

CONTRIBUCIONES AL ESTUDIO DE LAS TRANSFORMACIONES GEOGRAFICAS EN LA PARTE SEPTENTRIONAL DEL SUR DE CHILE POR EFECTO DEL SISMO DEL 22 DE MAYO DE 1960

Por

Wolfgang Weischet

CONTENIDO

RESUMEN	95
ABSTRACT	95
INTRODUCCION	96
Objeto y limitaciones del trabajo	96
Trabajos anteriores	96
Agradecimientos	96
Generalidades sobre los movimientos sísmicos	97
Resumen histórico	97
DISTRIBUCION REGIONAL DE LOS EFECTOS DIRECTOS DEL MOVIMIENTO SISMICO	98
a) Valdivia	98
b) Puerto Montt	100
c) Reseña general de la zona entre Cautín y Chiloé	104
LAS ONDAS SISMICAS (TSUNAMIS) Y SUS CONSECUENCIAS	106
EL HUNDIMIENTO DE LA ZONA COSTERA Y SUS CONSECUENCIAS	108
LAS ERUPCIONES VOLCANICAS	110
MOVIMIENTOS ESPONTANEOS DE MASAS; SU ORDENAMIENTO Y SUS CON- SECUENCIAS	110
LOS DERRUMBES SOBRE EL VALLE DEL RIO SAN PEDRO	114
1. Situación hidrográfica del curso superior del río Calle-Calle	114
2. Las condiciones tectónicas en la hoya hidrográfica del río San Pedro	115
3. Las condiciones geomorfológicas en la región de origen del río San Pedro	119
4. Los actuales deslizamientos espontáneos de masas	123
5. Las consecuencias de los automovimientos espontáneos de masas	126
BIBLIOGRAFIA	131
ANEXO:	
Descripción de fotografías.	

Figura 1: Croquis de la zona entre Cautín y Chiloé, afectada por el sismo del 22-5-1960.

A further chapter deals with landslides as a consequence of the earthquake. These phenomena appear mainly in three regions: along the steep costal bluffs, on the margin of Llanquihue Lake, and along a line in the high Cordillera which runs N-S (magnetic) or N 13° E (geographic).

The existence of a fault trace in crystalline slate along the coast near Mehuín is also mentioned.

More precise observations regarding the landslides between Llanquihue Lake and Cerro Puntiagudo were made. According to similar observations made on the San Pedro River banks, a detailed geomorphologic analysis is developed.

INTRODUCCION

Objeto y limitaciones del trabajo.

El autor del presente trabajo se encontraba, al 22 de mayo de 1960, en el mismo lugar de los acontecimientos y tuvo oportunidad de investigar, ampliamente y desde el primer momento, las consecuencias geomorfológicas de los hechos. A pesar de todo, conviene considerar el actual estudio solamente como un informe parcial, pues se requieren todavía muchas semanas de labor para completar un resumen satisfactorio. Es la razón por la cual, el propósito de la publicación, no reside tanto en la presentación de la reseña global de todos los fenómenos como en la exposición detallada de todo aquello que fue objeto de un estudio ya más preciso.

Trabajos anteriores.

Mientras este informe era redactado en el Instituto de Geografía de la Universidad Austral de Chile, fueron editadas por otros investigadores algunas publicaciones relacionadas con la catástrofe de los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960 en el sur de Chile. Entre éstas, aparecen citadas en el texto y en la Bibliografía del informe aquellas que el autor tuvo ocasión de conocer y revisar.

Agradecimientos.

De parte de los señores Mauricio van de Maele (Director del Centro de Documentación de la Universidad Austral) y Juan Walper H. se recibió una colaboración esencial, pues ellos se encargaron de la traducción literal al castellano de los originales en alemán. Los dibujos fueron realizados, según indicaciones del autor, por el señor Ivan von Liftner. El señor Arturo Gädicke, de la localidad de Nochaco, facilitó gentilmente varias fotografías impresionantes. Los análisis granulométricos fueron efectuados por el Doctor von Buch, Director del Instituto de Suelos de Bosques de la Universidad Austral. Los análisis petrográficos los desarrolló el señor Jaime Silva Garín, geólogo del Instituto de Geología de la Universidad de Chile.

A todas las personas nombradas se dirigen los agradecimientos del autor quien, al terminar, no quisiera omitir agradecer también al Director del Instituto de Geología de la Universidad de Chile, señor Jorge Muñoz Cristi, y al funcionario del mismo Instituto, Ingeniero señor Juan Karzulović, por el interés demostrado y la colaboración prestada durante la impresión del trabajo.

Generalidades sobre los movimientos sísmicos.

El sábado 21 de mayo en la mañana, unos pocos minutos después de las 6 : 00 h., se registró en Valdivia el primer temblor alarmante. La región de mayor concentración de los remezones abarcó las provincias de Concepción y Malleco, siendo especialmente afectadas las ciudades de Concepción y Chillán, tal como sucedió el 24 de enero de 1939. Según indicaciones del Instituto Sismológico de la Universidad de Chile, el terremoto alcanzó magnitud 7,75 en la escala de Richter.

Se afirma que los movimientos se sintieron en Concepción más fuertes que durante el terremoto de 1939 y, en Valdivia, ellos fueron tan intensos que toda la población fue despertada. Luces de colgar se movieron por cinco minutos y, en el transcurso de la hora siguiente, volvieron a sentirse nuevos remezones pero de menor intensidad.

El domingo siguiente se repitió el terremoto cerca de las 7 de la mañana, pero en Valdivia se sintió menos intenso y de menor duración. Todos estaban convencidos que se trataba nuevamente de las irradiaciones de otro temblor en la zona ya conocida y a 500 Km. de distancia más al norte; sin embargo, se pudo comprobar mientras tanto que las repercusiones fueron menores en Concepción que en Valdivia. En la tarde, a las 14 : 50 h., una nueva ola remeció a la ciudad (epicentro seguramente otra vez Concepción) originando el abandono de las casas por parte de sus moradores. Apenas habían regresado, empezó el verdadero y desastroso terremoto a las 15 : 12 h. Nosotros, mi familia y yo, ora de pie, ora hincados o botados, vivimos el terremoto en el patio detrás de nuestra casa. Es casi imposible conservar, posteriormente, una visión más o menos clara o recordar aproximadamente los detalles de todo lo visto, escuchado, pensado y temido dentro de unos pocos instantes. De terremotos anteriores, se comenta que una persona siente como si el suelo levantara olas; personalmente, yo he sentido solamente sacudidas cortas, las cuales me hacían tambalear o caer al suelo. Observaba como se separaban la casa, la leñera y el garage en sus puntos de mutuo apoyo y al instante se golpeaban nuevamente. Un cerco de tablas se movía de uno al otro lado y el agua salpicaba desde el estanque colocado sobre el techo; no rebalsaba, como sucede con movimientos periódicos. A las 15 : 16 h. había pasado el mayor movimiento de la tierra. En relación con la dirección del movimiento, no se pudo constatar ninguna preferencia. El campanario de la Iglesia Evangélica de Valdivia, que se encuentra aislado del edificio principal, muestra en torno a su base un foso de compresión de aproximadamente 80 cm. de ancho

Los remezones posteriores perduraron por largo tiempo aunque con mayores intervalos y menor intensidad; los más fuertes se produjeron, naturalmente, en los primeros días después del 22 de mayo. Hasta el 25 de mayo, nadie se atrevió a entrar en las casas y la mayor parte de los habitantes pernoctó a la intemperie; en esos tres días, se registraron 11 temblores, de magnitud 6 y uno de 7,5 (según la escala de Richter) alcanzando, los de menor intensidad, a varios cientos. Hasta el mes de agosto, no pasó una noche sin ser despertado uno por el crujido de las puertas y el ruido de las paredes.

Resumen Histórico.

Terremotos de consecuencias desastrosas, son de recuerdo relativamente reciente en la Zona Central y en el Norte de Chile; algunos de ellos fueron la

ocasión de trabajos científicos (Tarapacá 1877, Valparaíso 1906, Concepción 1939, por ejemplo). En cambio, en el Sur de Chile eran conocidos casi exclusivamente por los historiadores y el último terremoto que afectó la región entre Cautín y Chiloé, se produjo el 7 de noviembre de 1837 durante la visita de Charles Darwin. En aquel tiempo, la ciudad de Valdivia era todavía pequeña y no había comenzado la colonización del Sur de Chile; por tal razón, con excepción del relato de Darwin, estos acontecimientos apenas encontraron eco en la literatura de la época. Según F. GUARDA GEIWITZ (1953) la ciudad de Valdivia, desde su fundación en el año 1545, fue destruida tres veces por terremotos en el transcurso de los siglos pasados: en diciembre de 1575, en septiembre de 1737 y en el año 1835. En el año 1575 se produjo, tal como ocurrió en el último terremoto, la destrucción del desagadero del Lago Riñihue y también su obstrucción durante varios meses. La ruptura del "taco" original de entonces, ocasionó inundaciones catastróficas.

DISTRIBUCION REGIONAL DE LOS EFECTOS DIRECTOS DEL MOVIMIENTO SISMICO

a) VALDIVIA:

La ciudad de Valdivia, de más o menos 75.000 habitantes, ha sufrido sin duda el mayor daño absoluto y el daño mayor relativo por efectos directos del terremoto, en lo que al total de construcciones se refiere. Esto se debe menos al hecho de haberse encontrado Valdivia más cerca del epicentro que ninguna otra ciudad (Ver Figura 1), como a la existencia de tres circunstancias particulares:

En primer lugar, la ciudad está situada en una cuenca de falla tectónica. En segundo lugar, los distritos occidentales están ubicados, en general, sobre una base geomorfológicamente movediza. En tercer lugar, existen numerosos rellenos artificiales con terraplenes pronunciados que constituyen un subsuelo malo para los cimientos.

La influencia de factores desfavorables queda demostrada por el hecho de que pueblos vecinos, con numerosas hileras de casas, sufrieron apenas algunos daños directamente provocados por el terremoto. Así por ejemplo, en los pueblos más cercanos como Corral a 20 Km. al poniente, o Huellethue a 10 Km. al oriente, ni se derrumbaron casas viejas con fundamentos semipodridos. Estos pueblos tienen como subsuelo pizarra cristalina de la zona cordillerana costera del Sur de Chile; Valdivia, en cambio, está ubicada dentro de una cuenca, hundida dentro de la montaña de la costa, rellena con sedimentos terciarios y pleistocenos. En esta cuenca se presentan, en la periferie de la ciudad, daños notables que llegan a ser catastróficos, por causa de la situación topográfica especial, en la parte occidental de la ciudad.

En la Figura 2 se indica, en forma simplificada, un levantamiento exacto de todos los edificios dañados o destruidos. En el mismo plano, las casas derrumbadas están marcadas con un punto y las que resultaron dañadas con una rayita inclinada; como la casi totalidad de las calles están edificadas, el espacio sin marca indica donde no hubo daños.

De la distribución de los daños señalada en el plano de la Figura 2, resalta una nítida división de la ciudad en dos partes: una occidental gravemente destruida y otra oriental sin daño. Para la discusión de las razones de tal diferencia-

ción es importante hacer presente que la línea de separación marca, al mismo tiempo, dos situaciones topográficas distintas y en concordancia con condiciones de subsuelos también diferentes: una plataforma compacta de canchagua en el este y una combinación de formas, constituida por restos de plataformas con bajos rellenados en el oeste. Los restos de plataformas y el borde de las mismas, están indicadas en el plano por una orilla dentada.

La cuenca de Valdivia está rellena, en su parte inferior, por un sedimento embancado compuesto de cenizas volcánicas y el cual llegó, probablemente en forma de una corriente de fango, a una bahía pleistocena (Este sedimento recibe el nombre regional de canchagua). La superficie de los sedimentos conforma una especie de terraza, de más o menos 9 a 12 m. de altura sobre el río, que es sobrepasada por restos de colinas de idéntico material y que está rodeada, hacia la periferia de la cuenca, por extensos restos de plataformas sobre un nivel de aproximadamente 20 m.

La terraza de 9 m. baja con pendientes casi verticales a un tercer nivel, ocupado por las "vegas", el cual queda dentro del alcance de las avenidas del río y presenta, en las cercanías del mismo, otro escalón inferior de 1 a 1,5 m. El nivel de la vega se incrusta en la terraza de canchagua más alta y engrana con ésta según un terminal parecido a una bahía que se mete fuertemente en la terraza. De este modo se encuentra, en la parte occidental de la ciudad, un relieve compuesto de algunas mesetas de terrazas a 9 m. de altura y separadas unas de otras sin ordenamiento regular; las mesetas cobijan entre sí bajos sinuosos los cuales, durante el siglo pasado, todavía constituían lagunas o pantanos. Más tarde fueron artificialmente enaltecidos pero acusan, aún hoy día, afloramientos de aguas subterráneas en el invierno.

A los restos de terrazas y bahías de lagunas esquematizadas de la zona occidental, faltan todos los rasgos de carácter fluvígeno; por el contrario, los detalles geomorfológicos indican que se trata de formaciones costeras y ello queda confirmado por algunas muestras obtenidas del subsuelo. En efecto, de un pozo de 7 m. de profundidad ubicado al lado norte de la Isla Teja y de una perforación situada en la calle Bulnes, en la vega y cerca del borde de la terraza de canchagua, se observaron los materiales siguientes:

Desde los 0,00 a los 7,00 m. aproximadamente: Sedimentos gredosos con glauconita, restos de conchas y restos descompuestos de vegetación.

A los 10,00 m. : Arenisca de color plomo y masa consistente de canchagua.

A los 13,00 m. : Arcilla de color café que es reemplazada, en la capa de los 15-17 m. por una marga marina o greda bituminosa.

A los 23,00 m. : Nuevamente material parecido a canchagua.

A los 33,00 m. : Gredas estratificadas que siguen hasta los 40,00 m.

A los 40,00 m. : Estratos de rodados los cuales no están perforados hasta la base.

Para fijar las particularidades de la génesis del subsuelo, deben hacerse todavía algunas perforaciones; sin embargo, queda comprobado que los sectores occidentales de Valdivia descansan sobre mesetas de terrazas las cuales fueron disectadas, hasta mucho más allá del actual nivel del río, cuando se produjo el descenso eustrático durante la última época glacial, y más tarde rodeadas, cuando ascendió nuevamente la superficie del mar, por material fino fresco, gredoso, arenoso y margoso en la zona de la marisma. Estos restos de canchagua están establecidos, expuesto de un modo exagerado, como sólidos bastiones individuales

empotrados en una masa blanda de relleno. Un terremoto puede repercutir más fuerte en esta combinación de formaciones que en aquellos lugares donde la canchagua, de por sí bastante sólida, forma una unidad compacta no separada. De esta manera se explica que las aceleraciones destructoras fuesen mayores delante del borde de la plataforma no disectada y que construcciones ubicadas sobre los restos de las terrazas en la parte occidental, por ejemplo, alrededor de la Plaza, sufrieran daños notables aunque poseen, a primera vista, la misma ubicación de altura y el mismo material del subsuelo que la zona oriental de la ciudad.

Ubicaciones, especialmente desfavorables, tienen todavía aquellas casas construidas sobre los rellenos artificiales que dejaron los antiguos pantanos aptos para la construcción. Debido a que los rellenos atraviesan los bajos en forma de terraplenes, muchas construcciones están edificadas sobre un subsuelo escarpado y, como todas las masas sueltas se han asentado, los terraplenes han sufrido grietas y fosos de distensión; de tal modo, los cimientos de las casas se rajaron y se partieron y las construcciones se derrumbaron o se tumbaron hacia atrás.

El comportamiento diferencial de las zonas occidental y oriental de la ciudad de Valdivia con respecto al terremoto, está señalado en las fotografías 1 y 2 (Lámina I).

Cabe agregar finalmente que, desde un punto objetivo, no se admite lamentablemente más comprobación que la siguiente: Valdivia ocupa un lugar lleno de bellezas panorámicas, pero peligroso en un país de por sí ya predispuesto a temblores.

b) PUERTO MONTT.

El levantamiento de los daños directos producidos por el terremoto en la ciudad de Puerto Montt (19.500 habitantes), indica una nítida concentración de las destrucciones en el Barrio Modelo; en la zona que se extiende desde aquel hacia la Estación de FF. CC. y, especialmente, en la región que abarca ambos lados del Puerto Marítimo a lo largo de la parte norte de la bahía de Angelmó (Ver Figura 3).

La particularidad de los destrozos y el origen directo de la concentración de los daños, es diferente en ambos barrios: en Angelmó, se trata de una apelmación de rellenos artificiales con sus respectivos fenómenos microtectónicos y, en el Barrio Modelo, de barro corrido sobre faldeos suaves.

Zona de Angelmó.

La fotografía 3 (Lámina II), permite apreciar el alcance de los movimientos microtectónicos dentro de los rellenos artificiales; ella muestra grietas de desgarramiento de fallas normales con un desnivel, cerca del cierre que circunda el puerto, de 1 m. En otra parte, la misma reja de cierre está cruzada por un desplazamiento horizontal en ángulo agudo que produjo la ruptura del zócalo de concreto, desplazándose sus extremos 20 cm. uno contra otro, y el doblamiento en ángulo agudo de la reja.

Al pie de la colina llamada Miramar, se puede observar como los planchones de concreto fueron sobrepuestos, por fallas inversas, en aproximadamente 1 a 1,5 m.

Naturalmente, muy pocos edificios resistieron a estas fuerzas de presión, de sesgadura y de desgarramiento y esta parte de la ciudad ofrece, en consecuencia, una visión de una horrorosa destrucción. El muelle del puerto fue tumbado hacia el mar; las instalaciones portuarias siguieron detrás; una parte de las bodegas se derrumbó y las calles del puerto y la línea férrea fueron demolidos. En el sector residencial, se han derrumbado muchas casas; construcciones de concreto armado han recibido graves agrietaduras y construcciones de material, por demás sólidas, quedaron inclinadas. En un informe preliminar, R. TAKAHASI (1960) de la Universidad de Tokio, calculó el aceleramiento sísmico en 35% de la fuerza de gravedad sobre la base de las fuertes destrucciones. Seguramente, han jugado un rol importante las dos condiciones siguientes del subsuelo: el gran espesor de los rellenos artificiales y la composición especial del material empleado.

El espesor del relleno del terreno puede tasarse de acuerdo con la disposición natural de la playa y tal como se presenta todavía frente a las instalaciones portuarias al otro lado de la bahía de Angelmó. En aquel lugar, tiene la playa un desnivel de 6 m. sobre una distancia horizontal de 45 m. y la diferencia entre plea y baja mar alcanza sobre los 6 m. de altura. Si se toma en cuenta que, junto al muelle, la profundidad del agua debe ser lo suficiente para facilitar sin contratiempo el atraque de los barcos, entonces la instalación del puerto, a lo largo del muelle, ha requerido un relleno que sobrepasa los 10 m. En dirección hacia tierra adentro disminuye, en forma de cuña, la masa del terreno aportado artificialmente.

Como material de relleno se empleó arena de origen fluvio-glacial, procedente de la terraza marginal, que se presta en forma propicia para una fuerte compactación por sacudidas.

Bajo las condiciones locales recién enumeradas, fueron alcanzados los aceleramientos sísmicos indicados más arriba.

Al comparar el recinto portuario con el barrio colindante inmediato al norte, resalta el hecho notable de haberse derrumbado muy pocas casas en los faldeos cercanos al puerto, a pesar de estar construidas, en parte, sobre pendientes bastante pronunciadas y tales como las que conducen desde la bahía a una terraza de 90 m. y a un cordón de morenas a 120 m. de altura. Aquí existen, por ejemplo, casas antiguas de dos pisos edificadas sobre postes enterrados, a modo de zancos, con maderas muy apollilladas. Tal situación se observa claramente en la Fotografía 4 (Lámina II).

Las diferencias entre tales destrucciones desastrosas por un lado y daños ínfimos por otra parte, solamente pueden explicarse por la diferente estabilidad del subsuelo. En la amplia cóncava entre el tajamar de Mirasol y la desembocadura de la Carretera Panamericana, sobre la subida a los altos de Puerto Montt, se extiende un terreno de lomajes ondulados y muy irregular (Ver Figura 4) que ha sido indicado, en el mapa geológico preliminar de W. BOWES, H. THOMAS y N. BRAVO (1960), como "Sedimentos glacio-fluviales de terrazas cortadas". Vistas ciertas formas de superficies y afloramientos, los cuales son numerosos, conviene considerar la base de este lugar como morena cementada de la última glaciación. Ella consiste de sedimentos lacustres represados no tixotropos y de gravas con bloques entrecruzados y mezclados con mucha ceniza volcánica. Esta última ha servido, al igual que en muchas morenas nuevas del sur de Chile, como material cementante que en contacto con agua origina un concreto natural del sedimento suelto. Dentro del alcance de esta morena, la ciudad de Puerto

CONTRIBUCIONES AL ESTUDIO DE LAS TRANSFORMACIONES GEOGRAFICAS EN LA PARTE SEPTENTRIONAL DEL SUR DE CHILE POR EFECTO DEL SISMO DEL 22 DE MAYO DE 1960*

por

Dr. Wolfgang Weischet**

Instituto de Geografía, Universidad Austral de Chile, Valdivia

RESUMEN

El presente trabajo contiene, en la primera parte, observaciones sobre la distribución regional de los daños directos del terremoto. Según dichas observaciones, el epicentro principal sobre el continente estaría ubicado en el ante-país noroccidental del lago Llanquihue.

Se hace un análisis más detallado de la distribución regional de los daños ocasionados por el sismo en las ciudades de Valdivia y Puerto Montt, especialmente bajo el punto de la diferenciación espacial de los daños en función de la estructura geomorfológica del subsuelo.

El capítulo siguiente abarca observaciones acerca del transcurso y consecuencias del maremoto (tsunamis).

Se discuten luego las posibilidades de un rebaje de la superficie por apelmazamiento del subsuelo y por hundimiento efectivo epirogénico en la región de Valdivia. Las observaciones especificadas deberían demostrar que la verdadera dislocación de la costa es del orden de 1,5 m.

El próximo capítulo trata de los derrumbes y deslizamientos como consecuencias del terremoto. Estos fenómenos se presentan principalmente en tres zonas: en el pronunciado faldeo de la costa, en las márgenes del lago Llanquihue y en una línea dentro de la alta cordillera con dirección N-S (Magnético), N 13° E (Geográfico).

En el trabajo se menciona también la existencia de una grieta de falla en pizarras cristalinas, producida en la costa, cerca de la localidad de Mehuín.

En lo que se refiere a la región entre el lago Llanquihue y cerro Puntiagudo, se procedió a observaciones más precisas de los deslizamientos. Además, según observaciones similares de los deslizamientos en los barrancos del río San Pedro, se desarrolla un detallado análisis geomorfológico.

ABSTRACT

Observations on the regional distribution of the damage caused by the earthquake are reported on this paper. According to these observations, the epicenter in the continent would be located NW of Llanquihue Lake.

A more detailed analysis of the regional distribution of damage caused by the shock in Valdivia and Puerto Montt, especially on their differentiation in terms of the geomorphologic structure of the terrain, is made.

Another chapter includes observations concerning the nature and damage from the seismic waves (tsunamis).

The possibilities of a settling of the surface due to soil compaction and to epirogenic subsidence in the Valdivia region are discussed. The specified measurements should verify an effective coastal subsidence of the order of 1,5 m.

*Se agradece a la Universidad Austral de Chile, Valdivia, la autorización concedida para publicar el presente trabajo.
(Recibido para su publicación en el mes de diciembre de 1960).

**El autor, profesor de Geografía de la Universidad de Munich (Alemania), era, durante la época de los acontecimientos en el sur de Chile, Director del Instituto de Geografía de la Universidad Austral de Chile en Valdivia.

Montt presenta, probablemente, el subsuelo más sólido y apto para toda clase de construcciones; solamente parece aconsejable evitar, en el futuro, la costumbre de construir casas sobre zancos en pendientes pronunciadas. Foto 4 (Lám. II). En cambio, la excavación de una plataforma horizontal muestra, en esta parte de la ciudad, un subsuelo generalmente bastante sólido para fundaciones de edificios.

Zona del Barrio Modelo.

El segundo distrito con daños se extiende a través del Barrio Modelo y sigue, después de una interrupción, en la angosta pasada entre el Cementerio Católico y las alturas de terrazas sobre las cuales está ubicado el Hospital Regional. En esta angostura, cada casa resultó prácticamente destruida.

El Barrio Modelo está situado dentro de un ensanchamiento, en forma de abanico, el cual sube en dirección al norte, primero con pendiente suave y luego más pronunciada, terminando delante de un barranco casi vertical de 30 a 40 m. de altura (Ver Figura 4). El barranco está formado por gravas y arenas fluvio-glaciales; su base no tiene extensión horizontal, sino que asciende desde el este hacia el oeste en aproximadamente 20 m. lo que trae por consecuencia que se extiende, más hacia arriba en el lado poniente, la planicie inclinada delante del barranco. En ella, se encuentran considerables afloramientos de vertientes utilizadas para la captación de agua potable.

Del estudio de este terreno se puede precisar, sin dificultades y a raíz de la vegetación, que se trata de un lugar desarrollado como un pantano de faldeo en su estado natural. Esta característica provocó también su reacción típica durante el terremoto: el barro se deslizó falda abajo y, junto con éste, las casas fueron en parte arrastradas o aplastadas y desarmadas por las mismas corrientes de barro. En las calles nacieron, en repetidas ocasiones, unos tras otros terraplanes y montones de barro de 3 a 4 m. de altura. El movimiento horizontal dentro de la corriente de barro alcanzó, en algunas partes de la calle Barros Arana, los 5 m.; por igual diferencia se deformó, por ejemplo, la cañería del agua potable en ondas. Todo el terreno alrededor de la calle Barros Arana estaba aún transformado, en el mes de octubre de 1960, en un pantano. Muy aconsejable parece no construir nuevamente en este lugar ya que las condiciones del subsuelo, al margen de terremotos, son muy desfavorables.

Queda por aclarar, desde el punto de vista científico, la pregunta: ¿Cuáles son las razones que favorecieron la formación de un pantano de falda al pie de un barranco?

El terreno se encuentra ubicado a más de 40 m. sobre el nivel de la marea baja y desde luego no se ve ninguna razón que impida al agua resumirse y filtrarse a través de las gravas fluvio-glaciales, seguir más abajo en el subsuelo y aparecer posteriormente en la superficie un poco más arriba del nivel del mar. Dentro de un pozo, cuya profundidad es mayor de 7 m. y perteneciente al Servicio Municipal de Agua Potable, se puede observar nítidamente que, en el lado oriental del barranco, el subsuelo a mayor profundidad también se compone de rodados glaciofluviales. Dentro de este pozo no se puede reconocer un horizonte portador de agua.

Según opinión del autor, es importante detallar la distribución de los daños para aclarar la situación:

La faja de terreno que muestra los daños mayores no corre paralelamente al pie del barranco, sino a la curva de nivel topográfica y se concentra sobre la zona de la pendiente entre 40 y 50 m., alejándose cada vez más en dirección al oeste desde el pie del barranco. La zona del pantano está situada exactamente de acuerdo con esta distribución de los mayores daños; por lo tanto, ella empieza en el horizonte ubicado sobre los 38 m. (medida tomada con referencia a las aguas bajas) y concuerda perfectamente con la superficie de la planicie de las terrazas del Cementerio Católico, del Hospital Regional y del Campanario. Al mismo nivel se encuentran también Miramar y las terrazas en ambos lados de la bahía de Angelmó.

Existen dos afloramientos que son importantes para justificar la formación del pantano. El primero se encuentra en el lado occidental de la Calle Santa María en aquella parte donde ésta se dirige en forma de sendero a la planicie de las terrazas; aquí, el zócalo de la terraza forma una morena joven con bloques sobre la cual hay, en una cubierta delgada de unos 60-70 cm., un sedimento horizontal de grava fina y material arenoso mientras, en el límite entre morena y capa de escombros, se puede comprobar un marcado horizonte de concreciones de fierro. El segundo afloramiento se encuentra cerca de la Quinta Hoffman; el zócalo presenta otra vez material morénico, pero de sedimentos de cuenca aplastados, arcillas y mezclas de arena, que muestran encima materiales sedimentados horizontalmente y de composición areno-arcillosa en estratificación aluvial con concreciones ferrosas. Estas concreciones, al igual que en el primer afloramiento, originan retención del agua.

Las terrazas deben ser consideradas como terrazas de abrasión, formadas después del máximo de la última glaciación y, probablemente, cuando el Seno de Reloncaví se encontraba todavía tapado por el hielo en la estrechura de Chacao. Un poco más arriba del antiguo nivel del agua, cuando se extendía a 38 m. de altura en el interior de la bahía del actual Barrio Modelo, se formó un horizonte aluvial dentro de los sedimentos fluvio-glaciales y de origen volcánico. Este horizonte sirve, hoy día, como portador de aguas subterráneas y conduce al empannamiento de la zona entre 40 y 50 m.

Los daños entre calles Benavente y Ochagavía, en la angostura de las terrazas de abrasión, son consecuencia de los rellenos artificiales en estos terrenos. Aquí deben haber corrido, en la época de su formación natural, esteros considerables de los cuales no existen actualmente rastros en la superficie como resultado de la canalización y de los rellenos; sin embargo, el terremoto marcó otra vez esta débil franja y, según el ordenamiento de los daños, se puede constatar aproximadamente bien el curso de un antiguo estero y seguirlo hasta la plazuela de la Estación Ferroviaria.

Al terminar, conviene hacer todavía una aclaración sobre el hecho de que en la parte occidental de la ciudad, a una altura inferior a los 90 m., existe en la superficie una morena joven mientras, en la parte oriental y en la subida a los altos de Puerto Montt, desde los 40 hasta los 110 m. de altura se compone de rodados fluvio-glaciales. Estas gravas pertenecen, cronológicamente, al techo de la morena y su justificación es la misma que se establece, más adelante, a propósito de la formación de los barrancos y terraza marginal del Lago Llanquihue (Ver figura 5). Las gravas han sido sedimentadas en un sistema de formas cóncavas, entre el cuerpo del hielo que se había derretido en parte y el cordón morénico más alto; en la orilla de las cuencas de los ventisqueros, donde el hielo

cubría aún el fondo, faltan hoy día los sedimentos fluvio-glaciales tal como ocurre en la zona entre Mirasol y la Carretera Panamericana, citada anteriormente.

c) RESEÑA GENERAL DE LA ZONA ENTRE CAUTÍN Y CHILOÉ

Hacer una aclaración sobre la distribución espacial de los efectos directos del terremoto, excluyendo las numerosas condiciones locales modificadoras, es todavía muy difícil. Los cálculos oficiales se refieren, hasta la fecha, solamente a la zona afectada en su conjunto sin distinguir entre las diferentes regiones; queda entonces, como único método seguro, la observación directa en el terreno.

En base a viajes de reconocimientos, realizados después del sismo, el autor pudo llegar a las conclusiones que se indican más abajo y que aparecen señaladas en el croquis de la Figura 1.

Al norte de Valdivia, hasta Temuco, los daños de los edificios urbanos son relativamente pequeños. En el campo se han derrumbado, frecuentemente, galpones. Las vías de comunicación fueron dañadas seriamente debido al hundimiento de los terraplenes de los puentes y rellenos de los caminos. La línea férrea al norte de Loncoche fue interrumpida en muy pocas partes a pesar de que el FF. CC. pasa por muchos cortes del terreno. Al sur del valle del río Calle-Calle, aumentan claramente los efectos del terremoto según se observa en las innumerables interrupciones de la vía férrea y de la Carretera Panamericana (Ver Fotografía 5, Lámina III), en los considerables daños de edificios campesinos y los destrozos de las ciudades de La Unión y Río Bueno entre otros ejemplos.

Es notable que la ciudad de Osorno haya sufrido relativamente poco; además de la caída de cortafuegos y chimeneas que son daños comunes, fueron destruidas alrededor de 20 casas completamente y, en su mayoría, debido al deslizamiento sobre un plano pronunciado. En las cercanías de Osorno, los daños de edificios en el campo parecen ser más considerables que en la provincia de Valdivia; especialmente en la parte sur de la provincia de Osorno donde aumenta notablemente el efecto del terremoto. Río Negro, Purránque y los pueblos situados en la orilla noroeste del lago Llanquihue, han sido fuertemente destruidos. En la región entre Purránque, Puerto Octay y Frutillar, he encontrado pocos galpones en pie y la fuerza del sacudón está confirmada en Nochaco, algo más al norte de Puerto Octay, donde fueron sacadas las puertas y ventanas de sus bisagras, aun cuando se trataba de casas de madera sobre subsuelo sólido. Todos los empapelados de las casas de madera se han rasgado en rasgones angulares entrecruzados y hasta vidrios de ventanas chicas salieron de sus marcos, trizados en pequeñas partículas a pesar de que no hubo abertura o alojamiento de las juntas encoladas de los marcos, ni tampoco salió la ventana de su lugar. Según informaciones fidedignas del señor Arturo Gädicke, de la localidad de Nochaco y en base a un vuelo realizado después del terremoto, la línea férrea entre el puente Rahue, al sur de Osorno, y Frutillar quedó interrumpida en más de 50 lugares.

En la orilla noreste del lago Llanquihue y al sur de Frutillar, disminuyeron los daños sin que existan diferencias extraordinarias del subsuelo que permitan hacer comprensible esta situación. Parece notable que al este de la línea Puerto Kloker-Río Pescado, o sea, dentro del alcance del pie de la cordillera propiamente tal, no cayó ni una casa o galpón y que el Hotel Petrohué, ubicado en el extremo occidental del lago Todos Los Santos, no sufrió pérdidas

de loza, daño común en toda la región más al oeste entre Valdivia y Chiloé. Así, son muchos los indicios que confirman un movimiento débil fuera de líneas limitadas en la zona de la alta cordillera.

En la parte sur de la provincia de Llanquihue, parecen disminuir otra vez los efectos directos sobre amplios espacios. Sin embargo, las particularidades del subsuelo del marco ambiental provocan considerables destrozos, tal como se presentan gravemente en los pueblos de Llanquihue, Puerto Montt y Castro (Chiloé).

En Castro, ciudad cabecera de la provincia de Chiloé, se ha desmoronado la parte sur y oriental de la orilla de la ciudad. Esto era de esperar pues el zócalo de este barrio se compone, más o menos hasta la mitad de la altura de la pronunciada pendiente, de gredas en forma de varves. Los sectores de la parte norte de Castro, ubicados sobre las terrazas costeras fluvio-glaciales y marinas, han sufrido pocos daños.

Un caso especial en el triste registro de daños, lo constituye el pueblo de Llanquihue que fue revuelto por aguas subterráneas expulsadas. Existen aquí, por ejemplo, pisos de madera en bodegas para cereales o pistas de baile que mostraban, después del terremoto, altos y bajos igual como si se hubiesen puesto rígidos durante un movimiento ondulatorio. Las diversas construcciones sobre estos pisos fueron prácticamente separadas por la violencia del movimiento. La Plaza se hundió en una parte en 1,5 m., mientras, por el otro lado, se levantó en la misma proporción. En el patio de una parcela se formó un pequeño morro, con diámetro de 15 m. aproximadamente y grietas de sacudimiento en su contorno. Todos estos fenómenos deben atribuirse al trabajo del agua subterránea. El pueblo está situado sobre una planicie de arena sedimentada a orillas del río Maullín, junto al nacimiento del mismo en el lago Llanquihue y a 1 ó 2 m. sobre el nivel de éste. Mientras el lago sufría fluctuaciones de nivel de cerca de 70 cm. en la orilla, en la planicie de arena se formaron, debajo del pueblo, numerosas vertientes de las cuales brotaba agua junto con arena como de un surtidor; se dice que, en las partes más bajas del pueblo, el agua alcanzó a veces hasta la altura del pecho. Pocas horas después del terremoto la situación era otra vez normal.

De acuerdo con todas las observaciones anteriores, pueden resumirse las conclusiones siguientes: el centro de la región afectada por el sismo, en el continente, estuvo ubicado al poniente de la parte septentrional del lago Llanquihue; condiciones previas dentro de la cuenca de Valdivia, tectónicas y geomorfológicas, ocasionaron un epicentro anexo de gran aceleramiento sísmico y, finalmente, rellenos naturales y en especial rellenos artificiales aumentaron las consecuencias del terremoto, punto por punto dentro del alcance entre Chiloé meridional y el borde sur de la provincia de Cautín, de tal modo que se produjeron destrucciones de edificios.

Según estos hechos, basados en la observación, no es correcta la distribución de los epicentros presentada en el informe preliminar de W. DOYEL, A. MORAGA y E. FALCON (1960, Figura 3), y que supone el epicentro del terremoto en los 38° S.; es decir, entre las ciudades de Temuco y Los Angeles donde, prácticamente, no hubo ningún daño tanto en las mismas localidades nombradas como en sus alrededores. En la región más al sur, entre los 40° y 41° S., los daños fueron, por el contrario, graves y el relato de los epicentros realizado en el trabajo citado merece todavía, sin duda, correcciones.

El informe presentado por T. WATANABE y J. KARZULOVIC (1960) estaría más cerca de la realidad. En base a los efectos producidos en el continente, el suscrito indicaría el epicentro todavía unos 100 a 150 kilómetros más al sur; es decir, aproximadamente a la altura de los 41° de latitud sur y siempre a considerable distancia de la costa.

LAS ONDAS SISMICAS (TSUNAMIS) Y SUS CONSECUENCIAS

Según parecer del autor, las referencias más exactas del transcurso del maremoto resultan de los informes, "protestos", entregados por los capitanes de alta mar, señores Ernesto Lavarello del Pozo y Luis Delaporte Ponce, con relación a la pérdida de los vapores de alta mar "Canelos" y "Carlos Haverbeck" dentro de la bahía de Corral. De acuerdo con los informes citados, la primera onda originada por el maremoto se produjo a las 15:30 h.; o sea, 18 minutos después del comienzo del terremoto. No se habla en ellos de olas rompientes u olas anormalmente altas, sino solamente de un aumento anormal de la creciente, la cual cubre los muelles y calles adyacentes, y de fuertes corrientes de crecida que hacen cortarse, por ejemplo, las amarras del "Canelos". Navegando a toda máquina, el barco puede abandonar la bahía y alcanzar la desembocadura del río Valdivia. A las 16:10 h. empieza el primer movimiento de retroceso del mar con un descenso anómalo del nivel del agua y, debido a la obstrucción de la cañería de enfriamiento de las máquinas, queda el "Canelos" incapaz de hacer uso de las mismas. La segunda ola llega a las 16:20 h. y, esta vez, con oleajes de consecuencias desastrosas. Como resultado de la poca diferencia de tiempo entre el retroceso y nuevo avance del mar hacia la costa, se forman probablemente las rompientes y corre la nueva ola sobre el agua que retrocede. Al retirarse el mar por segunda vez, a las 17:00 h., se traslada el límite del agua aproximadamente 800 m. hacia mar afuera y el vapor queda en seco. Los habitantes de Corral han comunicado que, durante este tiempo, fue posible atravesar la bahía a pie hacia el lado norte.

Las observaciones anteriores permiten concluir que la mayor parte de la desembocadura había quedado sin agua.

Las próximas rompientes avanzan nuevamente, 10 minutos después de la vaciante, y esta vez con olas de 10 m. de altura, de modo que el agua sobrepasa el puente de mando del "Canelos". Con la creciente el vapor es arrastrado todavía 1,5 km. río arriba y botado definitivamente sobre un espigón.

Según la narración del Capitán Delaporte, también hubo una ola de creciente y dos olas rompientes de consecuencias desastrosas.

La obra de destrucción originada por las olas sísmicas, a lo largo de la orilla de la costa hasta 8 m. de altura, es catastrófica en la zona comprendida entre la desembocadura del río Imperial y hasta más al sur de Chiloé.

WATANABE y KARZULOVIC (1960) han informado ya sobre las repercusiones presentes en la desembocadura del río Imperial, las cuales destruyeron gravemente el pueblo de Puerto Saavedra y formaron una nueva desembocadura del río. Por esta razón, puedo limitarme a informar de las regiones ubicadas más al sur; esto es, entre Queule y Chiloé.

En los pronunciados acantilados de rocas se nota, a lo largo de la costa, una faja de rocas peladas hasta una altura de 8-10 m. sobre el nivel del mar que ha sido barrida por las olas rompientes. Sobre esta faja permanece, muy bien

marcada, la vegetación intacta. Esta zona castigada fue, además, lavada y por consiguiente desnudada de su cubierta meteorizada y hasta de bloques de rocas considerables; en consecuencia, se produjo una fuerte denudación de todas las partes salientes de la costa.

Los cordones litorales ubicados delante de las bahías, en las desembocaduras de los ríos Imperial, Toltén y Queule, fueron sobrepasados parcial o totalmente por las rompientes y, en la desembocadura del río Imperial, fueron hasta traspasados. Al croquis sobre la situación en la bahía de Puerto Saavedra, ejecutado por los autores recién mencionados, queda por agregar que el río Imperial desemboca actualmente al norte del pueblo de Puerto Saavedra; en tal forma que, el resto del cordón litoral, se presenta como isla que en su extremo norte dobla contra la ribera sur del río Imperial. Por lo tanto, Puerto Saavedra se encuentra separado del río y su ubicación actual es a orillas de una albúfera que tiene una salida bien angosta y de poca profundidad. Si subsiste esta situación, la entrada a la bahía será rellenada por la sedimentación de playa y separado el antiguo puerto del mar.

La completa transformación del paisaje por efecto de los tsunamis en la bahía de Queule, está representada en las fotografías 6 y 7 (Lámina IV), tomadas en el mismo lugar; la primera, antes del terremoto y, la segunda, después de éste. Solamente los escasos árboles que han quedado en pie permiten reconocer el mismo lugar. Ninguna casa quedó intacta y los escombros se encuentran a 2 km. hacia el interior, junto con restos de botes pesqueros y árboles desarraigados, diseminados dentro de un bosque fangoso o sobre una vega al pie de la Cordillera de la Costa. La altura de la rompiente que pasó sobre el pueblo alcanzó los 4 m. a su llegada a las primeras casas; testigos del hecho son los pedazos de maderas flotantes que han quedado enredados en un grupo de árboles mirtáceos. Estos árboles, apoyándose unos contra otros, no alcanzaron a ser doblados por las olas. Es preciso considerar que la ola grande ya había sobrepasado el cordón litoral y recorrido, antes de llegar a las primeras casas, una distancia de 1,5 km. hacia el interior.

En la bahía de Queule perdieron la vida 35 personas durante la catástrofe, aunque la mayoría de los habitantes huyeron a los lomajes cercanos, antes de la irrupción del tsunami, avisados por la expulsión de agua subterránea en el transcurso del terremoto.

De la comparación de las fotografías 6 y 7, es posible observar, además, las consecuencias del hundimiento de ciertas partes del continente. El río ha aumentado su anchura; la zona intercotidial alcanza hasta la orilla occidental de la antigua población y el trabajo de las mareas ha convertido el estero, otrora un meandro, en un pequeño estuario. Se podría tal vez opinar que todos estos antecedentes no justifican la idea según la cual se produjo un verdadero hundimiento del terreno y aceptar más bien un apelmazamiento del subsuelo. Contra esta opinión, el autor quisiera objetar que sería una cosa notable o curiosa que la nueva línea de agua marque exactamente las costas del antiguo terreno; es decir, que toda la región hubiese recibido en los diversos sectores igual cantidad de apelmazamiento pese a la variación regional de sedimentación, la cual existe con toda seguridad, y que no se haya presentado un hundimiento mayor aquí que allá. Tal hundimiento diferencial, provocado por la diversidad del material del subsuelo, habría formado un nuevo relieve al cual debería adaptarse o arriarse el nivel de agua.

No se desea negar la posibilidad de que se hayan presentado, en algunas otras regiones, hundimientos a consecuencia del apelmazamiento; pero, estos pueden considerarse, según observaciones realizadas por el autor, como un factor secundario.

Más al sur, en la provincia de Llanquihue, el pueblo de Maullín ya no fue alcanzado por las olas mientras, las poblaciones más pequeñas y situadas al oeste de este pueblo, fueron devastadas. Las olas no entraron al golfo de Reloncaví debido a la angostura de Chacao.

Aunque en las costas de la región estudiada existen pocos poblados y éstos son relativamente chicos, es en ellos donde el sismo provocó la mayor cantidad de víctimas. Jamás se podrá precisar el número de muertos, puesto que no existe la obligación de indicar el cambio de residencia, y solamente puede estimarse que alcanza, en las poblaciones costeras, a unas 1.000 almas.

Sin embargo, la catástrofe ha traído también consigo un resultado favorable: las desembocaduras de los ríos han sido lavadas por las inmensas corrientes de pleamar y eliminados los embancamientos de arenas. Los primeros sondeos preliminares sobre el cauce del río Valdivia, permiten suponer que la ciudad puede recibir nuevamente vapores de alta mar. Antes éstos tenían a veces dificultades para entrar en la misma bahía de Corral. En la actualidad, se desarrolla un nuevo sondeo del río Valdivia para determinar las condiciones después de la inundación por las aguas del lago Riñihue.

EL HUNDIMIENTO DE LA ZONA COSTERA Y SUS CONSECUENCIAS

Sobre la pregunta de si se ha presentado un hundimiento del terreno y qué proporción ha alcanzado, se han emitido diversas opiniones en los informes entregados por las comisiones que visitaron la región después del terremoto y el autor fue consultado, a lo menos cinco veces, respecto del mismo tema. Los resúmenes finales de los expertos eran diferentes, porque en el sur de Chile no existen puntos de referencias relacionados con el nivel normal del mar; no es posible, entonces, guiarse por hitos oficiales y toda persona que desconoce la situación anterior al terremoto está sometida a errores de información. Los elementos de observación del autor son los siguientes:

A contar desde el 22 de mayo, se encuentran alrededor de Valdivia aproximadamente 12.000 hectáreas de terrenos de vegas bajo agua permanente; los mismos terrenos fueron inundados anteriormente por las grandes avenidas de invierno pero, en los períodos de estiaje, fueron usados para talajes. Los fondos de los valles de Angachilla y del río Futa, al sureste de Valdivia, se han transformado principalmente en superficies de agua entremezcladas con islas en una anchura de 2-3 km. y a lo largo de algunos kilómetros hacia río arriba; el agua marca aquí todas las bahías de los valles principales y de los valles tributarios. También están inundadas las vegas en los bajos del río Cruces, al norte de Valdivia, subiendo y bajando con las mareas el nivel del agua en las orillas del valle.

Según estas observaciones no se trata de un hundimiento limitado en forma de una fosa, sino de una inundación sobre mayor espacio. Hay que excluir, como razón de la inundación, las crecidas normales de invierno debido a la extrema pobreza de precipitaciones durante el presente año. Tampoco puede ser solamente la consecuencia de un hundimiento secundario ocasionado por apelmazamiento.

zamiento de los sedimentos sueltos de los fondos de los valles, originado por el sacudimiento del temblor, ya que se puede demostrar, por ejemplo, que en algunas partes del camino Valdivia-La Unión han bajado, en Santo Domingo, aquellas zonas del camino donde éste se acerca a la pendiente del valle y se encuentra ubicado sobre pizarras cristalinas.

En la misma ciudad de Valdivia era preciso en tiempos pasados, al desembarcar de una embarcación, subir por lo menos 3 m. una escalinata para llegar al muelle (ver fotografía 8, Lámina V). Hoy día, solamente con la marea baja aflora el muelle muy poco sobre la superficie del río (ver fotografía 9, Lámina V). Sin embargo, como la Costanera fue construida sobre rellenos artificiales, ella también se hundió por sí sola por efectos del terremoto y de tal modo la diferencia total del nivel del río, de más o menos 3 m., no corresponde exclusivamente a un hundimiento epirogénico. Esto se puede constatar algunas centenas de metros más al norte del puente a la isla Teja, en un camino por el cual yo transitaba todos los días para llegar a mi Instituto; el río tiene en este lugar un ancho de aproximadamente 300 m. y ambas orillas están formadas por acantilados, de una altura de 9 m., en la cancagua cementada que forma el subsuelo más antiguo de Valdivia. Por el lado de isla Teja, en la orilla de un pequeño remanso, la cancagua llegaba bajo la forma de un peldaño o banco hasta debajo del nivel del río; desde el 23 de mayo, el camino se encuentra bajo agua y el nivel normal de ésta oscila, al borde del peldaño de la cancagua, alrededor de una altura de 1,40 a 1,50 m. por sobre el antiguo nivel. Estas observaciones permiten opinar al autor, sin duda alguna, de que en la cuenca de Valdivia se ha producido un hundimiento de la magnitud recién citada.

En lo que se refiere a la situación de la costa, se puede comunicar lo siguiente:

En la bahía de Mehuín, la Universidad Austral había instalado, muy pocos meses antes del sismo, una Estación de Biología Marina. El autor conoció personal y perfectamente bien el lugar, pues había llamado su atención una plataforma de abrasión, desarrollada sobre filitas dispuestas verticalmente, con sus diversos niveles colocados unos tras otros y ubicada frente a la Estación. Encima de las mismas filitas se encontraban también los fundamentos de la Estación Marina y ubicados 4 m. más alto que el nivel máximo de la gran marea. Debajo del edificio se había construido un foso séptico a unos 1,5 m. sobre el nivel normal de la marea alta. Inmediatamente después del sismo, el edificio de la Estación fue levantado por la primera ola sísmica y arrastrado mar adentro, destrozándose en los acantilados cercanos a la costa por efecto del fuerte oleaje. En la actualidad, los niveles de abrasión nombrados se encuentran en el nivel de la alta marea y, como ahora juega el nivel medio del agua alrededor del foso séptico que antiguamente se encontraba siempre en seco, se puede comprobar también nítidamente una transgresión del mar. El alcance del cambio de nivel es, al igual que el caso anterior, de 1,5 m.

El hundimiento del terreno en Mehuín se nota claramente en la comparación de las fotografías 10 y 11 (Lámina VI), tomadas bajo el mismo ángulo y que muestran una pequeña bahía anexa en la punta norte de la playa chica de Mehuín, antes y después del hundimiento. Mientras, anteriormente, la plataforma de abrasión era cubierta por completo solamente con gran marea provocada por ventarrones, ahora, las aguas la sobrepasan en cada marea.

Hacia el norte, el hundimiento de la costa alcanza por lo menos hasta

el río Imperial. El autor pudo constatar, desde un avión, frente a la desembocadura del río Toltén, por el lado del mar del cordón litoral de la bahía y al poniente de la desembocadura desviada, que el cliff correspondiente al nuevo nivel era de reciente formación. Este hecho queda comprobado por cuanto un antiguo sendero, el cual corría paralelo con la playa, se encuentra ubicado ahora tan cerca sobre el borde del cliff que ha sido cortado, en partes, por la rompiente del mar.

Para la costa al poniente de Osorno y lo mismo para Chiloé, existen afirmaciones verídicas sobre la elevación del nivel del agua.

En el golfo de Reloncaví, frente a Puerto Montt, no existen indicios de un hundimiento.

BRUGGEN (1950) informa sobre hundimientos parecidos en relación con los fuertes terremotos de tiempos anteriores. En la mayoría de los casos se ha levantado nuevamente, más tarde, el terreno en forma lenta hasta alcanzar más o menos su estado antiguo.

En relación con el hundimiento del 22 de mayo de 1960, no se encuentran indicios sobre un levantamiento del terreno dentro de la provincia de Valdivia; eso hasta el día de hoy, o sea, cerca de 6 meses después del sismo. La situación se mantiene invariable tal como se presentó inmediatamente después del terremoto.

LAS ERUPCIONES VOLCANICAS

Respecto de los fenómenos volcánicos ha informado ya detalladamente C. VEYL O. (1960). El autor quisiera limitarse, entonces, a dos fotografías por las cuales debe agradecer al señor Arturo Gädicke, aviador civil de Nochaco, y a una breve comunicación preliminar.

En el flanco occidental del volcán Puyehue entraron en acción siete cráteres auxiliares (ver fotografía 12, Lámina VII), ubicados a una altura de aproximadamente 2.000 m. s.n.m. Cierta número de corrientes de lava (ver fotografía 13, Lámina VII) corrieron, especialmente por grietas, y algunas de ellas alcanzaron hasta el bosque que se incendió. El 10 de julio quedaban, en actividad, solamente tres puntos de efusión.

El polvo volcánico de la erupción principal se desparramó preferentemente hacia el oriente y se ha comunicado que en el lado argentino cayeron 14 cm. de este polvo. En los pueblos ubicados en la orilla norte del lago Llanquihue, la erupción dejó solamente una capa finísima de polvo parecido al que cae en verano un día con viento.

MOVIMIENTOS ESPONTANEOS DE MASAS; SU ORDENAMIENTO Y SUS CONSECUENCIAS

Según las investigaciones preliminares a las cuales procedió el autor, los movimientos espontáneos de masas provocados por el terremoto se concentran en tres zonas, a saber: la ladera pronunciada de la costa; los márgenes abruptos del lago Llanquihue y, esencialmente, algunas determinadas fajas en el lado occidental de la alta cordillera.

En la costa se trata, ante todo, de movimientos deslizantes, o sea, deslizamiento espontáneo de la cubierta meteorizada favorecido por el acantilamiento

de la costa con bahías en forma de rías, zócalo compuesto de pizarras gredosas, cristalinas, y filitas y fuerte descomposición química característica del sur de Chile siempre húmedo. Pero, un reconocimiento más detallado podría indicar quizás una correlación entre la distribución de los deslizamientos y las fallas costeras.

Una falla revivida en la costa aparece en la fotografía 14 (Lámina VIII). Esta grieta de falla se encuentra en la punta septentrional de la playa chica de Mehuín y cruza varias veces el camino carretero a Queule antes de que se interne éste en el monte. Se formó en pizarras micáceas cristalinas. La fotografía indica un lugar donde los estratos tienen una dirección N 80° E, e inclinación de 30° a 35° al sur; la grieta corre con dirección SSW-NNE (medido 220° con respecto al Norte Magnético: declinación magnética de 13° al E en el lugar) y es visible por más de 300 m. en el frente de la saliente de la costa. Se presenta, desde luego, en forma de grietas de desgarramiento del imponente suelo vegetal; luego, continúa en la zona de la fotografía que muestra las pizarras fracturadas en la superficie y, más abajo, sigue una franja en la cual la pizarra se ha deteriorado a lo largo de la falla. El rastro de la falla pasa finalmente, en las inmediaciones del verdadero barranco, a través de los múltiples zigzagueos del desfiladero y su presencia se nota por el desplome de las pendientes, en ambos lados del sendero, a lo largo de algunos metros.

La dislocación tectónica en la extensión de la grieta ha tenido muy poco alcance; en el punto de la fotografía 14, la fractura tiene un ancho máximo de 3 cm. y la cortapluma indica la dirección del movimiento relativo: 1,5 a 3 cm. hacia el oeste. No existe dislocación vertical. En su prolongación al sur, la grieta toma dirección hacia el mar; pero, llega nuevamente al continente en la puntilla extremo meridional de la bahía de Mehuín, siguiendo la faja costera entre Mehuín y el extremo septentrional de la bahía de Corral. Al sur de la desembocadura del río Bueno se repite la misma dirección; es decir, SSW NNE dentro de la zona costera. Cabe hacer notar que el foso tectónico dentro del cual están ubicados los lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue, tiene la misma orientación según se expone más adelante.

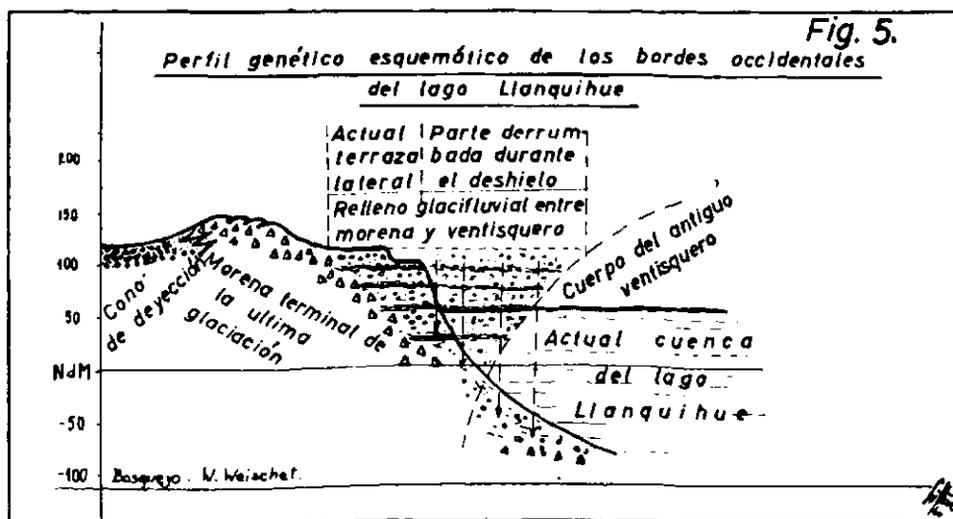
Respecto de los deslizamientos en las márgenes del lago Llanquihue, el problema consiste, especialmente, en saber cómo se formaron los bordes acantilados que muestra este lago subandino, situado en un paisaje de acumulaciones pleistocenas.

La mayoría de las riberas del lado norte, entre Puerto Octay y Puerto Kloker, y partes considerables de la orilla occidental, así como las del lado sur hasta Río Pescado, presentan muy frecuentemente pronunciadas laderas; estas últimas, emergiendo directamente del lago, se transforman en su borde superior a formas de terrazas por un ángulo fuerte y resultan diferencias de altura de hasta 70 m. sobre el nivel propio del lago.

Los acantilados muestran, varias veces, una pendiente superior a 50° y los cortes de las laderas presentan, en todas partes, material suelto. Al sur de Total, en la región occidental del lago, se encuentra, por ejemplo, una estratificación de ripio (arena gruesa entrecruzada con rodados), también tufitas volcánicas en bancos y lapilli de piedra pómez en estratificación cruzada.

Las planicies de terrazas llegan hasta el pie de un terreno ondulado de morenas nuevas que forman el cordón terminal de la última época glacial. El ancho de las terrazas es de aproximadamente 1 a 1,5 km. En esta combinación

de formas: morenas terminales en la parte exterior, terrazas escalonadas hacia el lago y laderas pronunciadas que siguen por debajo del nivel del lago, conviene distinguir las "terrazas laterales glaciafluviales" que se han formado después del punto máximo de glaciación y son originadas por erupciones volcánicas dentro de la hoya del ventisquero del Llanquihue (formación del volcán Osorno). La cuenca entre la masa del hielo y los terraplenes de morenas, fue rellenada por sedimentos fluviales según aparece indicado, de un modo esquemático, en el dibujo de la figura 5. Cuando se derritió el ventisquero, se desmoronó poco a poco la parte exterior de la acumulación y, al final, quedó solamente la parte interior apoyada sobre el faldeo de la morena.



Los deslizamientos en las laderas pronunciadas se han producido únicamente en la capa superficial; pero afectan no sólo el suelo vegetal, sino también incluyen los primeros 2 a 3 m. de material glaciafluvial medidos desde el borde de la ladera cuya base es sólida. Así, el material que se deslizó desde arriba se encuentra en cierta cantidad sobre las partes inferiores de las mismas laderas. Todo el proceso significa una forma de denudación, la cual conduce a una reducción de pendiente, y conviene considerarlo sistemáticamente como perteneciente al derrumbe, a pesar de su escasa extensión.

La frecuencia del fenómeno en la ladera norte puede indicar, además, que el área principal del movimiento sísmico del 22 de mayo se situó delante del flanco noroccidental del lago Llanquihue.

Movimientos espontáneos de masas de rocas, de mayor envergadura, se han producido también en la zona que bordea la alta cordillera y los conocidos por el autor quedan señalados en el croquis de la figura 1. Pero deben considerarse otros derrumbes en las partes inhabitadas de la montaña, aunque éstos escapen a nuestros conocimientos.

Los movimientos, indicados en la misma figura 1, muestran un ordenamiento sobre ciertas líneas y es muy notable que la faja con los derrumbes quede muy bien delimitada. Esto, en conjunto con otros indicios geomorfológicos, puede interpretarse como líneas de fallas. Una de ellas empieza en la parte meridional del fiordo de Reloncaví; pasa con dirección Norte-Sur por la ensenada Cayutué hasta el volcán Puntiagudo; cruza al norte el ensancha-

miento oriental del lago Rupanco y queda indicada por una muralla vertical y un ancho valle antepuesto con aguas termales; continúa, sobre una loma con pequeños conos parásitos, hacia el cráter principal del volcán Casablanca, y sigue, con igual dirección, hasta más allá del volcán Villarrica.

La relación entre derrumbes y líneas de fallas es tan notoria, que fue posible pronosticar la situación de otros derrumbes mayores en base a la Carta Preliminar del Instituto Geográfico Militar, en escala 1:250.000, y al conocimiento de algunos derrumbes menores. Tal cosa le ocurrió al autor con respecto a los anunciados "derrumbes cerca del lago Rupanco".

Cuando llegábamos desde el oeste y alcanzábamos la verdadera parte montañosa del lago Rupanco, vimos que se percibían al sur del mismo (frente a la península) pequeños deslizamientos, diseminados en forma de lengua de una anchura de 30 a 50 m., y que podían distinguirse, dentro del bosque, por su color amarillento. Mientras avanzábamos más hacia el este, aumentaban los deslizamientos; pero, en todo caso, eran fenómenos aislados. Frente a la angostura del lago, en una parte de la ladera libre, al parecer desde antes de bosque, encontramos el primer derrumbe de mayor extensión y que alcanzaba hasta el lago. Sin embargo, la mayor parte de los deslizamientos se encuentran ubicados un poco más al este y sobre el flanco norte del Puntiajudo. En este lugar, la falda se destruyó sobre un trecho de 2 km. de largo y, en tal forma, que solamente quedó intacto una cuarta parte del bosque, aproximadamente; como resultado final, el faldeo posee ahora un relieve que se asemeja a los "Badlands".

La condición previa que provocó el deslizamiento de capas superficiales, es la existencia de una cubierta de polvo volcánico la cual cubrió, después del final de la glaciación, el relieve de la montaña sobre amplios espacios.

El lento aumento y la repentina concentración del movimiento espontáneo de masas sobre una faja de terreno relativamente angosta, es impresionante. En iguales condiciones de sedimentación, estos hechos son un claro indicio de la existencia de una falla tectónica reactivada por el terremoto.

Las consecuencias de los procesos descritos, es catastrófica para esta región. Un campamento de obreros camineros, de aproximadamente 100 personas, fue sepultado por un deslizamiento producido frente a la parte más angosta del lago. El Hotel Termas de Rupanco fue lanzado, con todas sus dependencias, al lago por una corriente de fango y también sus moradores perdieron la vida.

Derrumbes de masas parecidos presentan los cerros en los lados norte y sur del lago Todos Los Santos, al poniente de la línea que conecta ensenada Cayutué-Cerro Puntiajudo. Contrariamente a la situación indicada por la falla supuesta, no se concentran los arranques sobre los flancos de los cerros en ambos lados del Cayutué, sino sobre la parte occidental de la Sierra Santo Domingo—donde se encuentran muy frecuentes— y sobre la pendiente suroriental de la Cordillera La Picada; más al oriente se nota nítidamente una disminución de los arranques, y, hacia el este del Cayutué, ya se notan escasos. Según su naturaleza, se trata en los automovimientos de masas en parte de verdaderos derrumbes; o sea, arranque y deslizamiento de sectores de paredes de rocas y, en parte, se trata también de deslizamiento de mantos; es decir, arranque y deslizamiento de las capas de material piroclástico que cubre la superficie de los faldeos de los cerros. Para los habitantes de esas zonas, los segundos fueron sin duda los peores y ello por las razones siguientes: en primer lugar, los verdaderos derrumbes de rocas tienen menor extensión y no se construyen casas en los

lugares propensos a este tipo de derrumbes (acantilados que generalmente carecen de cubierta de suelo); en segundo lugar, las regiones favorables para el deslizamiento de mantos presentan, a menudo, condiciones también favorables para el establecimiento de pueblos, como ha sido demostrado en el fundo Punttiagudo donde, debajo de las masas deslizadas, quedaron sepultadas 30 personas.

En la prolongación de la ensenada de Cayutué se extiende, al norte del lago Todos los Santos y en dirección al Punttiagudo, un ancho valle yacente dentro de la zona recién descrita. En el centro de este valle se encuentra una colina, de unos 50 m. de altura, con pendientes relativamente pronunciadas las cuales llevan, en partes, un monte secundario que ya se ha transformado parcialmente en terreno talajero. El 22 de mayo se presentaron deslizamientos en más de 10 lugares y ahora, en las zonas desnudas, se pudo constatar que esta colina consiste de morenas cementadas, de 40 m. de altura, cubiertas por un manto de polvo y ceniza volcánicos. La cubierta empieza inmediatamente encima de la morena, que no muestra alteración atmosférica, con 1,5 m. de espesor de tufita de ceniza basáltica oscura y sigue, hasta un espesor de 6 a 7 m., con tufita de polvo amarillento el cual se ha transformado, con el correr del tiempo, en arcilla; entremezcladas, hay algunas capas de piedra pómez (lapilli). La morena cementada hizo la función de portadora de agua de tal modo que, inmediatamente sobre ella, se formó un horizonte deslizante el cual permitió el movimiento de masas durante el sismo del 23 de mayo. Lo trágico en todos estos hechos es que los deslizamientos se presentaron, de acuerdo con su naturaleza, especialmente en ambos lados de pequeñas vertientes y cursos de agua que, por su parte, dieron previamente origen y condiciones para establecer pueblos.

El análisis de la situación tectónica descubierta por los derrumbes de rocas y deslizamiento de mantos en la Sierra de Santo Domingo y al este de la Cordillera La Picada, constituirá sin duda un valioso trabajo para un geólogo.

P. von BAUER (1960) ha publicado una interesante exposición, sobre los fenómenos de la formación de las grietas e intumescencias del agua subterránea, dentro del alcance del terreno de acumulación aluvial en el Fundo Nueva Carintia ubicado en el triángulo entre Ensenada-Volcán Osorno-Río Petrohué. La fotografía 15 (Lámina VIII) muestra un ejemplo de tales fosos y grietas de expansión, cuyos rastros se pueden seguir por cientos de metros (la picota de 90 cm. de largo indica la proporción). Todas las grietas corren con dirección N-S magnético; o sea, geográficamente N 13° E. No se pudo establecer desplazamientos horizontales a lo largo de los fosos y de la grietas.

LOS DERRUMBES SOBRE EL VALLE DEL RIO SAN PEDRO

1. *Situación hidrográfica del curso superior del río Calle-Calle.*

El río Calle-Calle, denominado San Pedro en su curso superior, nace, como todos los grandes ríos de la zona, en uno de los numerosos lagos marginales andinos y, en este caso, del lago Riñihue. Por lo general, un río desagua la hoya hidrográfica de un solo lago marginal; en cambio, al Calle-Calle le corresponde desaguar también los dos lagos ubicados al norte del Riñihue, o sea, los lagos Panguipulli y Calafquén que confluyen, a través de sus partes orientales intermontañas, en el extremo oriental del lago Riñihue (Ver Figura 7).

El desaguadero del lago Riñihue presenta una hoya hidrográfica excepcionalmente grande, debido a la interconexión de los tres lagos, ascendente a 4.100 km². según la Carta Preliminar, a escala 1:250.000, del Instituto Geográfico Militar. Los datos hidrográficos, facilitados gentilmente por la Empresa Nacional de Electricidad (ENDESA), han sido resumidos en el esquema de la figura 6 donde se han registrado los lagos según su superficie, ubicación sobre el nivel del mar y extensión de la hoya hidrográfica; para complementar los datos ilustrativos se menciona, para los ríos que unen entre sí los lagos, el valor de los gastos medios mensuales según mediciones de la Empresa recién citada y efectuadas en los años señalados en el diagrama. El gráfico de la figura 6 hace innecesaria una explicación más detallada en el presente estudio. Queda por mencionar solamente el lago Pirehueico el cual, con su situación topográfica extraordinariamente rara, se presenta como una anomalía ante los restantes lagos glaciares de excavación. Una fotografía aérea del lago Pirehueico deja ver claramente que su formación, por su aspecto y su ubicación, debe corresponder a la obstrucción natural de un ancho valle de drenaje y, efectivamente, está comprobado que una erupción lateral del volcán Mocho-Shoshuenco, ocurrida en el Cuaternario reciente, ha tapado el valle cordillerano transversal con un dique de lava que alcanza, por lo menos, 300 m. de altura. Una pregunta que resta por aclarar es: ¿cómo se ha producido el cambio de la divisoria de aguas en la parte oriental de la montaña y, por lo tanto, la conexión del lago Lacar a la hoya hidrográfica del río Calle-Calle?

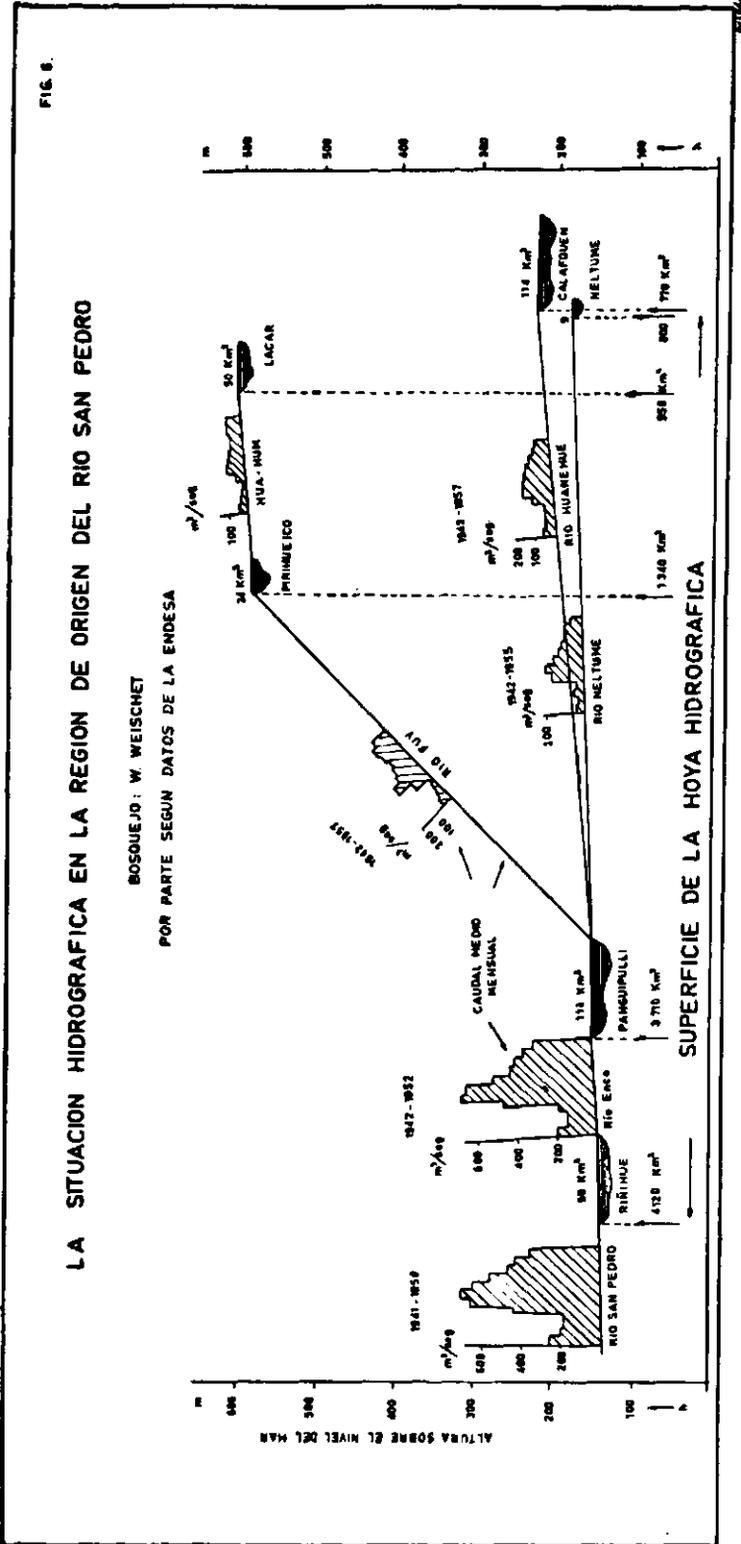
Desde luego, se presenta el problema de averiguar cuáles fueron las razones que provocaron la extensión del sistema hidrográfico del río San Pedro hacia el norte y cómo se formó la conexión de los tres lagos marginales: Riñihue, Panguipulli y Calafquén en posición uno tras otro.

2. *Las condiciones tectónicas en la hoya hidrográfica del río San Pedro.*

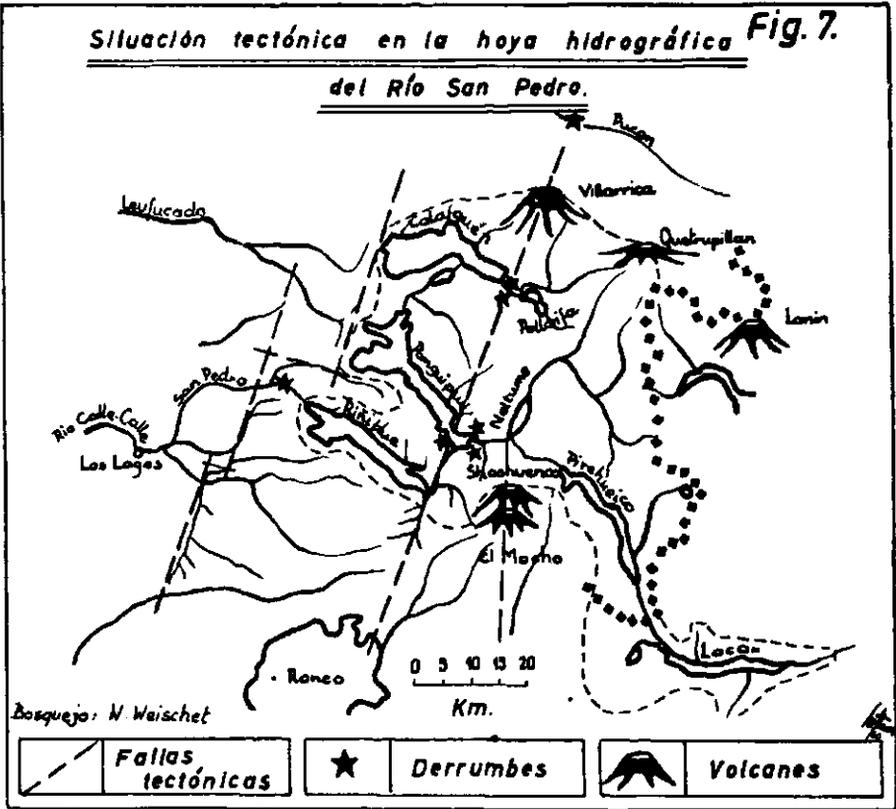
Para poder formarse un juicio sobre la posición tectónica de los tres lagos marginales, hay que basarse en indicios geomorfológicos debido a la falta absoluta de trabajos geológicos especiales en la zona. Sin embargo, las siguientes observaciones demuestran, con bastante claridad, que los tres lagos citados están ubicados dentro del alcance de una zona de hundimiento relativo, o sea, en una región de foso tectónico:

a) Cuando se observa una carta topográfica de la zona, resalta la situación de los valles del estero Pichico y río Llecué, que se localizan al suroeste del lago Riñihue, por sus recorridos paralelos y rectos desde el SSW al NNE y, además, por el hecho de encontrarse sus tributarios exclusivamente en el lado oriental. Otros pequeños esteros, ubicados en la región intermedia, siguen, en partes, la dirección indicada más arriba con sus respectivas desviaciones en ángulo recto. La formación del relieve acusa una forma asimétrica, en lo que se refiere a los valles de la red fluvial ya citada, y constituye una pendiente pronunciada en el lado occidental y un costado suave en el lado oriental. Esto demuestra que se trata, seguramente, de un escalón de falla;

b) Unos 2 a 3 km. al poniente del término de los lagos Panguipulli y Calafquén, corre la actual divisoria de aguas a través de un terreno de acumulaciones glaciares de la última glaciación. Más al oeste del lago, el valle del río Leufucade muestra todavía todos los atributos de un desaguadero fluvio-glacial del agua



Situación tectónica en la hoya hidrográfica **Fig. 7.**
del Río San Pedro.



procedente de la fusión del hielo en la última época glacial; es decir, muestra un fondo de valle, horizontal y de 1 a 1,5 km. de anchura, con acumulaciones glaciales jóvenes de ripio y una capa de toba. Resalta también la desproporción entre el ancho del fondo del valle y el lecho actual del río de un ancho máximo de 40 m. Siguiendo río arriba hacia el lago Panguipulli y aproximadamente a unos 10 km. delante del lago, nos encontramos con el campo de origen de los rípios fluvio-glaciales. Un brazo del nacimiento del río Leufucade se puede seguir hasta el terraplén de morenas jóvenes más periférico y, a la vez, más alto. Desde la loma vecina de morenas, ubicada un poco más abajo, se estira todavía un valle bien conservado, y proveniente de un antiguo portón glacial, en dirección al costado antiguo y que atraviesa el terraplén de morenas mencionado más arriba. Pero, los esteros actuales ya no siguen el curso de este valle y toman la dirección hacia el lago; por lo tanto, se ha formado posteriormente aquí una nueva divisoria de aguas dentro de un sistema de costados o pendientes de colinas genéticamente uniformes.

Al sur de esta divisoria de aguas, se encuentra un escalón de terreno parecido al que se había nombrado para el costado occidental del río Lleucú, siendo su dirección de NNE a SSW. Característica para la naturaleza tectónica de este escalón es que en él se han producido, durante el último terremoto, numerosos derrumbes de rocas nítidamente delimitados;

c) Otros indicios, de una falla o fractura en la corteza terrestre, lo repre-

sentan las correntadas de río dentro del lecho del San Pedro que aparecen en aquellas partes donde, la prolongación del río Llecué, da contra el cañón del San Pedro. Además se pudo observar, desde un helicóptero, que sobre los plegamientos de pizarras cristalinas se encuentran, en la ladera de la quebrada al poniente de la falla, sedimentos embancados, probablemente ripios, los cuales muestran claramente una inclinación occidental;

d) Se puede comprobar geológicamente la zona de falla tectónica ubicada delante de los terminales occidentales de los lagos ya nombrados, con una falla inversa que afecta sedimentos lacustres jóvenes del Pleistoceno. El afloramiento respectivo se encuentra en la punta oriental de la zona de arranque del derrumbe más occidental (en Figura 8 señalado con Nº 3), a 800 m. de distancia de la falla tectónica principal ubicada al comienzo de la quebrada del río San Pedro. Los sedimentos piroclásticos finos embancados, están dislocados unos contra otros verticalmente en 6 m.; el flanco oriental se encuentra relativamente levantado y, al mismo tiempo, sobreescurrecido en 2 a 3 m. hacia el oeste. Las arcillas de varves en el yacente se han plegado, debido al movimiento, tal como se muestra en el lado izquierdo superior de la fotografía 16 (Lámina IX), y

e) Una indicación formal del alineamiento oriental de la zona tectónica, dentro de la línea de conexión de los terminales occidentales de los lagos, la ofrece desde luego el paralelismo de esta línea con aquélla. En esta huella corre nuevamente en línea recta el río Enco y, en la continuación del mismo valle, un estero sin nombre con igual dirección desde el sur. Debido a que toda la región ya está ubicada dentro del cuerpo de la alta cordillera, no se nota en el relieve la falla tectónica propiamente tal. Pero, según parecer del autor, son indicios importantes el hecho de que, sobre esta línea señalada por los ríos nombrados y en dirección SSW-NNE, están ubicados más al norte la interrupción entre el lago Calafquén y el lago Pellaifa; además, el nuevo y activo volcán Villarrica y, finalmente, la cava o surco del lago Caburgua.

Por otra parte, el ordenamiento de la red hidrográfica es significativamente diferente al oriente y poniente de esta línea. En el oeste, los ríos siguen directamente al costado o pendiente de la montaña; en cambio, en el este, siguen la mayoría de los valles en el rumbo de la montaña conduciendo unos pocos drenajes transversales.

Finalmente, se puede decir que el terremoto del 22 de mayo ha marcado de nuevo la línea tectónica y originado, a lo largo de su curso, graves derrumbes de montaña como aquellos en el faldeo norte del volcán Villarrica, en la zona entre Calafquén y Pellaifa y otros en la punta oriental del lago Panguipulli.

A pesar de que una comprobación definitiva no se puede hacer sino una vez que se efectúe un reconocimiento geológico detallado, el autor considera suficientes los indicios enumerados, especialmente geomorfológicos, para comprobar la tesis de que los lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue se encuentran dentro de una fosa tectónica. Debido a esta circunstancia pudo formarse la hoya hidrográfica del río San Pedro en una extensión tan anormal.

Lamentablemente, la zona de origen del río San Pedro, ubicada en la punta occidental del lago Riñihue, está muy expuesta a los desplazamientos espontáneos de masas y a las consecuencias de los mismos demostradas en el último terremoto.

3. *Las condiciones geomorfológicas en la región de origen del río San Pedro.*

Al tratar de colocar, dentro de un marco geomorfológico más amplio, los desplazamientos espontáneos de masas del valle de origen del San Pedro, se llega a la conclusión esquematizada en la figura 8 y que se puede exponer de la forma siguiente:

En diversas partes del lago Riñihue es posible constatar, en bermas y terrazas sobre las márgenes del lago, indicios del nivel de un lago antiguo más grande; las terrazas se encuentran, aproximadamente, a 90-100 m. sobre el nivel actual. Los mejores ejemplos se han formado, dentro de la región de acumulaciones pleistocénicas, en la parte sur del lago en ambos lados del pueblo de Riñihue y, además, sobre su punta noroccidental a orillas del camino a Panguipulli; en este último lugar, se desarrollan sedimentos de morenas en la parte superior de la antigua orilla del lago y, en la parte inferior, se incorporan sedimentos de delta con estratificación cruzada. El mismo nivel del lago antiguo, a unos 90 ó 100 m. sobre el actual nivel, puede observarse también 1 km. más al oeste de la cuenca presente del lago y sobre el flanco noroccidental de la Cordillera Tralcán. Mirando desde aquí se distingue, en el noroeste, un ensanchamiento en forma de cuenca cuya parte occidental se distingue por un suelo o fondo completamente plano, cortado en el centro por el valle del río San Pedro. Ahora no es difícil imaginar, a través del ensanchamiento, la antigua cuenca del lago que parte desde la anterior ribera más alta que la de hoy en día. Esta cuenca llegaba, más o menos, 5 km. más hacia el oeste y alcanzaba casi hasta el escarpe de fractura. En la parte oriental del ensanchamiento se encuentran, sobrepuestos al plano, lomos transversales en forma de terraplenes y sobre éstos se destacan cavidades cerradas. Al otro lado del río San Pedro, los terraplenes son reemplazados por conos planos y dispuestos bien incrustados; todos están cubiertos por una capa de greda, de 1 a 1,5 m. de espesor, que no contiene piedras.

Los afloramientos de las paredes de arranque de los derrumbes permiten reconocer detalles de las condiciones de sedimentación en el fondo de la cuenca. Así se encuentra en la parte oriental del nicho de arranque del derrumbe N^o 3, inmediatamente en el límite entre terreno plano y ondulado, el perfil sedimentario señalado en la figura 9 y que presenta, de arriba hacia abajo, las siguientes características:

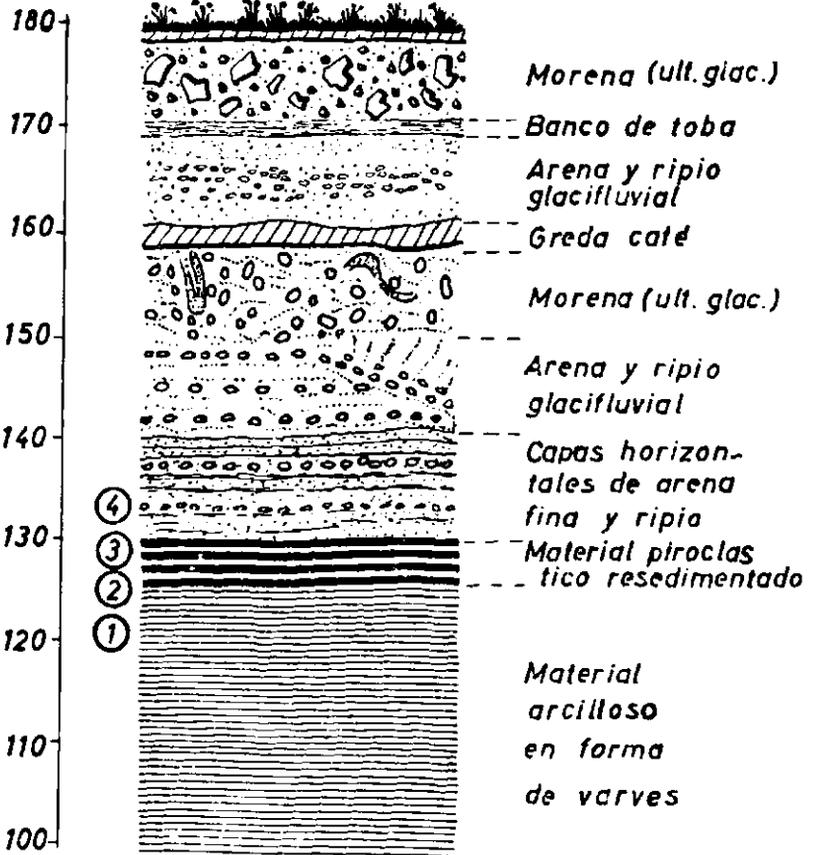
Los sedimentos superiores, 1 a 1,5 m., se componen de un limo fino de color amarillo-pardo, el cual fue formado por una capa de polvo volcánico meteorizado. Debajo siguen depósitos de morenas con un espesor de 9 m. y consistentes en arenas, ripios y bloques; el material es fresco y corresponde a la última glaciación; valle abajo cambia el aspecto de los depósitos en el sentido de que la irregularidad de la morena da paso, cada vez más, a un ordenamiento del material que presenta ya una cierta estratificación y una disminución del contenido de bloques. Al parecer, se trata justamente del estado de transición de la morena al cono fluvio-glacial. Debajo de este cono se encuentra un banco de tufitas de color amarillo-pardo, con 1-2 m. de espesor, seguido por arenas entrecruzadas con depósitos de ripio. La base de estos depósitos la forma nuevamente un banco de limo fino de color café-amarillo, cuya superficie es ondulada; su espesor varía entre algunos decímetros y casi 2 m. Debajo de este material, se encuentra otro conjunto de morenas el cual resalta, no tanto por su contenido de bloques como por la disposición revuelta de ripios y arenas. Este con-

Fig. 9.

Sedimentos en la cuenca antigua del Lago Riñihue.

Levantado : W. Weischet.

Altura absoluta
m.



①-④ Ver espectro de la estructura granular en fig. 10

W. Weischet

junto de morenas descansa nuevamente sobre arenas y ripios entrecruzados de 10 a 12 m. de espesor.

A 40 m. debajo de la superficie, empiezan sedimentos completamente diferentes que se estiran hasta el pie de la pared ubicado, aproximadamente, a 80 m. de la superficie. Estos son sedimentos finos, en posición horizontal, que se componen de arenas en estratos de 5-10 cm. de espesor alternados con pocos estratos de rodados y capas delgadas de limos. En los 50 m. empiezan bancos de polvo volcánico resedimentados y limosos con un espesor de 6 m.; dentro de ellos se pueden encontrar frecuentemente concreciones de vivianita de color celeste y, en ciertas partes, impresiones de hojas y restos de madera. La forma de las incrustaciones de hojas por un lado y la interconexión de horizontes delgados de arenas volcánicas por el otro lado, deja suponer una sedimentación muy rápida. Es en la última parte de la pared del afloramiento donde aparece la verdadera causa de los desplazamientos espontáneos de masas: 25 m. de espesor de limos en facies de varves (Ver Fotografía 16; Lámina IX).

Los análisis de laboratorio¹ de los últimos sedimentos presentan lo siguiente:

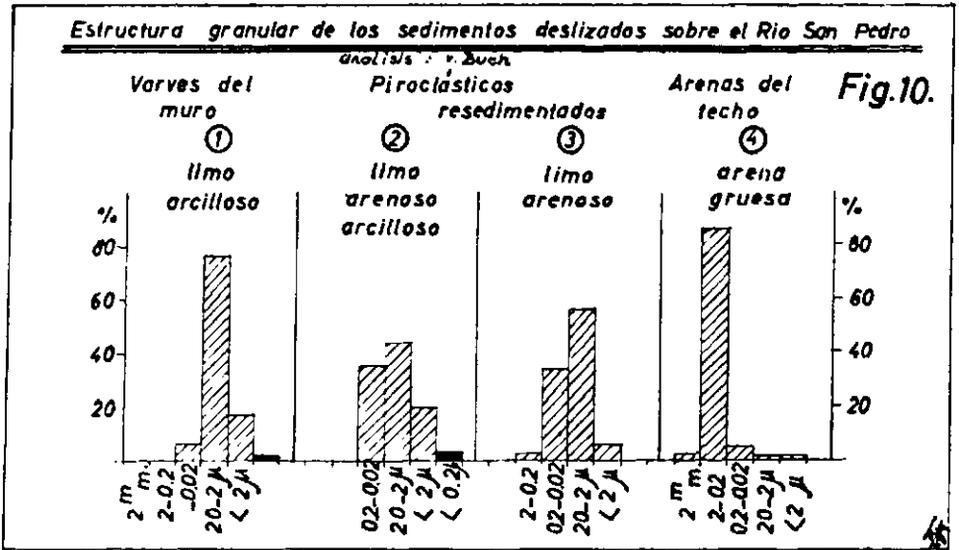
La distribución del tamaño de los granos (Ver Figura 10) permite considerar el sedimento de varves (prueba 1) como limo arcilloso en el cual participa, la fracción comprendida entre 20 y hasta 2 μ , con 3/4 partes de la masa total. Los sedimentos embancados (Pruebas 2 y 3) contienen, fuera de la porción dominante de limo de 44 y 57% respectivamente, una participación de arena fina de 35%. El contenido de arcilla es de 20% para los materiales de la prueba 2 y de 6% para aquellos de la prueba 3. Los estratos de arenas del techo (Prueba 4) consisten casi exclusivamente de arena gruesa.

El limo de varves de la prueba 1 presenta, en cuanto al contenido petrográfico, una composición microcristalina de arcillas, feldespato, vidrio volcánico, anfíbola y clorita según el análisis microscópico realizado por el señor J. Silva. Las arcillas predominan y deben corresponder, en gran parte, a materiales bentoníticos. Plagioclasa se encuentra en ejemplares frescos; el vidrio volcánico, preferentemente de carácter ácido, es menos frecuente que la presencia de arcilla. El sedimento embancado (Pruebas 2 y 3) se compone de vidrio volcánico, arcillas, fragmentos de lavas básicas, feldespatos, anfíbola, epidota, andalucita, piroxenas, carbón y frústulas de diatomeas; el vidrio volcánico ocupa el mayor porcentaje, es ácido con índice de refracción de 1,5 y correspondiente a un contenido de 70 hasta 73% de sílice; la arcilla se encuentra frecuentemente y su pequeño índice de refracción la hace aparecer como bentonita.

De acuerdo con la composición típica de los tamaños de los granos, por lo menos los limos en varves demuestran la particularidad de un derrumbamiento rápido, tixotropo, de la contextura al quedar expuesto a vibraciones. Esto se puede comprobar fácilmente con experiencias sencillas.

En un resumen de las características más importantes de la sucesión o proceso de sedimentación ya mencionado, se llega a la conclusión de que el alcance de la antigua cuenca del lago Ríñihue presenta, en su base, más o menos 30 m.

¹El análisis petrográfico de los sedimentos de las pruebas indicadas fue realizado gentilmente por el señor Jaime Silva Garín, geólogo del Instituto de Geología de la Universidad de Chile. El análisis granulométrico fue efectuado por el señor Dr. M. V. Buch, en el Instituto de Pedología de la Universidad Austral de Chile.



de limo altamente móvil sobre el cual se superpone un espesor de 50 m. de material suelto permeable de arenas, gravas y bloques. El autor desea señalar que, según la génesis de la sucesión de estratos, los sedimentos de varves habrían sido depositados durante la fase final de la penúltima glaciación como residuos lacustres de agua proveniente de la fusión de glaciares. Sobre estos sedimentos se depositaron, desde luego, tufitas de polvo volcánico resedimentado y, después de una fase de erosión, con el avance de la última glaciación, siguieron las arenas y ripios antepuestos cuyas partes superiores fueron amontonadas, en morenas basales, cuando el hielo sobrepasó las deposiciones.

Cuando la última glaciación alcanzó su punto máximo, los glaciares depositaron sus morenas terminales en forma de colinas las cuales, situadas sobre un zócalo de pizarras cristalinas, forman hoy día la orilla occidental de la antigua cuenca del lago. Después de una fase de retroceso de la glaciación, acompañada en parte por erosión, se depositó sobre el terreno libre de hielo la capa inferior de tufita de color café-amarillento. Un nuevo avance estadal del hielo que alcanzó hasta la mitad de la antigua cuenca del lago, trajo consigo las arenas y ripios antepuestos y también, al final, las morenas terminales más jóvenes en la parte oriental ondulada y, en la parte plana occidental de la cuenca, el cono de transición. Durante el retroceso definitivo de la glaciación, empezó la erosión del actual valle de drenaje del río San Pedro. Este valle tiene actualmente, dentro de la antigua cuenca del lago y sobre largas distancias, la forma de un abrupto o empinado valle-cajón que, a la vez, es muy poco curvado y tiene una profundidad de 80 a 100 m. variando, el ancho del fondo, entre 100 y 250 m. En la parte suroriental de la cuenca (Ver Figura 8) falta la ladera sur del valle en una extensión de aproximadamente 2 km.; aquí, se extiende una región de lomajes desordenados detrás de una demarcación de la ribera en forma de cubetas bajas y dentro de un ensanchamiento de media luna. En el fondo, se transforma este terreno en escalones inclinados en forma antitética. Estos escalones terminan, por su parte, delante de un ascenso en forma de pared frente a la antes nombrada superficie del fondo de la cuenca. Estas combinaciones de for-

mas y los escasos afloramientos, indican a toda la ensenada como un deslizamiento grande relativamente joven.

La historia de Valdivia registra que, en el año 1575, se presentó una inundación ocasionada, después de un terremoto, por las inmensas masas de aguas acumuladas en el lago Riñihue. El deslizamiento citado más arriba tiene, con gran probabilidad, conexión con estos acontecimientos.

4. *Los actuales deslizamientos espontáneos de masas.*

El valle-cajón del río San Pedro fue trancado, durante el terremoto del 22 de mayo, por tres deslizamientos de barrancos. El menor (Nº 1 en Figura 8) está formado por glebas de arranque, en forma de astillas, las cuales se deslizaron desde ambas laderas del valle al lecho del río; las partes más bajas de la obstrucción, cuya anchura era de aproximadamente 300 m., quedaron a 16 m. sobre el nivel del río. En el segundo deslizamiento se desprendieron numerosas glebas inclinadas desde la ladera norte y obstruyeron el valle, hasta una altura máxima de 19 m., en una longitud de 400 a 500 m.

La translación de masas más notable se encuentra a mayor distancia río abajo (Ver Figuras 11 y 12). Delante de una inmensa cavidad de arranque, con una longitud de aproximadamente 550 m. y 80 m. de altura de pared, están repartidas las masas deslizadas en una forma de abanico con extensión de 1,2 km. de distancia horizontal en la periferia. La altura de estas masas sobre el antiguo lecho del río, alcanza en las partes más altas, 60 m. y, en las partes más bajas, 40 m. Debido a la falta de mapas topográficos, no es posible reconstruir la forma antigua del barranco del valle de la parte norte con el fin de poder calcular la masa total del deslizamiento. Según informaciones del dueño del terreno deslizado, anteriormente se encontraba, dentro del alcance del actual nicho de arranque y a media altura del barranco, un escalón en forma de terraza parecido al que se encuentra todavía algo más hacia río abajo; de acuerdo con tales condiciones puede estimarse, el volumen de las masas movidas, en aproximadamente 2 millones de metros cúbicos.

Según el ordenamiento espacial, en el depósito de las masas deslizadas se pueden distinguir, partiendo desde el nicho de arranque, cuatro zonas ordenadas más o menos en forma concéntrica (Ver Figura 11 y Perfil Figura 12). Inmediatamente debajo de la pared de arranque, se encuentra un faldeo suave con forma de abanico que está compuesto por sedimentos de levigación y conduce a la zona de glebas escalonadas (Ver fotografía 17; Lámina IX). Estas glebas son arranques en forma de cuña o astilla y tienen un flanco formado por los restos de la antigua superficie del terreno; el otro flanco está formado por los planos de sesgadura. La antigua superficie del terreno cae casi exclusivamente antitética y el alcance de la forsión de la misma queda entre 45° y 50°. Los planos de sesgadura forman contra esto un ángulo menor que 90°. Las glebas están atravesadas por un sinnúmero de grietas de desgarro en dirección transversal a su extensión longitudinal y que producen una dentadura irregular del lomo.

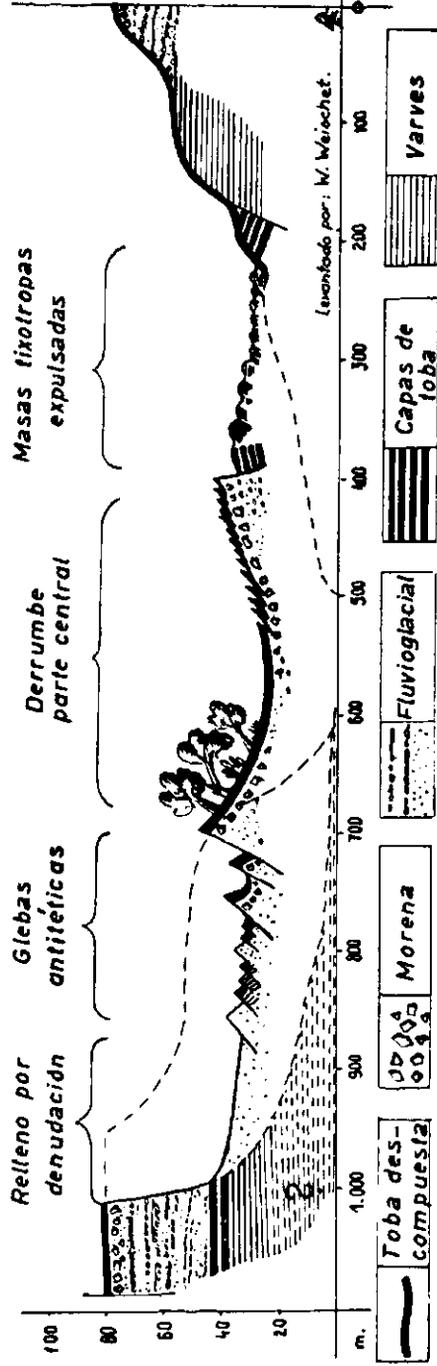
En la tercera zona está ubicada la masa principal y coherente del deslizamiento. En su conjunto tiene la forma de una cubeta ovalada; es decir, en su contorno posee orillas altas y, en el centro, una depresión cóncava cerrada. La superficie de la cubeta demuestra íntegramente la antigua superficie del terreno indicando, por los árboles inclinados en el lado norte, que esta parte también se inclinó. Aquí se encuentran pocas grietas de desgarro. La parte sur

Fig. 12.

Perfil transversal por el deslizamiento de masas
tixotropas al valle del Rio San Pedro

S.

N.



de la cubeta está atravesada por numerosas fracturas de fallas inversas que son la consecuencia del aprisionamiento de la masa deslizante en la parte delantera. El frente de la cubeta forma, por consiguiente, también un barranco pronunciado de fragmentos reunidos de un modo desordenado. La distancia recorrida por el centro de la cubeta, desde su posición original, es del orden de 150 a 200 m.

En la zona periférica siguiente (cuarta zona) hay, finalmente, un cinturón de anchura variable y compuesto por material de escombros. Cerca de la fuente de arranque, en el término de la tercera zona, la sedimentación tiene por lo menos un espesor de 20 m. y se compone de inmensos bloques del tamaño de un cuarto de habitar; el tamaño de los fragmentos disminuye hacia el borde exterior y lo mismo cada vez más el volumen del asentamiento, hasta terminar por último en una dispersión de bloques unitarios sobre la pendiente sur del antiguo valle. Estos bloques tienen aquí el tamaño de $\frac{1}{2}$ metro cúbico y toda la zona se compone exclusivamente de limos de varves o de sedimentos piroclásticos embancados, agrietados o rajados en todas direcciones. Estas masas tienen que haber sido expulsadas, durante el desplome, desde debajo de la parte central. Recorrieron una distancia de 360 a 400 m. y es posible imaginar la fuerza del movimiento de expulsión considerando que los últimos bloques, conjuntamente con el agua lanzada desde el lecho del río, destrozaron todavía un galpón con animales después de haber rodado 20 m. cerro arriba en el suave faldeo de la ribera opuesta. Algunas vacas fueron lanzadas tan violentamente contra los postes del galpón y los troncos de árboles que sus cuerpos quedaron doblados alrededor de ellos.

En un resumen de todas las observaciones se puede reconstruir el curso del deslizamiento del modo siguiente: debido a los movimientos sísmicos, una parte del limo tixotropo de varves se transformó a un estado de fluencia y este material fue exprimido por el peso de sedimentos pendientes. Este proceso provocó un hundimiento repentino, cortándose una gleba tectónica unida, de aproximadamente 550 x 350 m., en un plano de sesgadura de forma de pala. Sobre dicho plano de sesgadura se deslizó la gleba en forma oblicua hacia el lecho del río San Pedro, o sea, en dirección al sur. Durante el movimiento, las astillas de arranque se desprendieron en la parte posterior dándose vuelta hacia adelante debido a la altura de caída relativamente grande. El material tixotropo expulsado del frente fue lanzado hacia arriba, en el lado contrario de la pendiente de ribera, por la parte central del deslizamiento y comprimido, en parte, por el frente de la masa principal. En el transcurso del proceso se formaron las fracturas sobreescorridas; al mismo tiempo, el frente de la gleba unida sufrió una compresión y provocó la forma de cubeta.

La aclaración anterior sobre los procesos geomorfológicos de los deslizamientos, es completamente diferente de aquella publicada recientemente por C. VEYL O. (1960); la deducción del autor citado, según la cual es preciso considerar los deslizamientos en su actual lugar de deposición como "ola sísmica estabilizada" no es, lamentablemente, aceptable. El análisis que la motiva presenta faltas fundamentales de observación; así, en el texto y en la Figura 10 de VEYL, se habla de los bloques desprendidos y deslizados desde la barranca de la ribera "suroriental" cuando, en realidad, la barranca se encuentra en el noroeste. El movimiento se produjo, entonces, en dirección contraria a la supuesta por dicho autor.

El espacio de que disponemos no permite entrar en mayores detalles sobre otros conceptos del autor recién citado y referente a terrazas y características del lago antiguo, sobre los cuales tenemos profundas discrepancias.

5. *Las consecuencias de los automovimientos espontáneos de masas.*

Los diques transversales establecidos sin interrupción a través del valle del río San Pedro debían conducir, forzosamente, a la formación de una represa valle arriba. Una nivelación topográfica de las alturas de cresta de las masas de tierra deslizadas, efectuada por ingenieros de ENDESA, dio por resultado que las partes más bajas del llamado "taco" N° 1 alcanzaran hasta 16 m.; aquellas del "taco" N° 2 hasta 19 m. y, las del "taco" N° 3 hasta 26 m. sobre el nivel normal del lago Riñihue quedando, como hecho indiscutible, que el mencionado lago con sus 90 Km². iba a formar la base de una represa cuyas aguas aumentarían lentamente y que, con un sobrenivel de 20 m., el Riñihue se conectaría al lago Panguipulli de 114 Km². de superficie. Cada metro de sobrenivel detrás de los diques representaba una cantidad adicional de 90 millones de metros cúbicos de agua y, al sumarse los metros de sobrenivel, se precisaba cada vez más una grave amenaza para todos los pueblos ubicados dentro del valle del río Calle-Calle.

Frente a estos aspectos desfavorables, casi toda la maquinaria para movimientos de tierras, disponible en el sur de Chile, fue concentrada en la región con el propósito de abrir una brecha a través de los "tacos" bajo la experta dirección de los ingenieros de ENDESA. La meta fijada en principio fue rebajar el obstáculo principal en 16 m. para limitar el sobrenivel máximo a 10 m. Mientras, en un comienzo, los trabajos avanzaban en forma bastante satisfactoria, aumentaba el nivel del lago diariamente entre 35 y 50 cm.; pero, la malas condiciones meteorológicas, los pésimos caminos de acceso y, especialmente, la inutilidad casi total de las maquinarias que vibraran en el material suelto y tixotropo, hacían tornarse dramática la carrera entre el agua que avanzaba continuamente y los sobrehumanos esfuerzos desplegados. Al mismo tiempo, fueron tomadas toda clase de precauciones para abandonar los lugares y pueblos amenazados por el agua; la calma natural con la cual la población aceptaba las medidas precautorias indispensables y el sinnúmero de privaciones que éstas traían consigo, es digna de ser destacada. Ni la prensa ni la radio pudieron quitarle esta calma.

Aquí no hay lugar para explicar los pormenores de la "operación Riñihue" y solamente es interesante, para la investigación, el resultado de los esfuerzos del hombre en la batalla contra la naturaleza. En la noche del 23 de julio, o sea, casi exactamente a los dos meses de producido el terremoto, el nivel del agua alcanzó en el lago Riñihue la altura máxima de 26,20 m. de sobrenivel; es decir, la cresta natural del taco N° 3 a ambos lados de la gleba central deslizada. El pueblo de Riñihue había ya desaparecido bajo las aguas y, pocos días antes, un vapor navegó desde el pueblo de Panguipulli hasta el pie del taco N° 3 confirmando, con esta hazaña, que los dos lagos formaban en este tiempo una superficie común. El día 24 de julio empezó en la Cordillera un deshielo, después de un largo tiempo con pocas precipitaciones y una nítida anomalía de temperatura negativa; comenzó, además, una fuerte lluvia y de tal modo hubo necesidad, en la tarde de ese día, de dar salida a las aguas retenidas en el lago mediante el canal de desagüe dentro del cual se había trabajado, los últimos días, sólo con palas. Esta medida garantizaba que, por lo menos, las aguas debe-

rían tomar su curso por el lado sur del taco, formado por sedimentos de varves los cuales presentaban mayor resistencia a la erosión que las partes arenosas del deslizamiento en la zona de las glebas.

Las condiciones previas a la salida de las masas de agua acumuladas, las cuales alcanzaban en dicho momento del orden de los tres mil millones de metros cúbicos, fueron las siguientes:

Entre la parte inferior del canal y el comienzo de la garganta del río San Pedro hubo, en más o menos unos 200 m. de distancia, una altura de caída de 45 m. la cual permitía esperar una rápida velocidad del agua y, consecuentemente, una fuerte erosión del taco. La angosta quebrada del río San Pedro, ubicada inmediatamente aguas abajo del taco, ofrecía cierta garantía de seguridad contra una ruptura de las masas de agua en un frente amplio. Esta quebrada, incrustada dentro de rocas basales, tiene la forma de un cañón varias veces curvado y presenta solamente 50-60 m. de ancho por una altura de 80 m. La velocidad de transporte dentro de este valle o quebrada angosta, era decisiva para la magnitud del caudal que podría llegar a la zona donde ya existen poblaciones y situada 25 Km. río abajo. Finalmente, la regla geomorfológica según la cual la velocidad del agua, durante una avenida, no varía mucho entre el curso superior relativamente pronunciado y el curso inferior de los ríos, tuvo amplia comprobación. Determinaciones de la cantidad de agua que escurría y de su velocidad dentro del recorrido en la quebrada durante el máximo de desaguadura, dieron por resultado, según medidas tomadas por puestos de observación de ENDESA, una velocidad máxima de poco más de 6 m. por segundo. Cuando la avalancha llegó a la ciudad de Valdivia, a la altura del curso inferior, el autor pudo constatar una velocidad en la superficie de 4 m. por segundo y según medida dentro de la máxima corriente. En este hecho resultó decisivo el aumento de la anchura del perfil de desague desde 50-60 m., al comienzo del San Pedro, hasta por lo menos 550 m. antes de la desembocadura en el mar que produjo un rápido descenso del sobrenivel.

El taco mismo fue cortado completamente en 30 horas. En la tarde del 24 de julio pasaban todavía menos de 1.000 m³/segundo; en cambio, al atardecer del día 25, la cantidad subió a poco más de 7.000 m³/segundo. Con este caudal siguió vaciándose el embalse aun durante el día siguiente. Luego, la cantidad de agua bajó rápidamente hasta el día 28 a unos 3.000 m³/segundo y, posteriormente, siguió bajando paulatinamente.

Las alturas máximas del sobrenivel fueron aproximadamente de 14 m. dentro del cañón del curso superior; de poco más de 7 m. en el pueblo de Los Lagos; de casi 6 m. en las localidades de Antilhue y Huellelhue; todavía de 3,5 m. en la parte oriental de la ciudad de Valdivia y, en la parte occidental, de solamente 2,5 m. La última medida se refiere al nivel medio de las mareas para los meses de junio y julio.

Para terminar, agregaremos que quedó establecido que el agua arrasó con el camino público y terraplén del ferrocarril, entre Los Lagos y Valdivia, en varios lugares; llevó consigo hasta el mar casas, galpones, bodegas, e innumerables castillos de madera, y dejó, detrás de sí, una región desolada, cubierta con fango y arena cuyo espesor alcanza, muchas veces, varios dicímetros.

Las precauciones tomadas por los participantes en la "operación Riñihue" pueden ser consideradas exitosas y cabe señalar que ninguna valiosa vida se perdió en las aguas de la avalancha¹.

¹Sea permitido establecer de paso, en la presente publicación, que el primer informe sobre los deslizamientos hacia el valle del río San Pedro y el peligro que ellos representaban para las poblaciones a lo largo del río Calle-Calle, salió de la ciudad de Valdivia y no fue dado por parlamentarios o ingenieros de ENDESA, según apareció varias veces en publicaciones de importantes instituciones y en revistas.

En efecto, al día siguiente del terremoto, el autor solicitó al señor Rector de la Universidad Austral de Chile, Dr. Eduardo Morales, informar a las respectivas autoridades de la provincia sobre la posibilidad de una destrucción del desaguadero del lago Riñihue, originada por deslizamiento de cerros. El día miércoles 25 de mayo, el señor Intendente de la provincia, don Víctor Kunstmann, pidió al suscrito efectuar junto con el Ingeniero de la Dirección de Puertos, señor Hugo de la Fuente, un viaje de reconocimiento al lugar del nacimiento del río San Pedro y redactar el consiguiente informe. Este fue proporcionado el día 26 de mayo en la noche, oralmente, y entregado por escrito a mediodía del 27. Esa misma tarde, el autor del presente trabajo viajó a Santiago y trató de conseguir, por intermedio del señor Profesor Humberto Fuenzalida, Director de la Escuela de Geología de la Universidad de Chile, el envío de un equipo de Telecomunicaciones del Instituto Geográfico Militar para poder informar y advertir, a la población de Valdivia, sobre una posible y repentina irrupción de las masas de agua retenidas; esta precaución pareció necesaria porque no fue posible establecer, en los primeros días después del sismo, cuál sería el probable aumento diario del nivel del lago Riñihue y ello, debido a la falta completa de toda clase de antecedentes.

El lunes 30 de mayo había tomado también conocimiento, del informe despachado desde Valdivia, el señor gerente de ENDESA; según resultó de la entrevista sostenida por el suscrito con don Raúl Sáez el mencionado día.

DESCRIPCION DE FOTOGRAFIAS

LAMINA I



Fotografía 1

VALDIVIA. Parte del sector occidental gravemente dañado. A la izquierda y derecha, calles altas sobre los restos de terrazas de canchagua. En el centro, un bajo relleno. La mayoría de las casas se deslizaron sobre los flancos de los terraplenes.

Fot. W. Weischet. Mayo, 1960



Fotografía 2

VALDIVIA. Parte del sector oriental débilmente dañado. En el primer plano se ve la fuerte pendiente de la terraza de canchagua. A la derecha, el Hospital Regional. Al fondo, población de emergencia en construcción. Fot. W. Weischet. Junio, 1960

LAMINA II



Fotografía 3

PUERTO MONTT. Consecuencias microtectónicas en los rellenos artificiales de la zona del puerto marítimo. Fot. A. Gädicke. Junio, 1960



Fotografía 4

PUERTO MONTT. Casa sobre los faldeos pronunciados de la morena cementada. Aunque se trata de construcciones débiles, no cayeron a consecuencia del sismo por la solidez del subsuelo. Fot. W. Weischet. Septiembre, 1960

LAMINA III



Fotografía 5

CARRILERA PANAMERICANA al sur de PUERTO VARAS. Se nota la localización de la destrucción en la parte de relleno. Fot. A. Gädicke. Mayo, 1960

LAMINA IV



Fotografía 6

QUEULE. Población pesquera antes de la catástrofe de fines de mayo de 1960.
Fot. W. Weischet. Diciembre, 1959



Fotografía 7

QUEULE. El mismo sector de la fotografía 6, después de la catástrofe. (Compárese la situación de los árboles restantes con los grupos de la Fot. anterior). El pueblo fue arrastrado completamente por la segunda ola sísmica (25 muertos). El hundimiento del continente ocasionó una transgresión del mar hasta la parte occidental del antiguo pueblo. El lecho del río se extendió y, del estero con meandros del primer plano, se formó un estuario. Fot. W. Weischet. Noviembre, 1960

LAMINA V



Fotografía 8

VALDIVIA. Avenida Costanera de Valdivia antes del sismo. La altura del muelle era de aproximadamente 3 m. Fot. Centro de Documentación, Universidad Austral de Chile



Fotografía 9

VALDIVIA. El estado de la Costanera después del 22 de mayo de 1960. El muelle fue destruido por el remezón y por las corrientes desarrolladas en los tsunamis; el relleno artificial fue apelmazado y el terreno se hundió alrededor de 1,5 m. con respecto al nivel del río. Fot. Centro de Documentación, Universidad Austral de Chile

LAMINA VI



Fotografía 10

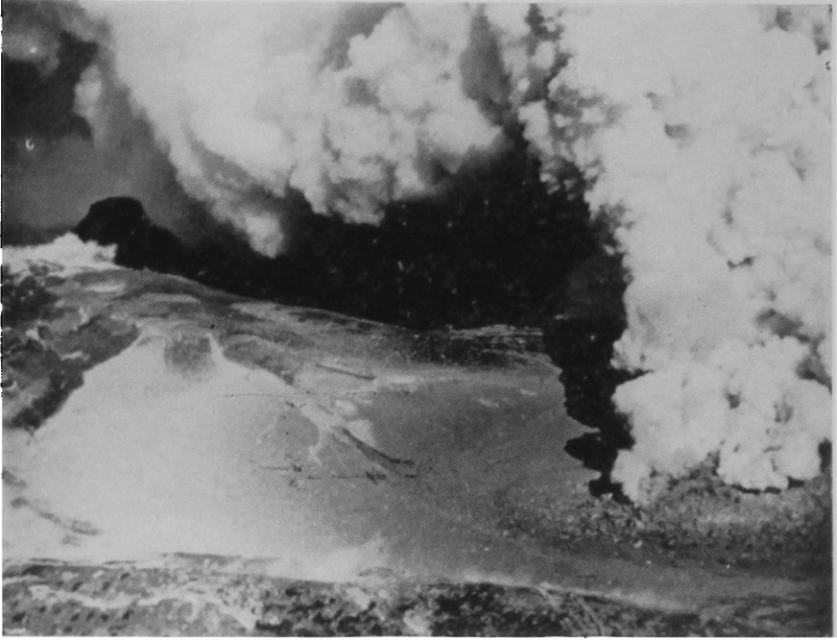
MUNCHIS. (Prov. de Valdivia). Bahía rocosa en la puntilla norte de la playa chica de Mchuin antes del hundimiento. Fot. W. Weischet. Diciembre, 1959



Fotografía 11

MUNCHIS (Prov. de Valdivia). La misma bahía tal como en la fotografía 10 después del hundimiento de la costa. La plataforma de abrasión queda permanentemente bajo el agua. Fot. W. Weischet. Diciembre, 1960

LAMINA VII



Fotografía 12

VOLCÁN PUYEHUE. Uno de los siete cráteres del volcán Puyehue que entró en actividad poco después del sismo del 22 de mayo. Fot. A. Gädicke, 10 de junio de 1960



Fotografía 13

VOLCÁN PUYEHUE. Corrientes de lava saliendo de las grietas sobre el flanco nor-occidental del volcán Puyehue. La parte blanca se encuentra bajo la nieve. Altura 2.000 metros s. n. m. Fot. A. Gädicke, 10 junio de 1960

LAMINA VIII



Fotografía 14

MEHUÍN. (Prov. de Valdivia). Grieta de falla a través de pizarras cristalinas.
Lugar: Puntilla norte playa chica de Mehuín. Dirección: SSW-NNE.
Fot. W. Weischet. Noviembre, 1960

Fotografía 15

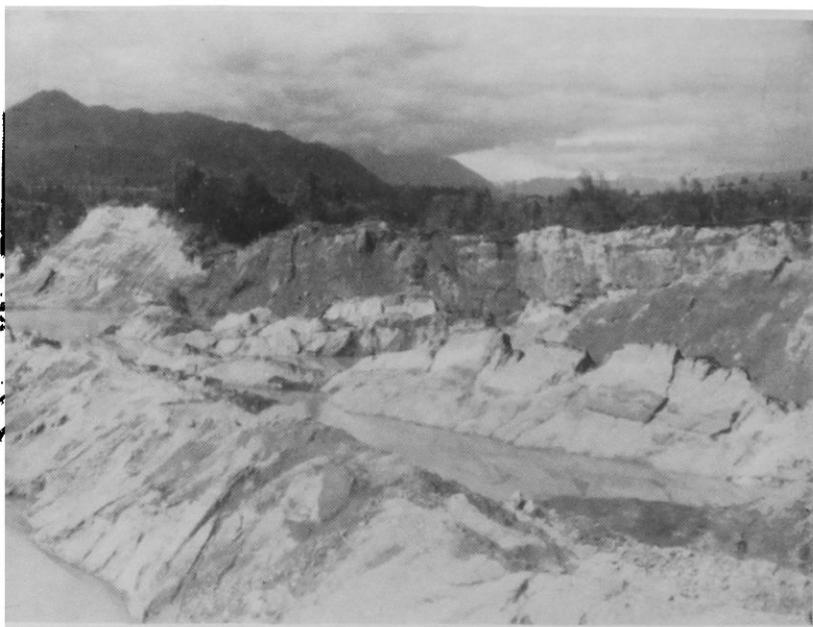
LA ENSENADA (Provincia de Llanquihue). Foso microtectónico en los sedimentos post-glaciales del río Petrohué. Lugar: Granja Forestal Nueva Carintia. Dirección N 13° E (Geográfico). Al fondo el Volcán Osorno. Fot. W. Weischet, octubre, 1960



LAMINA IX

Fotografía 16

RÍO SAN PEDRO (Prov. de Valdivia). Limo lacustre en forma de varves. Material tixotropo del vacante de los sedimentos pleistocenos en la hoya antigua del lago Riñihue. A la izquierda, arriba, parte ondulada por movimiento tectónico. Las muestras son parte de las masas expulsadas en el frente de la gleba central del deslizamiento. Fot. W. Weischet, 20, junio, 1960



Fotografía 17

RÍO SAN PEDRO (Prov. de Valdivia). Parte noroccidental del deslizamiento principal (Taco N° 3), en el valle del río San Pedro, en el desaguedero del lago Riñihue, vista hacia el SE. Glebas escalonadas antitéticas entre el acantilado de arranque (posición del autor) y la parte central del derrumbe (a partir del medio plano). Altura de las glebas 10 a 15 m. Fot. W. Weischet, 16 de septiembre de 1960

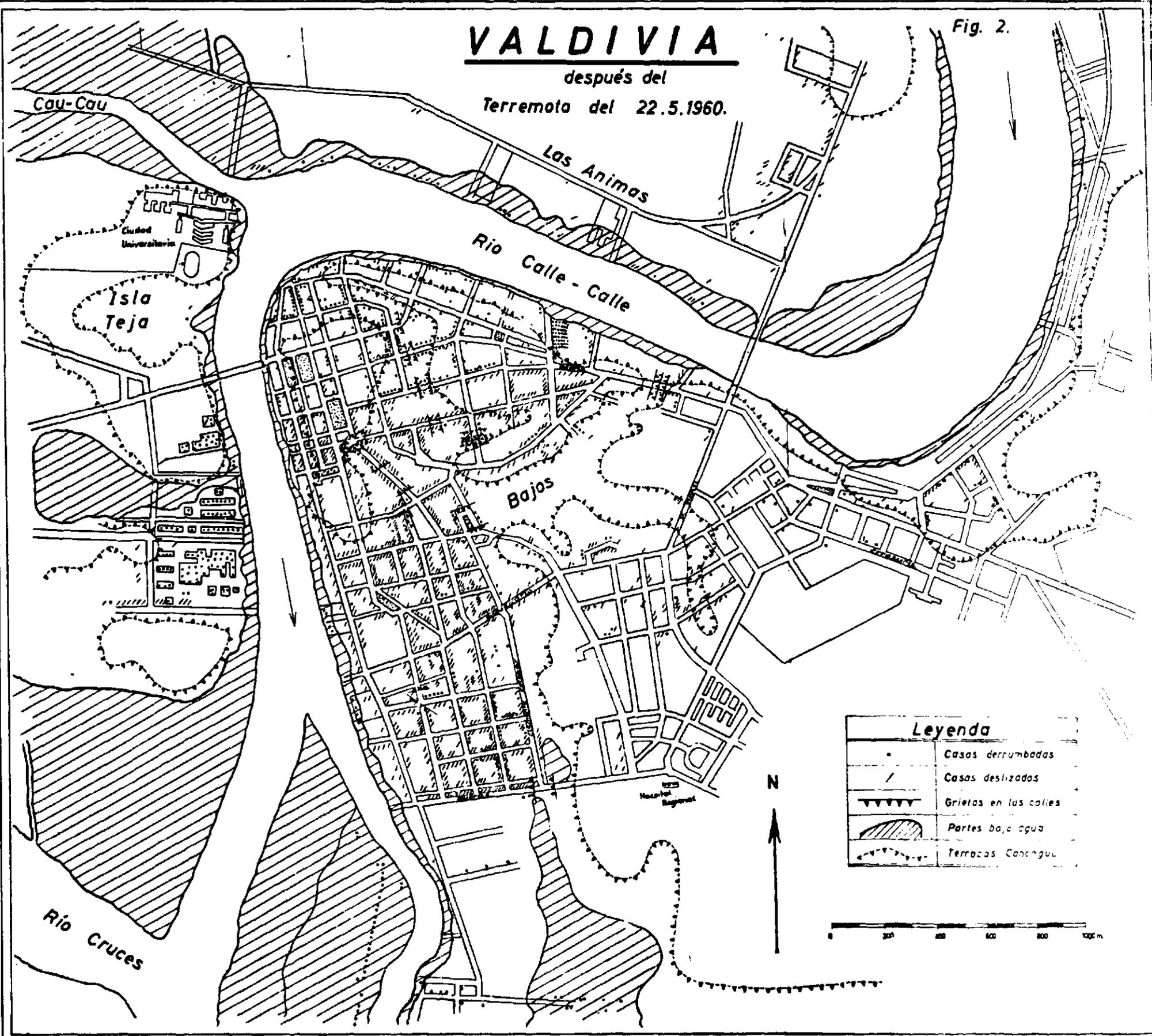
BIBLIOGRAFIA

- BAUER von, PETER PAUL (1960): Aügenzeugenbericht zum Erbeben vom 22. Mai in Ensenada, Südchile. Erdkunde, Band XIX.
- BRUGGEN, JUAN (1950): Fundamentos de la Geología de Chile. Santiago de Chile.
- DOBROVOLNY, LEMKE, BOWES, THOMAS y BRAVO (1960): Relación entre la Geología y el daño producido por el terremoto del 22 de mayo de 1960 en Puerto Montt, Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago de Chile.
- DOYEL, MORAGA, FALCON (1960): Relaciones entre la Geología de Valdivia (Chile) y los daños causados por los terremotos del 22 de mayo de 1960. Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago de Chile.
- GUARDA GEIWITZ, F. (1953): Historia de Valdivia 1552-1952. Santiago de Chile.
- MUÑOZ CRISTI, JORGE (1950): Geología de Chile. En: Geografía Económica de Chile. Tomo I. Santiago de Chile.
- TAKAHASI R. (1960): Informe Preliminar. Prensa de Valdivia, julio de 1960.
- VEYL OÑAT, 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, TAKEO y KARZULOVIC, JUAN (1960): Los movimientos sísmicos del 22 de mayo en Chile. Universidad de Chile. Instituto de Geología. Publ. Nº 14.
- WEISCHET, WOLFGANG (1957): Zwei Geomorphologische Querprofile durch die südliche Chilenische Längssenke. Verh. u. Wiss. Abh. des Dt. Geographentages Würzburg 1957. S. 495-500.
- (1958): Chile. Landeskundliche Uebersicht nach Beobachtungen auf einer Forschungsreise in Jahre 1956. Mitteilungen Geogr. Ges. Munchen 43, S. 103-140.
- (1958): Studien über den glazial bedingten Formenschatz der Südchilenischen Längssenke im West-Ost-Profil beiderseits Osorno. Petermanns Mitteilungen, Gotha 1958. S. 161-172.
- (1959): Beobachtungen auf einer geographischen Forschungsreise in Chile. Erdkunde XIII (1959) S. 6-22.

VALDIVIA

después del
Terremoto del 22.5.1960.

Fig. 2.



PUERTO MONTT

Distribución de los daños por el sismo
22.5.1960.

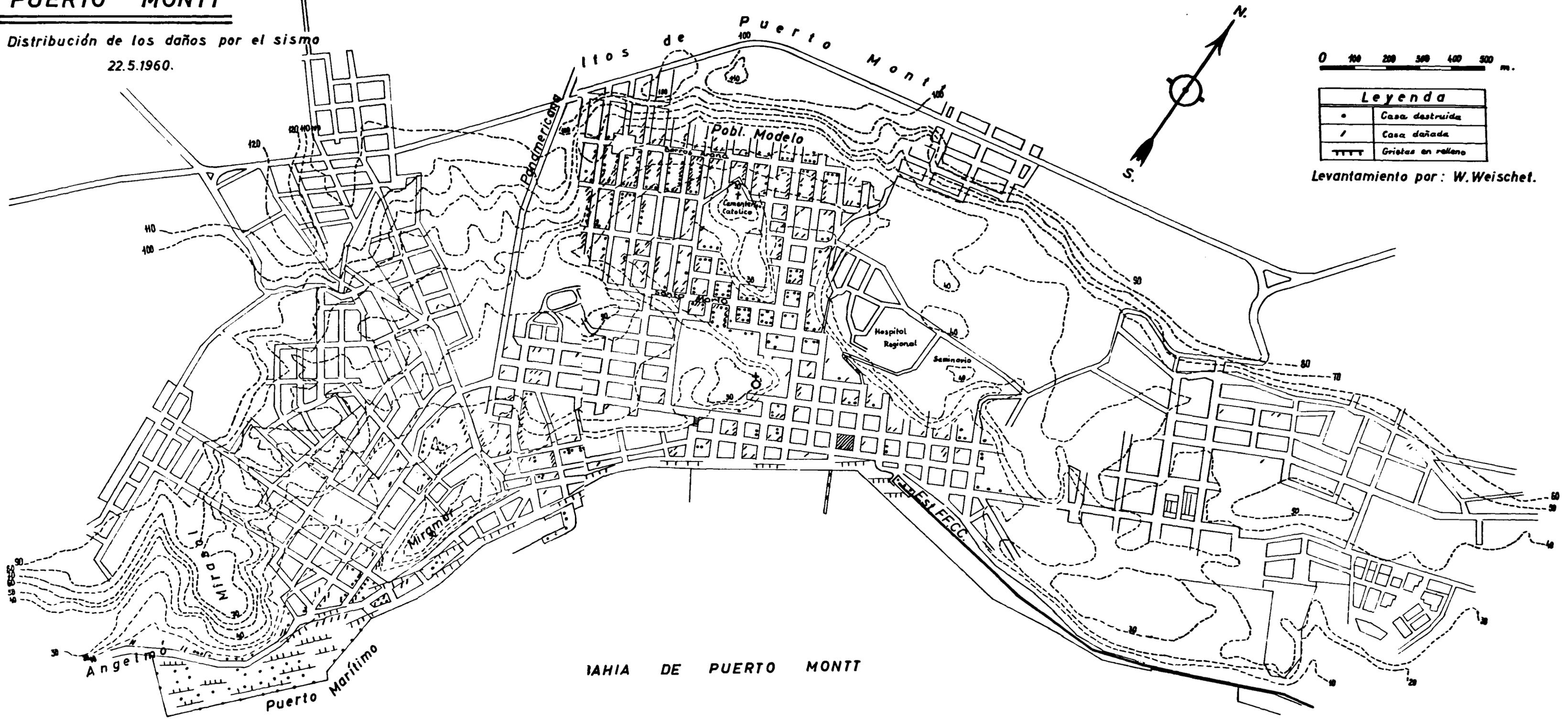


Fig. 3.

0 100 200 300 400 500 m.

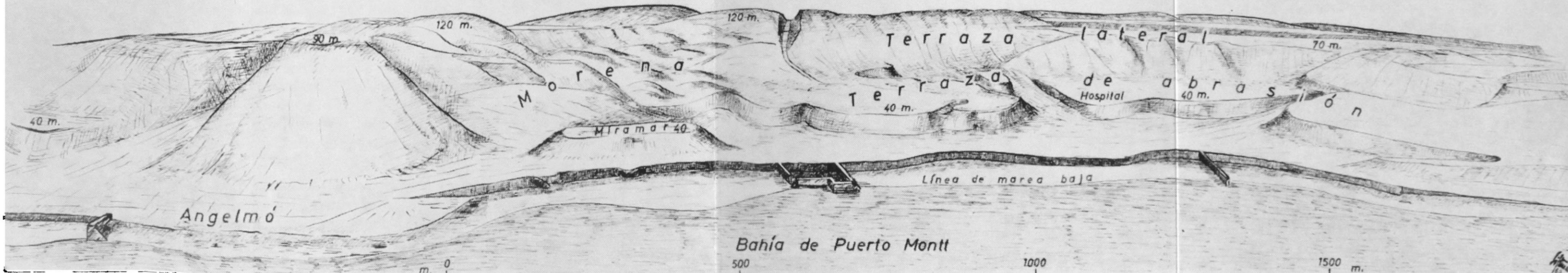
Leyenda	
•	Casa destruida
/	Casa dañada
---	Crietas en relleno

Levantamiento por: W.Weischet.

Situación geomorfológica de la ciudad de Puerto Montt.

Levantado por: V. Weischet.

Fig. 4.



Angelmó

Morrena
Miramar 40

Terraza lateral
Terraza de abrasión
Hospital

Línea de marea baja

Bahía de Puerto Montt

m. 0 500 1000 1500 m.

V. Weischet

Fig. 8.

La situación geomorfológica frente al Lago Riñihue.

Levantado : W. Weisheit



Fig. 11.

