTOGRAFIAS

LAMINA I



Fotografía 1

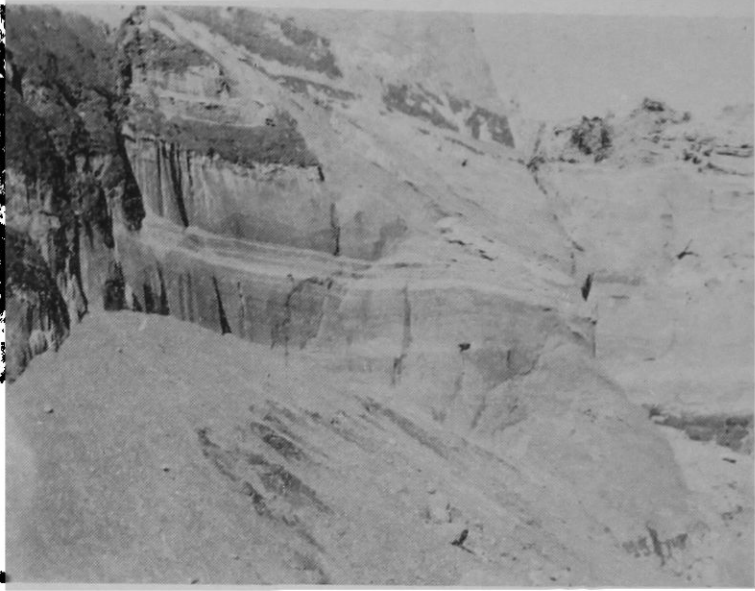
Junto al cauce actual del río San Pedro y tomada mirando hacia el Noroeste. El afloramiento inferior corresponde a los sedimentos lacustres de la unidad estratigráfica 3 con inclusiones de Vivianita y restos de plantas. El escarpe irregular superior tiene unos 15 mtrs. de altura y es el frente erodado del Taco 3.



Fotografía 2

Hoja fósil dentro de los sedimentos lacustres de la unidad estratigráfica 3. La hoja ha sido referida a *Laurelia semperirens* por TAMERA (1961).

LAMINA II

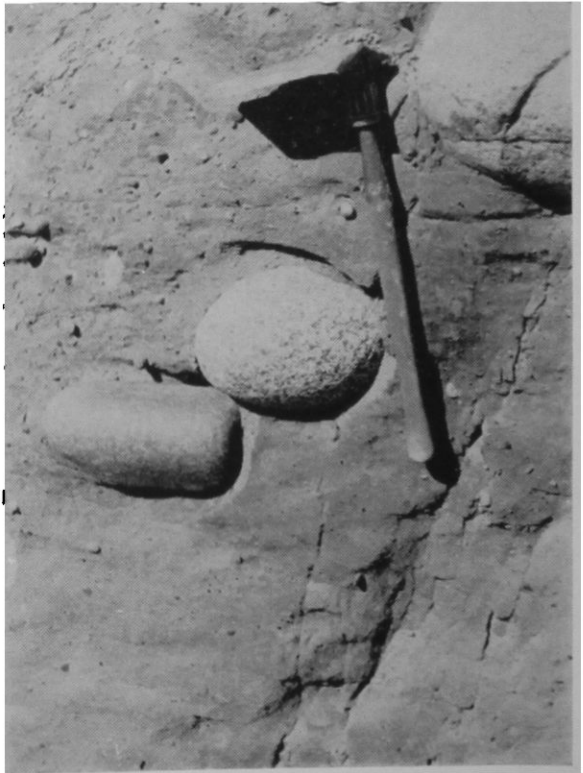


Fotografía 3

Areña volcánica de la Unidad Estratigráfica 5. Fotografía tomada junto al límite oriental del escarpe principal del Taco 3 y mirando hacia el Norte. Las bandas más claras son concentraciones de piedra pómez y ceniza de pómez. Las bandas diagonales han sido producidas por dislocaciones ocurridas durante la deposición.

Fotografía 4

Morena glacial de la Unidad Estratigráfica 2. Fotografía tomada al nivel del río y junto al borde occidental del Taco 3. La pala de referencia tiene alrededor de 50 cms. de largo.



LAMINA III



Fotografía 5

Junto a la parte inferior y central del escarpe principal y tomada hacia el Norte. Las arenas y gravas con estratificación cruzada del centro de la fotografía corresponden a la unidad estratigráfica 8. La banda oscura de la esquina superior derecha pertenece a la unidad estratigráfica 10



Fotografía 6

El Taco 3 visto hacia el Este, en dirección al gran Bloque Unitario que muestra árboles dispersos. El escarpe principal puede observarse a lo largo del margen izquierdo de la fotografía; en la parte central aparecen algunos de los bloques inclinados fracturados

REFERENCIAS

- ALMEYDA A., ELIAS, y SAEZ S., FERNANDO (1958): Recopilación de Datos Climáticos de Chile y Mapas Sinópticos respectivos. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Producción Agraria y Pesquera. Santiago de Chile.
- BRUGGEN, JUAN (1950): Fundamentos de la Geología de Chile. Imprenta Instituto Geográfico Militar. Santiago de Chile.
- ECKEL, EDWIN y otros (1958): Landslides and Engineering Practice. National Academy of Sciences. National Research Council; publication 544. Washington D. C.
- FLINT, R. F. (1957): Glacial and Pleistocene Geology. John Wiley and Sons New York.
- FUENZALIDA, HUMBERTO (1950): Hidrografía: en Geografía Económica de Chile. Tomo I. Corporación de Fomento de la Producción. Fundación Pedro Aguirre Cerda. Santiago de Chile.
- GONZALEZ F., OSCAR, y VERGARA M., MARIO (1961): Geología de la Alta Cordillera de los Andes, entre los paralelos 35º y 38º. Inédito. Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Santiago de Chile.
- GUARDA GEIWITZ, F. (1953): Historia de Valdivia, 1552-1952. Santiago de Chile.
- ILLIES, H. (1960): Geologie der Gegen von Valdivia, Chile. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Bol. 111, s. 30-110.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS (1960): Mapa Geológico de Chile, Escala 1:1.000.000. Santiago de Chile.
- KARZULOVIC K., JUAN (1960): Informe sobre el Agua Subterránea de la Ciudad de Valdivia. Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Publicación N° 13. Santiago de Chile.
- MUNOZ CRISTI, J.; FLORES W., H., y PIZARRO, B. (1933): Placeres auríferos en las provincias de Valdivia y Cautín. Departamento de Minas y Petróleos, del Ministerio de Fomento. Bol. de Minas y Petróleos, Tomo III; N° 26. Santiago de Chile.

MUÑOZ CRISTI, JORGE (1950) : Geología de Chile: en Geografía Económica de Chile. Tomo I. Corporación de Fomento de la Producción. Fundación Pedro Aguirre Cerda. Santiago de Chile.

(1960) : Contribución al Conocimiento Geológico de la Cordillera de la Costa en la Zona Central. Revista Minerale del Instituto de Ingenieros de Minas de Chile. Talleres Gráficos Periodística Chile. Santiago de Chile.

NICKERSON, DOROTHY (1947) : Interpretation of Color Specifications. Paper Trade Journal; vol. 125; pp. 153-171.

TAVERA J., JUAN (1961) : Informe paleontológico sobre una muestra de material fósil, proveniente del cerro Tralcán, de la provincia de Valdivia. Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Inédito. Santiago de Chile.

(1961) : Informe paleontológico sobre una muestra de material fósil, proveniente del valle del río San Pedro, provincia de Valdivia. Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Inédito. Santiago de Chile.

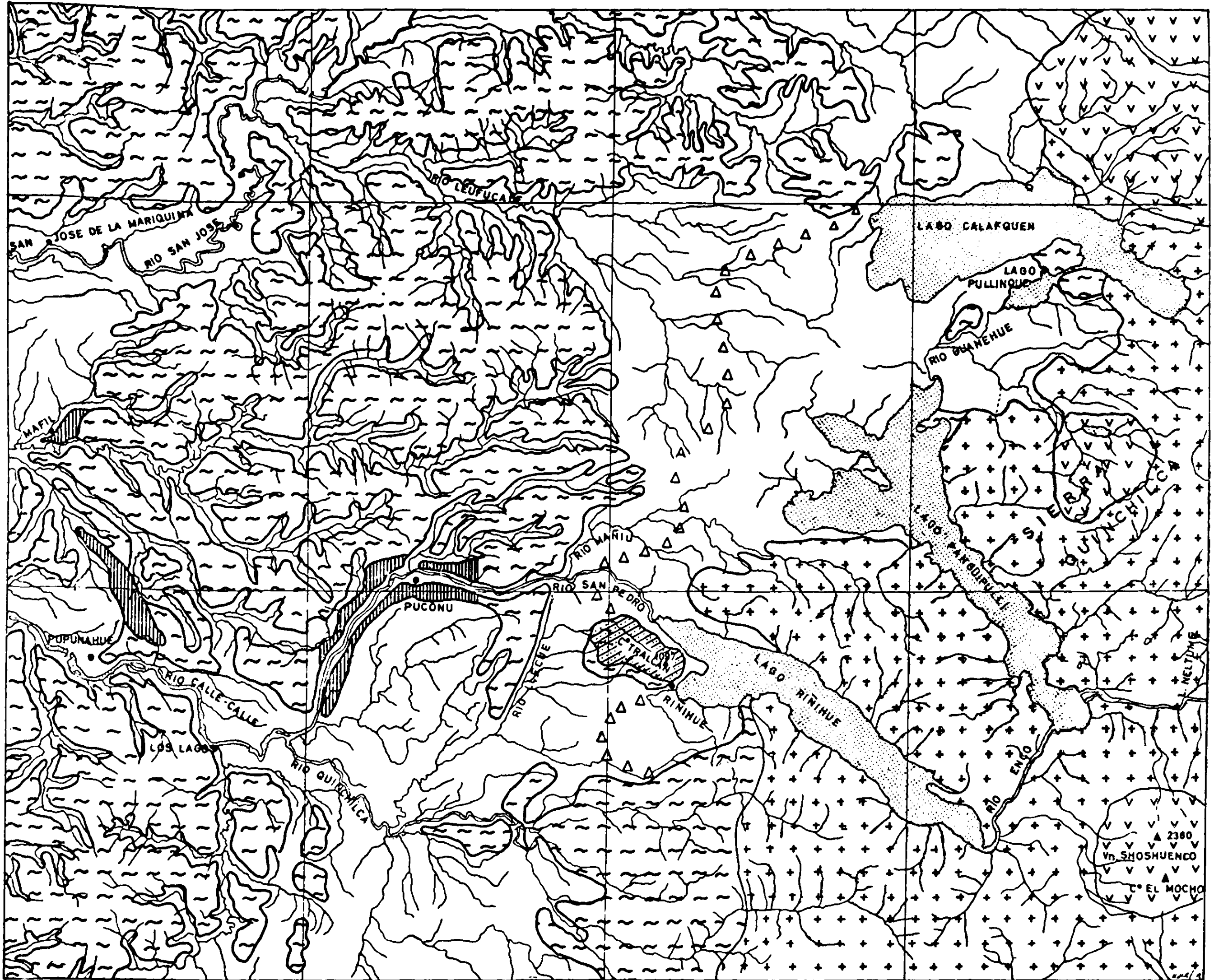
VEYL O., CARLOS (1960) : Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el Sur de Chile. Universidad de Concepción. Instituto Central de Química. Departamento de Geología y Mineralogía.

WATANABE, T., y KARZULOVIC K., J. (1960) : Los Movimientos Sísmicos del mes de mayo de 1960 en Chile. Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Publicación N° 14. Santiago de Chile.

WEISCHET, WOLFGANG (1958) : Studien über den glazial bedingten Formenschatz der Südchilenischen Längssenke im West-Ost-Profil beiderseits Osorno. Petermanns Mitteilungen. Gotha. S. 161-172.

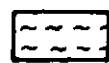
(1960) : Contribuciones al estudio de las transformaciones geográficas en la parte septentrional del Sur de Chile, por efecto del sismo del 22 de mayo de 1960. Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Publicación N° 15. Santiago de Chile.

BOSQUEJO GEOLOGICO DE LA REGION DE LOS LAGOS EN LA PROVINCIA DE VALDIVIA



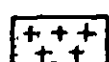
0 5 10 15 Km.
ESCALA

PRECAMBRICO Y/O PALEOZOICO



(micacitas, filitas y pizarras)

CRETACEO



(rocas graníticas)

TERCIARIO Y/O CUATERNARIO



(vulcanitos: lavas y piroclásticos)

LEYENDA

TRIASICO



(conglomerados, areniscas y lutitas)

TERCIARIO



(sedimentos marinos y continentales)

CUATERNARIO



(sedimentos glaciales, fluviales y lacustres)



(morenos terminales última glaciación)

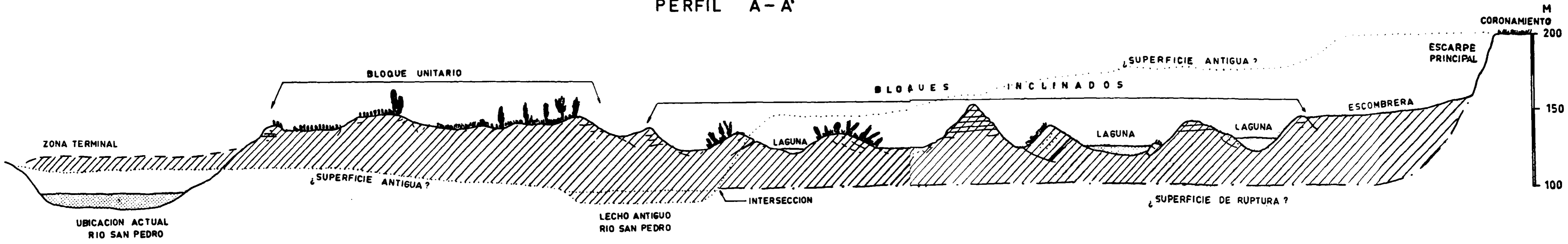
FIGURA 3.

PERFILES DEL DESLIZAMIENTO TACO 3.

SE

NW

PERFIL A-A'



S

N

PERFIL B-B'

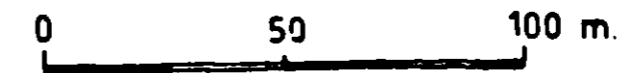
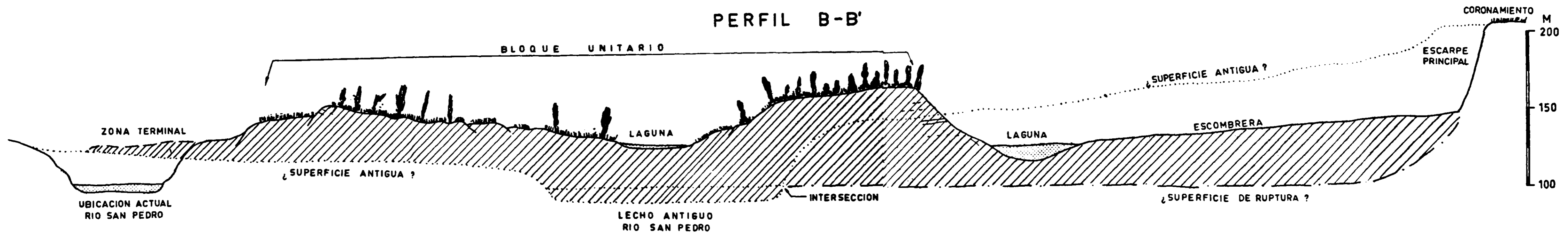


FIGURA 12.