

**RECONOCIMIENTO GEOLOGICO DE LA
CORDILLERA DE LOS ANDES ENTRE
LOS PARALELOS 35 Y 38 SUR**

Oscar L. González Ferrán

Mario Vergara Martínez

RECONOCIMIENTO GEOLOGICO DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES ENTRE LOS PARALELOS 35° Y 38° SUR

C O N T E N I D O

RESUMEN	23
ABSTRACT	24
INTRODUCCION	26
Región investigada y objeto del estudio	26
Métodos de trabajo	28
Estudios anteriores	29
Limitaciones	29
Agradecimientos	29
RASGOS GEOMORFOLOGICOS	30
Relieve	30
1. Remanentes del macizo andino	30
2. Valles, lagunas y glaciares	31
3. Estructuras volcánicas	35
Hidrografía	37
Clima y Vegetación	39
ESTRATIGRAFIA	43
Generalidades	43
Precámbrico y/o Paleozoico	45
Basamento metamórfico	45
Sistema Jurásico	45
Formación Valle Grande	45
Definición y relaciones estratigráficas	45
Distribución y litología del miembro inferior	46
Espesor del miembro inferior	49
Edad del miembro inferior	49
Distribución y litología del miembro superior	50
Espesor del miembro superior	51
Edad del miembro superior	51
Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación de la formación	51
Formación Río Damas	52
Definición y relaciones estratigráficas	52
Distribución y litología	53
Espesor de la formación	54
Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación	54
Sistema Jurásico superior y/o Cretácico inferior	55
Formación Cura-Mallín	55
Definición y relaciones estratigráficas	55
Distribución y litología	56
Espesor de la formación	59
Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación	59
Sistema Cretácico	59
Formación Baños del Flaco	59
Definición y relaciones estratigráficas	59
Distribución y litología	60
Espesor de la formación	61
Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación	61
Formación Colimapu	63
Definición y relaciones estratigráficas	63

	Distribución y litología del miembro inferior . . .	64
	Distribución y litología del miembro superior . . .	64
	Espesor de la formación	66
	Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación de la formación	66
	Formación Plan de los Yeuques	67
	Definición y relaciones estratigráficas	67
	Distribución y litología	67
	Espesor de la formación	69
	Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación . .	69
	Formación Abanico	70
	Definición y relaciones estratigráficas	70
	Distribución y litología	70
	Espesor de la formación	74
	Edad, correlaciones y condiciones de depositación . .	74
	Formación Corona del Fraile	74
	Definición y relaciones estratigráficas	74
	Distribución y litología	76
	Espesor de la formación	77
	Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación . .	77
Sistema Terciario		77
	Formación Malla-Malla	77
	Definición y relaciones estratigráficas	77
	Distribución y litología	78
	Espesor de la formación	79
	Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación . .	79
Sistema Terciario Superior y/o Cuaternario Inferior		80
	Formación Cola de Zorro	80
	Definición y relaciones estratigráficas	80
	Distribución y litología	81
	Espesor de la formación	85
	Edad, correlaciones y condiciones de depositación . .	85
Sistema Cuaternario		86
	Generalidades	86
	Volcanitas del grupo Descabezado Grande	86
	Volcanitas de planicies y valles	88
	Generalidades	88
	Volcanitas de planicies	88
	Volcanitas de valles	90
	Volcanitas Recientes	91
	Generalidades	91
	Volcanitas de conos actuales	91
	Coladas de lavas cordadas	94
	Lavas de bloques de la laguna del Maule	97
	Cenizas volcánicas	97
	Consideraciones generales del volcanismo cuaternario	98
	Sedimentos de valles actuales	100
ROCAS INTRUSIVAS		102
	Batolito Andino	102
	Definición y distribución	102
	Petrografía	104
	Edad de la intrusión y correlaciones	105
	Otros Intrusivos	106
ESTRUCTURA		107
	Pliegues	107
	Fallas	109
	Discordancias	111
HISTORIA GEOLOGICA		111
CONCLUSIONES		115
REFERENCIAS		117

ILUSTRACIONES:

Figura	1. Plano de ubicación del área estudiada	27
"	2. Esquema de la distribución areal y de la línea de equilibrio de los glaciares	33
"	3. Zonas climáticas	40
"	4. Formaciones Vegetales	42
"	5. Columna estratigráfica general esquematizada	44
"	6. Bosquejo geológico de Valle Grande	47
"	7. Valle de Trapa-Trapa	57
"	8. Cerro Corona del Fraile. Fotocroquis	75
"	9. Cajón de los Huemules	80
"	10. Centro volcánico Descabezado Grande	87
"	11. Cráter oriental del grupo Descabezado Chico	92
"	12. Centro volcánico de la Laguna del Maule	96
"	13. Diagrama de variación de las rocas volcánicas	99
"	14. Diagrama triangular en base a la composición de los feldespatos normativos de las rocas volcánicas	101
"	15. Perfiles	109
"	16. Esquema de los sistemas de fallas y centros volcánicos	110
"	17. Concepción teórica de la cuenca geosinclinal andina, en un corte idealizado	116

DESCRIPCION DE LAMINAS:

Lámina	I.	Fotografías	1 - 2 - 3
"	II.	"	4 - 5 - 6
"	III.	"	7 - 8 - 9 - 10
"	IV.	"	11 - 12
"	V.	"	13 - 14 - 15
"	VI.	"	16 - 17
"	VII.	"	18
"	VIII.	"	19 - 20
"	IX.	"	21 - 22 - 23
"	X.	"	24 - 25
"	XI.	"	26 - 27 - 28
"	XII.	"	29 - 30

ANEXO:

Plano geológico a escala 1:500.000.

RECONOCIMIENTO GEOLOGICO DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES ENTRE LOS PARALELOS 35° Y 38° SUR*

por

Oscar L. González Ferrán** y Mario Vergara Martínez**

RESUMEN

La región estudiada corresponde a la Cordillera Andina, comprendida entre las latitudes 35° y 38° sur, y cubre un área cercana a los 19.000 kilómetros cuadrados. Se estudian y discuten la estratigrafía, litología y estructura. La estratigrafía comprende rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico, que en el presente trabajo se describen como sigue:

Precámbrico y/o Paleozoico	Basamento metamórfico. Rocas metamórficas.
Caloviano?-Oxfordiano superior	Formación Valle Grande (marina). Miembro inferior, está constituido por areniscas multicolores, conglomerados y calizas fosilíferas. Espesor de la formación 750 metros (Oxfordiano medio a Caloviano (?)). Miembro superior, corresponde principalmente a lentes de yeso con intercalaciones de areniscas calcáreas (Oxfordiano superior).
Titoniano inferior-Kimeridgiano	Formación Río Damas (continental). Areniscas y conglomerados con escasas intercalaciones de volcanitas. Espesor 2.000 metros.
Jurásico superior-Neocomiano?	Formación Cura Mallín (continental). Areniscas, lutitas y conglomerados, con intercalaciones de volcanitas queratofídicas. Espesor 1.300 metros.
Hauteriviano-Titoniano medio	Formación Baños del Flaco (marina). Calizas y lutitas calcáreas fosilíferas, Espesor 800 metros.
Barremiano medio-Hauteriviano?	Formación Colimapu (continental). Lutitas, tufitas, areniscas y conglomerados rojos y pequeños depósitos de calizas lagunares. Espesor 600 metros.
Neocomiano superior?	Formación Plan de los Yeuques (continental). Volcanitas queratofídicas, piroclásticos y lavas con intercalaciones de ignimbritas semejantes. Espesor 1.300 metros.

*Recibido para su publicación en diciembre de 1963.

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

Pleocretáceo medio	Formación Abanico (continental). Porfiritas, tobas y brechas de la misma composición. Espesor 2.700 metros.
Cretáceo superior?	Formación Corona del Fraile (continental). Areniscas, conglomerados y tufitas gris verde claro; volcanitas traquíticas y liparíticas. Espesor 800 metros.
Eoceno	Formación Malla-Malla (continental). Sedimentitas clásticas con intercalaciones de lutitas bituminosas. Espesor 650 metros.
Plioceno-Pleistoceno	Formación Cola de Zorro (continental). Volcanitas basálticas y andesíticas, piroclásticas de la misma composición. Riolitas y flujos de cenizas. Espesor 750 metros.
Cuaternario	Volcanitas y sedimentos de valles actuales.

Se infieren dos fases orogénicas durante el Cretáceo medio a superior, que se manifiestan por una discordancia de erosión y plegamiento entre la formación Abanico y Corona del Fraile, y un plegamiento de menor intensidad en esta última formación.

El Batolito Andino se supone emplazado durante la primera fase orogénica que plegó la formación Abanico; corresponde a rocas graníticas y sus derivados filonianos, y representa el más importante ciclo intrusivo presente. Un segundo ciclo netamente intrusivo se manifiesta por filones de andesitas y basaltos; su origen probable parece estar relacionado con la intensa actividad volcánica que se inicia en el Plioceno. Indirectamente se evidencia un ciclo plutónico más antiguo que los anteriores, por la presencia de rodados de rocas graníticas en los sedimentos jurásicos.

Se reconoce la formación Cura Mallín, como la fase litoral cratónica del conjunto de rocas depositadas desde el supra-Jurásico hasta el Neocomiano. A fines del Neocomiano, una intensa actividad volcánica de carácter queratofídico (Formación Plan de los Yeuques) nivela los relieves y señala la iniciación de un importante ciclo volcánico que dura hasta el Cretáceo medio a superior. Como resultado del ciclo orogénico del Cretáceo medio a superior, se inicia la estructuración de la Cordillera Andina, con la configuración de una cuenca de sedimentación en su borde oriental, que habría sido el receptáculo de los materiales provenientes de la peniplanización de la Cordillera Andina chilena. Estribaciones de esta cuenca se hallan en la región del río Queuco, representadas por la formación Malla-Malla. A fines del Terciario se inicia un ciclo volcánico basáltico-andesítico representado por la formación Cola de Zorro; la actividad volcánica se continúa durante todo el Cuaternario ininterrumpidamente.

Las estructuras tienen un rumbo general norte-sur, que hacia el extremo septentrional se manifiestan en suaves anticlinales y sinclinales. Complicaciones locales, como pliegues en abanico dislocados y sinclinorios, se encuentran en el área central del río Maule y del Longaví, y también en el extremo sur-oriental de la zona. El buzamiento general de la estructura es hacia el norte. Se han reconocido fallas de gran extensión y de gran rechazo como son las que se evidencian en la región del río Malo y en el borde occidental del macizo andino. A fines del Terciario se inició una intensa tectónica de bloques que afectó principalmente la formación Cola de Zorro. Una tectónica de subsidencia, consecuencia del activo volcanismo cuaternario, parece continuar.

ABSTRACT

The area studied, consisting of approximately 19,000 sq. km. covers the Andean Cordillera between latitudes 35° and 38°S. The stratigraphy comprises volcanic and sedimentary rocks of the Mesozoic and Cenozoic, and can be tabulated as follows:

Precambrian and/or Paleozoic	Metamorphic basement. Metamorphic rocks.
Calovian?-Upper Oxfordian	Valle Grande Formation (marine). Lower member consists of multicoloured sandstones, conglomerates and fossiliferous limestones. Thickness of 750 m. (lower Oxfordian to Calovian?). Upper member comprises principally gypsum bands with intercalation of sandy limestones (Upper Oxfordian).
Lower Titonian-Kimeridgian	Río Damas Formation (continental). Sandstones and conglomerates with some intercalations of volcanic rocks. Thickness 2.000 m.
Upper Jurassic-Neocomian?	Cura Mallín Formation (continental). Sandstones, shales and conglomerates with intercalations of keratophyres. Thickness 1.300 m.
Hauterivian-Middle Titonian	Baños del Flaco Formation (marine). Limestones and fossiliferous calcareous shales. Thickness 800 m.
Middle Barremian-Hauterivian?	Colimapu Formation (continental). Shales, tuffs, sandstones and red conglomerates together with small deposits of lacustrine limestones. Thickness 600 m.
Upper Neocomian?	Plan de los Yeuques Formation (continental). Keratophyres, pyroclastics and lavas with intercalation of ignimbrites. Thickness 1.300 m.
Middle Precretaceous	Abanico Formation (continental). Phorphyries, tuffs, and breccias of the same composition. Thickness 2.700 m.
Upper Cretaceous?	Corona del Fraile Formation (continental). Sandstones, conglomerates, light-green-grey tuffs, trachytes and liparites. Thickness 800 m.
Eocene	Malla Malla Formation (continental). Clastic sediments with intercalations of bituminous shales. Thickness 650 m.
Plio-Pleistocene	Cola de Zorro Formation (continental). Basalts and andesites, with pyroclastics of the same composition. Rhyolites and ash flows. Thickness 750 m.
Quaternary	Volcanics and sediments of the present valleys.

Two orogenic phases are deduced to have taken place during the middle to upper Cretaceous. The earlier phase, also the more intense, affected all the formations from the Upper Jurassic up to and including the Abanico, while the second phase gently folded the Corona del Fraile formation.

During the first orogenic phase the Andean Batholith was intruded, the composition being granite and its dyke equivalents. A second intrusive phase manifested itself as dykes of andesitic and basaltic composition. This phase was probably related to the intense volcanic activity that commenced in the Pliocene. There is indirect evidence of an older plutonic cycle as indicated by the presence of granitic boulder in the Jurassic sediments.

The Cura Mallin formation is recognized as the cratonic litoral phase and is an assembly of rocks deposited from the Upper Jurassic to the Neocomian. At the end of the Neocomian intense volcanic activity of mainly silic alkaline character (Plan de los Yeuques formation) levelled off the relief and marked the initiation of an important volcanic cycle which lasted until the middle to upper Cretaceous. As a result of the Cretaceous orogenic cycle the embryonic structure of the Andean Cordillera was formed with a sedimentary basin on the eastern rim which provided a receptacle for the debris derived from the erosion of the Chilean Andean Cordillera. An extension of this basin is found in the region of the Queuco River, as represented by the Malla-Malla formation. At the end of the Tertiary there commenced a basaltic-andesitic volcanic cycle as evidenced by the Cola de Zorro formation. The volcanic activity continued uninterruptedly during the Quaternary.

The main structures of the area trend north-south. In the north there are gently folded anti-and synclines. In the central part of the zone, between the Maule and Longaví rivers and also in the extreme south-east are local complications of dislocated fans and folds and synclinarium. The folds generally pitch to the north. Major faults of great extension and considerable displacement were observed in the region of the Malo river and along the western border of the Andean massif. At the end of the Tertiary intense movement of blocks affected principally the Cola de Zorro formation. The tectonic activity continues up to the present day as is manifested by the frequent earthquakes.

INTRODUCCION

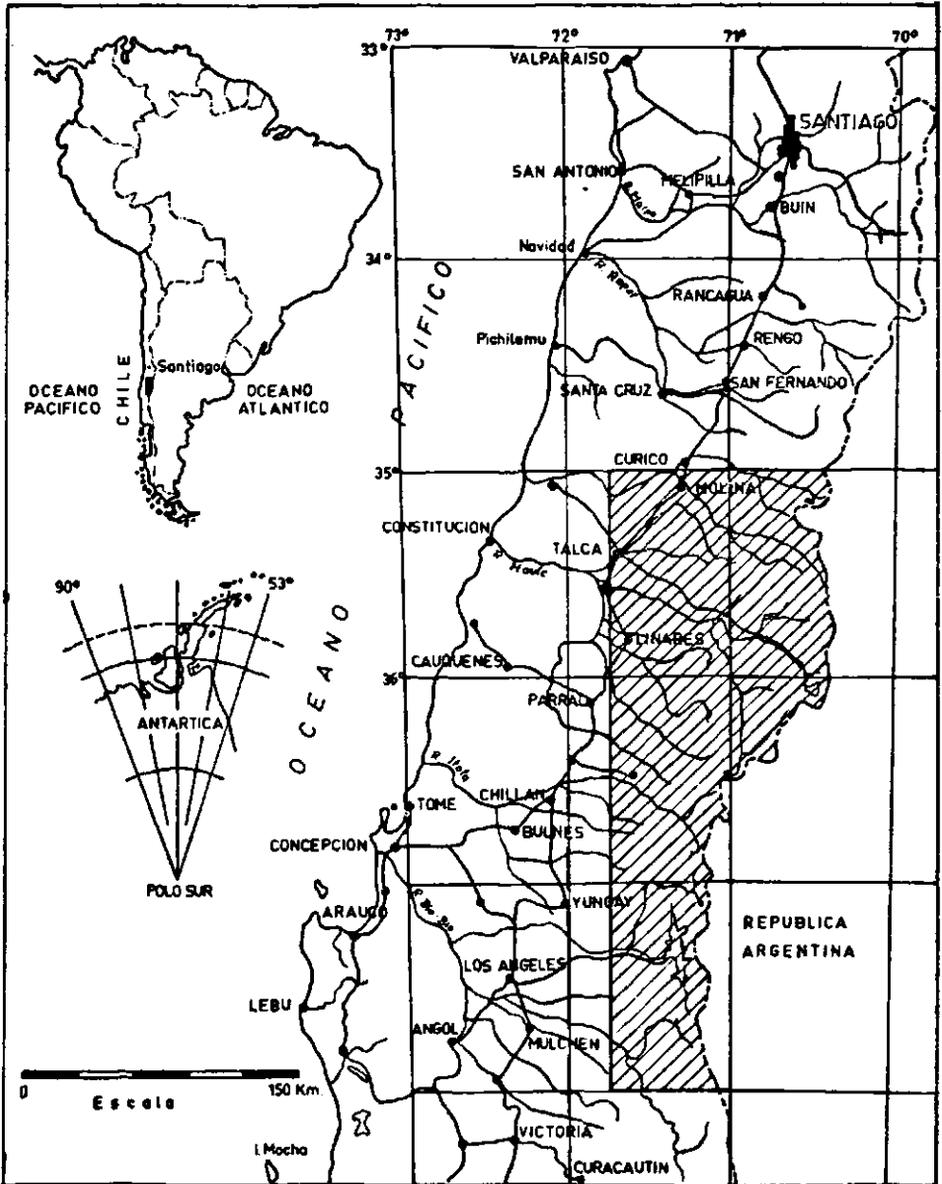
Región investigada y objeto del estudio.

El área investigada corresponde a la Cordillera de los Andes de Chile Central comprendida entre los paralelos 35° y 38° de latitud sur, límite fronterizo con la República Argentina por el este y, por el oeste, los primeros cordones precordilleranos que separan el macizo andino del Valle Central. Esta zona, con ancho promedio de 70 kilómetros en el norte y de unos 50 kilómetros en el extremo sur, corresponde a las provincias de Curicó, Talca, Linares, Ñuble, Bío Bío y la parte NNE de la provincia de Malleco, tal como se observa en el plano de ubicación (Fig. 1).

El plano geológico incluye una superficie de aproximadamente 19.000 kilómetros cuadrados, donde la investigación fue completa en lo que se refiere a los propósitos del presente estudio.

La finalidad directa del trabajo fue el reconocimiento geológico, en escala 1:250.000, de la zona ya indicada e incorporar este reconocimiento a la Carta Geológica de Chile Central, a igual escala, que se está confeccionando en el Instituto de Geología de la Universidad de Chile como punto más importante de su programa de investigaciones. Como fines también inmediatos, se ha pretendido aclarar una serie de ideas en relación con el volcanismo, tectónica, cuerpos intrusivos, estratigrafía y, en especial, con la litología y correlaciones de un grupo de unidades geológicamente diferenciadas que han sido englobadas, desde los tiempos de DARWIN (1846), en la llamada Formación Porfirítica.

Si bien no fueron abordados estudios en conexión con geología económica, se trató de indicar, en lo posible, todas las áreas de alteración y sus relaciones con los cuerpos intrusivos allí presentes; de este modo, el trabajo puede conside-



PLANO DE UBICACION DEL AREA ESTUDIADA

Figura 1

rarse como una información preliminar para investigaciones futuras sobre tal materia.

En esta publicación adjuntamos una reducción 1:500.000 del plano referido.

Métodos de trabajo.

Los estudios directos en terreno se realizaron durante las temporadas de verano de los años 1959, 1960, 1961 y 1962 en un período total de once meses.

La base topográfica principal consistió de las Hojas Preliminares del Instituto Geográfico Militar, a escala 1:250.000, con curvas de nivel cada 1.000 pies (304,8 m). Estas Hojas Preliminares, deducidas de fotografías aéreas, tomadas en el año 1945, son los únicos mapas disponibles para la zona estudiada; por su carácter preliminar, ellas adolecen de algunos errores en relación con la orografía, redes de drenaje y, particularmente, toponimia. La mayor parte de los defectos mencionados fueron corregidos mediante los antecedentes recogidos en el mismo terreno, por la revisión de nuevos levantamientos aereofotográficos y por las denominaciones geográficas de RISOPATRON (1924) que no adolecen de grandes errores.

Para compensar las inexactitudes de las Hojas Preliminares y también con el objeto de disponer de mapas bases en una escala mayor, necesaria para el reconocimiento más detallado de ciertas áreas claves, se confeccionaron en el Instituto de Geología de la Universidad de Chile croquis copiados de fotografías aéreas verticales, en escala aproximada 1:65.000, obtenidas en el Instituto Geográfico Militar y que fueron tomadas por la compañía Hykon durante el año 1956. Estos croquis, con un máximo de detalles orográficos y de redes de drenaje, constituyeron excelentes guías para el levantamiento geológico de terreno; sin embargo, ellos cubrieron solamente desde el extremo norte hasta las inmediaciones del río Laja dentro de la zona estudiada; es decir, hasta el límite austral que alcanza el levantamiento aereofotográfico Hykon.

Como etapas previas a la realización de cada una de las cuatro temporadas de trabajo de terreno, fueron confeccionados planos fotogeológicos en base a las fotografías aéreas Hykon ya mencionadas. Esto permitió interpretar las grandes estructuras como fallas y pliegues cuya clara concepción, en el campo, es a veces imposible pues el observador queda limitado a observaciones de carácter local que ocultan o dificultan la interpretación de rasgos estructurales regionales. Por otra parte, los planos fotogeológicos permitieron orientar el trabajo de terreno hacia aquellas áreas de mayor complejidad geológica y dieron mayor expedición al trazado de perfiles y relleno areal.

Del total de muestras de rocas, se hicieron aproximadamente 800 secciones transparentes que fueron estudiadas por los métodos corrientes de la microscopía; sin embargo, algunas muestras fueron investigadas por la Platina Universal de cuatro ejes para la determinación de ciertos minerales y ello se complementó con la medida de índices de refracción por métodos de inmersión. Este estudio bajo el microscopio constituyó parte fundamental del trabajo total de laboratorio. En la descripción macroscópica de las rocas se usó la carta de color (Rock Color Chart).

El material paleontológico fue estudiado en forma generalizada y sin entrar en detalles acabados, ya que no fueron encontradas especies diferentes de aquellas que han sido ubicadas y estudiadas con suficiente detalle por otros investigadores, tanto dentro de la zona del presente estudio como en áreas vecinas.

Estudios anteriores.

Para la región investigada no existen trabajos geológicos detallados, pero sí son numerosos los que se refieren a las características generales de la misma zona y han sido revisadas las publicaciones de los autores siguientes: BRUGGEN (1950); BURCKARDT (1900); DOMEYKO (1903); FELSCH (1916); FUENZALIDA (1940); GROEBER (1946); HEMMER (1935); KLOHN (1960), y MUÑOZ CRISTI (1950).

Se pudo disponer también de algunos trabajos inéditos de estudios geológicos aplicados a obras de ingeniería, tales como el de ERIKSEN (1960) referente a la zona de la Laguna del Laja y el de KARZULOVIC y THIELE (1961) en relación con un proyecto de Aducción de ENDESA entre los ríos Cipreses y Claro, este último también afluente del Maule al igual que el río Cipreses.

Numerosas informaciones verbales fueron proporcionadas por MUÑOZ CRISTI y también se utilizaron los datos de informes inéditos del Instituto de Geología que inciden, especialmente, en la zona comprendida entre los ríos Polcura y Renegado.

Limitaciones.

La Alta Cordillera de los Andes presenta numerosos sectores con difíciles condiciones de acceso por la inexistencia de caminos y aun huellas o senderos; o por la presencia de vegetación tupida, pendientes escarpadas y ríos imposibles de vadear. A esto se agrega que muchas veces la visibilidad de los afloramientos queda dificultada tanto por una vegetación del tipo de matorrales como por gruesos espesores de materiales coluviales en las laderas próximas a los valles; y también en las regiones septentrionales, donde la vegetación se retira, el prolífero volcanismo cuaternario cubre y oculta las formaciones mesozoicas.

Todo lo anterior puede haber limitado la exactitud de algunos contactos entre unidades geológicas diferentes y también la existencia de ciertos rasgos estructurales menores dentro de un cuadro tectónico de por sí complejo.

Con el objeto de hacer resaltar las características netamente geológicas, no se han indicado en el Mapa Geológico General todos los datos toponímicos y de caminos que serían deseables en una carta topográfica a la misma escala; pero, sí han sido señalados todos los lugares citados en el texto del estudio. En todo caso, esta limitación queda obviada con el examen del Plano de Ubicación de la figura 1.

En la clasificación petrográfica hemos preferido, a insinuación del profesor Sr. Jorge Muñoz Cristi, emplear términos paleopetrográficos, debido a la gran difusión que éstos han tenido en la literatura geológica chilena, y a su utilidad práctica como mecanismo de trabajo.

En los perfiles estratigráficos se ha anotado el número de la muestra que se conserva en el Museo del Instituto.

Agradecimientos.

El trabajo de campo, construcción de los mapas, estudios de laboratorios y confección del manuscrito, se llevaron a cabo como un proyecto que constituye parte del plan de investigaciones del Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Debemos expresar a su Director, don Jorge Muñoz Cristi, nuestra más

cara gratitud y reconocimiento por habernos confiado la realización del presente estudio y por su apoyo continuado durante todo el periodo en él gastado. Además obtuvimos de él valiosa ayuda como profesor y guía en los trabajos de investigación, compenetrándose constantemente en ellos, intercambiando ideas y aclarando las dudas cada vez que le consultábamos. Asimismo deseamos expresar nuestros más sinceros agradecimientos al Director de la Escuela de Geología, don Humberto Fuenzalida Villegas, en quien hemos encontrado siempre la más amplia acogida a nuestros proyectos y que con su sabia experiencia de maestro ha contribuido a la realización de ellos.

No podemos dejar de agradecer a todos aquellos profesores que de una forma u otra colaboraron al mejor desarrollo de este trabajo, entre los cuales debemos destacar a los profesores de la Escuela de Geología, señores Giovanni Cecioni y Juan Karzulović; como también a los profesores Stanley Davis y Hans Thalmann de la Universidad de Standford.

Deseamos citar, además, a los estudiantes de Geología Sres. Carlos Roschmann, Luis Biró, Enrique Marino, Reynaldo Charrier y Claudio Gallardo, por su cooperación en las campañas del terreno y en los trabajos de laboratorio; especialmente a Luis Biró, en las determinaciones paleontológicas.

Al funcionario de la Escuela de Geología, Sr. Oscar Alfaro, por su colaboración en la realización de los trabajos fotográficos. A numerosas instituciones tales como ENDESA, Ministerio de Obras Públicas, Regimiento Andino de Los Angeles, Escuela de Artillería de Linares e Instituto Geográfico Militar de Santiago, todas las cuales contribuyeron facilitando medios de transportes y albergue e informaciones generales acerca del sector cordillerano.

Serían nuestros deseos poder nombrar aquí a los numerosos dueños de fundos, administradores, baqueanos y carabineros de la zona, que hicieron más expedita la labor desarrollada. Vayan para ellos nuestros más sinceros agradecimientos.

RASCOS GEOMORFOLOGICOS

Relieve.

Al describir los principales caracteres topográficos de la zona, intentaremos dividir el tramo cordillerano estudiado en tres unidades morfológicas fundamentales que aparecen íntimamente ligadas: 1) Remanentes del Macizo Andino; 2) Valles, lagunas y glaciares; 3) Estructuras volcánicas.

1. REMANENTES DEL MACIZO ANDINO.

Está constituido fundamentalmente por las formaciones mesozoicas, terciarias y diversos cuerpos intrusivos. Su altura media varía entre los 2.500 metros s.n.m., desde el río Tenó (paralelo 35º) al paralelo 37º, y los 2.000 metros s.n.m., a contar de aquí hacia el extremo austral de la región investigada; mirada en su conjunto, la zona cartografiada semeja un tronco penneplanizado, acentuado por la actitud tectónica de las formaciones volcánicas neoterciarias, con suave inclinación al sur y al poniente.

El macizo ha sido fuertemente erosionado y disectado, especialmente por la acción glacial del Pleistoceno y la fluvial que prosigue hoy en día, excavándose profundos y amplios valles transversales que dejan, tras ellos, núcleos montañosos aislados cuyas formas topográficas hacen evidente el control ejercido por la es-

estructura y la litología de las rocas fundamentales; este control se manifiesta con mayor nitidez en la organización de los sistemas de avenamiento y son frecuentes, en los afloramientos de intrusivos del Batolito Andino, formas dómicas con avenamientos dendríticos.

Las estructuras sedimentarias plegadas han dado origen a relieves especiales y del tipo de crestas sinclinales como la existente en el cordón del Alto de Araya, entre el estero Upeo y el río Colorado; espinazos y crestas monoclinales que son comunes en las formaciones continentales de Colimapu, Abanico, Plan de los Yeuques y también Cura Mallín y cordones anticlinales del tipo presente, dentro de la formación Cura Mallín, al este de la laguna del Laja.

Formas corrientes son las cuevas originadas por la erosión de bloques sedimentarios en actitud monoclinas y cuyos representantes más típicos se encuentran en los cerros de Santa Rita junto al río Teno. Igualmente frecuentes son las mesas desarrolladas como restos de la formación volcánica Cola de Zorro implantada, probablemente, durante el Plioceno-Pleistoceno, sobre el relieve primitivo del macizo cordillerano.

Rasgos menores y producidos por erosión diferencial, se encuentran constituyendo formas caprichosas, del tipo de hongos y torreones, en las rocas volcánicas situadas en diversos lugares a lo largo del Cajón del Campanario y también junto al río Maule en las cercanías de Los Cóndores.

2. VALLES, LAGUNAS Y GLACIARES.

Valles.

Configuran las mayores formas de relieve negativo y su existencia se debe, en gran parte, a la erosión glacial y fluvial. Dada la pendiente original del macizo central andino hacia el poniente, los principales pueden ser considerados en general como consecuentes y corresponden a los valles de los ríos Teno, Colorado desde su curso medio, Maule, Longaví, Ñuble, desde su curso medio, Renegado, Diguillín, Laja, Duqueco y Bío Bío desde las proximidades del río Queuco.

Los valles principales son por lo común bastante amplios con excepción de aquellos del río Teno, Colorado y Diguillín en su curso superior. El del Teno presenta, en su curso medio, verdaderos desfiladeros y vertientes abruptas que llegan a constituir pequeños cañones como el observado entre Los Peumos y El Infiernillo. El del Colorado muestra las características de un cañón, las cuales son motivadas por lavas superpuestas y profundamente disectadas; lo mismo ocurre en el curso superior del valle del río Diguillín.

A menudo, es fácil observar niveles aterrazados de sedimentos fluviales o glaciofluviales que han sepultado el talweg primitivo de los valles originando, en cambio, extensas planicies que alcanzan su mayor desarrollo hacia aguas abajo de la precordillera; tal ocurre en los valles del Teno, Maule, Longaví, Ñuble, Laja y Bío Bío para los cuales, corrientemente, los sedimentos de las terrazas se alternan con efusiones basálticas hacia aguas arriba.

Un desarrollo incipiente de valles insecuentes es posible observarlo en el plateau ubicado al este del grupo volcánico Los Descabezados, como también en áreas situadas al poniente y al sur de la laguna del Maule; ellos han comenzado a formarse en superficies de rocas volcánicas y sin, aparentemente, control alguno.

Como valles subsecuentes podrían clasificarse el del río Guanquivilo y el

correspondiente al curso superior del río Melado; este último debería considerarse, además, como un valle anticlinal. Otros semejantes, controlados por la estructura, son el del curso superior del río Teno; el valle inferior del río Claro de los Queñes; el valle superior del río Colorado; el valle del Cajón Troncoso; el valle superior del río Ñuble, y los valles situados al norte y al sur de la laguna del Laja que muestran un franco control estructural ligado a un sistema de fallas de rumbo norte-sur.

Lagunas.

La mayor parte de ellas están emplazadas en pequeñas cuencas, de origen glacial o tectónico, embalsadas por sedimentos morénicos o coladas de lavas; estas últimas, han formado lagunas en el curso de los valles.

Las lagunas del Planchón; de Bejar, en las nacientes del río Polcura; y otras menores ubicadas en las cabeceras del Cajón Troncoso, son ejemplos de aquellas embalsadas por morenas en depresiones de origen glacial. Las lagunas embalsadas por coladas de lavas corresponden, entre las más típicas, a la de Mondaca al norte del Descabezado Grande; de la Invernada, represada por las lavas de Los Hornitos en el valle del río Cipreses; del Maule, una de las mayores de la región y con una superficie del orden de 45 kilómetros cuadrados, y del Laja, formada en una depresión tectónica obstruida por las lavas del volcán Antuco.

Existen un sinnúmero de lagunitas cobijadas, la mayoría, en pequeñas depresiones volcánicas de edad cuaternaria. Tales son las situadas al noreste del grupo del Descabezado Chico; al poniente del Cerro Azul, en el cráter de la Resolana; y al poniente de la laguna del Maule donde algunas, como la laguna Sin Puerta, alcanzan dimensiones de importancia.

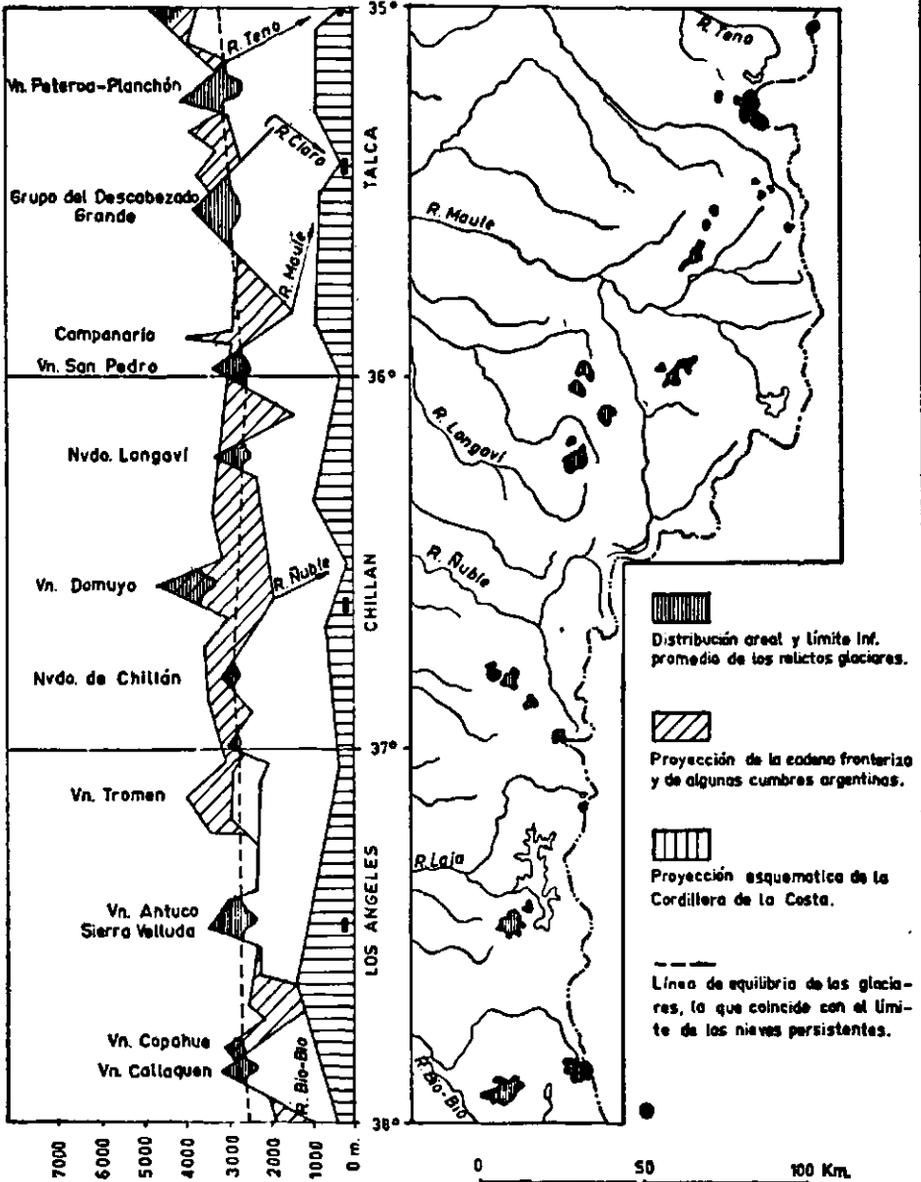
Glaciares.

Para la zona estudiada, según nuestras observaciones, la línea de equilibrio de las nieves persistentes se extendería, de norte a sur, aproximadamente entre las cotas 3.100 y 2.700 metros s.n.m.; esto está bastante de acuerdo con el diagrama de LLIBOUTRY (1956), y significa que la mayor parte de los glaciares y campos de nieves permanentes quedan restringidos a los núcleos volcánicos o cumbres más destacadas. Fig. 2.

El grupo volcánico Peteroa-Azufre está coronado con un amplio manto de hielo, con superficie cercana a los 30 kilómetros cuadrados, repartido en pequeños glaciares que han desarrollado circos parciales a partir de las estribaciones australes del volcán Planchón y en una gran masa glaciaria, de unos 15 kilómetros cuadrados, emplazada en la vertiente SSE del volcán Azufre desde su cumbre hasta los 2.500 metros s.n.m. Es interesante notar que, en las laderas orientales del volcán Peteroa, los campos de hielo están parcialmente cubiertos por abundantes cenizas y lapillis que revelan una actividad relativamente reciente de dicho volcán.

En el grupo del Descabezado Chico existen relictos glaciares desde la cota 2.800 metros s.n.m. hasta la zona de los nevés situados en el interior de los cráteres. Ellos predominan en las laderas SSE y algunos muestran características de glaciares colgantes; la mayoría se presentan parcialmente cubiertos por materiales piroclásticos, especialmente cenizas. Los cráteres tienen profundas aberturas hacia la

ESQUEMA DE LA DISTRIBUCION AREAL Y DE LA LINEA DE EQUILIBRIO DE LOS RELICTOS GLACIARES



según diagrama de L. Liboutry (1956), adaptado por González-Vergara

Figura 2

vertiente sur y aquí se encuentran rocas aborregadas, conjuntamente con otras señales de erosión por el hielo, que revelan una mayor actividad glaciaria.

Los macizos del Descabezado Grande y Cerro Azul, contienen campos de hielo y planchones de nieve restringidos a las hondonadas o depresiones protegidas de la acción directa del sol y de los fuertes vientos que soplan con cierta frecuencia. Las mayores acumulaciones se encuentran en el interior de la gran depresión del cráter central del Descabezado Grande; se trata de planchones de hielo muerto, sin grietas ni penitentes, parcialmente cubiertos por cenizas que provendrían de las erupciones del volcán Quizapú.

En las vertientes surorientales del grupo volcánico San Pedro (o las Yeguas) y el cerro Pellado, aparecen diversos núcleos de hielos muertos y campos de nieves persistentes que, en su conjunto, no sobrepasan los 3,5 kilómetros cuadrados y no descienden más allá de la cota 2.700 metros s.n.m.; es decir, no alcanzan nunca la magnitud y cota con que figuran en la Carta Preliminar, a escala 1:250.000, del Instituto Geográfico Militar.

El cordón del cerro Lástimas, ubicado al poniente del río Melado, mantendría glaciares de cierta magnitud y cuyas características han sido observadas por MARANGUNIC (1961, información verbal). Aquí existiría un gran glaciar emplazado en un circo de paredes abruptas y altura relativa comprendida entre 800 y 1.000 metros; tendría una superficie de más o menos 4,3 kilómetros cuadrados y su nivel inferior se encontraría a la cota 2.200 metros s.n.m., junto a una laguna de unos 150 metros cuadrados. La existencia de esta importante masa de hielo se debería, principalmente, a la acción protectora de las escarpadas paredes del circo que mantienen a la sombra, y al abrigo de los vientos, la mayor parte del glaciar. Con el resto de acumulaciones de hielo menores, repartidos hacia las estribaciones australes del cordón, se totalizan en el cerro Lástimas una superficie cercana a los 8 kilómetros cuadrados.

Un grupo de planchones de hielo, de poca importancia, se localizan en las laderas orientales de los Nevados de Longaví; cubren una superficie próxima a 3 kilómetros cuadrados y alcanzan alrededor de la cota 2.500 metros s.n.m.

Cerca del paralelo 37°, en los Nevados de Chillán, alcanzan cierto desarrollo los glaciares y neveros cuyo frente más bajo llega a los 2.600 metros s.n.m.

Imponentes son los glaciares del tipo colgante existentes en las vertientes de la Sierra Velluda, situada al sur del volcán Antuco y al poniente de la laguna del Laja; la cascada de hielo que se precipita por la vertiente SSE, hacia la quebrada de Los Barros, llega hasta los 1.900 metros s.n.m., aproximadamente. El mismo volcán Antuco muestra, en las faldas sur a suroriental del cono superior, cubiertas de hielo con algunas grietas de tensión.

Los macizos volcánicos del Callaqué y Copahue contienen las últimas manifestaciones glaciares del área en estudio, en las cercanías del paralelo 38°. Los campos de hielo y nieve del Callaqué descenderían hasta las cotas de 1.900 a 2.100 metros s.n.m.; ellos coronan la mayor parte de la cima volcánica y allí sobresalen, a modo de crestas, rocas basálticas que parcelan la superficie del hielo. Aquí se pudo observar, durante el mes de enero de 1959, un desarrollo incipiente de micropenitentes a la cota 2.700 metros s.n.m. Los glaciares del volcán Copahue, situado en la frontera, tendrían características similares.

3. ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS.

Sobre la superficie del macizo andino, rompen el horizonte los solitarios e imponentes atalayas volcánicas cuyas estructuras compuestas se edifican sobre él y penetran la atmósfera hasta cotas que sobrepasan los 4.000 metros en el norte y llegan sólo a los 3.400 metros s.n.m. en las regiones australes; es decir, sus conos de lavas y piroclásticos alcanzan una altura absoluta de más o menos 1.500 metros.

La distribución de la arquitectura volcánica sobrepuesta al macizo andino estaría controlada por los grandes factores estructurales que han condicionado su alineamiento, agrupación y ubicación. (Fig. 16). Hacia el sur del área, los centros volcánicos se presentan solitarios y majestuosos: Callaquén ($37^{\circ} 55' / 71^{\circ} 25'$; 3.090 metros s.n.m.); Copahue ($37^{\circ} 51' / 71^{\circ} 10'$; 3.010 metros); Sierra Velluda ($37^{\circ} 30' / 71^{\circ} 25'$; 3.580 metros), y Antuco ($37^{\circ} 25' / 71^{\circ} 22'$; 2.990 metros). Hacia el norte, se advierte un hábito gregario que empieza en el grupo de los Nevados de Chillán ($36^{\circ} 49' / 71^{\circ} 26'$; 3.180 metros) y se hace más evidente en la región septentrional: Nevados de San Pedro o Las Yeguas ($36^{\circ} 00' / 70^{\circ} 51'$; 3.500 metros); Descabezado Grande ($35^{\circ} 35' / 70^{\circ} 45'$; 3.830 metros); Descabezado Chico ($35^{\circ} 31' / 70^{\circ} 37'$; 3.250 metros); Peteroa-Azufre ($35^{\circ} 16' / 70^{\circ} 35'$; 4.000 metros), y Planchón ($35^{\circ} 13' / 70^{\circ} 36'$; 3.970 metros).

Dentro de los elementos agradacionales, es el volcanismo cuaternario el que alcanza su máxima representación en la zona de estudio; abundantes emisiones lávicas y piroclásticas han sepultado la mayor parte del relieve primitivo, especialmente en la región comprendida entre los ríos Colorado por el norte y la laguna del Maule por el sur, edificando estructuras mayores del tipo de conos compuestos y estratos-volcanes como el cerro Azul, situado al norte de la laguna Invernada y cuyo cráter central se presenta fuertemente erosionado hacia la ladera sur. El Descabezado Grande, a unos nueve kilómetros más al norte y en línea con el anterior, levanta su imponente mole con algo más de 800 metros sobre el nivel promedio de la cordillera y su cráter central, con un diámetro aproximado de 1,5 Kms., lo hace presentarse como un cono truncado visible desde la distancia; en dirección NNE, dicho cono se ve modificado por el cráter parásito allí presente con unos 900 metros de diámetro. En una línea que se dirige desde este último punto en dirección NNE, se encuentran estructuras similares en el volcán Colorado Interior de cuyas estribaciones se desprenden, hacia el este, múltiples cráteres y conos piroclásticos que, entremezclados con las efusiones del tipo dermatolítico y clastolítico, han logrado edificar una estructura compuesta conocida como el Descabezado Chico. Poco más al sur de este grupo se levanta, ya en las proximidades de la divisoria de aguas, el cerro del Medio, en cuya cima se encuentran cuatro cráteres en un estado de erosión avanzado.

Otro grupo importante de centros volcánicos compuestos es el constituido por los volcanes Planchón-Peteroa Azufre en el extremo norte de esta área de estudio y en plena divisoria de aguas, a unos 40 Kms. del grupo del Descabezado; dentro de este grupo, características morfológicas actuales permiten hacer diferencias de sus principales rasgos. Así es como el Planchón se caracteriza por las agujas pétreas que coronan su cumbre, evidenciando ellas los restos de un cráter fuertemente erosionado cuyas paredes, en un comienzo, parecen haberse derrumbado hacia el SSE por los efectos de un derrame basáltico que alcanzó hasta las nacientes del río Claro (afluente del río Teno). El Peteroa, situado al centro del grupo y separado de los otros dos por pequeños portezuelos, luce suaves pendientes hacia el cuadrante sur que señalan las inclinaciones primitivas de sus efusiones;

su cráter central se presenta algo desviado hacia el portezuelo norte y es el único que aún manifiesta cierta actividad. Poco más al sur se levanta el tercer cono, conocido como el volcán Azufre y también de suave pendiente, que se extiende hasta el río Colorado por el sur y Valle Grande por el oriente.

Al sur del río Maule y al oriente de la confluencia de los ríos de la Puente y Melado, se levanta un grupo compuesto que alcanza hasta las proximidades occidentales de la laguna del Maule y está constituido por los volcanes San Pedro o de las Yeguas y el cerro Pellado, que es el más oriental. El volcán San Pedro, el más alto del grupo, presenta agudas y escarpadas cuchillas en las faldas sur y sureste; mientras, hacia el norte, sus vertientes son suaves y tendidas. Este volcán en su extremo superior presenta un pequeño cono, constituido únicamente de material piroclástico, con una depresión que corresponde al cráter central y que actualmente se encuentra cubierto con hielo y nieve. El cerro Pellado, por su parte, correspondería a un semiesqueleto volcánico, cuyo cráter ha desaparecido casi totalmente debido al avanzado grado de erosión.

Otro centro lo constituye el Nevado de Longaví, el cual ha emigrado hacia la precordillera de la provincia de Linares; también su estructura se asemeja a la de un cono truncado, de laderas abruptas y cubiertas parcialmente por hielos y nieves persistentes, especialmente en sus vertientes sur y oriental. Este volcán se sitúa a unos 40 Kms. al sur del grupo del San Pedro; y se encuentra en estado de solfatara.

En menor escala, comparado con la actividad volcánica de los centros ya descritos, se presenta en el área y a unos 75 Kms. del anterior, el grupo de estratos volcanes, conos de proyecciones y coladas de bloque que constituyen los Nevados de Chillán, los cuales se organizan en una línea de dirección aproximada NNW a SSE, cuyos rasgos fisiográficos son aún más resaltantes debido a que se encuentran descansando sobre el Batolito Andino.

A unos 58 Kms. hacia el SSE de los nevados, se levanta el volcán Antuco característico por su "somma", BRUGGEN (1950), el cual está constituido por lavas y piroclásticos gruesos; de paredes abruptas hacia el norte y suaves en el sur, su forma semeja el somma del Vesubio y corresponde al antiguo cráter tipo caldera llamado volcán Laja. Sobre él se ha levantado, en el extremo NNE, el cono de piroclásticos que corresponde al actual volcán Antuco. La rugosidad de sus laderas septentrionales se debe principalmente al derrame de coladas clastolíticas, muchas de las cuales han obstruido el valle del río Laja embalsando la laguna del mismo nombre. Vecino a éste y poco más al sur tenemos la Sierra Velluda, la cual está representando el esqueleto de un estrato volcánico pleistocénico fuertemente erosionado y que aún sigue sometido a la erosión glacial, según se puede observar claramente en el terreno.

Ya en el extremo sur del área de estudio se nos hacen presentes las dos últimas estructuras volcánicas compuestas y ellas corresponden a los volcanes Callaquen y Copahue. Este último, situado en la divisoria de aguas, presenta pendientes mejor conservadas que el primero; sus coladas se extienden por suaves declives hacia las planicies de la Sierra de Malla-Malla como hacia el territorio argentino, mientras, en la zona de los Baños de la vertiente norte, dichas coladas terminan abruptamente sobre el valle.

Estructuras volcánicas menores, pero que modifican bastante las características del relieve, especialmente en relación con los valles, las constituyen una serie de conos piroclásticos compuestos principalmente de cenizas, lapillis y polvo volcánico. Sus alturas relativas no pasan los 150 metros y se sitúan por

lo general en la boca de los valles o muy poco aguas arriba de ellos sin sobrepasar las vertientes de los valles que los acunan. Sus representantes son el volcán Resago; el cráter Bobadilla; los Hornitos del Maule; el cráter Nuevo (del estero Rodríguez, afluente del río de la Puente), y el cráter de las Nieblas. Es interesante hacer notar que la mayoría de estos conos de proyección sobreyacen en una colada del tipo de bloques, la que ha escurrido aguas abajo originando pequeños embalses de lagunas. Dichos conos se sitúan, por lo general, en las cabeceras de esas coladas y parecen señalar la fase póstuma de la actividad ígnea extrusiva en dichos lugares.

Ellos son de edad relativamente reciente, postglaciares, se presentan con sus formas primitivas casi intactas y sólo algunos están erosionados parcialmente como es el caso del cráter Bobadilla, adosado en las laderas norte del valle del mismo nombre, el cual presenta su vertiente sur derrumbada y fuertemente lavada.

También es frecuente observar, en los valles cordilleranos, extensas planicies o niveles aterrizados originados por las sucesivas coladas y acumulaciones de piroclásticos, principalmente cenizas, los cuales han sepultado parcialmente el perfil primitivo del valle glacial o fluvial. Estas fases agradacionales del volcanismo las hemos clasificado como basaltos de valles actuales, tanto por su composición litológica predominante, como por sus rasgos morfológicos y posición dentro del relieve actual. Estas coladas, que en la mayoría de los casos han surgido de grietas marginales en los mismos valles o poco aguas arriba de ellos y en algunos sectores como escurrimientos laterales en la base de los principales centros volcánicos, se encuentran casi en su totalidad descansando sobre el relleno primitivo aluvial o fluvioglacial de los valles. Las coladas no son sincrónicas, pero sí todas postglaciares. Algunas de ellas presentan una superficie ya bastante meteorizada y han logrado desarrollar pequeños perfiles de suelo. Otras más modernas clastolíticas, con sus bloques basálticos negros y requebrajados, le dan al valle un aspecto ruinoso e intransitable donde la ausencia de vegetación acentúa la aridez engendrada por el volcanismo. Dentro de estas coladas modernas tenemos presente un tipo dermatolítico o de lavas cordadas, por lo general de carácter vitrofidico, cuyos representantes más típicos se encuentran en la "Colada de las Nieblas", al sur de la laguna del Maule y al oriente del estero del mismo nombre y en la "lengua de Vulcano" que ha embalsado hacia el oriente la laguna Mondaca situada al norte del grupo del Descabezado Grande. Coladas modernas del tipo de bloques son abundantes en la región de los nevados de Chillán, aquí la más moderna ha escurrido hacia NNE, o sea hacia el río Cato y no hacia el Santa Gertrudis como lo describe BRUGGEN (1950); también se encuentra en el cráter de las Escorias, adventicio oriental del Descabezado Chico; en la base de los Hornitos junto al río Cipreses del Maule; y en la colada basal del volcán Resago cuya lengua alcanza hasta la laguna del Dial.

Hidrografía.

Considerando las características hidrológicas generales y principalmente al carácter del escurrimiento superficial, en la zona, el exoreísmo se encuentra francamente establecido y su regularidad es mayor a medida que se progresa en latitud.

Dentro del ámbito cordillerano comprendido entre los 35° y 38° de la-

titud sur, se han desarrollado numerosos ríos, esteros, arroyos y quebradas, los que entre sí logran generar cuatro importantes sistemas de drenes conocidos como:

- a) Hoya del río Mataquito.
- b) Hoya del río Maule.
- c) Hoya del río Itata.
- d) Hoya del río Bío-Bío.

Atendiendo al régimen de estos sistemas y de acuerdo con FUENZALIDA (1950), tendríamos que la hoya del río Mataquito sería una de las más australes dentro de las que poseen un régimen nivoso franco con escurrimiento torrencial; o sea, se identifica por considerables fluctuaciones de caudal durante el año, además de poseer corrientes impetuosas y una llena que coincide con la estación cálida, debido a su alimentación principalmente nivosa. Las hoyas del Maule, Itata y Bío-Bío tienen un régimen nivoso y de breve llena con creces primaverales muy poco perdurables; los caudales descienden rápidamente durante los meses de estío, llegando su mínimo a registrarse en el último mes de verano o en el primero de otoño. El desencadenamiento de la estación lluviosa origina un leve aumento en el caudal durante los meses de invierno.

- a) Hoya del río Mataquito.

Está constituida principalmente por los ríos Teno y Lontué que drenan las aguas cordilleranas entre los $35^{\circ}50'$ y $34^{\circ}30'$ de latitud sur configurando, hacia la localidad de Tutuquén, el río Mataquito que colecta todos los drenes del valle central y de la Cordillera de la Costa antes de salir al mar en la latitud de los 35° sur.

La hoya hidrográfica del Mataquito es del orden de los 6.050 Km.^2 y la longitud total que recorren las aguas para alcanzar el mar puede estimarse en 250 Kms.

- b) Hoya del río Maule.

El río Maule drena todas las aguas recibidas por la faja del territorio comprendido entre los paralelos $35^{\circ}05'$ y $36^{\circ}30'$. Presenta 21.690 Km.^2 de cuenca hidrográfica y es uno de los cauces más importantes del país. Nace en la laguna del mismo nombre, a 2.230 metros de altura, y recibe varios e importantes sistemas afluentes entre los cuales se cuenta el río Claro; Cipreses que desagua la laguna de la Invernada; Melado que nace en la laguna del Dial y recibe las aguas del Troncoso; Campanario; Puelche; y la Plata dentro del ámbito cordillerano. En la precordillera están el Ancoa, Achibueno, Longaví y el Perquilauquén, que concurren con sus aportes al Loncomilla que es afluente del Maule.

- c) Hoya del río Itata.

Su cuenca hidrográfica alcanza sólo a 11.480 Km.^2 y está formada principalmente por los ríos Ñuble e Itata que confluyen antes de penetrar en la Cordillera de la Costa. Al primero acceden los ríos Las Minas, Las Chapas, Cato, Santa Gertrudis, Las Damas, Las Truchas y Los Sauces. Por su parte, el río Itata nace

en las estribaciones más externas de la Cordillera y recibe, desde el norte los aportes de otros drenes menores que colectan las aguas de la parte occidental de la montaña y ellos son el Cholguan, Diguillín y Larqui.

d) Hoya del río Bío-Bío.

Es esta una de las hoyas más importantes del país, en cuanto a su magnitud se refiere. En efecto, su cuenca es del orden de los 23.920 Km² y posee el segundo río más largo de Chile, el Bío-Bío, que mide aproximadamente 380 Kms. y drena toda el área comprendida entre los paralelos 37° y 39° de latitud sur. Dentro del área que nos preocupa, tenemos los siguientes tributarios: Larqui, que nace de la laguna del mismo nombre; Polcura que tiene su origen en la laguna Bejar; Pichipolcura; Duqueco que es alimentado por importantes sistemas glaciares de la Sierra Velluda; Queuco; Cura-Mallin; Ñire-Metún; Cañicu; Otucé; Pangué; Vilatregua y Epún.

Clima y Vegetación.

Las características climáticas y vegetacionales del área de estudio son en extremo variable, tanto por la extensión de este tramo cordillerano como por las modificaciones locales introducidas por su peculiar fisiografía.

Existen varias zonas climáticas generalizadas, para esta región por diversos autores. Es así como, de acuerdo con la división del país en zonas geográficas propuesta por REICHE y STEFFEN y aceptada por ALMEYDA y SAEZ (1958), la Cordillera Andina comprendida entre los paralelos 35° y 38° quedaría situada en el extremo austral de la zona de Los Matorrales, y la zona septentrional y central de Los Parques.

Según FUENZALIDA (1950), el área examinada presenta diversos tipos de climas que se distribuyen, de acuerdo con la Fig. 3, como sigue:

En el extremo septentrional encontramos un clima templado cálido con estación seca prolongada de 4 a 6 meses (Csb₁), que se extiende hasta Talca. Desde el extremo NE hasta aproximadamente el paralelo 37° de latitud sur, se nos presenta un clima del tipo Csb₂, templado cálido con estación seca y lluviosa que es sensiblemente de igual duración (6 a 8 meses lluviosos); y a medida que nos remontamos en latitud, tenemos un clima templado cálido con estación seca breve, de menos de cuatro meses (Csb₃). A lo largo de toda el área se observan núcleos climáticos del tipo EFH; o sea, clima de hielo por efecto de altura donde la temperatura del mes más cálido baja de 0°C; éstos se concentran principalmente en las prominencias volcánicas del relieve, las cuales decrecen en cota de norte a sur. Particularmente condicionan las características de un clima semejante, los grupos de Peteroa-Planchón, Descabezado Grande-Cerro Azul, Campanario, Volcanes del San Pedro, Nevados de Longaví, Nevados de Chillán, volcanes Antuco-Sierra Velluda y Callaquén-Copahue.

Tomaremos sólo dos estaciones extremas de esta área, la de Curicó (34°59' / 71°24') y la de Lonquimay (38°26' / 71°14'), para dar una visión general de las oscilaciones térmicas. Así, para Curicó tenemos una temperatura media anual de 14,3°C, que en Lonquimay es de 8,5°C. Las oscilaciones térmicas anuales son similares para ambas estaciones y del orden de 13,4°C. En cambio, las temperaturas de los meses extremos de enero y julio difieren para ambos puntos; Cu-

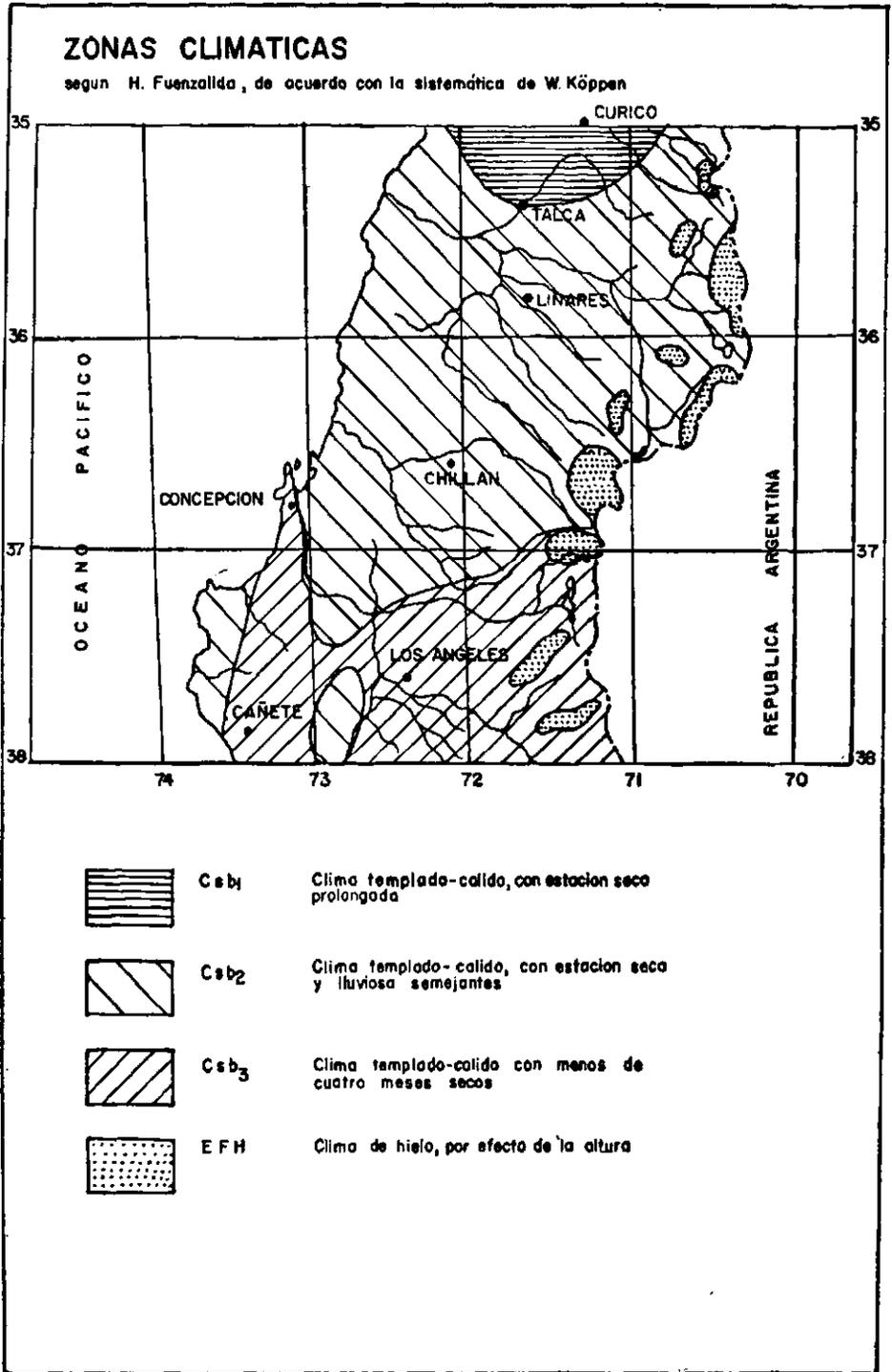


Figura 3

ricó presenta una máxima media para enero de 21,3°C y Lonquimáy sólo 15,2°C; las medias de julio son 7,9°C para ambos puntos.

Tomando tres estaciones más o menos equidistantes, podemos observar que las precipitaciones varían en una cantidad superior a los 1.000 milímetros de norte a sur. Así en Los Queñes (35°01'/70°49') se registra un promedio anual de 1.520 mm.; en la región central, 2.486 mm. para la estación Canal Melado (35° 54' / 71°01'); y hacia la zona sur, en la estación Abanico (37°23' / 71°26'), 2.471 mm. según ALMEYDA y SAEZ (1958), en el área cordillerana al sur de la Laguna del Laja y hasta los nevados del Callaquén y Copahue, las precipitaciones sobrepasarían los 4.000 mm.; en cambio para el resto de la franja cordillerana, hacia el norte, se producirían zonas cuyas precipitaciones alcanzarían valores del orden de los 3.000 mm.

En lo que se refiere a las presiones y vientos, es sabido que nos encontramos en la zona de las altas subtropicales o latitudes de Ross, las cuales se desplazan entre los 30° y 40° de latitud sur. Estas altas de Ross se desplazan hacia las bajas subpolares, originando los vientos del oeste que azotan el litoral chileno desde los 34° hacia el sur. Este breve esquema es el causante de los vientos del W, SW y NW, que predominan sobre nuestra área. También suelen registrarse, durante los meses de verano, vientos locales que descienden de la cordillera; tal es el caso del Puelche, viento sumamente caliente y sofocante, originado por una zona de bajas presiones que se instala durante los meses de verano al otro lado de la Cordillera de los Andes y ocasionalmente puede invadir el territorio occidental.

Es interesante hacer notar que nuestra zona de estudio se ve afectada temporalmente, o en contadas ocasiones, durante los meses de verano, por fenómenos meteorológicos especiales, con desarrollo de tempestades eléctricas de cierta intensidad, acompañadas, generalmente, de fuertes granizadas que pronto se traducen en violentos aguaceros de escasa duración. Este fenómeno está asociado corrientemente a la formación de densos cúmulus-nimbus; lo hemos observado especialmente en la región de la Laguna del Maule, donde, en las temporadas de verano, se presenta generalmente entre las 14 y 17 horas.

En lo que se refiere a las características vegetacionales de nuestra área cordillerana, éstas son también en extremo variables. Debido a que no somos especialistas en esta materia y como consideramos que es de interés dar a conocer los principales rasgos de la flora de dicha zona, nos hemos referido al plano de Formaciones Vegetacionales de EDMUNDO PISANO en H. FUENZALIDA (1950, pág. 420), el cual, considerando las condiciones de abastecimientos de agua para las plantas, distingue tres zonas: xeromórfica, mesomórfica e higromórfica; y dentro de ellas incluye solamente aquellas formaciones que mantienen un equilibrio definitivo con las características ambientales. De acuerdo con esto, sólo tenemos en este tramo cordillerano representantes de las zonas mesomórficas e higromórfica.

Descripción del plano de las Formaciones Vegetacionales (Fig. 4):

Zona Mesomórfica.

a) Matorral preandino de hojas lauriformes. A lo largo de toda la franja precordillerana en la parte más externa de los Andes, se presenta un matorral denso, que en las partes más húmedas desarrolla árboles siempre verdes.

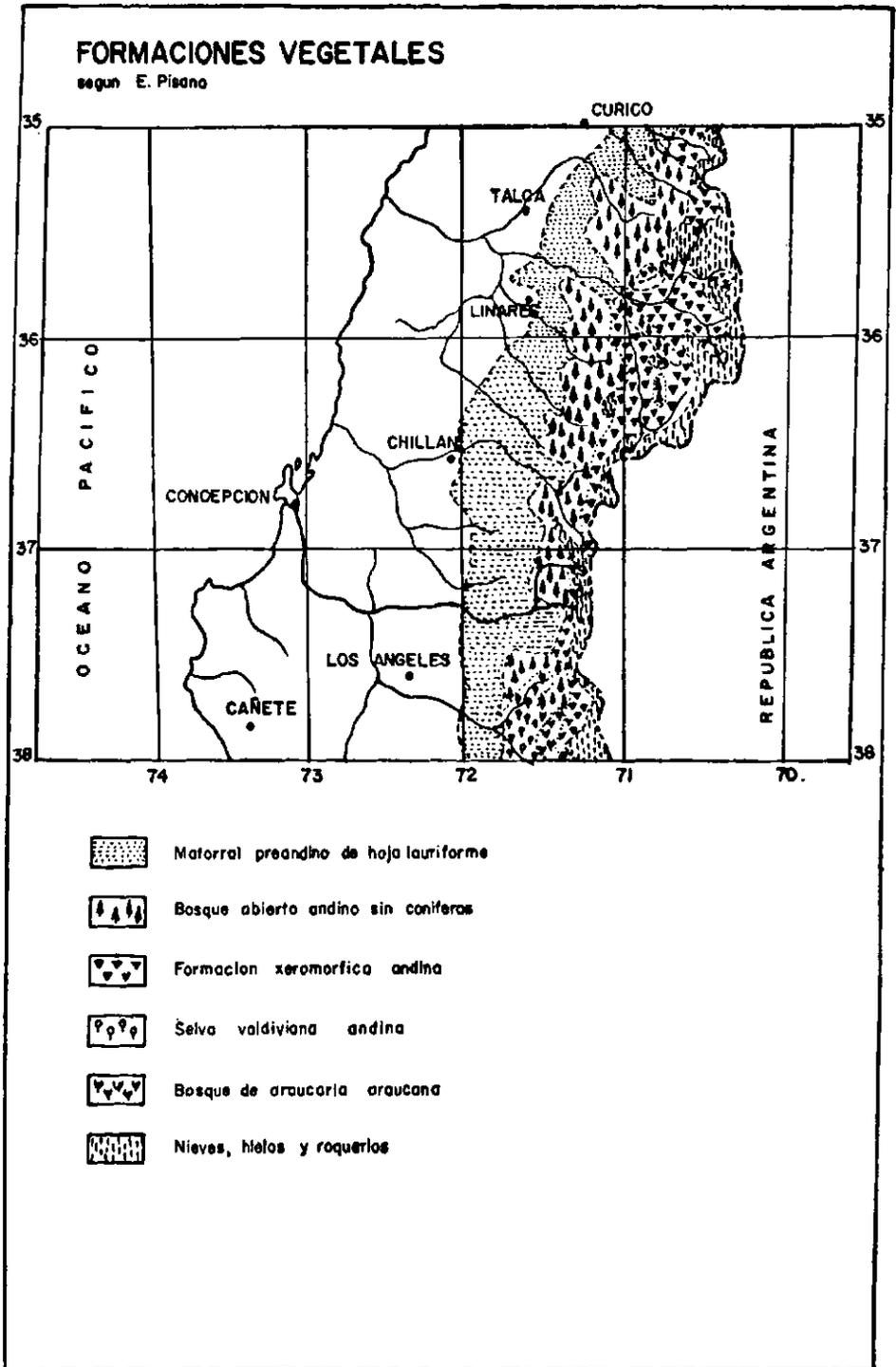


Figura 4

b) Bosque abierto andino sin coníferas. Entre los 600 y 1.200 metros de altura y a partir de los 35° al sur, se encuentra en forma de áreas discontinuas, un bosque andino, en el cual el coigüe, el roble y el olivillo, son las especies dominantes. La falta de coníferas y el sotabosque abierto, son sus rasgos fisonómicos más importantes.

c) Formación xenomórfica andina. Se presenta en las partes altas de la Cordillera de los Andes, entre los 2.000 y 4.000 metros de altura en la parte septentrional y entre los 2.100 y 2.300 m. en la austral. Está formada por pequeños arbustos, pastos en champas y plantas en cojines, que forman una cubierta rala, con grandes espacios desnudos y rocosos. Todos sus integrantes poseen un marcado xenofitismo.

Zona Higromórfica.

Esta zona se hace presente sólo en el extremo sur de nuestra área de estudio, y en ella encontramos las siguientes formaciones:

a) Selva valdiviana andina. Es una formación forestal densa con intrincado sotabosque; posee un mayor número de árboles de hoja caediza, presentando un menor higromorfismo, lo que ocasiona la disminución de las epifitas, de los musgos, helechos y de las lianas. La mayoría de los árboles presenta tendencia a formar asociaciones puras.

b) Bosque de Araucaria araucana. Se presenta aquí, a partir de los 37°40' hacia el sur, y siempre en altura, constituyendo un bosque abierto con una típica asociación arbustiva en el sotabosque y un piso de hierbas, el que es bastante enmarañado.

ESTRATIGRAFIA

Generalidades.

El espesor total de las rocas estratificadas descritas, con inclusión de las volcánicas neoterciarias, alcanza aproximadamente 10.000 metros. La columna total se ha dividido en 10 unidades y comprende dos ciclos marinos: el primero incluye los estratos basales que probablemente abarcan gran parte del Jurásico y, el segundo, pertenece al Títoniano-Neocomiano. Ambos ciclos están separados por gruesos depósitos de sedimentitas continentales y, sobre las capas del segundo ciclo marino, se acumularon importantes espesores de materiales volcánicos.

La columna estratigráfica está constituida en su mayor parte por sedimentos clásticos y volcánicos continentales; en menor proporción, por sedimentos marinos. Ella se distribuye del modo siguiente (Fig. 5) :

Precámbrico y/o Paleozoico	Basamento Metamórfico
¿Caloviano?-Oxfordiano superior	Formación Valle Grande (marina)
Títoniano inferior-Kimeridgiano	Formación Río Damas (continental)
¿Jurásico superior-Neocomiano?	Formación Cura Mallín (continental)
Hauteriviano-Títoniano medio	Formación Baños del Flaco (marina)
¿Barremiano medio-Hauteriviano?	Formación Colimapu (continental)
¿Neocomiano superior?	Formación Plan de los Yeuques (continental)

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERAL ESQUEMATIZADA

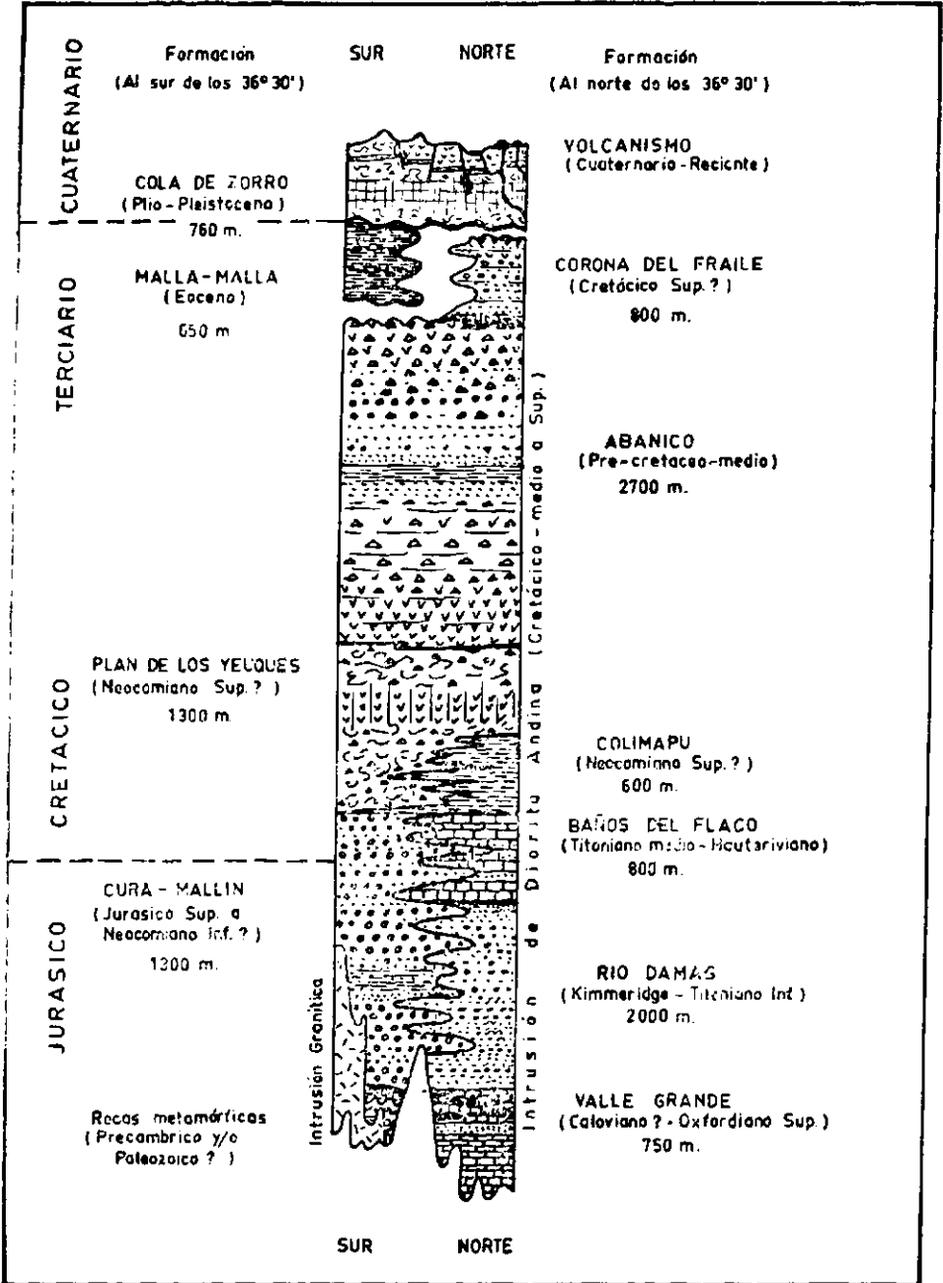


Figura 5

Precretáceo medio	Formación Abanico (continental)
¿Cretáceo superior?	Formación Corona del Fraile (continental)
Eoceno	Formación Malla Malla (continental)
Plio-Pleistoceno	Formación Cola de Zorro (continental)
Cuaternario	Volcanitas y sedimentos de valles actuales

PRECAMBRICO Y/O PALEOZOICO.

Basamento Metamórfico.

Atribuimos al basamento un macizo de rocas metamórficas que aflora al sur de la provincia de Ñuble, casi en el límite con la de Bío-Bío y al norte de la localidad de Polcura, entre los esteros El Manco y Centinela.

El afloramiento, ya observado por LEVI (1957), está parcialmente cubierto por sedimentos recientes. En él se distingue un bandeamiento acentuado y un sistema de fracturas según tres direcciones; dos que se cortan en ángulo de 60° y una tercera perpendicular a ellas. Megascópicamente, las rocas integrantes corresponden a cuarcitas de mica y clorita que presentan color gris blanquecino con manchas café amarillentas y tintes verdosos. Bajo el microscopio, muestran textura granoblástica formada por un conjunto equigranular de cristales de cuarzo y algunos porfiroblastos de albita con guías de muscovita-sericita; clorita con colores anormales de interferencia e isotropa; y, accesorios, rutilo en agregados capilares incluidos en el cuarzo e individuos poligonales de ilmenita parcialmente alterados a leucoxeno.

Este conjunto de rocas más antiguas, el único ubicado dentro de la zona investigada, representaría las estribaciones más orientales del basamento que alcanza gran desarrollo hacia el poniente.

El núcleo descrito aparece subyacente y discordante del conjunto de sedimentitas clásticas Cura Mallín, cuyo material proviene, en gran parte, de las rocas del zócalo. Además, el grado de metamorfismo es acentuado a diferencia de los afloramientos triásicos conocidos en Chile, que no muestran metamorfismo; de acuerdo con lo anterior podemos inferir, para las rocas descritas, una edad precámbrica y/o paleozoica similar a la supuesta para el basamento metamórfico que tiene gran desarrollo en la Cordillera de la Costa del sur del país.

SISTEMA JURASICO.

Formación Valle Grande.

Definición y relaciones estratigráficas.

Con el nombre formación Valle Grande, se designa a un conjunto, de sedimentitas clásticas marinas fosilíferas y evaporitas, que corresponde a la unidad estratigráfica fosilífera más antigua presente en el área de estudio. Esta formación tiene su mejor desarrollo en ambas vertientes a lo largo del Valle Grande, al sur del Paso Deshecho y subparalelo a la cadena limítrofe con la República Argentina. En su parte inferior se compone, principalmente, de areniscas multicolores, cuyos colores típicos varían entre el gris café amarillento al azul negruzco

y verde claro, con intercalaciones de hasta 15 cm. de espesor de restos vegetales carbonizados de difícil determinación; alternaciones de areniscas calcáreas, lutitas calcáreas fisibles gris negras y calizas fosilíferas; y hacia arriba, de areniscas gruesas a muy gruesas con niveles concrecionarios. Sobre esta serie que denominaremos miembro inferior, aparece concordantemente el conjunto sedimentario que designaremos miembro superior, constituido principalmente por yeso y areniscas calcáreas intercaladas fuertemente comprimidas.

La base del miembro inferior es desconocida, debido a que los estratos más inferiores se pierden bajo el valle y no aparecen expuestos. El límite superior de la formación corresponde al contacto concordante, fácilmente reconocible, con los conglomerados de la unidad superpuesta denominada formación Río Damas.

KLOHN (1960, p. 25), describió parcialmente esta formación al norte de la localidad estudiada y la definió como formación Nacientes del Teno.

Distribución y Litología del Miembro Inferior.

La mejor exposición de este conjunto de estratos marinos fosilíferos, que constituyen el miembro inferior de la formación Valle Grande, se localiza en la parte basal de las laderas del cordón que corre al poniente del Valle Grande; especialmente entre las quebradas de Martínez y de Aliaga, donde alcanzan su máxima potencia y presentan un rumbo medio N10°E, con buzamiento que varía entre 25° y 30° al oeste. En general, ellos se reparten en la base de todos los cerros, enterrándose hacia el norte, debido principalmente al buzamiento del eje del anticlinal; hacia el sur son sepultados parcialmente por las lavas del volcán Azufre, que logran penetrar en el fondo del valle. En las vertientes orientales de dicho valle, los afloramientos son mucho más escasos. En las nacientes del valle, hacia la laguna Seca, éstos vuelven a reaparecer, debido principalmente al desplazamiento relativo de la nariz del anticlinal hacia el este. Aquí, el conjunto tiene un rumbo medio N30°E con un buzamiento de 45°E (Ver Fig. 6).

Hacia el norte, sus afloramientos son más restringidos. Fuera de aquéllos, situados en territorio argentino, reaparecen en territorio chileno en la región del curso superior del río Teno, especialmente al oriente del estero Villagra y constituyendo siempre el núcleo del anticlinal, el cual se desplaza hacia la región limítrofe con la Argentina, como se puede apreciar en el plano geológico.

Estos estratos, que constituyen la unidad stratigráfica más baja reconocida, no afloran en el resto del área de estudio.

Al oeste del río Valle Grande, en los estratos situados entre la quebrada de Martínez y Aliaga (Fig. 6), se observa, de arriba hacia abajo, el siguiente perfil:

M. 857 RT.	Conglomerado fino café claro a café pálido; presenta gradaciones hacia el techo a conglomerados gruesos rojizos, alternando con capas de areniscas verdes	90 m.
M. 856 RT.	Arenisca media a fina amarillenta oscura. Alterna con areniscas más gruesas finas verdes. Dentro de este banco se observa marcada descomposición esferoidal	100 m.
M. 855 RT.	Arenisca gruesa naranja amarillenta oscura; alterna con capas de areniscas finas verdes. Se observan niveles con abundantes concreciones, bien esféricas de tamaño hasta de 15 centímetros de diámetro	20 m.

BOSQUEJO GEOLOGICO DE VALLE GRANDE

FOTOCROQUIS

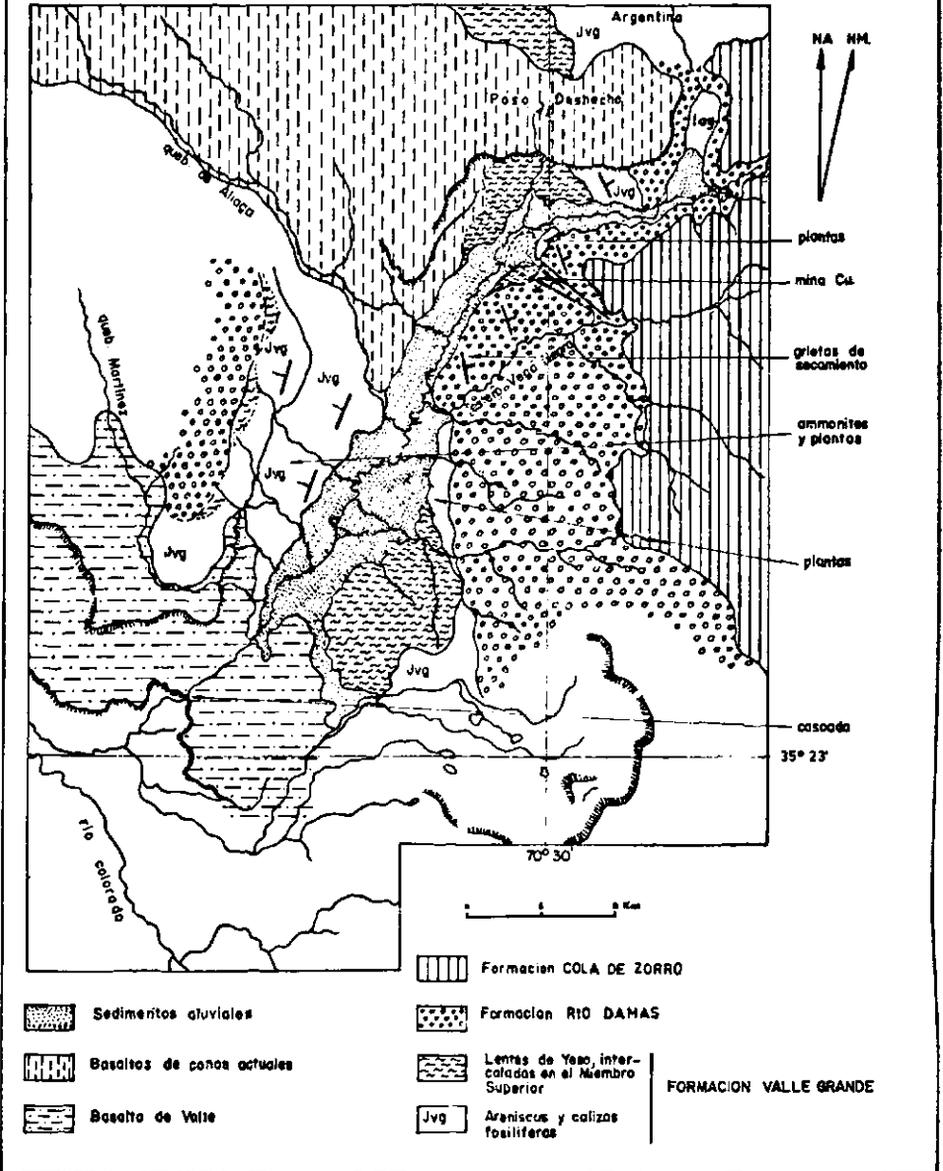


Figura 6

M. 854 RT.	Arenisca gruesa amarillo verdosa, algo micácea con restos plantíferos carbonosos	15 m.
M. 853 RT.	Arenisca gruesa gris verde grisácea, alternando con capas más finas gris violácea	15 m.
M. 852 RT.	Filón manto de andesita porfídica con masa fundamental gris verde, calcificada y cloritizada	2 m.
M. 851 RT.	Caliza gris oscura media, densa, bien estratificada, piritosa. Alterna con niveles calcáreos gris claro, Fosilífera (restos de ammonoideos muy deformados)	10 m.
M. 850 RT.	Arenisca fina a media, gris amarillenta con abundantes restos carbonosos	5 m.
M. 849 RT.	Arenisca media, naranja grisácea con pequeños niveles plantíferos indeterminables	8 m.
M. 848 RT.	Lutita gris amarillenta	4 m.
M. 847 RT.	Arenisca fina, gris violácea, con intercalaciones de delgadas capas carbonosas y restos de plantas indeterminables	5 m.
M. 846 RT.	Arenisca muy fina, naranja grisácea, calcárea con nivel de 15 centímetros de espesor de restos carbonosos	3 m.
M. 845 RT.	Arenisca fina, verde amarillo grisácea, en contacto con arenisca gruesa verdosa	3 m.
M. 844 RT.	Arenisca gruesa, gris amarillento oscura, cuarzosa con cemento calcáreo	5 m.
M. 843 RT.	Arenisca fina a gruesa, verde grisácea. En la base se presentan niveles calcáreos y hacia el techo abundan restos carbonosos	3 m.
M. 842 RT.	Arenisca muy fina, gris café claro, con cemento calcáreo	2 m.
M. 841 RT.	Arenisca fina, naranja muy pálida, con abundantes restos carbonosos y plantas indeterminables que llegan a formar verdaderos núcleos dentro de la arenisca. Solo se distinguen restos de tallos y de algunas formas que sugieren semillas	8 m.
M. 840 RT.	Arenisca muy gruesa, verde amarillenta oscura, con niveles carbonosos muy bien estratificada	20 m.
M. 839 RT.	Arenisca fina, gris verde clara, con restos carbonosos	5 m.
M. 838 RT.	Arenisca gruesa, gris rosada, cuarzofeldespática	10 m.
M. 837 RT.	Arenisca gruesa, gris clara a gris verdosa; granos de albita y oligoclasa arcillizados y sericitizados, columnas de biotita dobladas	8 m.
M. 836 RT.	Arenisca gruesa, gris café clara, feldespática	10 m.
M. 835 RT.	Arenisca media, gris verdosa a gris verde clara	2 m.
M. 834 RT.	Arenisca fina, café amarillenta pálida, muy bien estratificada alternando con pequeñas capas verdosas	4 m.
M. 833 RT.	Arenisca gruesa, gris oscura, muy bien cementada	6 m.
M. 832 RT.	Arenisca media, gris verdosa mal clasificada con granos de feldespatos y niveles carbonosos con restos de plantas	5 m.
M. 831 RT.	Caliza densa, gris oscura, estéril	2 m.
M. 830 RT.	Arenisca fina a media, gris clara, con cemento calcáreo. Fósiles, principalmente ammonoideos en calizas gris oscura, compactas, alternando con niveles carbonosos en los que también se encuentran restos de ammonites junto a restos de plantas	5 m.

M. 829 RT. Caliza gris oscura compacta, muy densa y bien estratificada, algo pizarrosa y altamente fosilífera. Nivel fosilífero: Ammonoideos	2 m.
M. 828 RT. Porfirita afanítica, gris oliva clara a gris amarillenta, con abundantes vesículas orientadas	10 m.
M. 827 RT. Porfirita afanítica, amarillenta pálida a naranja grisácea	5 m.
TOTAL	<u>392 m.</u>

Todo este conjunto presenta un rumbo medio de N10°E/25°O y corresponde al ala occidental del anticlinal, cuyo eje pasaría aproximadamente a lo largo del valle, con suave inclinación al norte.

Espesor del miembro inferior de la formación Valle Grande.

La potencia total de este conjunto no es posible precisarla, debido a que su base es desconocida; pero el espesor estimado para la parte accesible corresponde, aproximadamente, 400 metros.

Edad del miembro inferior de la Formación Valle Grande.

Hemos definido como miembro inferior de la formación Valle Grande al conjunto de areniscas, conglomerados y calizas fosilíferas marinas que afloran en sucesión normal, inmediatamente bajo el yeso, en el valle de la localidad tipo, del cual la formación toma su nombre (Fig. 6). Dada la continuidad de la sucesión, sin perturbaciones de ningún orden, intentaremos mediante el material paleontológico recolectado definir la posición estratigráfica de esta importante unidad y de las unidades superpuestas. La lista de los principales fósiles es la siguiente:

- Sonninia*, aff., *sowerbyi* Miller.
- Harpoceras*, aff., *lythense* von Buch.
- Sphaeroceras rotundus* Tornquist.

Estas especies estarían indicando una edad Caloviano inferior a superior, dadas por *Harpoceras* aff., *lythense* von Buch y *Sphaeroceras rotundus* Tornquist. BURCKHARDT (1900, p. 64), enumera los siguientes fósiles provenientes del Valle Villagra:

- Sonninia*, aff., *sowerbyi* Miller.
- Perishinctes* sp.
- Cf. *Sphaeroceras Gervillei* Sowerby.
- Bivalvos.

Localidad ésta que, de acuerdo con relaciones estructurales, observadas en terreno, correspondería a la prolongación septentrional del anticlinal del Valle Grande; por otra parte, allí se encuentra, según reconocieron los autores, una serie litológicamente semejante, compuesta principalmente de areniscas y calizas multicolores con restos plantíferos.

Distribución y litología del miembro superior.

Este grupo se compone principalmente de yeso e intercalaciones de areniscas que tienen su más amplio desarrollo en el extremo NE de la zona cartografiada. La mejor exposición se presenta en la vertiente oriental del Valle Grande, en el extremo noroeste, continuando bajo el portezuelo del Paso Deshecho en dirección hacia el territorio argentino. En ciertas localidades se presenta cubierto por las volcánicas cuaternarias que logran sepultarlo parcialmente. Al oriente del Paso Vergara, en la parte más superior y bajo los conglomerados basales de la formación superpuesta, afloran lentes de menor potencia. Prolongando la corrida hacia el norte, aparecen en ambos lados de la cadena límite y alcanzan un gran desarrollo.

En la vertiente oriental, la serie expuesta corresponde al miembro superior de la Formación Valle Grande y en ella se ha reconocido, de arriba hacia abajo, la siguiente sucesión:

M. 801 RT.	Areniscas y conglomerados finos a gruesos con matriz arenosa, muy suelta; rodados de queratófidos porfíricos de masa fundamental azul pálida, pofiritas, pórfidos dioríticos y grafogranitos	10.	m.
M. 825 RT.	Lutita gris oscura a gris, algo fisible, calcárea, con lentes de yeso	15	m.
M. 858 RT.	Yeso blanco a gris amarillento en parte rojizo, denso, con múltiples micropliegues y fracturas; intercalaciones de capas de calizas gris negras, muy finas, con muchos micropliegues. Las lentes de yeso tienen una potencia superior a los 200 mts., predominando la forma lenticular	200	m.
M. 860 RT.	Caliza gris medio a gris claro medio, granular, con abundantes restos carbonosos	2	m.
M. 862 RT.	Arenisca media a gruesa, gris rosada, principalmente granos de feldspatos blancos	3	m.
M. 816 RT.	Arenisca media, azul pálida a verde azul grisácea con matriz arcillosa clorítica y cemento calcáreo. Granos de feldspatos arcillizados, cuarzo con extinción ondulosa, porfiritas, queratófidos, calizas y pedernal	2	m.
M. 817 RT. a)	Arenisca fina a media, gris muy clara, bien estratificada, principalmente granos de cuarzo y feldspato	2	m.
M. 817 RT. b)	Arenisca muy fina, gris clara, muy bien estratificada con lentes carbonosos	1,5	m.
M. 818 RT.	Arenisca fina gris verdosa, con granos de cuarzo y plagioclasas arcillizadas, magnetita y hematita; la matriz arcillosa clorítica es bastante abundante	2	m.
M. 822 RT.	Arenisca media, gris verdosa, con concreciones	1	m.
M. 823 RT.	Arenisca media a gruesa, gris verdosa clara, feldespática	0,5	m.
M. 824 RT.	Arenisca fina, gris verdosa clara, con granos de cuarzo, feldspatos, muscovita y biotita cloritizada. Se observan restos plantíferos	2	m.
TOTAL			241

Espesor del miembro superior de la Formación Valle Grande.

El espesor del manto de yeso es bastante variable, aun en zonas tan cercanas como son ambos flancos del anticlinal, cuyo plano axial sigue más o menos la dirección del Valle Grande. En la ladera poniente del citado Valle, el espesor observado para el manto de yeso corresponde, aproximadamente, a 20 ó 30 metros; en cambio, en la ladera occidental su potencia alcanza valores del orden de los 250 a 300 metros, incluyendo las intercalaciones de delgadas capas de calizas densas grises oscuras, cuyo espesor total no sobrepasa los 50 metros. Dado el carácter lenticular del yeso, el espesor de los sedimentos clásticos intercalados en él es muy variable.

Edad del miembro superior de la formación Valle Grande.

De acuerdo a los fósiles recolectados en el miembro inferior de la formación, que subyace concordantemente en la región de estudio al miembro superior, podría atribuírsele edad postcaloviano superior.

Esta unidad, constituida por gruesos mantos de yeso con algunas intercalaciones de calizas densas, constituye un valioso manto guía fácilmente reconocible. En los Andes de la provincia de Santiago, entre el río Colina y estero de la Engorda, se ha reconocido una serie yesífera marina de facies regresiva, GONZALEZ (1962), muy semejante a la expuesta en Valle Grande. El contenido faunístico ha sido determinado en los estratos de Río Colina por TAVERA (1959), y comprende especies de *Perisphinctes andium* STEINMANN, comparables con especies de Caracoles (Prov. de Antofagasta); esta asociación faunística se ubica claramente en la zona del *transversarium* y probablemente del *binmamatun*, con lo cual el yeso se habría depositado durante el Oxfordiano superior, sensu latius de ARKELL (1956).

En ambas localidades, Valle Grande y río Colina, el yeso está cubierto concordantemente y con transición paulatina por el conjunto clástico continental comúnmente denominado "Conglomerado y brechas del Kimmeridgiano", que en el presente trabajo ha sido denominado formación Río Damas.

BURCKHARDT (1900) y GERTH (1935) atribuyen el Yeso Principal al Oxfordiano. Sin embargo, KLOHN (1960, p. 36) asigna al miembro Santa Elena de la formación Nacientes del Teno, constituido enteramente por yeso y directamente correlacionable con el miembro superior aquí descrito, una edad Secuaniense en consideración a que en el valle del río Las Choicas, República Argentina, el Yeso se superpondría concordantemente a estratos fosilíferos del Rauraciano y a que en territorio también argentino, el "Yeso Principal" o "Auquilcoense", con el cual se correlacionaría este miembro, corresponde a la parte baja del Kimmeridgiano, según LEANZA y ZÖLLNER (1949).

Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación de la formación.

En función de los fósiles hallados en el miembro inferior de la formación, podríamos asignarle a la parte baja una edad probable caloviana inferior (?); por correlación con el perfil río Volcán-Estero La Engorda, en la Cordillera Andina de la provincia de Santiago, asignaríamos al Yeso o miembro superior de la formación, una edad mínima oxfordiana superior. De acuerdo con esto, la

formación Valle Grande comprendería desde el Caloviano inferior (?) hasta el Oxfordiano superior.

El miembro inferior, dada su posición subyacente normal respecto al Yeso, podría correlacionarse con los estratos inferiores y el miembro Rinconada de la formación Nacientes del Teno, descrita por KLOHN (1960) para los Andes de las provincias de Santiago a Curicó.

El miembro superior es directamente correlacionable con el miembro Santa Elena, unidad superior de la formación Nacientes del Teno descrita por KLOHN, aunque existe disparidad de opinión en el marco estratigráfico asignado a esta unidad. El miembro medio de la formación Lagunillas, descrito por AGUIRRE (1960) en la zona del nacimiento del río Juncal, provincia de Aconcagua, corresponde a la prolongación septentrional y es fácilmente identificable y correlacionable con el miembro superior de la formación aquí estudiada. Además, se correlaciona con la formación Río Colina, marina yesífera de facies regresiva, de edad oxfordiana superior, descrita por GONZALEZ (1962) para la localidad del Valle del Volcán, en la provincia de Santiago. Corresponde al Yeso Principal de SCHILLER (1912) o Auquilcoense de GROEBER (1946, p. 182) en la República Argentina.

En general, la formación Valle Grande se correlaciona con las series de estratos jurásicos marinos de Argentina, con los cuales muchas veces se une a través de la línea fronteriza.

La depositación del conjunto de areniscas y conglomerados multicolores, calizas fosilíferas marinas e intercalaciones de lentes con abundantes restos vegetales, generalmente carbonizados, que integran el miembro inferior de la formación Valle Grande, supone una depositación en un medio marino de baja profundidad, perteneciente probablemente a un shelf.

El miembro superior, constituido principalmente por evaporitas del tipo yeso, quedaría incluido en "la hilera de lagunas marinas extendidas de Arica a Neuquén", HOFFTETTER (1956, p. 379), relacionadas con una regresión marina. GROEBER (1952, p. 320), estima fundamental la intervención de emanaciones volcánicas sulfurosas en la producción de tal potencia de yeso. Destacamos sí, que el yeso presenta todas las características de depósitos de facies netamente regresiva. Lámina II, Foto 5.

Formación Río Damas.

Definición y relaciones estratigráficas.

Denominaremos formación Río Damas al conjunto de sedimentitas clásticas continentales con algunas intercalaciones de volcanitas, que tiene su mejor desarrollo en nuestra zona de estudio en el valle del estero Vega Negra; dicho estero es afluente del curso superior del río Valle Grande, al sur del Paso Deshecho y, drena perpendicularmente al rumbo de los estratos. En la localidad ya mencionada, esta serie constituye el ala oriental del anticlinal Valle Grande, con rumbo medio de N25°O y buzamiento entre 35° y 45° al este. Sus principales componentes son intercalaciones gradacionales rítmicas entre conglomerados muy gruesos con rodados de queratófidos, pórfidos dioríticos, microgranitos y areniscas gruesas a lutitas con grietas de secamientos (Lámina II, Foto 4) y otras impresiones indeterminables que señalan el origen subaéreo de estos sedimentos. En

escasa proporción aparecen delgadas coladas porfiríticas gris rojizas violáceas muy porosas. El conjunto presenta tonalidades rojizas claras a gris verdosas, resaltantes a la distancia.

Esta formación fue, primeramente, reconocida al norte de nuestra zona de estudio por KLOHN (1960, p. 38), y corresponde a la unidad ampliamente conocida en la literatura geológica chilena como "Conglomerados y brechas del Kimmeridge". En el presente informe conservaremos la denominación propuesta por este autor.

La formación Río Damas se apoya concordantemente sobre el miembro superior de la formación Valle Grande, constituido principalmente por Yeso (Yeso Principal). Sobre su techo descansan concordantemente los estratos basales de la formación marina transgresiva Baños del Flaco, compuestos por areniscas y calcáreos fosilíferos.

Distribución y litología.

Sus afloramientos se extienden formando una franja más o menos constante desde la localidad del curso superior del río Maitenes hacia la cadena limítrofe con la República Argentina, continuando hacia el sur entre el río Malo y el Paso Vergara y prolongándose aún más hacia el cajón de Valenzuela, ya en la República Argentina, donde fueron estudiados por GERTH (1935) y reconocidos por los autores. Esta serie se prolonga hacia el sur, con rumbo aproximado norte-sur, constituyendo las alas del anticlinal del Valle Grande, hasta la confluencia de este río con el curso superior del río Colorado, donde está sepultada por el complejo de volcanitas Pliocénicas-Pleistocénicas. Probablemente, reaparece en el valle del Maule, al oriente de la laguna de la Invernada, intruida por el Batolito Andino; presumiblemente se continúa en la ribera sur del río Maule, al oriente de la quebrada La Mina, zona en la cual su identificación es muy difícil por las profundas alteraciones e intensos fracturamientos que presentan allí los afloramientos, los cuales, además, están cortados por intrusiones de pórfidos andesíticos.

Hacia el sur, en el cajón Troncoso, principal tributario oriental del Melado, han sido reconocidas posibles formaciones jurásicas que, por falta de antecedentes, se consideran indivisas.

En el conjunto de estratos que aflora en el extremo nororiental del río Valle Grande, cortado por el arroyo Vega Negra, se reconoció gran parte de la formación en estudio, cuya sucesión, de arriba hacia abajo, es la indicada:

Techo: basalto negros y grises medios muy vesiculosos, pertenecientes a la serie de Volcanitas cuaternarias.

- M. 813 RT. Arenisca fina a gruesa, gris verdosa oscura, compuesta de cuarzo con extinción ondulosa, feldespato alterado, muscovita, queratófidos, pedernal, vidrio pardo y magnetita. El material cementante es un agregado criptocrystalino clorítico.
- M. 812 RT. Conglomerado medio, con matriz arenosa gris verdosa; rodados de queratófidos gris rosados porfídicos y rocas afaníticas gris verdosas.
- M. 809 RT. Arenisca media, roja pálida, con intercalaciones de limolita café grisácea. Hacia abajo continúan alternaciones entre areniscas finas a conglomerádicas, con sucesión rítmica.

- M. 808 RT. Arenisca gruesa a sabulita roja pálida muy epidotizada, con feldespatos alterados y rodados líticos.
- M. 807 RT. Arenisca gruesa con intercalaciones de limolita roja pálida a roja grisácea, con impresiones de gotas de lluvia.
- M. 806 RT. Conglomerado grueso con rodados de hasta 40 centímetros de queratófidos, porfiritas, pórfidos dioríticos. La matriz corresponde a una arenisca gruesa a muy gruesa compuesta de oligoclasa, feldespato alterado, queratófido, porfiritas, pedernal, epidota y magnetita.
- M. 805 RT. Arenisca media, gris rojiza a roja pálida bien estratificada con lentes de 0,5 centímetros de arenisca rosada grisácea feldespática.
- M. 804 RT. Conglomerado con rodados bien redondeados, hasta 30 centímetros, de porfiritas, queratófidos, pórfidos dioríticos (?) y rocas muy epidotizadas; como material cristalinos aparece feldespato muy alterado. El cemento es arcilloso hematítico, y le confiere a la muestra un color púrpura rojo grisáceo a gris rojiza.
- M. 803 RT. Conglomerado con matriz arenosa verde amarilla grisácea a verde amarilla oscura, con rodados hasta 8 centímetros de rocas afaníticas rojo púrpura pálido.
- M. 802 RT. Conglomerado grueso. La matriz consiste en una arenisca muy gruesa, conglomerádica compuesta de granos de queratófidos, pórfidos dioríticos y epidota. Los rodados alcanzan hasta 20 centímetros y corresponden principalmente a porfiritas porfídicas de masa fundamental púrpura roja grisácea y fenocristales columnares de plagioclasa; pórfidos dioríticos de masa fundamental gris clara.
- M. 801 RT. Conglomerado grueso con rodados bien redondeados, hasta 80 centímetros, correspondientes a queratófidos porfídicos de masa fundamental gris clara medio y fenocristales de plagioclasa blancos, porfiritas gris oscura medio y microgranitos gris café claros. La matriz corresponde a una arenisca media, púrpura pálida. Se observan niveles con rodados de tamaño predominante de 10 centímetros con gradaciones de areniscas gruesas a finas.

Potencia aproximada total 1.600 mts.

Es interesante destacar algunos tipos de estructuras primarias que han podido ser reconocidos, tales como grietas de secamiento, impresiones de gotas de lluvias y otras formas difíciles de identificar, las cuales se han encontrado en los estratos de lutitas y areniscas rojas que alternan dentro de esta formación.

Espesor de la Formación Río Damas.

El espesor máximo, generalizado mediante los diversos perfiles realizados, tanto en el curso superior del río Teno como en el Valle Grande, no sobrepasa los 2.000 metros.

Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación.

No se han encontrado fósiles en los estratos que constituyen la formación Río Damas; su ubicación cronológica se basa exclusivamente en la edad asignada a las formaciones que constituyen su marco estratigráfico. Ella se apoya concordantemente sobre el miembro superior de la formación Valle Grande, vale

decir, el "Yeso Principal", de edad asignada por los autores en base a perfiles realizados en el área de estudio y en la Cordillera de los Andes de la provincia de Santiago, Oxfordiano superior. Sobre la formación Río Damas se disponen concordantemente, en el cordón fronterizo que separa los valles de Villagra y de Vergara, una sucesión de areniscas y calcáreos fosilíferos dispuestos en afloramientos aislados, donde se obtuvieron moldes de ammonoideos, entre los que se distingue *Perisphinctes*, aff., *erinus* el cual, según CORVALAN (1959, p. 26, Fig. 12), caracteriza el Titoniano medio. Suponiendo que el nivel fosilífero inmediatamente sobre la formación Río Damas corresponda al Titoniano medio, ésta quedaría comprendida entre el Kimmeridgiano basal y el Titoniano inferior.

Esta unidad corresponde a la formación Río Damas, establecida por KLOHN (1960) para los Andes de las provincias entre Santiago y Curicó, y a su prolongación septentrional reconocida en el área de Juncal alto, río Aconcagua, por AGUIRRE (1960). El miembro superior de la formación Lagunilla, definido por este último autor, se encuentra intercalado concordantemente entre el "Yeso Principal" y una unidad sedimentaria marina neocomiana.

En la República Argentina, el Tordillense (Kimmeridgiano-Portlandiano) de GROEBER (1946, p. 182), en las provincias de Mendoza y Neuquén se correlacionaría con la unidad aquí estudiada.

La depositación de la formación Río Damas, posiblemente haya tenido lugar en forma subaérea, con materiales provenientes de la denudación de un área estructuralmente positiva, como habría sido, en el Jurásico superior, la Cordillera de la Costa de Chile Central: LEVI (1960).

JURASICO SUPERIOR Y/O CRETACICO INFERIOR.

Formación Cura-Mallín.

Definición y relaciones estratigráficas.

Se designa como Formación Cura-Mallín a una sucesión de sedimentitas clásticas continentales e intercalaciones de volcanitas de queratófidos y porfiritas cuarcíferas, aflorante en su forma más típica en el estero Cura-Mallín, que se encuentra en las nacientes del río Queuco, afluente del Bío-Bío. Esta formación ha sido parcialmente estudiada en el área por diferentes autores que la han asimilado a la formación Porfirítica.

Se superpone discordantemente en el área de estudio a rocas metamórficas del basamento. Su límite inferior está constituido por grauvacas, conglomerados y areniscas tobáceas con abundantes clastos líticos y granos de feldespatos, pertenecientes a la formación cristalina subyacente.

El límite superior se muestra discordante con las sedimentitas clásticas continentales de la formación Malla-Malla y de las volcanitas de la formación Cola de Zorro. En cambio, las formaciones clásticas y continentales cretácicas la cubren, gradualmente y en transición paulatina, en total concordancia.

Respecto a las relaciones con la formación Malla-Malla, diremos que al observarlas desde el valle del río Queuco, se presenta una pseudoconcordancia total, la que al penetrar por la quebrada Ñire Metún pasa a constituir una franca discordancia.

En la región del río Trapatrapa, cerca del límite con la República Argentina y en el flanco oriental de un anticlinal parcialmente dislocado, aparece

superpuesto concordantemente a la formación Cura Mallín, un conjunto de volcánitas mesosílicas que, por su desarrollo, naturaleza de las plagioclasas y carácter químico, lo asignamos a la formación Abanico. La falta de la formación Plan de los Yeuques, sucesión estratigráfica lógica, podría deberse al carácter netamente lenticular que presenta esta formación volcánica continental, la cual alcanza su mayor extensión al norte del área.

Distribución y litología.

La formación Cura Mallín aparece expuesta en la región en forma de una franja discontinua, separada por afloramientos de las formaciones Cola de Zorro y Malla-Malla, que cubren discordantemente la parte central y sur del área de exposición. La prolongación septentrional de esta formación aparece reducida por la superposición, principalmente en su borde oriental, de la serie de volcánitas ácidas, pertenecientes a la formación Plan de los Yeuques. Hacia el norte, ella se extiende hasta el cajón Pincheira, afluente del cajón González, más allá del cual está cubierta por las formaciones más modernas y posiblemente se acuña hasta desaparecer.

Hacia el extremo sur del área la formación Cura Mallín ocupa las partes bajas de los valles, en discordancia con las formaciones sedimentarias terciarias y las volcánitas neoterciarias y/o cuaternarias.

Su extensión oriental va más allá de la línea fronteriza, especialmente en la región al este del Plan de los Yeuques, hacia el Paso de las Chaquiras, donde en parte se presenta interrumpida parcialmente por la intrusión del Batolito Andino.

Hacia el sur parece tener una amplia repartición y, según FELSCH (1916), podrían continuarse los conglomerados porfiríticos hasta la región de Lonquimay.

La litología será descrita, a continuación, mediante varias secciones parciales, las que en un intento de ordenación estratigráfica ascendente, serían: Cañicú-Nitrado, Trapatrapa y río Polcura-Laguna Bejar.

Entre el río Cañicú y las Termas de Nitrado, aparece una sección subyacente y discordante de la formación terciaria continental Malla-Malla y de las volcánitas neoterciarias y/o cuaternarias de la formación Cola de Zorro. La serie está bien estratificada y corresponde, de arriba hacia abajo, al perfil:

- | | | | |
|-------|----|--|--------|
| Bb-63 | a) | Brecha de queratófido. La matriz corresponde a un queratófido porfídico con fenocristales de albita cálcica y microfenocristales de augita verde pálido.
Los fragmentos incluidos corresponden a tobas de queratófidos con masa fundamental vítroclástica felsítica | 220 m. |
| Bb-61 | b) | Arenisca cuarcifera muy fina, verde amarillenta grisácea. Granos de cuarzo subredondeados en una abundante matriz arcillosa clorítica. En afloramiento se presenta con estratificación fina y descomposición esferoidal. | 190 m. |
| Bb-81 | c) | Lutita gris oscura, algo fisible. Fosilífera con microfauna de ostrácodos. | 70 m. |
| Bb-60 | d) | Conglomerado fino a grueso, gris medio. El material cementante es un agregado criptocristalino fibroso clorítico, a veces fuertemente pleocroico, pardo verdoso claro a pardo rojizo. La matriz es una arenisca media con granos subredondeados de cuarzo con extinción ondulosa, oligoclasa arcillizada, feldespató alterado, biotita cloritizada, pedernal y granos de queratófidos. | |

	Los clatos mayores alcanzan un diámetro de aproximadamente 10 cm. y corresponden a cuarcitas micáceas, granitos de biotita y queratófidos . . .	100 m.
Bb-57	e) Arenisca media, gris verde oscura, con lentes carbonosos y granos de albita-oligoclasa, cuarzo, cuarcita feldespaticadas, queratófidos, calcita, vidrio silíceo pardo y pedernal	95 m.
Bb-55	f) Queratófido con masa fundamental afanítica gris verde azulada y fenocristales de oligoclasa y cuarzo	140 m.
Bb-50	g) Arenisca media a gruesa, café pálida amarillenta, constituida por granos de micropertita, cuarzo y queratófidos. El material cementante cuantitativamente alcanza a un 30% del total de la muestra y consiste en un agregado arcillo-ferruginoso en parte recrystalizado	250 m.
Bb-48	h) Queratófido cuarcífero en parte brechoso, de color gris oscuro verdoso, con fragmentos hasta 4 mm. de rocas volcánicas afaníticas de color gris verdoso	100 m.
Bb-40	i) Arenisca gruesa a muy gruesa, verde amarillenta oscura, constituida por granos de andesina, cuarzo, queratófido, cuarcita, pedernal estereolítico y vidrio pardo rojizo desvitrificado. El material cementante es un agregado arcilloso-clorítico en parte ferruginoso	75 m.
Bb-37	j) Toba de queratófido gris verdoso con escasos fragmentos de oligoclasa y abundantes clastos líticos verdes más intensos	90 m.
	TOTAL	1.330 m.

En el cerro Malalcahuello (Fig. 7), situado al sureste del reducto araucano de Trapatrapa y al norte del volcán Copahue, aparece una sucesión de areniscas y

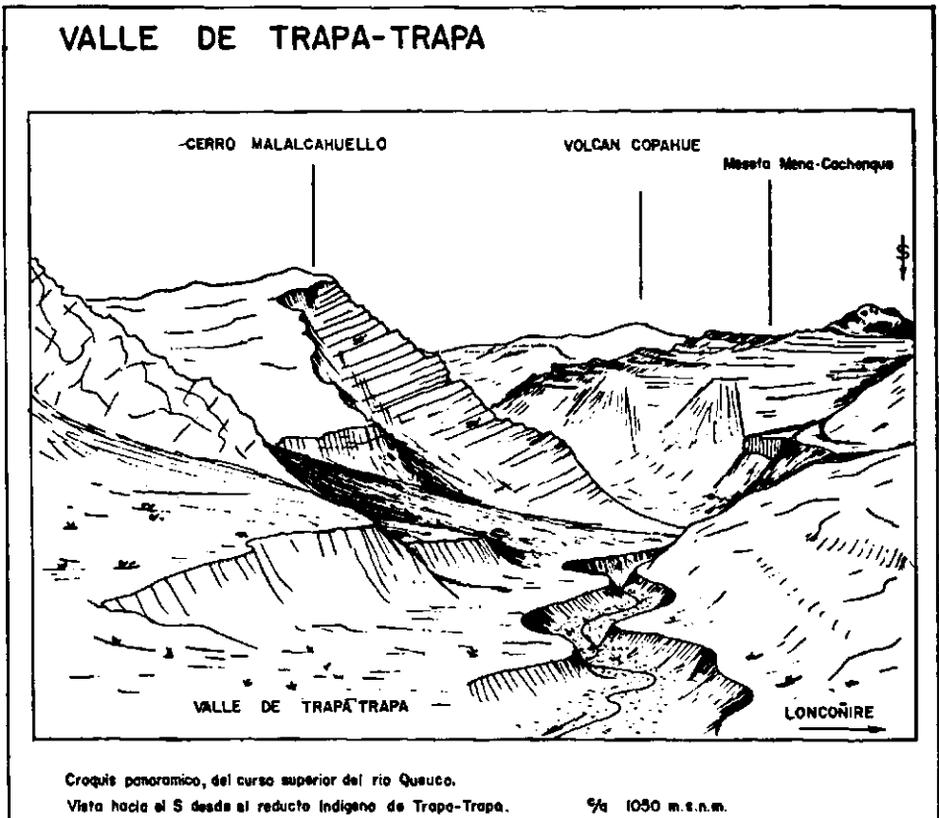


Figura 7

queratofidos que representarían niveles más superiores de la formación. No existe, sin embargo, solución de continuidad con el perfil anteriormente descrito y ello, posiblemente, se deba a las dislocaciones de carácter regional que afectan a la zona de estudio.

Subiendo al portezuelo "dos", entre quebrada Honda y el estero Trapatrapa, se presenta el siguiente cuadro litológico, de arriba hacia abajo:

- | | | |
|----|---|--------|
| a) | Arenisca media a fina, gris claro oliva a gris verdosa, con escasos granos de feldespatos blancos y abundantes clastos líticos que corresponden a queratofidos. La base del perfil aparece interrumpida por un intrusivo gris anaranjado moteado café, correspondiente a una liparita biotítica . | 250 m. |
|----|---|--------|

TOTAL	250 m.
-----------------	--------

En el río Polcura, desde sus nacientes en la Laguna Béjar hasta el curso medio en su recorrido este-oeste, se observa un perfil que, dado su carácter litológico, lo consideramos como de transición, y el cual, de arriba hacia abajo, muestra:

Techo en discordancia con las andesitas basálticas de la formación Cola de Zorro.

- | | | |
|-----------|---|--------|
| Bb-192 a) | Toba y brecha de queratofido verde pálido a gris rosado anaranjado. La masa fundamental es hialina pardo clara, axiolítica, con lentes de pómez arcillizada y cloritizada. Se observan granos de albita turbia, cuarzo y fragmentos de queratofidos de hasta 2,4 cm. y masa fundamental rojo pálida | 175 m. |
|-----------|---|--------|

- | | | |
|-----------|---|--------|
| Bb-192 b) | Arenisca gruesa a fina, con lentes de limolita en bancos de estratificación fina. La arenisca más gruesa es roja pálida y está constituida por granos de oligoclasa sódica y fragmentos de queratofidos hialopiliticos fluidales, pilotaxíticos, vidrio pardo silíceo y pedernal. El material cementante es silice granular | 100 m. |
|-----------|---|--------|

- | | | |
|-----------|---|--------|
| Bb-194 c) | Brecha gruesa, verde azul grisácea. La matriz corresponde a una toba litica constituida por fragmentos pétreos, hasta 0,2 mm. en una base de ceniza volcánica en gran parte arcillizada, y también tablitas de plagioclasa zeolitizada.
Los fragmentos líticos mayores de la matriz alcanzan un tamaño de 15 mm. y corresponden a queratofidos y vidrios rojo oscuro manchados . | 200 m. |
|-----------|---|--------|

- | | | |
|-----------|---|--------|
| Bb-126 d) | Arenisca fina conglomerádica, roja púrpura grisácea a roja pálida, con intercalaciones de tobas verde pálidas. El material cementante en las areniscas corresponde a un agregado arcillo-ferruginoso con algo de sílice secundaria y en las tobas es polvo volcánico café claro arcillizado, a veces fluidal. Como granos se observan albita y oligoclasa, cuarzo, queratofidos y trozos de pómez | 100 m. |
|-----------|---|--------|

- | | | |
|-----------|--|--------|
| Bb-185 e) | Queratofidos cuarcíferos y tobas cenicientas con masa fundamental rojo pálida. Los fenocristales son de albita cálcica entre 0,2 a 0,6 mm., arcillizada con suaves engolfamientos e inclusiones hipohialinas pertenecientes a la masa fundamental.
Los granos incluidos en las tobas son de albita fragmental y clastos líticos correspondientes a queratofidos y vidrios rojos hematíticos | 250 m. |
|-----------|--|--------|

TOTAL	825 m.
-----------------	--------

Espesor de la Formación Cura Mallín.

Debido a las características estructurales no se pudo obtener, en ninguno de los tres perfiles realizados, una sección completa de la formación, cuya potencia real, probablemente, es mucho mayor que los 1.300 metros reconocidos en el perfil Cañicú-Nitrado del río Queuco.

Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación.

No se han encontrado fósiles guías en los estratos que constituyen esta formación continental, razón por la cual su ubicación cronológica es sólo tentativa.

En el perfil Cañicú-Nitrado, intercalado entre una serie de areniscas y conglomerados, aparece un nivel de sedimentitas lacustres con abundante microfauna. El material fue estudiado independientemente por THALMANN (1960) y TAVERA (1960); ambos autores determinaron la presencia de caparazones muy delgadas de ostracodos que THALMANN encuentra muy parecidos a *Cipridea* Bosquet. Según TAVERA, existen formas que se aproximarían a *Metacipris postangularis* Swain, especies de las capas de Bahía (Brasil), que el autor citado considera congénéricas con especies del Jurásico y del Cretácico inferior; "pero en general, y particularmente el área central del fragmento decorado mayor, está aún más de acuerdo por la forma del retículo, aunque éste es más fino, con el que muestran especies marinas de *Hutsonia* del Grupo Cotton Valey de Luisiana (Norte América), considerado como del Jurásico superior y de edad aún más reciente que el Kimmeridgiano medio".

Considerando su distribución a más de cien kilómetros del último afloramiento de sedimentitas marinas neocomianas conocido; su actitud tectónica correspondiente a capas fuertemente plegadas; su litología que nos indica la denuclación de rocas graníticas y del basamento en zonas tectónicamente positivas; y, finalmente, su marco estratigráfico subyacente de la formación guía (volcanitas ácidas), Plan de Los Yeuques, hemos señalado a la formación Cura Mallín como las facies costanera del conjunto de sedimentitas y volcanitas depositado desde el Jurásico superior hasta el Neocomiano inclusive.

Desde este punto de vista, la formación Cura Mallín podría correlacionarse con los "Conglomerats Porphiritiques du Malm et probablement du Cretace", que BURCKHARDT (1900) menciona para las zonas de Lonquimay y Malalcahue, directamente al sur del área de estudio. Según este autor, los Conglomerados Porfiríticos a que hace referencia descansarían, en Lonquimay, concordantemente sobre las Brechas del Rauraciano con *Cidaris*.

Este conjunto de sedimentitas posiblemente represente la acumulación de grandes fanglomerados, marginales a la cuenca geosinclinal, derivados de las regiones marcadamente positivas adyacentes. Un volcanismo ácido, cada vez más intenso, puso fin a las condiciones de sedimentación de esta formación.

SISTEMA CRETACICO.

Formación Baños del Flaco.

Definición y relaciones estratigráficas.

Denominaremos formación Baños del Flaco a la serie clástica marina fosilífera, cuya corrida aflora desde el valle del río Maitenes, en el extremo norte,

hasta el río Maule por el sur. Esta unidad fue denominada y estudiada por KLOHN (1960, p. 47), en la localidad tipo, ubicada en los Baños del Flaco, curso superior del río Tinguiririca, al norte y fuera del área aquí cartografiada.

La base, en el curso superior del río Maitenes, está constituida por los conglomerados y areniscas gruesas rojizas de la Formación Río Damas, en actitud concordante. Hacia el sur, en la región del Maule, esta serie basal no es clara debido, principalmente, a que la zona presenta un fuerte fracturamiento seguido de intrusivos de carácter básico. Los conglomerados estarían señalando la fase transgresiva de este ciclo marino.

Sobre el techo se disponen concordantemente los sedimentos de la formación clástica continental Colimapu, y en algunos sectores se observan indirectamente pseuddiscordancias, dada la menor competencia del miembro inferior de la formación Colimapu superpuesta.

Distribución y litología.

Aflora en el valle superior del río Maitenes, tributario oriental del río Teno, donde alcanza su mejor exposición y más claras relaciones estratigráficas dentro del área de estudio. La serie presente en la ribera norte del río está compuesta principalmente por areniscas, conglomerádicas en su base, que alternan con areniscas más finas y calizas cristalinas grises claras. Las areniscas verdes, son abundantemente fosilíferas, siendo los fósiles más escasos en las calizas cristalinas. Todo el conjunto presenta un rumbo N35°E con buzamiento variable entre 30° y 40° al oeste y está intruido por filones andesíticos porfídicos, de masa fundamental afanítica gris oscura, con rumbo aproximado N10°E y buzamiento 20° al oeste.

La corrida hacia el sur se ve interrumpida por numerosos sistemas de fallas y fracturas, como también sepultada por el prolífero volcanismo plioceno-pleistocénico.

Los afloramientos más australes del área estudiada se encuentran en la región del valle del río Maule. Allí aparecen en la quebrada de La Mina, donde existen trabajos antiguos de explotación de calizas dolomíticas; por la ribera sur del río Maule, en el camino que conduce a la laguna de igual nombre; se continúan en la ribera norte del río, según fueron cortadas en las faenas de construcción de la Estocada de Acceso y Túnel Maule de la Central Isla, KARZULOVIC (1960, p. 12); siguen más al norte y se ubican, a unos siete kilómetros de la quebrada de La Mina, en el cauce del estero o quebrada del Ciego y, presumiblemente, en la ventana de acceso (Estocada), que actualmente drena aguas termales localizadas por la aducción de la Central Cipreses, en la misma zona de Quebrada del Ciego. Aunque no se han reconocido en detalle los cordones más altos que separan quebrada del Ciego del río Maule, es muy probable que exista una corrida continua de afloramientos y tal como se indica en el plano geológico.

En la quebrada de La Mina, los sedimentos marinos presentan rumbo N40°E a N50°E e inclinación de 40° a 50° al noroeste. En el camino a laguna del Maule, las mismas capas tienen rumbo N-S a N15°E con buzamientos de 50° a 70° al oeste. En la quebrada del Ciego señalan una orientación general N10° a N30°O, con inclinaciones cercanas a la vertical y también al oeste; en su parte superior presentan pliegues cortados parcialmente por la intrusión del Batolito Andino.

En la ribera norte del río Maitenes, aflora una serie de estratos grises verdosos compuestos principalmente de areniscas gruesas, algo conglomerádicas, alternando con capas de calizas cristalinas grises claras amarillentas a grises negras. En este conjunto se observan varios niveles fosilíferos, especialmente constituidos por areniscas gruesas verdes. En ellos predominan los fragmentos de ammonoídeos, nautiloídeos, trigonias y pholadomias. Además, se observan algunos filones mantos de andesitas porfídicas de poco espesor. Las capas presentan en esta localidad un rumbo aproximado, N35°E, buzamiento de 40° al oeste y el siguiente perfil descrito de arriba hacia abajo:

- M. 783 RT. Arenisca muy gruesa, conglomerádica, verde grisácea a verde azul grisácea compuesta de granos de feldespatos blancos y de rocas afaníticas rojo púrpura grisáceas.
 - M. 784 RT. Caliza cristalina gris amarillenta, con restos fosilíferos.
 - M. 785 RT. Caliza densa, compacta, gris café.
 - M. 786 RT. Conglomerado fino, mal clasificado, con granos de cuarzo hasta 5 mm.
 - M. 787 RT. Caliza granular, gris café clara a gris clara medio.
 - M. 788 RT. Caliza microgranular, gris café clara, con guías de óxido de hierro.
 - M. 789 RT. Arenisca conglomerádica, gris verdosa oscura, fosilífera.
 - M. 790 RT. Arenisca gruesa, gris verdosa, mal clasificada con granos de cuarzo hasta 5 mm.
 - M. 791 RT. Conglomerado fino con matriz arenosa rojo pálida, en parte oolítica, constituida por granos de caliza, rocas afaníticas rojo grisáceas y granos de feldespatos alterados.
 - M. 792 RT. Caliza densa, gris rosada
- Potencia aproximada total 800 m.

Espesor de la Formación Baños del Flaco.

Los espesores observados para la formación Baños del Flaco, son variables:

- Río Teno superior 800 m.
- Río Maule, quebrada de La Mina 400 m.

Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación.

La fauna colectada en el curso superior del río Maitenes y estudiada por los autores es la siguiente:

- Virgatosphinctes* sp.
- Aulocosphinctes* sp. (?)
- Hoplites* aff., *privasensis* Pictet.
- Nautilus (Cymatoceras) perstriatus* Stever.
- Pleurotomaria* sp.

Pholadomya gigantes.
Trigonia picunensis Weaver.
Ostrea sp.
Isocardia sp. ?
Gryphea sp. ?
Panopaea sp.
Corbis sp.

Las formas halladas en la serie marina acusan la presencia de los pisos comprendidos entre el Titoniano y el Barremiano (?).

En el cordón que separa los valles de Villagra y de Vergara, ubicado en los nacientes del Teno, aflora un conjunto de areniscas finas a gruesas, en gran parte calcáreas y fosilíferas, superpuestas normalmente a la serie de conglomerados y areniscas continentales incluidas en este trabajo bajo la denominación de formación Río Damas. En esta localidad se recolectaron los siguientes fósiles determinados por los autores:

Perisphinctes aff., *erinus* D'Orbigny.
Perisphinctes internispinosus Krants.

Esta fauna indica la presencia del nivel Titoniano con *Perisphinctes* aff., *erinus* que, según CORVALAN (1959, Fig. 12, Lám. 3), caracterizaría el Titoniano medio en el río Leñas, provincia de O'Higgins.

En la quebrada de La Mina, ubicada en el curso superior del río Maule, se han recolectado las siguientes especies estudiadas por TAVERA (1948, 1951):

Ammonites.
Holcoptychites neuquensis Douvillé.
Odontoceras, aff., *ellipsostomum* Steuer.

Bivalvos.
Pholadomya, cf., *elongata* Münt. (= *gigantes* Sow).
Ptychomia keoneni Behr var. *leufuensis* Weaver.
Lucina corbisoides var. *lotenoensis* Weaver.
Trigonia sp.
Eryphila sp.
Isocardia sp.
Pholadomya, cf., *elongata* Münt.
Ptyche, cf., *koeneni* Behr var. *leufuensis* Weaver.
Eryphila, aff., *lotenoensis* Weaver.
Trigonia, sp., (aff. *cohuineoensis* Weaver).
Panopaea, cf., *Dupinimia* D'Ord.
Gervillia, cf., aff., *pseudorostrata* Nagae.
Perna sp.

Gastrópodos.
Harpogodes oceani? Brongt.
Pleurotemaria sp.

La posición estratigráfica estaría definida por *Holcoptychites neuquensis*, especie de la zona de este nombre en la estratigrafía del Neuquén, que delimitaría el nivel correspondiente a la base del Hauteriviano. "Es posible, sin embargo, que el Neocomiano basal esté también representado, a juzgar por la forma identificada por TAVERA como *Odontoceras*, aff., *ellipsostomun* Steuer", CORVALAN (1959, p. 58).

De las edades asignadas a los distintos afloramientos de la formación Baños del Flaco, tanto en la zona norte del área de estudio o valle del río Teno como en la región austral o valle del río Maule, se infiere un límite inferior máximo Titoniano, más precisamente Titoniano medio, y una edad mínima Hauteriviano basal. Es de hacer notar la falta del Titoniano en la región del Maule, nivel que alcanza un amplio desarrollo en el valle del río Teno.

La edad de la formación Baños del Flaco, perfectamente establecida por su contenido faunístico, permite correlacionarla con diversas series sedimentarias marinas que, desde el río Maule hacia el norte del país, representan los sedimentos de la última gran transgresión marina del Geosinclinal Andino.

Las condiciones de sedimentación de la formación Baños del Flaco corresponden, probablemente, a un ambiente marino de poca profundidad.

Formación Colimapu.

Definición y relaciones estratigráficas.

La formación Colimapu, designada por KLOHN (1960, p. 57), aparece representada en nuestra zona por un conjunto de sedimentos clásticos continentales constituidos, principalmente, por lutitas y areniscas tobíferas rojas en su parte inferior; areniscas finas a gruesas, alternando con capas de calizas estériles, areniscas oolíticas y sedimentos de granulometría más gruesa, con algunas lentes de calizas lagunares grises claras e intercalaciones de tobas grises moradas, en su parte media y superior. Este conjunto está atravesado por múltiples filones afánicos gris verdes de características semejantes a las que intruyen a la formación Baños del Flaco; pero, aquí son mucho más numerosos y, en general, de poca potencia, formando verdaderos reticulados en algunos sectores mientras, en otros, se presentan como filones mantos, los cuales afloran en su forma más típica entre las quebradas Pichoante y Los Lunes, al poniente del valle superior del río Teno.

La serie, compuesta de finas capas muy bien estratificadas y cuyas características litológicas permiten deducir su origen subaéreo, se superpone concordantemente a la formación Baños del Flaco.

Sobre su techo, se apoyan concordantes las brechas y tobas de queratófidos que constituyen la base de la formación Plan de los Yeuques, cuyas capas tobíferas inferiores, de color gris amarillento, contienen abundantes restos carbonosos. Esta formación superpuesta señala la iniciación de un ciclo volcánico ácido.

De la sucesión que aflora en la localidad mejor desarrollada, se han reconocido dos miembros perfectamente separables. El miembro inferior se caracteriza por estar constituido, principalmente, de lutitas y areniscas tobíferas que resaltan nítidamente por sus colores con tonalidades francamente rojizas; son en general de grano fino y aparecen surcadas por innumerables fracturas, en todas direcciones, que quiebran fácilmente la roca en fragmentos menudos; además, presenta múltiples pliegues que no guardan armonía con el miembro superpuesto típicos de los estratos menos competentes del miembro inferior.

El miembro superior contiene especialmente areniscas de grano fino a grueso con alternancia de calizas lagunares estériles de escasa potencia (en capitas no mayores de 20 centímetros), calizas oolíticas, tufitas y areniscas conglomerádicas hacia su techo. Este conjunto presenta tonalidades grises verdosas y violáceas caracterizándose, además, por su mayor competencia con respecto a los estratos del miembro inferior. Ambos miembros se encuentran afectados por los intrusivos verdes señalados en un comienzo.

Distribución y litología del miembro inferior.

En la vertiente occidental del río Tenó se ha reconocido la siguiente sucesión, descrita de arriba hacia abajo, correspondiente al miembro inferior de la formación Colimapu y que se muestra bastante plegado:

Techo: calizas gris oscuras, densas, con rumbo N10°O y buzamiento de 18° al oeste, pertenecientes a la base del miembro superior de esta formación.

- M. 759 RT. Lutita púrpura rojo grisácea
- M. 758 RT. Arenisca muy fina, roja grisácea, con descomposición esferoidal
- M. 757 RT. Arenisca fina a media, púrpura grisácea
- M. 756 RT. Arenisca media, con intercalaciones de lutitas gris café
- M. 750 RT. Lutita roja grisácea
- M. 747 RT. Arenisca fina, púrpura grisácea, con guías de zeolita
- M. 746 RT. Arenisca media, gris café clara a gris café, constituida por granitos de feldespatos alterados, cuarzo y magnetita. Existe algo de calcita, posiblemente como material cementante
- M. 745 RT. Lutita púrpura roja grisácea, con fragmentos líticos esporádicos
- M. 738 RT. Lutita roja grisácea
- M. 737 RT. Lutita roja púrpura grisácea
- M. 735 RT. Pórfido diorítico de masa fundamental gris verdosa
- M. 744 RT. Filón afántico gris verdoso, con guías de calcita
- M. 741 RT. Conglomerado fino, con matriz tufítica gris clara y rodados muy homogéneos pertenecientes a rocas volcánicas rojas grisáceas
- M. 740 RT. Porfirita fluidal, roja púrpura grisácea, con escasos fenocristales de plagioclasa (andesina) esparcidos
- M. 739 RT. Arenisca gris media
- M. 743 RT. Lamprófidio gris verde

El espesor aproximado de esta serie, finamente estratificada en capitas de 5 cm. a 1 m. de potencia, se estimó en unos 350 metros.

Distribución y litología del miembro superior.

La unidad superior se caracteriza por sus estratos más competentes de areniscas y lentes de calizas lagunares muchas veces oolíticas. Su área de mejor expo-

sición corresponde al valle del río Teno, donde se presenta concordante, y a veces pseudodiscordante, debido a la diferencia de competencia, con el miembro inferior de la formación. En los afloramientos situados al sur y al poniente de esta región, no se ha observado el desarrollo de este miembro y ello demuestra el carácter lenticular de esta formación litoral. Directamente sobre la serie anteriormente descrita, cuyo rumbo promedio es N20°E y buzamiento de 25° al oeste, se presenta de arriba hacia abajo la siguiente sucesión de estratos del miembro superior:

Techo: brechas de queratófidos de la formación Plan de los Yeuques.

- M. 768 RT. Conglomerado brechoso. La matriz es tuftica constituida por feldespatos alterados, clorita, lentes de ceniza y fragmentos de augita en un cemento arcilloso hematítico. Los fragmentos líticos incluidos son subredondeados y alcanzan hasta 26 centímetros con promedio de 6 centímetros.
- M. 760 RT. Porfirita porfídica con masa fundamental afanítica y fenocristales de plagioclasa blancos
- M. 770 RT. Arenisca conglomerádica, gris rosada, con rodados esporádicos hasta de 10 centímetros correspondientes a lutitas y rocas volcánicas rojizas. Se observa alternación con areniscas más finas, púrpuras
- M. 767 RT. Porfirita afanítica, púrpura rojiza, con amígdalas posiblemente de clorita (?). Continúan 20 metros de areniscas gruesas, con intercalaciones de lutitas gris amarillentas a verdosas
- M. 766 RT. Arenisca fina, gris muy clara a gris rosada
- M. 765 RT. Arenisca muy gruesa, conglomerádica, gris amarillenta, compuesta de fragmentos de cenizas clorizadas, porfiritas, queratófidos, pedernal y feldespatos fragmental alterado
- M. 764 RT. Arenisca gruesa, gris verdosa, que alterna hacia el techo con calizas negras compactas
- M. 763 RT. Arenisca media, café amarillenta, alterna con capitas de calizas negras. Continúan alternaciones entre capitas de areniscas con calizas gris negras y lutitas del mismo color en lentes delgadas
- M. 762 RT. Arenisca media, gris clara, calcárea con fragmentos hasta de 4 centímetros de calizas densas negras
- M. 761 RT. Caliza algo marmolizada, gris oscura
- M. 760 RT. Arenisca media a gruesa, gris oscura, oolítica. Compuesta por granos angulosos de cuarzo, feldespatos arcillizados y fragmentos líticos correspondientes a porfiritas. Se observan oolitas con marcada estructura concéntrica y algo radial, con diámetro medio de 1 mm. El núcleo de las oolitas parece corresponder a cuarzo detrítico, chamosita y agregados de calcedonia. El material cementante de la muestra corresponde a calcita microgranular. Continúan aproximadamente 8 metros de calizas alternando con areniscas gris verdes y calizas gris oscuras. Lámina III, Foto 8.
- M. 759 RT. Lutita roja grisácea
Potencia total estimada 250 m.

Espesor de la Formación Colimapu.

Los espesores máximos obtenidos en las diversas localidades donde se reconoció, son los siguientes:

Perfil río Teno, miembro superior e inferior, diferenciados	600 mts.
Perfil curso superior río Upeo	700 mts.
Perfil río Maule	300 mts.

La mayor potencia reconocida corresponde al perfil medido en el curso superior del río Upeo donde la unidad presenta un intenso plegamiento que ha dificultado conseguir la potencia verdadera; por esta razón los autores asignan a la formación continental Colimapu un espesor máximo de 600 metros, o sea, el valor obtenido en el río Teno donde la unidad se expone con los dos miembros.

Edad, correlación y condiciones de sedimentación de la Formación.

No se encontraron fósiles en los estratos continentales de la formación Colimapu y su posición en el tiempo queda determinada por la serie marina fosilífera Baños del Flaco que constituye su base normal y concordante.

La parte superior de la formación Baños del Flaco corresponde al Hauteriviano inferior comprobado por *Holcoptychites neuquensis Douvillé*, en la quebrada La Mina afluente del río Maule superior. En el valle del río Teno, los autores recolectaron ammonites de edad comprobada titoniana inferior y media por *Virgatosphinctes tiziani* y *Hoplites* aff. *privasensis* Pictet, respectivamente. Los niveles más superiores son probablemente Hauteriviano por los gastrópodos y Pelecípodos encontrados como *Pleurotomia*, *Panoëpa*, *Trigoniae* y *Pholadomya Gigantea*.

La base de los estratos de Colimapu sería de este modo atribuida al Hauteriviano medio en la suposición de que también existan estos niveles en el río Teno; en caso contrario debería suponerse cierta discontinuidad en la iniciación de la depositación de los estratos de Colimapu, siendo más temprana en el norte del área. El límite superior de la unidad está dado por la iniciación del mayor ciclo volcánico cretácico, con el conjunto de volcanitas, piroclásticos y lavas con varios niveles de ignimbritas de carácter queratófidico, perteneciente a la formación Plan de los Yeuques de amplia distribución areal. Debido al carácter volcánico que muestran las formaciones superpuestas y a la disposición concordante que con ella presentan, observándose en algunos lugares solamente acufamientos locales propios de estas formaciones continentales, no hay antecedentes que permitan fijar el límite superior de esta formación. Los autores, como hipótesis de trabajo, se inclinan por asignarle un límite mínimo comprendido entre el Neocomiano medio a superior.

La serie corresponde a la formación Colimapu descrita por KLOHN (1960, p. 57) y, de acuerdo a la descripción litológica proporcionada por este autor, los estratos señalados como Colimapu superior serían correlacionables con los miembros inferior y medio reconocidos por los autores en el área del valle del río Teno, Upeo y Maule.

La depositación de estos sedimentos tuvo lugar en forma subárea, en pantanos y planicies aluviales costaneras, en condiciones probablemente oxidantes que le han dado el característico color rojizo predominante, y corresponde principalmente a facies costanera.

Formación Plan de los Yeuques.

Definición y relaciones estratigráficas.

Se ha denominado formación Plan de los Yeuques a un conjunto de rocas volcánicas continentales, efusivas y piroclásticas de carácter ácido, con algunas intercalaciones de sedimentos continentales, que tienen su mayor desarrollo en la zona de Plan de los Yeuques situada al oriente del valle del río Ñuble y al sur del río de las Truchas, tributario del anterior.

Por su gran extensión longitudinal, amplio desarrollo vertical y constitución litológica uniforme, hemos creído conveniente designarla con el rango de formación. También sus características litológicas, nos han permitido considerarla como formación guía para descifrar problemas estratigráficos en zonas de difícil interpretación.

La base de esta formación, en su lugar típico de exposición, está constituida por brechas y tobas de queratófidos.

Hacia el norte, en el valle del río Maule y cerca de la planta hidroeléctrica de Los Cipreses, la formación Plan de los Yeuques aparece en contacto concordante sobre la formación clástica continental Colimapu. Este mismo contacto, gradual y paulatino, se observa en el extremo norte del área de estudio en el valle del río Teno.

En el techo de esta formación se disponen concordantemente las lavas y piroclásticos porfiríticos pertenecientes a la formación Abanico.

Desde aproximadamente la latitud de 36° 15', aparece en forma cada vez más pronunciada, a medida que se avanza hacia el extremo austral del área en estudio, el conjunto de volcanitas andesíticas-basálticas pertenecientes a la formación Cola de Zorro en franca discordancia sobre la formación Plan de los Yeuques.

Distribución y litología.

Los afloramientos se extienden a lo largo de casi toda el área en estudio, alcanzando una amplia propagación longitudinal. Sus estribaciones más septentrionales han sido reconocidas hasta el valle del río Teno y por el sur, hasta la latitud 37° 13', más o menos.

Las rocas que se describen a continuación corresponden a la sección presente en la localidad tipo Plan de los Yeuques. De arriba hacia abajo se presenta el siguiente perfil:

A) Techo indeterminado.

- Bb-262 a) Brecha de queratófido con matriz café pálida algo rosada. El corte microscópico corresponde a una toba de cristal con fenocristales de albита cálcica arcillizada, cuarzo con engolfamiento fracturado y tablitas de biotita cloritizada.

	Como fragmentos líticos aparecen rocas de hasta 5 cm. correspondientes a queratófidos de textura hialopilitica felsítica a traquítica	250 m.
Bb-254 b)	Toba soldada. La masa fundamental es verde clara, bajo el microscopio se observa formada por "shards", parcialmente deformados y soldados y cristalitas dispuestas fluidalmente alrededor de los fenocristales y de los clastos líticos incluidos. Los fenocristales corresponden a albita cálcica arcillizada, cuarzo y posiblemente sanidina. La mayor parte de los clastos líticos están recrystalizados y son de difícil identificación con la masa fundamental	70 m.
Bb-253 c)	Conglomerado grueso con matriz arenosa tobífera poco compacta con rodados de aproximadamente 20 cm. de rocas afaníticas verdes y gris morado. Existen intercalaciones de queratófidos gris claro morado; porfídicos con fenocristales de albita en una masa fundamental granofírica	75 m.
Bb-251 d)	Toba soldada, café morada, constituida por fenocristales y fragmentos de albita cálcica dispuestos en una base hipocristalina granofírica constituida por "shards", deformados y soldados, y microlitas feldespáticas ubicadas fluidalmente sobre los granos mayores. Dentro de la masa fundamental se distinguen concentraciones de vidrio rojo que incluyen algunos minerales feldespáticos, en forma aislada y en posición paralela, lo que le confiere a la muestra una mayor fluidez	25 m.
Bb-250 e)	Conglomerado brechoso con matriz tobífera blanca rosada. Los fragmentos alcanzan hasta 15 cm. y corresponden a queratófidos cuarcíferos fluidales	100 m.
Bb-244 f)	Toba de queratófido con matriz fina gris oscura media de carácter vitroclástico. Los fenocristales corresponden a oligoclasa y cuarzo. Como clastos se presentan los fragmentos cristalinos descritos anteriormente y granos líticos correspondientes a pómez cloritizada y trocitos de vidrio café claro	125 m.
Bb-242 g)	Limolita verde muy pálida, cloritizada con clastos aislados de cenizas cloritizadas	50 m.
Bb-241 h)	Toba soldada con matriz densa, de color azul pálido y fenocristales de albita cálcica arcillizada y cuarzo	70 m.
Bb-239 i)	Brecha de queratófidos con matriz tobífera roja pálida a verde muy pálida con fragmentos líticos correspondientes a queratófidos hialofíticos fluidales. Los fenocristales de la matriz corresponden a albita cálcica arcillizada y sericitizada, y cuarzo	160 m.
Bb-235 j)	Toba y brecha de queratófido. La matriz es gris clara oliva a verde azul grisácea. Los fenocristales corresponden a oligoclasa y cuarzo. Como clastos aparecen fragmentos cristalinos semejantes a los anteriores y gran cantidad de elementos líticos subangulares a subredondeados hasta de 3 mm., correspondientes a queratófidos de textura pilotaxítica a hialofítica	250 m.
	TOTAL	1.175 m.

Los queratófidos, brechas y tobas soldadas reaparecen en los perfiles más septentrionales alcanzando hasta el límite norte de nuestro reconocimiento en el área del valle del Teno en el río Malo y en el Santa Rita, donde esta serie se expone con abundantes restos carbonosos.

Dos análisis químicos representativos del perfil anteriormente descrito, fueron realizados en nuestro laboratorio por J. Villalobos.

	Norma C I P W				
	Bb-254	Bb-252	Bb-254	Bb-252	
SiO ₂	68,88	73,70	Qz	22,50	27,60
Al ₂ O ₃	14,87	12,29	Or	20,02	0,56
Fe ₂ O ₃	3,39	1,97	Ab	44,01	62,88
FeO	0,20	0,92	An	5,56	
CaO	1,13	0,99	Wo		2,09
MgO	0,51	0,39	En	1,30	1,00
Na ₂ O	5,25	7,65	Fe		0,26
K ₂ O	3,44	0,11	Mg		2,32
TiO ₂	0,53	0,32	He	3,39	
MnO	0,30	0,19	Il	1,06	0,61
P ₂ O ₅	0,06	0,02	Co	0,61	
H ₂ O	1,15	1,18	Ac		1,39

Espesor de la formación Plan de los Yeuques.

En la localidad tipo, donde la formación muestra el máximo desarrollo observado, puede estimarse una potencia aproximada de 1.200 metros. Los espesores parciales obtenidos en regiones situadas más al norte, tales como los valles de los ríos Maule, Cipreses y Teno entre el río Malo y Santa Rita, oscilan entre 1.200 y 900 metros.

Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación.

En los estratos continentales de la formación Plan de los Yeuques se han encontrado solamente trozos de árboles completamente carbonizados y cuya identificación es imposible. Sin embargo, en los valles de los ríos Teno y Maule descansan concordantemente sobre el conjunto de sedimentitas clásticas continentales de Colimapu el cual, por su parte, se superpone en concordancia a las calizas neocomianas cuyos niveles más altos según TAVERA (1951), alcanzan hasta el Hauteriviano. De acuerdo con lo anterior podríamos, tentativamente, asignar a la formación Plan de los Yeuques una posición stratigráfica ubicada en el Neocomiano superior.

Esta formación constituye la primera serie de volcanitas depositadas después de la última regresión del mar neocomiano en la Cordillera Andina. Dado su carácter ácido y considerando el ciclo volcánico cretácico unitario, ella sería la fase diferenciada silícica inmediatamente anterior a la mesosilícica representada por la formación Abanico.

La depositación de la formación continental Plan de los Yeuques tuvo lugar durante la iniciación de un período de intensa actividad volcánica, evidenciado por la gran acumulación de lavas y piroclásticos. En algunas áreas se desarrollaron cuencas lagunares, de regular extensión, donde se originaron las sedimentitas con flora fósil carbonizada.

Formación Abanico.

Definición y relaciones estratigráficas.

Designaremos como formación Abanico al conjunto de volcanitas, piroclásticos y lavas de carácter porfirítico, intercalaciones de sedimentitas clásticas continentales, que presenta su máximo desarrollo en el área norte de la zona de estudio. Hemos conservado la denominación de Abanico en base a la gran similitud tectónica, posición estratigráfica y litología, principalmente en el carácter íntimo de sus feldespatos, con la formación del mismo nombre reconocida en los Andes de Chile Central primero por MUÑOZ CRISTI (información verbal) y posteriormente por AGUIRRE (1957). Además, este término posee gran arraigo en la literatura geológica chilena.

El techo de la formación Abanico está constituido por una discordancia angular que la separa de la formación Corona del Fraile en la región del río Teno, al este de los Queñes, y, con franca angularidad, de las volcanitas andesíticas-basálticas de Cola de Zorro en gran parte de la región de estudio, principalmente en el río Longaví (ver perfiles Fig. 15).

Debido a las condiciones ambientales y de relieve que precedieron a su deposición, unido a la lenticularidad de las formaciones volcánicas continentales, los piroclásticos y lavas de Abanico se superponen concordantemente a otras formaciones más antiguas. Desde el río Teno hasta el río Polcura, la unidad subyacente corresponde a la formación Plan de los Yeuques. Al sur de este último río, se han reconocido posibles núcleos aislados de Abanico que cubren concordantemente a la formación Cura Mallín.

Distribución y litología.

Los afloramientos presentan su máximo desarrollo en el extremo septentrional del área en estudio, especialmente entre los valles de los ríos Teno y Maule, reduciéndose en extensión horizontal hacia el extremo austral. Ellos aparecen junto al borde occidental de la zona investigada y, en gran parte, se extienden hacia la Precordillera y el Valle Longitudinal. La formación ha sido observada a lo largo de casi toda el área y en forma continua hasta el norte del río Ñuble; al sur de este río se presenta en forma de sectores aislados, como restos dejados tras una profunda erosión, sin excluir la posibilidad de un desarrollo más continuo hacia el poniente.

En el área del valle del río Teno, al este del estero de Santa Rita, aparece una sucesión correspondiente al nivel estratigráfico más bajo de la formación. Consiste en brechas y tobas porfiríticas, con matriz tobácea gris púrpura rojiza a verde clara, con clastos líticos principalmente de porfiritas afaníticas y porfídicas. En el mismo río Teno, algo aguas abajo del perfil anterior; la serie corresponde a tobas y brechas porfiríticas con matriz densa gris oscura a gris oscura rojiza y fragmentos líticos de porfiritas porfídicas grises claras. Entre los Peumos y el Estero Molongo, al oeste del anterior, se observó un conjunto de porfiritas porfídicas de masa fundamental afanítica gris oscura a gris oscura media con fenocristales de plagioclasa blanca de hábito columnar y equidimensional. También existen intercalaciones de tobas líticas con matriz gris rojiza y clastos porfídicos gris verdosos.

La formación se puede seguir fácilmente hacia el sur, con pequeñas variaciones dentro del rango de las volcanitas y de las sedimentitas clásticas continentales.

En las nacientes del río Claro, del Maule, cerca de la localidad denominada El Valle, se observó un conjunto de porfiritas porfídicas con masa fundamental afanítica gris verde claro a gris rojizo con abundantes amígdalas de zeolitas; además, tobas y brechas porfíricas con matriz afanítica cloritizada y clastos líticos porfídicos y afaníticos. En la ladera sur del río Claro, frente a la sucesión anterior, predominan tufitas y grauvacas medias a gruesas, gris pardas rojizas a gris rojizas, constituidas por granos de feldespatos, cuarzo y abundantes clastos líticos afaníticos; este conjunto presenta una profunda zeolitización a través de guicillas.

En la ribera sur del río Maule, entre Los Cipreses al oriente y la quebrada Pinochet al poniente, se pudieron reconocer dos miembros pertenecientes a la formación Abanico, fácilmente diferenciable por sus características litológicas y aún desde la distancia por sus diferentes tonalidades. El perfil allí, de arriba hacia abajo, es el siguiente:

MIEMBRO SUPERIOR

Techo indeterminado.

Bb-410 a)	Tufita gris verde oscura, constituida por granos de oligoclasa-albita blancos y fragmentos subangulares de queratófidos gris verde claros. El material cementante es de carácter silíceo-clorítico. La roca presenta cierta estratificación fina muy notoria	50 m.
Bb-411 b)	Toba de queratófido gris azul medio, con matriz fina que contiene oligoclasa cálcica y clastos líticos de queratófidos gris verdosos afaníticos hasta de 1,5 mm.	40 m.
Bb-412 c)	Tufita púrpura grisácea, constituida por abundantes fragmentos subangulares de porfiritas púrpura oscura y gris verde azulada hasta de 3 mm., andesinas cálcicas y trozos de pómez cloritizados, intercalaciones de limolita rojas moradas con lentes alargados de cuerpos cloritizados	150 m.
Bb-418 d)	Limolita muy bien estratificada, azul pálida a gris pálida con granos de plagioclasa, cuarzo, pómez y epidota con delgadas capas intercaladas de cenizas volcánicas cloritizadas	40 m.
Bb-421 e)	Porfiritas porfídicas con masa fundamental gris púrpura rojiza y fenocristales de andesina opacos y concentración de material vítreo rojizo. Toba de queratófido gris claro verdosa, con clastos de feldespatos (oligoclasa) blancos y fragmentos líticos subangulares correspondientes a queratófidos gris azul medio a gris claro verdosos	150 m.
Bb-423 f)	Tufita gris verdosa compuesta de granos de plagioclasa brillantes y abundantes fragmentos gris café de porfiritas y queratófidos afaníticos de hasta 5 mm.	70 m.
Bb-424 g)	Toba brechosa de cristales con matriz fina gris clara verdosa. Fragmentos de plagioclasa (oligoclasa) blancas y opacas hasta de 2 mm. también clastos de porfiritas hasta de 10 mm.	50 m.
Bb-427 h)	Tufita gris oscura media, constituida por granos de andesina blancos y abundantes fragmentos angulosos a subangulosos de porfiritas hialofíticas en parte calcificados, lentes de pómez alargados y cloritizados, vidrios hematíticos. Tufita brechosa, gris verdosa, compuesta por abundantes fragmentos subangulares de rocas afaníticas gris verdosas hasta de 3 centímetros. Tufita fina verde pálida con fragmentos alargados de ceniza cloritizada	150 m.
TOTAL		700 m.

MIEMBRO INFERIOR

Bb-437 a)	Brecha media a gruesa con matriz tobífera roja púrpura pálida muy zeolitizada, constituida por fragmentos de oligoclasa, porfiritas porfídicas de masa fundamental gris verdosa, pómez y vidrio rojo hasta de 20 mm.	200 m.
Bb-438 b)	Toba brechosa porfirítica, con matriz vitreo-hematítica púrpura roja grisácea con abundantes guías zeolíticas. Como fragmentos predominan las porfiritas y los clastos vítreos color púrpura más intenso que la matriz y de contornos irregulares, hasta de 3 cm.	200 m.
Bb-439 c)	Porfiritas porfídicas, púrpura rojo pálido a café grisáceo, con fenocristales de andesina muy arcillizadas y algo calcificados de tamaño variable entre 0,5-4 mm. La masa fundamental varía entre hialofítica a hialopilitica. Se observan numerosas amígdalas de clorita	250 m.
Bb-444 d)	Brechas porfiríticas. La matriz es púrpura roja grisácea con fenocristales de andesina hasta de 2 mm. Los fragmentos alcanzan hasta 6 mm. y corresponden a porfiritas de augita, como también granos cristalinos de andesina. Se observan amígdalas de clorita criptocristalina y un mineral más rojizo proveniente de su alteración	550 m.
TOTAL		1.200 m.

Hacia el sur, en el río Melado, se observaron tobas y brechas porfiríticas, con intercalaciones de lava y material tufítico, correspondientes a la prolongación austral de la sucesión ya reconocida en el río Maule.

En el área del río Longaví, entre los cajones de Morales y Huemules, también se reconocieron los dos miembros diferenciados en la región del río Maule; el perfil examinado aquí corresponde a:

MIEMBRO SUPERIOR

Techo: En gran parte se superponen, discordantemente, las volcanitas de la formación Cola de Zorro.

Bb-301 a)	Conglomerado grueso, con matriz arenosa media a gruesa, café pálido amarillento. Los clastos exhiben acentuado redondeamiento y superficie de aspecto barnizado siendo sus tamaños hasta de 10 cm.; corresponden a porfiritas porfídicas con masa fundamental roja púrpura grisácea y abundantes amígdalas de clorita, queratófidos fluidales y fragmentos cristalinos de andesina turbia y cuarzo	75 m.
Bb-300 b)	Arenisca gruesa, en parte conglomerado fino, café pálida amarillenta, constituida por granos de andesina arcillizados, cuarzo y fragmentos líticos correspondientes a porfiritas, queratófidos, vidrios rojos y trozos de cenizas fluidales	60 m.
Bb-299 c)	Conglomerado medio a fino, con matriz que corresponde a una arenisca rojiza verdosa; fragmentos bien redondeados hasta de 4 cm., entre los que predominan abiertamente porfiritas púrpura grisáceo; fragmentos cristalinos de albíta cálcica y cuarzo	50 m.
Bb-298 d)	Arenisca muy gruesa a gruesa, gris clara a gris oscura, compuesta por granos subredondeados a subangulares de oligoclasa turbia, cuarzo con extinción ondulosa y fragmentos líticos. Se observan lentes oscuros con estratificación cruzada, constituidos casi enteramente por granos de magnetita	50 m.
Total del Miembro Superior		235 m.

MIEMBRO INFERIOR

Bb-297 a)	Brecha con matriz roja pálida; fragmentos de porfiritas porfídicas azul grisáceas y vidrio afanítico rojo moderado	50 m.
Bb-296 b)	Toba púrpura grisácea, constituida por porfiritas afaníticas, vidrio hematítico y algunos granos de cuarzo	55 m.
Bb-294 c)	Brecha media de matriz gris rojiza, constituida principalmente por fragmentos líticos correspondientes a porfiritas afaníticas azul pálidas y granos de augitas	40 m.
Bb-293 d)	Queratófido porfídico con masa fundamental gris azulada media y fenocristales columnares de albita	25 m.
Bb-291 e)	Porfiritas porfídicas con fenocristales de andesina en una masa fundamental felsítica gris azul medio	20 m.
Bb-290 f)	Queratófido afanítico de masa fundamental gris rosada vesicular, de carácter felsítico esferolítico y fenocristales de cuarzo. Aparecen también intercalaciones de toba de lapilli gris azulada medio, con matriz fina tobífera y fragmentos líticos correspondientes a queratófidos	40 m.
Bb-285 g)	Brecha gruesa con matriz tuffítica gris oscura medio, constituida por fragmentos subangulares hasta de 20 centímetros de rocas afaníticas púrpura grisáceas y verde claras, trozos de vidrio hematítico y de pómez. Toba de lapilli gruesa con matriz púrpura grisácea, constituida por fragmentos de rocas afaníticas del mismo color, granos de plagioclasa y cuarzo	125 m.
Total del Miembro Inferior		<u>355 m.</u>

La sección más austral reconocida como perteneciente a la formación Abanico se encuentra en el área del Queuco superior, al oriente del reducto indígena de Trapa-Trapa en el cerro Malalcahuello, donde un paquete de volcanitas porfiríticas se apoya concordantemente sobre la formación Cura Mallín, comenzando en la base con un conglomerado grueso con rodados de queratófidos. En detalle, la sucesión de Malalcahuello es la siguiente de arriba hacia abajo (Fig. 7) :

Techo indeterminado.

Bb-80 a)	Porfiritita porfídica con masa fundamental café amarillenta pálida y escasos fenocristales tabulares de andesina de aproximadamente 1 mm.	150 m.
Bb-77 b)	Tufita brechosa con matriz formada de polvo volcánico cloritizado gris verdoso y fragmentos subangulares de rocas de color gris medio oscuro a gris medio y plagioclasas tipo labradorita. Intercalado en la parte baja aparece limolita gris oscura bien estratificada con intercalaciones de lentes carbonosos	30 m.
Bb-74 c)	Porfiritita y toba porfirítica gris café con granos de andesina cálcica, cuarzo y fragmentos líticos hasta de 2 mm. de vidrio rojo moderado y lentes de pómez	75 m.
Bb-71 d)	Aglomerado volcánico con matriz tobífera rojiza y clastos subredondeados de porfiritas hialofíticas, rojo pálidos, hasta de 3 cm.	45 m.
Bb-69 e)	Porfiritita porfídica con masa fundamental gris medio y escasos fenocristales de andesina arcillizada y caolinizada hasta de 2 mm. Brecha con matriz roja púrpura grisácea y fragmentos angulares de rocas afaníticas y porfídicas rojos claros a gris medio. Porfiritita afanítica gris oscura	100 m.
Bb-67 f)	Conglomerado grueso con matriz tuffítica café pálida y rodados bien redondeados de queratófidos afaníticos gris claros hasta de 20 cm.	50 m.
TOTAL		<u>450 m.</u>

Algunos estratos de la formación Abanico muestran estructuras primarias, tales como los observados en areniscas situadas poco al sur-oeste de la quebrada Huemules; aquí se encuentran lentes de magnetita alternados con otros, leucocráticos, dentro de los cuales predomina el cuarzo estructurando micropliegues. Para la ribera norte del río Maule unos dos kilómetros aguas arriba del puente Curillinque KARZULOVIC y THIELE (1961, pág. 19), han indicado la presencia de ripple-marks en limolitas de esta formación.

Espesor de la formación Abanico.

Los espesores totales obtenidos en secciones medidas a través de los principales valles de la región estudiada son, de norte a sur, los siguientes:

Perfil río Teno, obtenido por la integración de secciones parciales	2.700 mts.
Perfil río Maule	1.900 mts.
Perfil río Longaví	600 mts.

Es de hacer notar la disminución de potencia en la medida que se avanza hacia la parte austral del área; esto estaría de acuerdo con la lenticularidad y acuñamiento que presenta la formación Abanico dentro de toda la región estudiada.

Edad, correlaciones y condiciones de depositación.

No se han encontrado fósiles con los cuales se le pueda asignar una edad determinada a esta formación. Por su actitud tectónica y posición estratigráfica, superpuesta a las formaciones guías neocomianas superiores (Colimapu y Plan de los Yeuques), se le ha fijado un límite inferior post-Neocomiano.

Un granito que atraviesa la formación superpuesta a una unidad clástico-volcánica análoga a la de Abanico, en la provincia de Atacama, ha proporcionado una edad plomo alfa de 105 ± 10 millones de años, RUIZ et. al. (1960, pág. 16), que según la escala de tiempo absoluto de KULP (1959) corresponde a una edad cretácico medio. En consecuencia, aceptando esta correlación, la formación Abanico sería precretácica media.

Esta unidad es directamente equivalente a la formación Coya-Machalí descrita en los Andes de las provincias de Santiago a Curicó: KLOHN (1960, pág. 62), y, por lo tanto, a su prolongación septentrional hasta los Andes de la provincia de Aconcagua: AGUIRRE (1960, op. cit., pág. 34).

La depositación de las volcanitas y sedimentitas clásticas pertenecientes a la formación Abanico tuvo lugar durante un período de marcada actividad volcánica, con algunas interrupciones durante las cuales se depositaron en cuencas parciales las tufitas, lutitas a veces carbonosas y conglomerados fluviales.

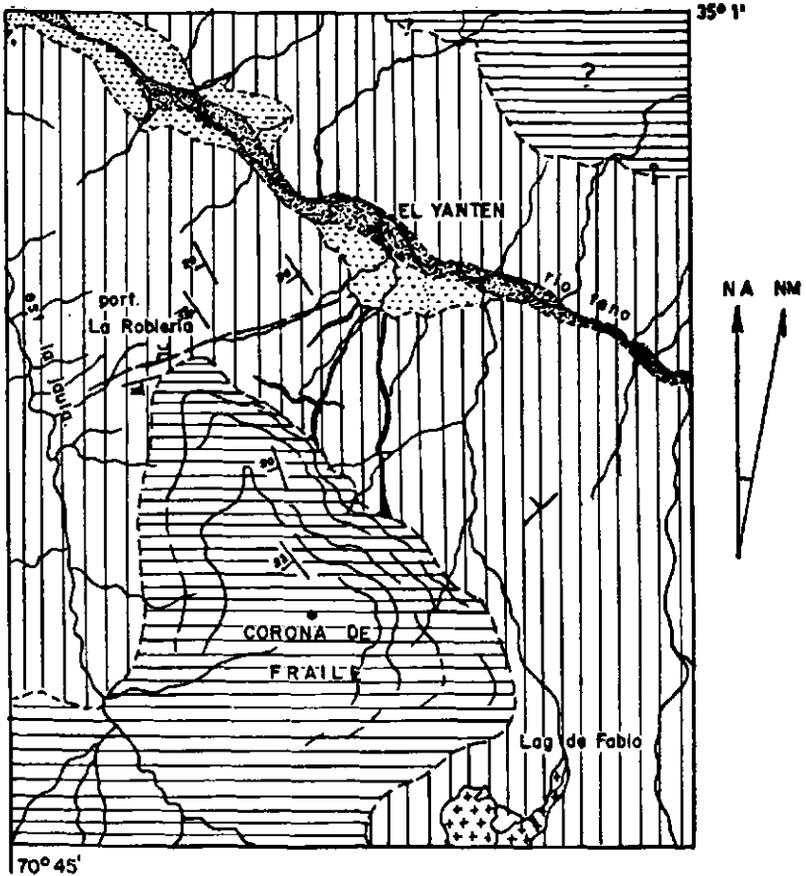
Formación Corona del Fraile.

Definición y relaciones estratigráficas.

Se ha denominado formación Corona del Fraile al conjunto de sedimentitas clásticas y volcanitas que poseen su mayor desarrollo en el área de los cerros situados al oriente de los Queñes, entre los ríos Teno y Claro (Fig. 8).

CERRO CORONA DEL FRAILE

FOTOCROQUIS



 Sedimentos aluviales

 Terrazas altas

 FORMACION CORONA DEL FRAILE

 FORMACION ABANICO

 BATOLITO ANDINO
(Apofisis)

 Filones

 Fracturas

 Rumbo y manto



GONZALEZ - VERGARA 1961

Figura 8

El lugar típico, por el cual se designó a estos estratos, corresponde al cerro del mismo nombre ubicado en el área anteriormente descrita. Aquí aparece como unidad individual y diferenciada de los conjuntos de rocas subyacentes por su litología, color gris verdoso claro distinguible a gran distancia y actitud tectónica suave. A pesar de lo restringido de sus afloramientos, los autores consideran muy posible su prolongación septentrional, con un desarrollo más neto fuera del área de estudio.

El límite inferior de la formación Corona del Fraile está marcado por una suave discordancia angular y de erosión que la separa de la formación Abanico subyacente. Sin embargo, en determinadas áreas se observa una pseudoconcordancia debido a las condiciones de relieve, condicionadas por el esquema estructural que predominó durante la depositación de esta serie. Así es posible distinguir una cuenca sinclinal buzando al sur, perteneciente a la formación Abanico, sobre la cual descansa la formación Corona del Fraile con variaciones de la actitud tectónica, a veces en forma muy leve. La observación del conjunto revela diferencias de rumbos y de la intensidad de plegamiento que las afecta.

El techo de la formación Corona del Fraile queda indefinido porque, en el área de estudio, termina en la superficie actual de erosión.

Distribución y litología.

Los afloramientos pertenecientes a la formación Corona del Fraile tienen su mayor exposición en el área septentrional de la zona cartografiada, especialmente en la localidad descrita como típica. Es muy posible que esta unidad se prolongue abiertamente hacia el norte, fuera de los límites del presente estudio.

Las rocas que se describen a continuación corresponden a la sucesión que aparece en la localidad tipo Cerro Corona del Fraile. El perfil se midió desde el Llantén, en la vertiente sur del río Teno, hasta la cumbre del C^o Corona del Fraile, pasando por el portezuelo la Roblería; la serie es la siguiente, de arriba hacia abajo:

- | | | |
|-----------|---|--------|
| Bb-677 a) | Toba y brecha con matriz tuftica gris café clara a gris verdosa, con fragmentos subredondeados de porfiritas, vidrios café rosado en parte cloritizados hasta de 2 mm.; granos de albita-oligoclasa blancos y cuarzo semitranslúcidos con extinción ondulosa. Amígdalas zeolíticas son comunes . | 200 m. |
| b) | Toba de lapilli y tufitas con matriz densa verde grisácea y fragmentos de plagioclasa y de rocas afaníticas de color púrpura rojo grisáceo a azul pálido, hasta de 5 mm. | 150 m. |
| Bb-672 c) | Porfírita porfídica con masa fundamental afanítica púrpura pálida y fenocristales de oligoclasa tabulares y equidimensionales, hasta de 5 mm, que presentan color rosado pálido por zeolitización | 100 m. |
| Bb-670 d) | Conglomerado fino con matriz arcillosa rosado pálida y rodados con buen redondeamiento, de tamaños hasta 5 mm., de porfiritas afaníticas de color verde azul pálido y púrpura rojo pálido; además, granos de albita blanca y de cuarzo con extinción ondulosa. En menor proporción, aparecen granos de vidrio, esferulitas y rodados de queratófidos de grano fino | 125 m. |
| Bb-667 e) | Arenisca gris medio azulada que contiene granos subredondeados de cuarzo entre 0,2 y 2 mm., de albita-oligoclasa y fragmentos de rocas afaníticas principalmente porfiritas café grisáceas. También aparecen porfidos dioríticos y granos de epidota. El cemento es un agregado arcilloso clorítico flocculento.
Arenisca hematítica púrpura roja grisácea, con granos subangulares de | |

	porfirita verde azul grisácea y azul pálida; granos de plagioclasa blanca rosada por zeolitización y fragmentos de pómez. Arenisca conglomerádica muy gruesa, compuesta de granos subredondeados de porfiritas verde azul grisácea accidentalmente hasta de 5 mm.; también existen granos de plagioclasa y de cuarzo	180 m.
Bb-664 f)	Brecha con matriz densa púrpura pálida roja y fragmentos angulares de rocas gris verdosas de carácter litológico muy uniforme y con tamaños que alcanzan hasta 3 cm. Conglomerado cuya matriz es una arenisca media gris verdosa, compuestas por rodados de porfiritas púrpura rojo grisáceas y granos de plagioclasa y de cuarzo	100 m.
	TOTAL	855 m.

Base: Suavemente discordante con la formación Abanico.

Espesor de la formación Corona del Fraile.

La potencia total de la formación conseguida en el perfil realizado por el Cº Corona del Fraile, único lugar en toda el área de estudio donde su presencia ha sido reconocida, corresponde a 855 metros. Los autores consideran muy posible que este espesor no representa el valor real, ya que el límite superior de la unidad coincide con la superficie de erosión actual y hay indicios de un desarrollo mayor hacia el norte de esta localidad, fuera de los límites que comprende este estudio.

Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación.

No se encontraron fósiles en esta formación; por lo tanto, su ubicación cronológica presenta el mismo problema de todas las formaciones postneocomianas de la Cordillera Andina en la región.

De acuerdo a su disposición tectónica, levemente discordante con la formación Abanico subyacente y a su vez suavemente plegada, podemos ubicarla estratigráficamente como post-Abanico. Además en su composición litológica, principalmente formada por sedimentos clásticos, intervienen materiales alotígenos provenientes de áreas graníticas y de la formación Abanico subyacente.

Tentativamente esta unidad puede correlacionarse con la formación Farellones descrita por KLOHN (1960, pág. 67) y AGUIRRE (1960, pág. 35) para los Andes de Chile Central.

El perfil aquí descrito posiblemente se depositó en un valle fluvial, en el cual se acumularon grandes cantidades de sedimentitas clásticas provenientes de la denudación de áreas volcánicas y graníticas solevantadas.

SISTEMA TERCIARIO

Formación Malla-Malla.

Definición y relaciones estratigráficas.

Con el nombre de Formación Malla-Malla designaremos la sucesión de sedimentitas clásticas continentales, en parte bituminosas, que alcanza su mejor desarrollo en el curso superior del río Queuco, en las Sierras de Malla-Malla, provincia de Bío Bío. Esta formación ha sido estudiada detalladamente en dicha región por HEMMER (1935), y reconocida parcialmente por los autores del pre-

sente trabajo, los cuales, considerando sus características litológicas, tectónicas y posición estratigráfica, la han individualizado como unidad independiente, fijando su marco estratigráfico dentro del conjunto de formaciones reconocidas en el área de estudio.

Esta formación se superpone en discordancia angular sobre las sedimentitas clásticas continentales de la formación Cura Mallín, la cual, a veces, suele presentarse en pseudoconcordancia hacia el sur del curso superior del río Queuco.

La formación Malla-Malla se encuentra separada con discordancia angular de las volcanitas superpuestas y pertenecientes a la formación Cola de Zorro. Incluimos también en esta formación a los estratos continentales que aparecen en el borde poniente de este tramo de la Cordillera Andina y caracterizados por sedimentitas clásticas con intercalaciones de restos vegetales carbonosos. La mejor y más representativa sucesión es la que aflora en el estero Piernas Blancas al oriente de Chillán y que fue originalmente estudiada por BRUGGEN (1950).

Las relaciones estratigráficas de esta formación se ven en gran parte oscurecidas por la tectónica que la afecta, manifestada por una combinación de pliegues y fallas con algunas flexuras, como también por la reducida área de exposición.

Distribución y litología.

Los afloramientos se presentan dentro de un pequeño sector al sur del curso medio del río Queuco, especialmente entre los ríos Cañicú, Ñire Metún y la quebrada situada al poniente del reducto indígena de Trapa-Trapa. Ellos están parcialmente cubiertos por volcanitas que contribuyen a separarlos dándoles el aspecto de núcleos aislados los cuales, probablemente, alcanzan hacia el sur una mayor extensión areal.

Las características litológicas de esta formación fueron descritas anteriormente por HEMMER (1935). La formación se inicia con conglomerados, brechas y areniscas de grano grueso; los componentes principales son cuarzo, cuarcita y escasos rodados de diorita andina. Según el autor citado, este último antecedente dificultaría "distinguir entre los conglomerados y brechas del terciario y los de las mismas capas de la formación Porfíritica"; todo ello de acuerdo con la idea de que, en las capas de la formación subyacente, los rodados de granito no existen.

El término de formación porfíritica empleado por dicho autor corresponde en este caso a nuestra formación definida como Cura Mallín. El espesor de esta serie basal se estima en 200 a 250 metros.

Sin límite pronunciado, el complejo conglomerádico pasa a una serie de arcillas alternando con areniscas y lutitas bituminosas que en su aspecto se parecen a las de Lonquimay.

El perfil indicado a continuación ha sido resumido del trabajo de HEMMER (1935) y entrega una idea de la parte inferior y media de la formación. Desde arriba hacia abajo se presentan:

- a) Lutita, limolitas y areniscas de color gris café, gris verdoso o gris blanquecino. En la parte inferior del perfil aparecen cápsulas de semillas y *Cipris* sp. Entre los componentes clásticos: feldespato en diferentes estados de descomposición, cuarzo, anfíbola, mica, eruptivos oscuros, cuarcitas, vidrios volcánicos y fragmentos de lutitas y limolitas. Se observan nódulos de pirita y cristales de yeso sobre los planos de estratificación

b) Arenisca gris blanquecina, arcillosa, de grano fino, con rodados más grandes de cuarzo, feldespato y roca oscura	160 m.
c) Areniscas, limolitas y lutitas fisibles gris café y pardo amarillo, componentes clásticos principales: feldespato, vidrio volcánico, cuarzo, cuarcitas, fragmentos de esquistos y sedimentos de la misma formación. Como restos fósiles aparecen escamas de peces	30 m.
Espesor total	250 m.

Sobre este complejo bituminoso siguen brechas, conglomerados y areniscas de grano grueso. Encima de estos últimos HEMMER menciona la existencia de rocas eruptivas como basaltos, andesitas y traquitas en relación no muy clara con los sedimentos: MUÑOZ CRISTI (1950, pág. 115); según los autores, en base a las observaciones directas de terreno y a las características litológicas, los eruptivos pertenecerían a la formación Cola de Zorro. El espesor dado por HEMMER para esta última serie, incluyendo los elementos volcánicos, es de aproximadamente 300 metros.

Espesor de la formación Malla-Malla.

La potencia total de esta formación, inferida de las potencias parciales dadas por HEMMER corresponden aproximadamente a los 700 ó 750 metros, con inclusión del grupo efusivo superior. Los autores consideran los efusivos citados propios de la formación Cola de Zorro y, en consecuencia, estiman el espesor total visible de la formación Malla-Malla en más o menos 600 metros.

Edad, correlaciones y condiciones de sedimentación.

En la barranca al sur del Queuco, entre el Paso de Nitrado y el río Huelon, HEMMER (1935) menciona un banco de arenisca gris verdosa oscura, de grano medio, intercalada entre la serie basal con un contenido faunístico correspondiente a ejemplares de *Unio Burckhardti Mayer-Eymar*, los cuales permiten clasificarlo como del Eoceno inferior, correlacionándolo con los estratos que contienen los esquistos bituminosos de Lonquimay y que poseen una fauna más completa. Fuera del ejemplar anteriormente citado, se han encontrado solamente *Cypris sp.* y escamas de peces que no han sido determinados específicamente.

La serie volcánica superior, por correlación con los estratos que cubren los esquistos bituminosos de Lonquimay, han sido considerados por HEMMER (1935) del Oligoceno, con relaciones estratigráficamente dudosas con la serie sedimentaria subyacente. En este aspecto discrepamos con el autor citado; observaciones directas de terreno permiten incluir a esta serie volcánica dentro de la formación Cola de Zorro, que yacería discordantemente sobre el conjunto sedimentario terciario.

La formación Malla-Malla es directamente correlacionable con el Terciario Basal de Lonquimay, el cual representa el borde occidental de la cuenca de sedimentación que se formó durante el Terciario inferior, al oriente de la Cordillera de los Andes: MUÑOZ CRISTI (1950, pág. 112).

La formación Malla-Malla constituye la primera sucesión sedimentaria depositada discordantemente sobre los estratos cretácicos más antiguos y que fueron afectadas por los ciclos orogénicos meso y supracretácico. Su depositación habría

tenido lugar en una gran cuenca de sedimentación formada durante el Terciario inferior al oriente de la Cordillera de los Andes, fisiográficamente perteneciente a los Andes argentinos, con materiales provenientes de la destrucción de los relieves producidos por los movimientos de fines del Mesozoico. Estos sedimentos fueron posteriormente afectados por los movimientos epirogénicos del Terciario que pusieron fin a su depositación y los dejaron expuestos a una intensa erosión seguida por un ciclo de amplia actividad volcánica.

TERCIARIO SUPERIOR Y/O CUATERNARIO INFERIOR

Formación Cola de Zorro.

Definición y relaciones estratigráficas.

Se ha denominado formación Cola de Zorro al conjunto de volcanitas, de carácter andesítico-basáltico, que tienen su mejor exposición en la quebrada del mismo nombre afluente del río Los Sauces que confluye al río Ñuble. Características sobresalientes de esta unidad son su gran extensión areal y actitud tectónica, horizontal a subhorizontal, modificada solamente por movimientos de bloques que parecen haberla afectado intensamente (Fig. 9).

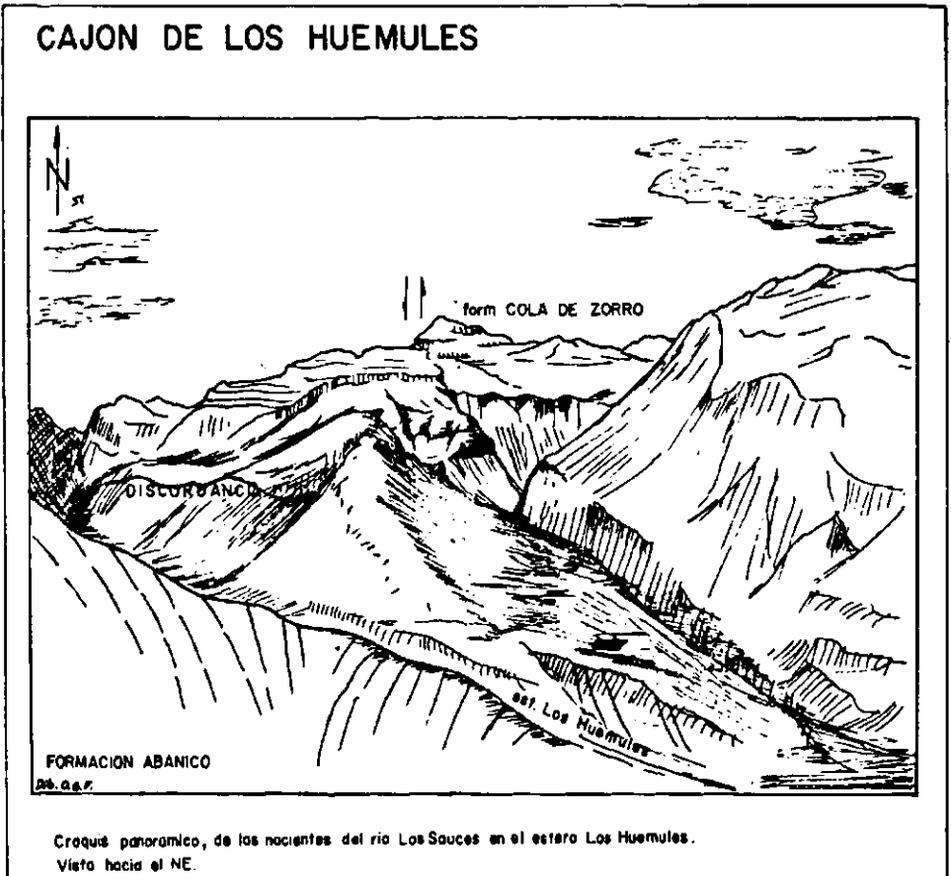


Figura 9

Las coladas de lavas y piroclásticos de la formación Cola de Zorro descansan, con fuerte discordancia angular, sobre diversas formaciones más antiguas que posiblemente representan la superficie de la peniplanicie labrada en las formaciones preterciarias. Se apoya discordantemente sobre la formación clástica continental Malla-Malla, perteneciente al Eoceno, en la región sur del área; sobre el Batolito Andino en algunas localidades como la laguna de Mondaca situada directamente al norte del volcán Descabezado Grande; en el extremo sur del área, sobre las siguientes formaciones: Cura Mallín, Abanico y Malla-Malla; en la región central y norte, sobre Abanico y Plan de los Yeuques; en la región del río Maule, sobre las formaciones Baños del Flaco y posiblemente Río Damas; y, en los cerros Altos de Upeo y Portezuelo del río Grande, hacia el extremo norte, sobre Abanico y Colimapu.

En general, la formación Cola de Zorro termina en la actual superficie de erosión y su techo está normalmente indefinido. Dentro de algunos sectores, los materiales de esta formación engranan con esqueletos volcánicos plioleístocenos correspondientes a los centros que los produjeron, tales como el Campanario, Sierra Velluda y otros.

Junto al cajón Grande, afluente del río de la Invernada y situado en la región fronteriza, se apoya sobre la formación Cola de Zorro el conjunto de volcanitas, lavas y flujos piroclásticos, denominado de Plateau; este contacto aparece parcialmente cubierto por cenizas volcánicas provenientes de los centros eruptivos adyacentes; al norte del volcán Descabezado Grande, el conjunto de lavas y piroclásticos pertenecientes a este centro descansa, en relación no muy visible, sobre la formación en estudio. Igualmente las coladas y piroclásticos, basálticos y andesíticos que construyen los conos actuales de los volcanes, se apoyan discordantemente sobre esta formación.

Distribución y litología.

Característica fundamental de la formación es un mayor desarrollo areal hacia la región fronteriza, reduciéndose los afloramientos de la pre-Cordillera y Valle Longitudinal a pequeños núcleos morfológicamente del tipo "mesa" y "butte". Del mismo modo se observa una reducción de los afloramientos en la zona septentrional del mapa, principalmente desde el río Claro, afluente del Maule, hacia el norte.

En la composición litológica intervienen principalmente coladas de andesitas basálticas, basaltos con clinopiroxenas y material piroclástico de la misma composición. También se observan aglomerados volcánicos gris amarillentos a gris oscuros y, en menor proporción, aparecen diferenciados magmáticos traquíticos y liparíticos con extensión areal muy restringida.

Describiremos a continuación varios perfiles, de diferentes localidades del área de estudio, con el fin de entregar un conocimiento general de la unidad y sin intentar correlaciones debido a la carencia de estratos guías.

En la quebrada Cola de Zorro, localizada al norte de los 36°30' de latitud, y afluente septentrional del río Los Sauces, aparece con gran desarrollo areal la sucesión típica que ha dado nombre a esta formación. De arriba hacia abajo aquí se observan:

- Bb-327-1)** Andesita basáltica con fenocristales tabulares brillantes de plagioclasa, columnas de anfíbola y piroxenas. La masa fundamental es intergranular con microfenocristales de plagioclasa de 0,1 mm.; clorita, augita diopsídica, hiperstena y hematita.
Los fenocristales de plagioclasa corresponden a An₆₀ con tamaños variables entre 0,3 y 2 mm., generalmente fracturados y de contornos idiomorfos con tendencia a formar núcleos glomeroporfídicos. Se observa cierta alteración según los clivajes, especialmente cerca del núcleo, a clorita escamosa y algo de epidota.
Los fenocristales de piroxenas corresponden a hiperstena, en individuos tabulares con profunda alteración a antigorita en las direcciones de fractura. La anfíbola corresponde a hornblenda, en secciones tabulares quebradas alteradas a biotita-clorita y en sección (001) 250 m.
- Bb-326 2)** Brecha andesítica-basáltica. Los fragmentos incluidos son angulares y alcanzan hasta 30 cm, correspondiendo, principalmente, a andesita basáltica porfídica con masa fundamental afanítica gris oscura a café grisácea y fenocristales de plagioclasa. La matriz de la brecha se estudió en detalle al microscopio y corresponde a una andesita basáltica porfídica con fenocristales de labradorita cálcica. La mayor parte de estos últimos cristales se presentan fracturados mostrando incipiente arcillización en el contacto con la masa fundamental; predominan las leyes de maclas de Carlsbad, polisintéticas de Albita y, en menor proporción, las de Periclina. Algunos cristales muy idiomorfos muestran un núcleo heterogéneo con zonalidad difusa, casi inalterado y que hacia los bordes cambia bruscamente, por la aparición de las trazas de los planos de maclas, homogeneizándose e incluyendo abundantes segregaciones de pigmento rojo orientadas según coronas concéntricas al borde externo.
La masa fundamental de la roca es hialopilitica formada por microlitas y esqueletos de plagioclasa fluidales en una abundante pasta hialina heterogénea con manchas limoníticas y agregados esferolíticos vermiculares de clorita isótropa y zeolitas de diversos tipos 35 m.
- Bb-325 3)** Andesita basáltica. Porfídica con masa fundamental, afanítica a microgranular gris oscura con fenocristales de An₇₀ límpidos con estructura zonal bien desarrollada y de olivina con profunda alteración a iddingsita. En la masa fundamental se distinguen granitos de augita diopsídica intersticiales 45 m.
- Bb-324 4)** Aglomerado volcánico. La matriz es de carácter tuffítico café pálida con abundante zeolitización. Los fragmentos incluidos son subredondeados y alcanzan hasta 20 cm.: los tipos litológicos que ellos representan corresponden a:
- a) Andesita porfídica con fenocristales de andesina cálcica hipidiomorfa y restos de augita poligonales.
 - b) Andesita hialofítica constituida por una pasta hialina café claro con fenocristales de andesina de 0,4 mm. muy arcillizada y con zeolitización íntima que le confiere un aspecto manchado; también granos de 0,1 mm. de augita. El vidrio de la masa fundamental es café claro con N = 1,545.
 - c) Fragmentos hialinos café oscuros rojizos con microlitas feldespáticas de 0,1 mm. dispersas y abundante clorita intersticial y en forma de amígdalas vermiformes rodeadas por una franja de clorita pleocroica. Sobre el pavimento hialino se disponen cristales de augita hipidiomorfa con maclas laminares e inclusiones de magnetita 120 m.
- Bb-323 5)** Andesita basáltica con fenocristales de An₆₀ hiperstena y en menor cantidad augita. La masa fundamental es gris media, granular fina; bajo el microscopio se observa hialofítica constituida por abundantes microlitas de labradorita sódica en posición subparalela, augita microgranular y

	numerosos granitos de óxido de fierro con algo de material hipohialino intersticial	100 m.
Bb-321 6)	Toba lítica fluidal; la matriz corresponde a polvo volcánico pardo claro, de aspecto floculento, sobre el cual nadan algunos trocitos de andesina. Los fragmentos incluidos corresponden a:	
	a) Basalto porfídico con fenocristales de labradorita dispuestos en una masa fundamental microfelsítica con $N = 1,53$.	
	b) Vidrios oscuros con algunas microlitas feldespáticas en posición paralela	
	c) Fragmentos cristalinos correspondientes a plagioclasa fragmental de 0,2 mm. con fuerte arcillización	100 m.
Bb-320 7)	Andesita basáltica porfídica con masa fundamental café grisácea manchada con zonas gris oscuro. Fenocristales de An_{40} , augita y olivina; al microscopio la masa fundamental se observa hialopílica constituida por un vidrio café rojizo con microlitas feldespáticas incluidas	150 m.
	TOTAL	800 m.

Los análisis químicos sobre muestras de la formación Cola de Zorro, efectuados por el señor Jorge Villalobos en los laboratorios del Instituto de Geología, dieron los siguientes valores:

C U A D R O S

I. Análisis Químico

	Bb-281	Bb-80
Si O ₂	56,03	56,85
Ti O ₂	0,89	1,65
Al ₂ O ₃	18,04	19,78
Fe ₂ O ₃	3,60	5,52
Fe O	2,96	0,26
Mn O	0,19	0,22
Mg O	3,67	0,62
Ca O	7,86	4,52
Na ₂ O	1,25	5,22
K ₂ O	3,93	3,13
P ₂ O ₅	0,05	0,25
H ₂ O	1,90	2,13
Suma	100,37	100,15

II. Normas C. I. P. W.

Cuarzo	12,66	6,04
Ortoclasa	22,80	18,35
Albita	10,48	44,01
Anortita	31,97	20,29
Corindón		0,41
Ilmenita	1,67	1,06
Wolastonita	2,90	
Enstatita	9,20	1,60
Ferrosilita	1,32	
Hematita		5,52
Magnetita	5,34	
Apatita		0,67
Rutilo		1,04

Los análisis modales correspondientes, basados en aproximadamente 700 puntos cada uno, son los siguientes:

Muestra Bb-281:	
Masa fundamental	61%
Plagioclasa (An ₆₀)	26%
Ortopiroxenas	8%
Clinopiroxenas	5%
 Muestra Bb-80:	
Masa fundamental	89%
Plagioclasa (An ₆₅)	6%
Opacos	3%
Secundarios	2%

El porcentaje medio de sílice para las dos muestras corresponde a 56,44%. De acuerdo a este promedio, el magma del cual provendrían las efusiones que dieron origen a esta extensa formación tendría un carácter diorítico el cual contrastaría con las asociaciones mineralógicas que constituyen los fenocristales de los tipos litológicos descritos en el perfil anterior; entre los leucocráticos predominan plagioclasa tipo An₆₀-An₇₀ y entre los minerales oscuros la hiperstena, augita, olivina y escasa anfíbola. Este fenómeno se puede explicar por el índice de refracción de la pasta hialina que participa en la masa fundamental de estas rocas, cuyos valores oscilan entre 1,53 y 1,54; de este modo resulta un contenido de sílice mayor que el representado por los fenocristales y, además, parte de los álcalis debe quedar incluido en el vidrio.

En el cajón Ibáñez, situado en los nacientes del río Longaví, se midió un perfil por la ladera oeste del cajón donde la formación Cola de Zorro adquiere gran desarrollo. La sucesión allí presente es la siguiente, de arriba hacia abajo:

Bb-284 a)	Andesita basáltica porfídica con masa fundamental densa roja moderada y fenocristales de labradorita-bitownita blancos y brillantes, de hábitos columnares y tabulares hasta de 4 mm.	170 m.
Bb-283 b)	Brecha gruesa con matriz tobífera naranja y grisácea, constituida por fragmentos angulares muy heterogéneos correspondientes a basaltos, tobas basálticas y porfiritas	140 m.
Bb-282 c)	Basalto porfídico con masa fundamental microgranular café grisácea y fenocristales brillantes de labradorita cálcica y rojiza de hiperstena, y en menor proporción de augita alotriomorfa Basalto porfídico con masa fundamental densa gris oscura y fenocristales de plagioclasa blancos, columnares, hasta de 7 mm., muy brillantes	140 m.
	Total perfil Cajón Ibáñez	450 m.

Hacia la región austral del área, en la zona al NE de la Laguna Bejar, situada en los nacientes del río Polcura, se consiguió un perfil correspondiente a la formación en estudio. Los estratos basales descansan discordantemente sobre los queratófidos y tobas semejantes pertenecientes a la formación Plan de los Yeuques. La sección tiene por techo la actual superficie de erosión. La sucesión allí presente, de arriba hacia abajo, es la siguiente:

Bb-164 a)	Basalto porfídico con masa fundamental densa café pálido y fenocristales columnares de plagioclasa algo opaca. Manchas de óxido de hierro diseminadas	55 m.
Bb-162 b)	Brecha, con matriz cloritizada, conteniendo fragmentos angulares hasta de 2 cm. de rocas correspondientes a basaltos porfídicos con masa fundamental afanítica gris rojiza y fenocristales blancos de plagioclasa . .	25 m.
Bb-159 c)	Basalto porfídico con masa fundamental microgranular y fenocristales columnares y poligonales brillantes de plagioclasa; granos alotriomorfos café verdoso claro y transparentes de olivina Basalto porfídico con masa fundamental densa gris azul claro y fenocristales columnares y tabulares de plagioclasa blanca, zeolitizada, en tamaños hasta de 2 mm.	110 m.
Bb-153 d)	Basalto porfídico con masa fundamental, densa a microgranular, café amarillenta pálida. Fenocristales columnares blancos de plagioclasa hasta de 5 mm. y columnares cortos a poligonales de piroxenas. Basalto porfídico con masa fundamental densa a microgranular y fenocristales brillantes de plagioclasa (labradorita), prismas cortos de augita e hiperstena	220 m.
	Total perfil	<hr/> 410 m.

Espesor de la Formación.

Por desconocerse el techo de la formación, su límite superior queda indeterminado. La potencia máxima obtenida en las diversas secciones medidas es la correspondiente al perfil de Quebrada Cola de Zorro, área de exposición considerada típica para la unidad, con un valor aproximado de 800 metros. Las secciones auxiliares, conseguidas en el Cajón Ibáñez y al NE de la Laguna Bejar, determinaron espesores de 450 y 410 metros, respectivamente. Sin embargo, existen posibilidades de espesores mayores en otras áreas para las cuales la actitud tectónica horizontal o casi horizontal de la formación, en discordancia muchas veces espectacular sobre las rocas mesozoicas, permite identificarla fácilmente aunque las dificultades de acceso no permiten una estimación exacta de su potencia de afloramiento.

Edad, correlaciones y condiciones de depositación.

Esta formación, esencialmente volcánica, carece de fósiles. Su posición estratigráfica superpuesta discordantemente sobre las sedimentitas continentales de Malla-Malla, de reconocida edad eocena por su contenido faunístico fijaría su límite inferior como posteocénico.

MUÑOZ CRISTI (1946, pág. 60), cita rodados de lavas basálticas en conglomerados pliocénicos de la costa al norte del río Imperial, cerca de la localidad de Lobería, y señala la gran similitud existente entre éstos y los que constituyen los restos de los volcanes del valle longitudinal entre el río Laja y Temuco. Otros hechos importantes para fijar la edad de la formación los constituyen la tectónica de bloques que la afecta, manifestada en una gran cantidad de fracturas y fallas de gran ángulo comprobadas tanto en fotografías aéreas como en el terreno, y la profunda erosión glaciaria que ha disectado sus afloramientos; en relación con esto, los materiales volcánicos más recientes no presentan erosión glaciaria ni tampoco una tectónica de bloques tan pronunciada.

En base a lo anterior, los autores se inclinan por considerar pliocénica-pleistocénica a la formación Cola de Zorro.

No existe ningún antecedente para correlacionar esta serie con las descritas para la Cordillera Andina Argentina; éstas serían más antiguas y corresponderían a una cuenca de depositación, fisiográficamente diferente de la del ámbito cordillerano chileno, la cual se habría separado ya en el Terciario inferior, según MUÑOZ CRISTI (1950, pág. 112).

La depositación de las volcanitas descritas tuvo lugar después de un largo período de peniplanización y su génesis, posiblemente, está relacionada con los movimientos que estructuraron la fisiografía de la actual Cordillera Andina.

SISTEMA CUATERNARIO

Generalidades.

Dentro del tramo cordillerano estudiado el Cuaternario comprende, principalmente, materiales volcánicos que cubren extensas áreas y sepultan, en partes, los rasgos producidos por las glaciaciones pleistocénicas. Los sedimentos glaciares, fluvio-glaciares, fluviales y coluviales alcanzan importancia en los valles principales; pero, en general, ellos aparecen subordinados con respecto a las acumulaciones derivadas de la intensa actividad volcánica.

Las volcanitas han sido subdivididas según las características morfológicas de las distintas unidades, las relaciones con los centros efusivos conocidos y, en menor medida, las características litológicas, en la forma siguiente:

Volcanitas del grupo del Descabezado Grande.

Volcanitas de planicies y valles.

Volcanitas recientes.

Hacia el límite occidental de la zona investigada, esto es, en el borde oriental del Valle Longitudinal, los depósitos volcánicos tienen un desarrollo menor y el Cuaternario se manifiesta, especialmente, con gruesos espesores de sedimentos asociados a las glaciaciones pleistocénicas y cuyo estudio no corresponde propiamente al presente trabajo; sin embargo, hemos indicado en el plano geológico general, de acuerdo con MUÑOZ CRISTI (1960) y también según informaciones inéditas del mismo autor, el relleno sedimentario cuaternario para la porción de Valle Longitudinal comprendida entre los paralelos 35° y 38°.

Volcanitas del grupo Descabezado Grande.

Llamamos volcanitas del Grupo Descabezado Grande al conjunto de basaltos gris oscuros a negros, generalmente afaníticos y vesiculosos, con brechas del mismo material intercaladas, que se extienden desde el volcán Descabezado Grande hacia el río Claro, sobre las volcanitas de planicies y valles (Fig. 10).

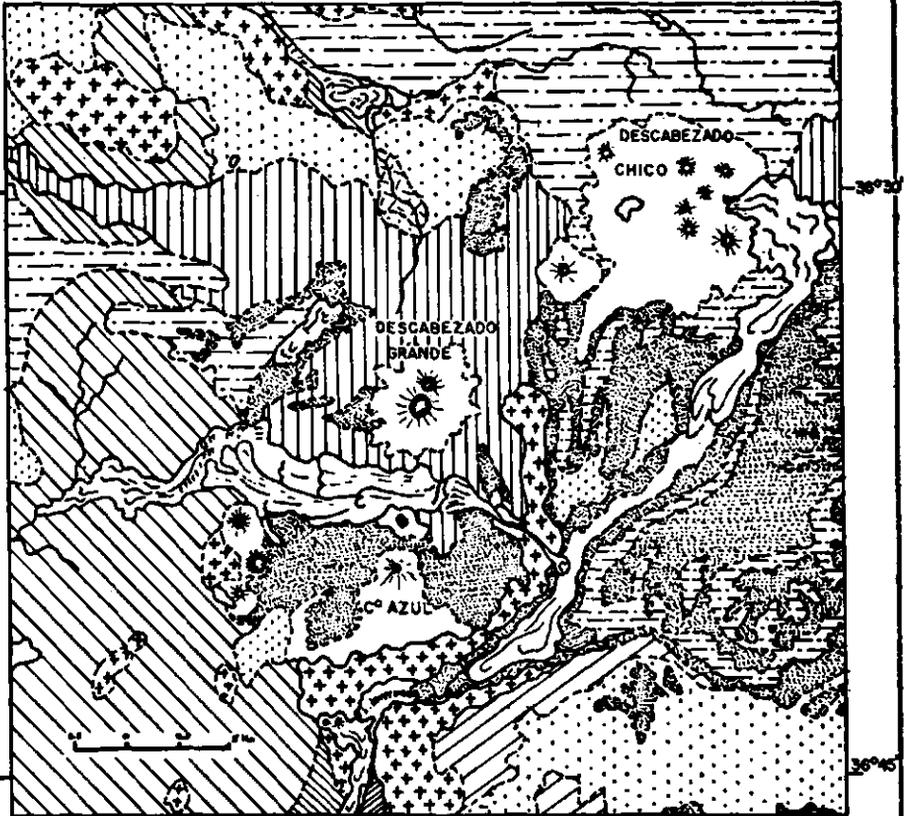
Sus afloramientos rebasan el conjunto subyacente y se distribuyen a lo largo del río Claro, modificando el relieve primitivo de este valle; ellos presentan características propias, tanto morfológicas como petrográficas, relacionándose claramente con el grupo volcánico más importante de la zona.

Cubren un área aproximada de 184 kilómetros cuadrados, ubicados principalmente al lado norte del volcán Descabezado Grande, extendiéndose hacia el poniente como una franja cuya propagación areal se va haciendo cada vez más

CENTRO VOLCANICO DESCABEZADO GRANDE

por GONZALEZ - VERGARA

1961



- | | | | |
|---|------------------------------------|---|---------------------------------|
|  | CENIZAS |  | FORMACION ABANICO |
|  | ESTRATOS CONOS Y COLADAS DE BLOQUE |  | FORMACION PLAN DE LOS YEUQUES |
|  | COLADAS DE LAVAS CORDADAS |  | FORMACION COLIMAPU |
|  | VOLCANITAS DEL DESCABEZADO GRANDE. |  | FORMACION RIO DAMAS |
|  | LAVAS DEL PLATEAU |  | BATOLITO ANDINO |
|  | FORMACION COLA DE ZORRO |  | ZONA DE ALTERACION HIDROTHERMAL |

Figura 10

reducida, aguas abajo del río Claro, hasta estrangularse fuertemente donde el cauce actual del mismo río ha labrado un profundo cañón.

La base de este conjunto corresponde a los sedimentos aluviales y glaciofluviales del valle del río Claro. En su parte superior se apoyan otras coladas más modernas, posiblemente de origen común, con algunas intercalaciones de material cinerítico brechoso constituido por fragmentos de basaltos, en una matriz de ceniza gris media, como sucede en la localidad del Radal.

Las volcanitas descritas corresponden macroscópicamente a basaltos generalmente densos, afaníticos, de color gris oscuro a gris oscuro medio. Muchas veces son porosos y levemente porfídicos con fenocristales de plagioclasa. Las brechas intercaladas están constituidas por fragmentos del mismo material, en una matriz tobífera gris media, muy suelta, con alteraciones ferruginosas, que le imprimen un color rojo manchado.

Bajo el microscopio, estas rocas se presentan porfídicas con escasos fenocristales de labradorita, a veces zonados, de hasta 1 mm.; augita e hiperstena en individuos tabulares hasta de 0,5 mm. La masa fundamental varía entre hialopilitica, constituida con microlitas feldespáticas dispuestas en una abundante base hialina café, a hialofítica con escasos granitos de magnetita.

Volcanitas de planicies y valles.

Generalidades.

En esta denominación se incluyen los piroclásticos y lavas que preferentemente rellenan antiguos valles glaciales y fluviales configurando, además, terrazas ubicadas hasta unos 300 metros sobre el nivel de dichos valles y que a veces cubren áreas extensas. Las volcanitas de valles corrientemente descansan sobre depósitos morénicos o bien aluviales; mientras, aquellas de planicies o de plateau, lo hacen sobre la antigua superficie de peniplanización de las formaciones preterciarias. Las primeras producen frecuentemente estrechamientos y saltos de agua en los cauces que rellenan.

Para la mayor parte de los casos, el límite superior de las volcanitas que nos preocupan corresponde a la superficie actual de erosión; sin embargo, las lavas de plateau del sector río Claro-volcán Descabezado Grande, están parcialmente cubiertas por los basaltos y brechas provenientes de dicho centro efusivo; lo mismo ocurre al este del cajón Calabozo donde se encuentran, encima de las lavas del plateau de esta región, extensos e importantes espesores de cenizas derivados del volcán Quizapú.

En la región situada al NE de la laguna de Mondaca, en la base de la loma de los Robles, se puede observar una discordancia de erosión entre las brechas con fragmentos alargados de obsidiana, las cuales pertenecen aquí a las capas basales de la unidad que estamos describiendo, y las andesitas columnares que siguen hacia arriba. Este plano de erosión es una superficie de pulimento glacial y, en consecuencia, podría inferirse una edad interglacial para el conjunto de flujos piroclásticos que forman la base de las llamadas lavas del plateau.

Volcanitas de planicies o del plateau.

Cubren una extensa área limitada, hacia el sur, por el cajón de San Francisco y el cajón Grande que entregan sus aguas a la laguna de la Invernada; como límite norte general se tiene al río Colorado que, en algunos sectores, corre por estre-

chos cañones donde las volcanitas del plateau han logrado rebalsar su límite norte natural; su extensión más occidental ha sido observada en la localidad de El Valle, ubicada en las nacientes del río Claro y aproximadamente a unos 30 kilómetros aguas abajo de este mismo río, con una suave inclinación hacia el poniente, de unos 6°, rodeando y dejando como una isla al batolito del cerro El Picasso.

Los flujos piroclásticos y lavas del plateau, se presentan desmembrados en afloramientos separados por la cubierta de volcánicos posteriores y sus terrazas columnarias, muchas veces, están ocultas por cenizas volcánicas.

Los estratos inferiores de las lavas del plateau corresponden a un conjunto de brechas, tobas y flujos piroclásticos de tonalidades claras; gris verde claro, café pálido con aspecto exterior rosado, y estructura columnar marcada. Las brechas tienen matriz tobífera gris oliva claro, con fragmentos de obsidiana negros brillantes, alargados y fragmentos vítreos hematíticos subparalelos; basaltos porfídicos de masa fundamental gris clara media y fenocristales de plagioclasas blancas alrededor de las cuales se disponen las lentes de obsidiana, en forma más o menos fluidal. Bajo el microscopio, la matriz se presenta holohialina vitroclástica con numerosas axiolitas, globulitas, triquitas y escasos "shards", en gran parte recristalizados, en una pasta café clara con manchas de material opaco café oscuro, de preferencia concentrado alrededor de las axiolitas y de los fragmentos hialinos incluidos. Se observan cristales de plagioclasa, cuyo composición corresponden a An_{50} , en estado preferentemente fragmental con tamaño hasta de 1 mm., muy limpia, maclada según Carlsbad y polisintéticamente normal según Albita y paralela posiblemente según ley de Periclina. Se observan cristales de clinopiroxenas columnares hasta de 2 mm., de bordes muy irregulares, con inclusiones de granitos de magnetita y que corresponden a augitas. El material fragmental lítico, se compone de basaltos de masa fundamental hialofítica a intergranular y principalmente de lentes alargados de vidrio denso pardo claro muy fracturado, con índice de refracción aproximadamente 1,53, con bordes dentados con la masa fundamental, la cual a veces se encuentra formando el núcleo de estos lente (Bb-257).

En la ladera oriental del cajón Troncoso, estribación suroriental de las volcanitas del plateau, se observaron traquitas y latitas porfídicas de masa fundamental, gris clara a gris muy clara, con fenocristales columnares y tabulares de oligoclasa a oligoclasa cálcica, biotita y hornblenda; intercaladas en las lavas, aparecen en el curso superior del río Claro y en la laguna de Mondaca.

Sobre la serie anterior se superpone un conjunto de andesitas basálticas y basaltos porfídicos, con masa fundamental gris clara media a negra grisácea y fenocristales de plagioclasa, piroxenas y olivinas (Bb-168-203). Bajo el microscopio, la masa fundamental varía entre hialofítica a intergranular con microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxenas y magnetita. Los fenocristales corresponden a plagioclasas con un tenor en anortita entre An_{50} y An_{55} , de formas generalmente tabulares, de bordes irregulares y con tamaño seriado entre 0,5 y 1 mm., llegando hasta 5 mm.; maclas de Carlsbad, polisintéticas de Albita y posiblemente de Periclina. La estructura zonal se presenta solamente en algunos individuos. Augita en fenocristales tabulares hasta de 1 mm. con tendencia glomeroporfídica. Olivina en fenocristales alotriomorfos y casi inalterados de 1 mm.

Intercalados en diversos niveles, aparecen piroclásticos gruesos con material proveniente de las lavas de la serie. Esta última alcanza un gran espesor llegando a valores estimados de 300 metros en la Loma de los Robles, al norte

de la Laguna Mondaca. La potencia total de las brechas, tobas y flujos piroclásticos de la serie superior, se calcula aproximadamente en 500 metros, estimado en la región de la Laguna Mondaca-Loma de Los Robles.

Volcanitas de valles.

Tienen una amplia repartición a lo largo de casi toda el área de estudio y sus representantes más septentrionales han sido observados en el curso medio e inferior del río Claro, afluente del Teno. Hacia el sur, aparecen en prácticamente todo el valle del río Colorado hasta su confluencia con el Estero Upeo. En el río Palos de San Pedro, tributario del Colorado, se encuentran en su curso inferior como un conjunto de lavas y piroclásticos que rellena gran parte del valle y que aguas arriba descansa sobre las volcanitas del plateau anteriormente descritas. Más al sur, alcanzan un amplio desarrollo en el río Claro (de Molina) donde se apoyan sobre el conjunto de las volcanitas del plateau. En el curso superior del río Maule, se observan conformando seis terrazas andesíticas-basálticas escalonadas y con el mejor desarrollo en la ribera oriental del río; junto a la misma laguna del Maule, las terrazas mencionadas quedan sepultadas por una colada vitriofídica que cierra dicha laguna por el norte.

Siguiendo siempre hacia el sur, la encontramos con buen desarrollo en el curso medio del río Melado y relacionadas con el centro volcánico San Pedro-Las Yeguas; al noreste del grupo Nevados de Chillán, entre los ríos Las Minas y Cato; en el valle del río Santa Gertrudis; valle del río Infiernillo; curso inferior y medio del río Polcura, hasta la región del río Blanquillo; nacientes del río Diguillín; curso medio y superior del Duqueco; valle medio del Queuco y desembocadura del Nire Metún. Por último, en la parte más austral del área, fueron localizadas al poniente del volcán Callaquén entre Pangal y Bío Bío.

Estas volcanitas se componen de lavas andesito-basálticas y piroclásticos derivados del mismo material. Las lavas son porfídicas, de masa fundamental microgranular a densa, gris clara y gris oscura, con fenocristales de plagioclasas blancas y brillantes de hasta 5 mm., piroxenas y olivinas. En las partes superiores de las coladas, los basaltos tienden a hacerse muy vesiculares. Bajo el microscopio, se presentan con masa fundamental intergranular formada por micro-fenocristales de plagioclasas, augita, clorita y magnetita; se observan variedades hialofíticas, en las cuales la base vítrea es café oscura. Los fenocristales corresponden a andesina cálcica y labradorita generalmente fracturada; augita y olivina en cristales hasta de 1 mm., e hiperstena.

El material piroclástico consiste en tobas de lapilli y brechas finas a medias, con matriz tobífera basáltica, intercaladas en diversos niveles.

Como rasgo general, la serie descrita presenta un sistema poligonal, preferentemente hexagonal, de diaclasas verticales que le imprimen un sello columnar muy característico.

Los materiales del curso medio del río Polcura son esencialmente basaltos que parecen provenir del río Blanquillo y alcanzan por el sur hasta unos 11 kilómetros antes de la confluencia del Polcura con el Laja. Junto al río Blanquillo alcanzan 150 metros de espesor los cuales, en su término aguas abajo, se reducen a 60 metros. Los basaltos descansan sobre sedimentos aluviales; en la parte basal son columnares y macizos hacia arriba. Los columnares son grises, con textura afanítica a débilmente porfídica; bajo el microscopio se puede

observar su textura pilotaxítica con cristales de labradorita de disposición sub-paralela y granitos de augita y magnetita. Excepcionalmente, existen cristales de labradorita que alcanzan hasta 1 mm. de aspecto limpio. Los basaltos macizos, son gris negruzco con tinte azul y generalmente porfídicos; la masa fundamental está formada por pigmento vítreo y cristalitas de plagioclasa y piroxena. Los fenocristales son de labradorita cálcica, de aspecto limpio, con tamaños hasta de 2 mm. y estructura zonal, maclas polisintéticas, en inclusiones de vidrio negro paralelas a las caras; augita e hiperstena hasta de 1 mm. y algo de clorita. La parte superior de este conjunto es generalmente escoriácea negra rojiza, muy vesicular; su textura es hialofítica compuesta de microlitas de andesina de aspecto limpio, augita y escasa olivina con un pigmento vítreo negruzco.

Volcanitas recientes.

Generalidades.

En este conjunto incluimos las lavas y piroclásticos correspondientes a una actividad volcánica cuaternaria y de carácter relativamente reciente. Se han distinguido aquí volcanitas íntimamente relacionadas con los actuales conos de proyecciones, estrato volcanes y cráteres de explosión que representan el volcanismo moderno y constituyen, dentro del área considerada, una importante unidad del complejo geológico cordillerano. Además, se diferencian coladas de lavas cordadas, aparentemente ligadas a erupciones por fisuras o bien a taponos domos, conjuntamente con las lavas de bloques de la laguna del Maule y los depósitos de cenizas que alcanzan especial desarrollo en algunos sectores.

Volcanitas de conos actuales.

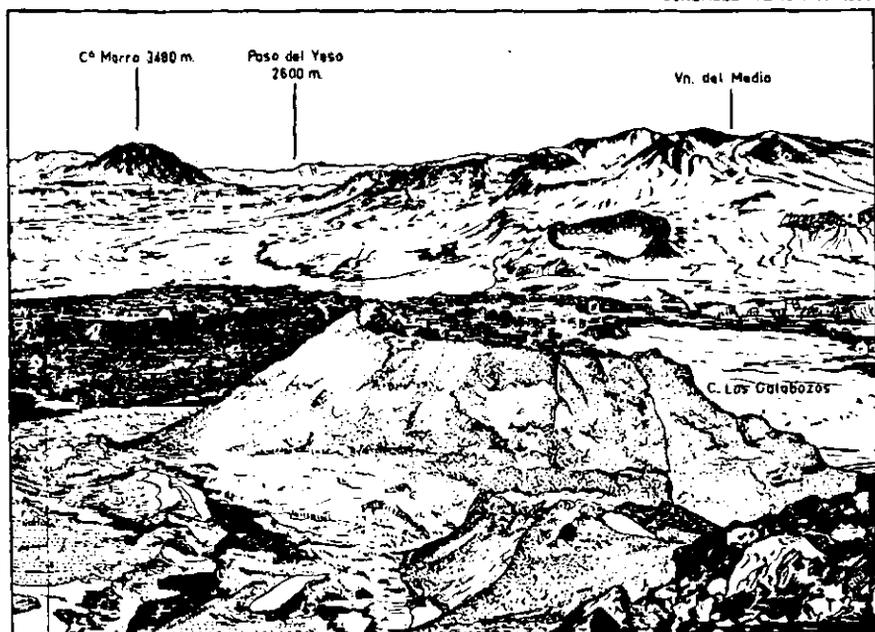
Hacia el extremo norte del área, el grupo Peteroa-Plachón-Azufre ha derramado sus coladas lávicas sobre rocas de edad jurásica y cretácica y por el valle del río Claro, tributario del Teno, ha vaciado sus excesos. El volcán Planchón, corresponde a los restos de un cráter fuertemente erosionado; el Peteroa está localizado en el centro del grupo y su cráter situado en pleno portezuelo, manifiesta cierta actividad materializada, actualmente, en abundantes solfataras con numerosas y fuertes emanaciones gaseosas; el Azufre presenta suaves pendientes y sus coladas se adentran en el territorio argentino.

Más al sur, el grupo del Descabezado Chico (Fig. 11) ha derramado sus lavas basálticas por el Cajón Calabozos. Al este del anterior, cerca del paso límite del Yeso, el grupo del Cerro del Medio acusa en su cono central la existencia de varios cráteres, algunos ya bastante erosionados y otros con conos de piroclásticos más modernos e implantados en las márgenes de los primitivos; es de menor extensión y ha vaciado sus coladas basálticas principalmente hacia el norte.

Al sur poniente de estos últimos centros y relacionado con la misma gran zona volcánica, se encuentra el núcleo volcánico cuaternario más importante de toda la región. Se compone del Descabezado Grande, Quizapú, Cerro Azul y los Hornitos, tanto norte como sur, que forman la línea central ligada a un importante sistema de fracturas de rumbo aproximado norte; además, de otro

CRATER ORIENTAL DEL GRUPO DEL DESCABEZADO CHICO (35°31'LS/70°37'LO)
3250 m.s.n.m. VISTA DESDE EL CRATER PRINCIPAL

GONZALEZ-VERGARA-1961



Colada de los Rojaderos

Figura 11

sistema menor constituido por los cráteres de Los Quillayes, Sin Nombre, La Resolana, Alto Pelado y el Chivato, como también por el centro volcánico de Mondaca donde se encuentra la característica colada "Lengua de Vulcano". Todos presentan una organización semejante al grupo central principal e igualmente están controlados por el sistema general de fracturas (Fig. 10).

En el río Melado, al sur del Maule y al norte del río La Puente, se ubica el grupo del volcán San Pedro o de las Yeguas (Lámina IX, Foto 21), el cual ha edificado su estructura sobre los sedimentos mesozoicos fuertemente plegados y también sobre los remanentes de la formación Cola de Zorro. Es posible, dado el avanzado estado de erosión que presenta su estructura basal, que este centro haya estado ligado con aquellos que durante el Plioceno-Pleistoceno aportaron los materiales de la formación Cola de Zorro; pero, ha renovado su actividad en los periodos interglaciares a recientes, como lo evidencian sus coladas basales y su cono de piroclásticos construido dentro del cráter central primitivo.

Ya en el cordón poniente que migra del centro de la cordillera, se emplazan los grupos volcánicos de los Nevados de Longaví.

En las proximidades del paso de Catrinoa, por las vegas del Leal y Resago, se emplaza un pequeño volcán que hemos denominado Volcán Resago y que se localiza exactamente en el sureste de la laguna del Dial; en un valle glacial y en una región de convergencia de importantes sistemas de fallas, como puede apreciarse en el mapa tectónico. Este volcán se caracteriza por su cono estratifi-

cado compuesto edificado en el extremo oriental de una colada basáltica de bloques, escoriácea, gris negra rojiza, que rellena el valle hasta las proximidades de la Laguna (c/a 1.800 metros s.n.m.). El cono no logra sobrepasar las paredes del valle y está compuesto por coladas de lavas porosas vesiculares, cubiertas por gruesas capas de cenizas y bombas de colores negro y rojo amarillento; su cráter central presenta una pequeña depresión rellena por piroclásticos y sus paredes, especialmente la meridional, acusan emanaciones sulfurosas.

Un poco más al sur, los Nevados de Chillán constituyen un conjunto de esqueletos volcánicos y conos compuestos de abundantes piroclásticos y coladas de origen reciente, todos los cuales se han emplazado sobre el Batolito Andino y se ubican en una línea de dirección aproximada NNO a SSE; esta línea parece coincidir con sistemas de fallas de rumbo semejante y que serían causantes de dicho alineamiento. Los dos núcleos más recientes e importantes lo constituyen el Cerro Blanco en el noroeste y el Volcán Viejo en el sureste, alrededor de los cuales se han concentrado las manifestaciones más recientes de actividad. En el portezuelo que separa ambos conos se localizan una serie de cráteres, de explosión, bosquejados en el plano geológico. Junto a la vertiente occidental del Cerro Blanco aparece un pequeño cráter el cual, según BRUGGEN (1950; pág. 283, Fig. 82), habría nacido en el año 1861; debe señalarse que el mismo autor muestra, en el dibujo citado, una colada de lava contigua al volcán, 1861, y que ella no existe. En la ladera oriental del Volcán Viejo se encuentra una colada de bloques, de aspecto reciente, originada seguramente en fracturas y que escurrió hacia las cabeceras del río Cato.

En la zona de la Laguna del Laja se levanta el cono de piroclásticos del volcán Antuco edificado según BRUGGEN (1950), en el primitivo cráter del volcán Laja semejante al Somma del Vesubio. El Antuco ha derramado sus coladas lávicas hacia el norte, en la región del río Laja; son del tipo de bloques, basálticas, gris negras, escoriáceas y han escurrido sobre el relleno aluvial contribuyendo al embalse natural de las aguas del río.

Los volcanes Callaquén y Copahue se encuentran como núcleos aislados en el extremo austral del área de estudio y el Copahue en estado de solfatará.

Las características petrográficas de las volcanitas de conos actuales fueron determinadas, mediante análisis al microscopio, en muestras recolectadas a lo largo de toda la zona investigada. El grupo Planchón-Peteroa-Azufre presenta brechas y basaltos porfídicos de masa fundamental densa, negra grisácea o gris media y rojo grisácea; esta última muy vesicular. Los fenocristales corresponden a labradoritas de aspecto brillante.

El cráter del volcán Descabezado Chico se compone de tobas y brechas basálticas, con fragmentos hasta de 2 metros, contiguas al centro explosivo. Las lavas corresponden a basaltos escoriáceos, densos y basaltos porfídicos con masa fundamental gris oscura y fenocristales de plagioclasa y piroxenas. En la base del cráter se observan vitriófidos gris claros, fluidales y con evidentes signos de acción glacial.

En el grupo Descabezado Grande-Quizapú-Cerro Azul se observaron andesitas basálticas densas, gris claras muy vesiculosas, apoyándose sobre el batolito hacia la laguna de la Invernada; basaltos porfídicos con masa fundamental densa a microgranular gris media y fenocristales de plagioclasa, piroxenas y posiblemente olivina. En el cerro Azul aparecen brechas interstratificadas con matriz cinerítica rojiza y fragmentos de basaltos. La base del cráter de explo-

sión del Quizapú, contiene principalmente piroclásticos del tipo de brechas y tobas de lapilli de matriz cinerítica, a veces bastante cementada con fragmentos de basaltos de diversas variedades y abundante fragmentos de granodiorita, posiblemente de las paredes que asienta los conductos volcánicos; en una muestra se reconocieron fenocristales de labradorita, horblenda y augita dispuesta en una base hialina con índice de refracción 1.525 (V-148).

El grupo del San Pedro presenta cerca de su cumbre, andesitas porfídicas con masa fundamental gris media a gris clara media, y fenocristales de plagioclasa y posiblemente de piroxenas. En el cráter mismo se observaron basaltos porfídicos con masa fundamental densa, gris oscura, y fenocristales de plagioclasa.

Los basaltos densos del volcán Antuco son porfídicos, gris oscuros, con masa fundamental formada por tablitas de plagioclasa de 0,1 mm. y un mineral opaco. Los fenocristales son de plagioclasa del tipo labradorita hasta de 3 mm., con aspecto limpio y numerosas inclusiones, paralelas a los bordes, con estructura zonal y macladas. Las augitas y olivina alcanzan hasta 0,3 mm.

Del volcán Copahue se observó una roca constituida por fenocristales de labradorita y augita, con tendencia glomeroporfírica, en una masa fundamental hialafítica fluidal.

En el Volcán Callaquen existen basaltos porfídicos con masa fundamental microgranular, gris media, y fenocristales de plagioclasa y olivina. Bajo el microscopio, la masa fundamental es intergranular con fenocristales de labradorita cálcica, olivina y augita.

Coladas de lavas cordadas.

Muestran una superficie rugosa y retorcida, típica de las lavas denominadas pahoe-hoe o dermatolíticas. Sus formas varían entre netamente cordadas, con líneas de flujo perfectamente marcadas, a transiciones en la superficie de lavas de bloques o clastolíticas (aa). Considerando el grado de erosión que las afecta, podríamos catalogarlas como pertenecientes a un volcanismo póstumo estrechamente ligado a fracturas regionales, o bien a tapones domos de composición vitrofídica.

Alcanzan una gran repartición dentro de la zona de estudio, especialmente en la región comprendida entre los ríos Colorado y Maule, que representa la zona de máxima actividad volcánica. Debido a la edad moderna de este tipo de coladas, se superponen generalmente a los basaltos de valle o sedimentos morenicos o aluviales recientes, modificando el esquema hidrográfico de la zona y embalsando pequeñas lagunas.

En la Laguna de Mondaca aparecen dentro de la zona investigada, la colada más septentrional de este tipo; ella embalsa la laguna y la hemos denominado "Lengua de Vulcano" (Lámina x, Foto 24). Las primeras referencias de su existencia corresponden a DOMEYKO (1903, p. 330), quien la reconoció en 1845 y la menciona en su trabajo como "un antiguo torrente de lava, endurecida y hecha pedazos en su curso". Esta colada que se extiende como una lengua, cubriendo parcialmente el valle de Mondaca y embalsando la laguna de este nombre antiguamente famosa por sus aguas termales, ahora inexistentes, cubre un área de aproximadamente 5 kilómetros de largo y tiene su origen en una fractura, no muy visible por sus rasgos morfológicos, ubicada al poniente de la laguna.

Se compone de piedras pómez blanquiscas, obsidianas negras brillantes, con fractura concooidal y levemente porfídicas, y diversos tipos de rocas vitrofídicas

que por descomposición producen, sobre la superficie de la colada, una arena fina blanquisca.

Desde la base suroriental del volcán Descabezado Grande, por el portezuelo que lo separa del cráter del Quizapú, escurre una colada con dirección al poniente y en forma que embalsa la laguna del Cerro Azul.

El más importante grupo de lavas de este tipo está ubicado en el centro volcánico "Laguna del Maule", donde hemos logrado identificar y estudiar cuatro coladas vitriofídicas cordadas (ver plano Fotogeológico. Centro Volcánico Laguna del Maule. Fig. 12).

La primera está situada en el extremo noroccidental de la laguna. Consiste de vidrios pumíceos, con numerosas vesículas alargadas y dispuestas normalmente a la superficie de la colada, de colores gris oscuro a gris claro; obsidianas negras, brillantes, con fractura concooidal, a veces traslúcidos, generalmente afaníticas, otras veces levemente porfídicas. Son frecuentes las variedades de obsidianas esferulíticas, con abundante esferulita rosada, piedras pisceas y perlitas con estructura botroidal. Esta colada está estrechamente ligada al cono domo, denominado Domo del Maule, y es el responsable principal del embalse de dicha laguna. Se apoya, posiblemente, sobre depósitos morénicos que cierran la salida de la laguna; su prolongación más septentrional descansa sobre la primera terraza de basaltos de piroxenas que rellenan el valle hacia agua abajo. Por el noreste, hacia la quebrada de las Vacas, gran cantidad de cenizas volcánicas cubre sus afloramientos y oculta sus relaciones con la formación Cola de Zorro, que adquiere gran desarrollo en esta región.

La colada relacionada con el Domo Occidental, ubicada al sur de la anterior, baja hacia la laguna cubriendo los basaltos gris negro relacionados con el cráter Negro. Su composición litológica es semejante a la descrita anteriormente.

La Colada Las Nieblas, ubicada al sur de la Laguna del Maule y al sureste del Estero Nieblas, corresponde a la colada cordada mejor conservada; con sus líneas de flujos muy nítidas da la impresión de una lava viva. El largo alcanza aproximadamente a los seis kilómetros con una altura media de 300 metros. La parte superior es una lava pumícea gris clara, porfídica con fenocristales de plagioclasa y biotita; además, se intercalan algunos vitriofídicos con masa fundamental vítrea negra y fenocristales de plagioclasas. Esta colada ha sido señalada por GROEBER (1947, p. 430) como perteneciente al Matrullitense inferior (parte inferior del Cuaternario Superior). (Lámina x, Foto 25).

La última colada vitriofídica estudiada se localiza en el extremo suroriental de la laguna y es la única que está en relación directa con un cono volcánico; éste queda situado en la divisoria de aguas y se conoce como Volcán Limítrofe. Comprende principalmente obsidianas densas, negras brillantes y dispuestas en varias terrazas que han sido labradas, las más inferiores, por las aguas de la laguna cuando ésta alcanzaba cotas más altas que las actuales. Estas terrazas se muestran alineadas con aquellas de acumulación lacustre que se observan junto al borde oriental de la laguna.

El análisis petrográfico de las lavas cordadas ha permitido apreciar la existencia de una variedad numerosa de vidrios y del tipo de obsidianas densas a porfídicas con fenocristales de plagioclasas, biotitas y anfíbolos dispuestas en una base hialina, parda oscura a clara, muchas veces abundantemente esferulíticas. Las plagioclasas corresponden a An_{16} y An_{26} , con marcada estructura zonal, con

CENTRO VOLCANICO DE LA LAGUNA DEL MAULE

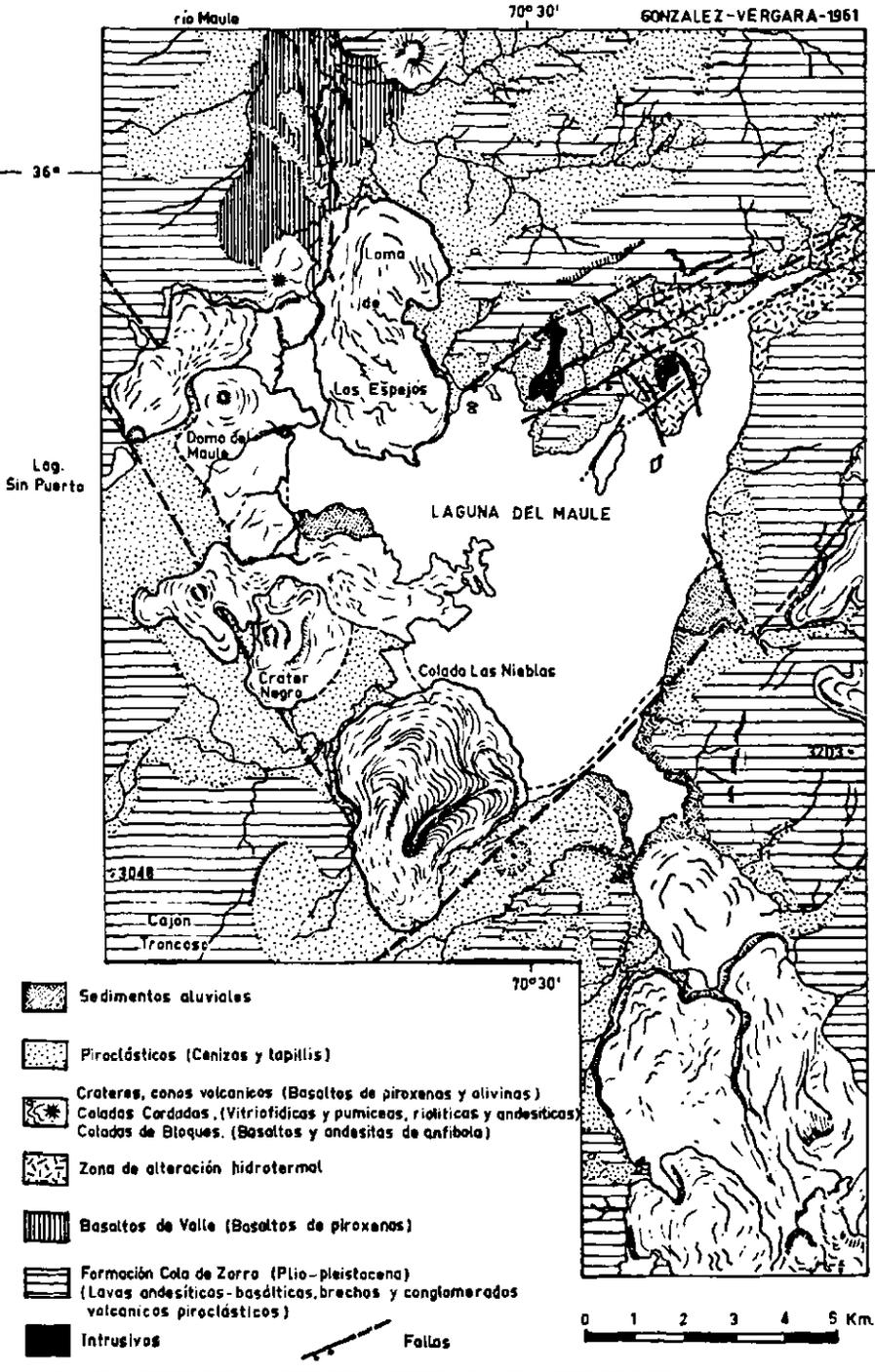


Figura 12

núcleos más cálcicos, y fenocristales hasta de 1 mm., con tendencia a formar glomerocristales entrecruzados con biotita; llevan, maclas de Carlsbad y polisintéticas según (010). Las anfíbolas corresponden a oxihorblenda en secciones basales típicas y columnares con segregaciones de óxido de hierro. El índice de refracción medio de los vidrios pertenecientes a la Colada Domo del Maule, en muestras obtenidas en la Loma de Los Espejos, corresponde a $1.495 \pm 0,005$.

En la parte superior de las coladas existen preferentemente lavas pumíceas, altamente vesiculares con textura direccional, constituidas por un vidrio pardo muy claro, con microlitas y microfenocristales de biotita. La base misma es de aspecto fluidal debido a la disposición paralela que tienen las cristalitas incluidas, preferentemente del tipo longulitas, escopulitas, etc. El índice de refracción obtenido para el vidrio, en una muestra de este tipo perteneciente a la Colada de las Nieblas, corresponde a $1.485 \pm 0,005$.

Lavas de bloques de la laguna del Maule.

Las coladas basálticas con superficie fragmentosa de lavas de bloques o clastolíticas, alcanzan importante desarrollo junto a la laguna del Maule según se muestra en el plano fotogeológico señalado anteriormente (Fig. 12).

Se observan aquí cuatro coladas basálticas que caen hacia la laguna y de ellas solamente dos tienen un lugar de origen perfectamente definido. Los centros de emisión de aquellas citadas al este de la laguna son desconocidas pero, probablemente, están ligadas a núcleos volcánicos de la cadena limitrofe.

La colada más septentrional corresponde a la que nace del cráter Sin Puerta. Se extiende por un antiguo valle fluvial que desemboca en la laguna y está limitada al norte por el estero Las Gualas y la sur por el estero Los Milicos.

La colada que nace del Cráter Negro queda interrumpida, en su parte media, por la cubierta vitrofídica proveniente del Domo Occidental. Ella cae hacia la laguna chocando, en la ribera norte, con la Colada anteriormente descrita.

Las coladas orientales se precipitan bruscamente hacia la laguna, pero no alcanzan a llegar a su borde mismo y quedan como suspendida a mitad del valle.

La composición litológica de las lavas enumeradas corresponde a la de basaltos y andesitas, con lentes brechosos y muy vesiculares en la corteza exterior.

Los basaltos son porfídicos con masa fundamental microgranular a densa, gris oscura a gris media, con fenocristales de plagioclasas. Se observan líneas de fluidez con lentes de obsidiana brillante.

Las andesitas son porfídicas con masa fundamental densa, gris media, y fenocristales columnares de plagioclasa blanca. Bajo el microscopio (GV-502), la masa fundamental es criptofelsítica con microlitas de andesina y esqueletos de cristales de feldespatos, microfenocristales de biotita y de horblenda, dispuestos en forma subparalela, con granitos de óxido de hierro diseminados.

Cenizas volcánicas.

Los piroclásticos de granulometría fina, del tipo de cenizas, presentan una composición ácida a mesosilícica y alcanzan importante desarrollo en algunos sectores con espesores superiores a los veinte metros. Las mayores acumulaciones se localizan al este del Grupo del Descabezado Grande, donde tienen una amplia

propagación, en sentido norte-sur, constituyendo una unidad perfectamente diferenciable.

Estas cenizas, de colores predominantemente gris blanco amarillento y en menor grado negro, se pueden reconocer fácilmente en las fotografías aéreas. Las primeras tendrían su origen en la gran explosión de piroclásticos del volcán Quizapú, acaecida en 1932, cuyas cenizas alcanzaron hasta más allá de las costas occidentales del Atlántico; mientras, las segundas, se han observado siempre restringidas y ligadas a los pequeños conos de piroclásticos de valles como es el caso típico de Los Hornitos, en el río Cipreses y al sur de la laguna de la Invernada.

Este material, dispuesto como una cubierta muy poco consolidada sobre el relieve de la región señalada, está sometido anualmente al constante lavado y en los períodos estivales, cuando el deshielo llega a su máximo, se puede observar el considerable incremento que experimenta en su carga los principales cauces de la región cuyo arrastre sólido, con el tiempo puede tener consecuencias en las importantes obras de ingeniería existentes o proyectadas en relación con la captación de dichas aguas.

Consideraciones generales del volcanismo Cuaternario.

La región estudiada corresponde a una área de volcanismo intenso que, aparentemente, está ligada estrechamente a la depresión tectónica o Valle Longitudinal antepuesto a ella.

No existe ninguna diferencia petrográfica significativa entre las rocas volcánicas más antiguas, pertenecientes a la formación Cola de Zorro de edad asignada pliocénica-pleistocénica, y las volcanitas posteriores. Las características fundamentales de los volcánicos neoterciarios son la intensa tectónica de bloques y profunda erosión glacial que las afecta; en contraste, las volcanitas más recientes son principalmente postglaciares y no presentan evidencias de haber sido afectadas por una tectónica regional similar.

La primera manifestación volcánica cuaternaria correspondería al conjunto de flujos piroclásticos, tobas y brechas fluidales de obsidiana que forman el conjunto denominado lavas del Plateau apoyado, indistintamente, sobre el Batolito Andino, las rocas que constituyen las formaciones mesozoicas o bien las volcanitas neoterciarias. Su origen habría que buscarlo en un posible volcanismo explosivo, asociado probablemente a fracturas producidas por tectónica de bloques con cierta diferenciación producida en la cámara magmática e indicada por la composición traquítica-andesítica.

Un período de calma parece suceder a las efusiones anteriores, seguido de un período de erosión glacial según se observa en la base de la Loma de Los Robles al oriente de la laguna de Mondaca. La reanudación del volcanismo señala un cambio en la naturaleza del material eyectado, indicando un escape del material ya diferenciado en el interior de la cámara magmática o bien el aporte de nuevas fuentes más básicas, con la producción de andesitas y andesitas basálticas en la parte superior de la unidad.

Las etapas subsiguientes del volcanismo cuaternario corresponden a la producción de diferenciados básicos, andesitas y basaltos, junto a material piroclástico semejante y algunos escapes de lavas más ácidas. Las diferentes coladas vitrofidicas cordadas, descritas en los párrafos anteriores y cuya composición es

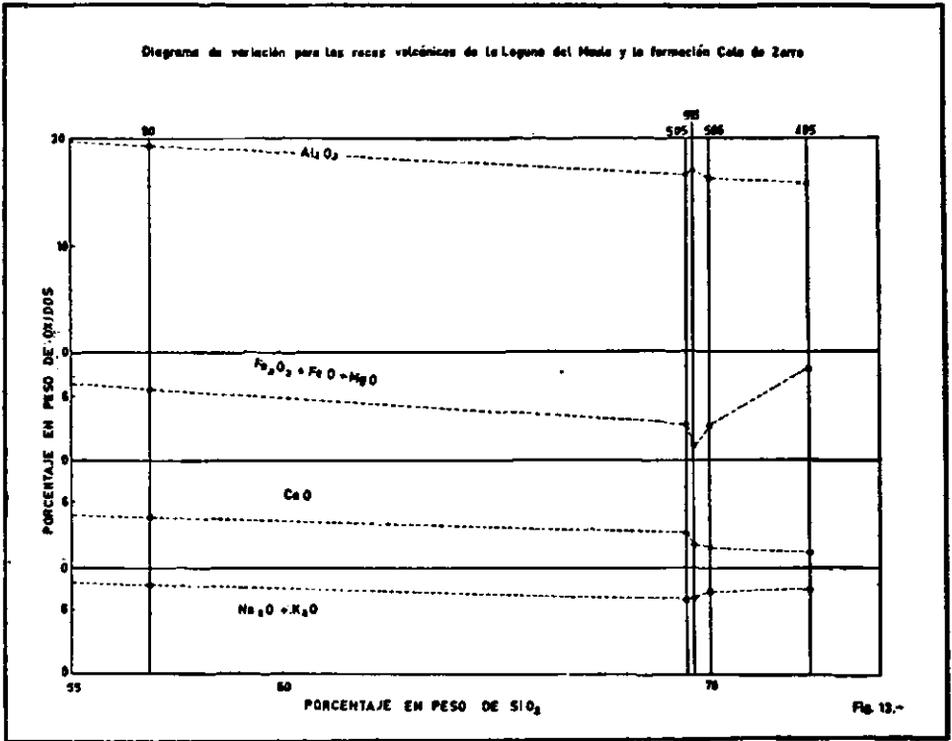


Figura 13

- Muestra Nº 80. Perteneciente a la Formación Cola de Zorro.
- Muestra Nº 485. Perteneciente a la Laguna del Maule.
- Muestra Nº 505. Perteneciente a la Laguna del Maule.
- Muestra Nº 506. Perteneciente a la Laguna del Maule.
- Muestra Nº 515. Perteneciente a la Laguna del Maule.

de carácter riolítico-andesítico, pueden considerarse pertenecientes a una etapa de actividad póstuma.

Los análisis químicos correspondientes a 4 muestras de este tipo, colectadas en la Laguna del Maule y analizadas en nuestro laboratorio por J. Villalobos, son los siguientes:

					Norma C I P W					
	Bb-515	Bb-505	Bb-506	Bb485	Bb-115	Bb-505	Bb-506	Bb-485		
SiO ₂ . .	69,63	69,52	70,01	72,36	Qz . .	28,92	26,16	27,60	29,82	
Al ₂ O ₃ . .	16,70	16,34	16,19	15,21	Or . .	20,02	18,90	22,24	22,24	
Fe ₂ O ₃ . .	0,17	1,70	1,82	0,97	Ab . .	32,42	34,06	34,06	35,63	
FeO . .	0,65	0,83	0,87	0,63	An . .	9,45	14,73	8,62	6,95	
CaO . .	2,05	3,14	1,90	1,55	En . .	1,95	2,25	1,45	1,10	
MgO . .	0,78	0,90	0,58	0,44	Mg . .	0,23	0,93	1,86	1,16	
Na ₂ O . .	3,85	3,97	4,02	4,22	He . .		1,12	0,48	0,16	
K ₂ O . .	3,41	3,22	3,80	3,82	Il . .	0,76	1,22	0,76	0,61	
TiO ₂ . .	0,43	0,58	0,39	0,28	Fe . .		0,40			
P ₂ O ₅ . .	0,13	0,12	0,12	0,10	Co . .		3,26	0,82	2,35	1,63
MnO . .	0,05	0,07	0,07	0,03	Ap . .		0,34	0,34	0,34	0,34
H ₂ O . .	1,82	0,07	0,75	0,68						

La figura 13 corresponde a un diagrama de variación donde los porcentajes en pesos de varios óxidos son representados como ordenadas contra el porcentaje de sílice. Las muestras utilizadas en este gráfico representan las manifestaciones volcánicas más antiguas y más recientes del Cenozoico, es decir, la formación Cola de Zorro y las coladas de lavas cordadas de la Laguna del Maule.

La figura 14 es un diagrama triangular or-ab-an, para las mismas rocas anteriores, representados con los tipos de rocas promedios de Daly. Aquí se puede observar el alto contenido en sílice y alcalis de las rocas chilenas, aún en los que comúnmente denominamos andesitas-basálticas (Bb-80); pero cuya composición normativa está estrechamente ligada a las dacitas de Daly.

Sedimentos de valles actuales.

No entraremos en detalle sobre este tema debido, principalmente, al hecho de haber orientado desde un comienzo nuestro trabajo hacia el estudio de las rocas fundamentales y de sus relaciones estratigráficas. Por otra parte, tales sedimentos ocupan áreas relativamente restringidas del macizo andino y aun en el fondo de los valles aparecen, a menudo, sepultados bajo las lavas y piroclásticos del intenso volcanismo cuaternario.

Los sedimentos cuaternarios alcanzan expresión predominante hacia el borde occidental del macizo andino y más propiamente dentro del Valle Longitudinal; en relación con esto hemos incluido, entre los paralelos 35° y 38° de nuestro plano geológico, los datos del relleno sedimentario proporcionados por MUÑOZ CRISTI (1960) en forma verbal y escrita. De acuerdo con lo anterior, se conservó aquí la nomenclatura utilizada por dicho autor y que refiere al Aluvium los sedimentos cuaternarios más nuevos incluyendo, los más antiguos, en el Diluvium.

Dentro del conjunto de sedimentos clásticos que se encuentran sepultando el relieve primitivo de los valles y depresiones labrados en el macizo andino, debemos destacar brevemente a los de origen glacial, aluvial y coluvial. Los de mayor importancia y extensión son los aluviales que nivelan los amplios

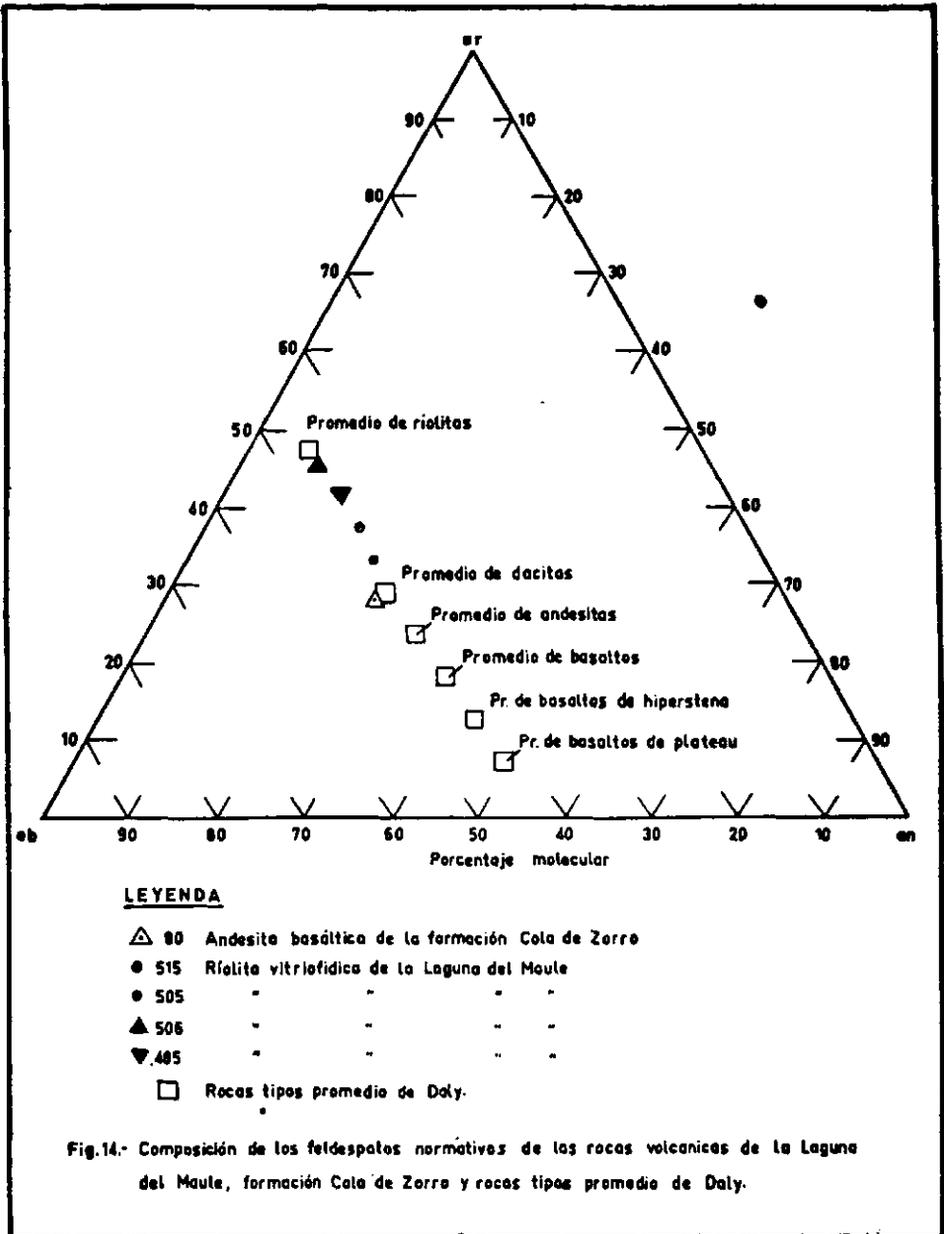


Figura 14

valles de los ríos principales y conforman, a menudo, sistemas de terrazas dentro de los cuales pueden observarse estructuras primarias o iniciales.

Es frecuente encontrar en los valles cordilleranos materiales fluvio-glaciales que, hacia las cabeceras de los mismos, se continúan en sedimentos morénicos, en relación más o menos directa con los relictos glaciares del Pleistoceno, los cuales corrientemente embalsan pequeñas lagunas.

Es interesante hacer notar que estos sedimentos, tanto aluviales como fluvio-glaciales, alternan con abundante material volcánico en ciertos lugares. Con respecto a los sedimentos coluviales, ellos predominan en las laderas desnudas y libres de vegetación, especialmente en aquellas situadas hacia las cabeceras de los valles.

ROCAS INTRUSIVAS

Batolito Andino.

Definición y Distribución.

Con el nombre de Batolito Andino o Batolito de Diorita Andina se designa en Chile, desde hace años, al conjunto de rocas plutónicas cuyas características petrológicas varían entre tonalitas y granodioritas, con algunos derivados ácidos y básicos.

Estas rocas intrusivas se encuentran distribuidas a lo largo de todo el país y están ampliamente representadas en nuestra zona de estudio. Ellas parecen constituir, como lo ha señalado MUÑOZ CRISTI (1950, p. 87), parte importante del territorio chileno a cierta profundidad. Por lo general, dentro del macizo andino, sus afloramientos han quedado expuestos en el fondo de los valles profundamente excavados; pero, según lo indicara también dicho autor, esto no significa que dicho batolito esté constituido por una superficie plana ya que, por el contrario, enormes protuberancias penetran a través de considerables espesores de las formaciones cobertizas y ello se ve plenamente confirmado, en este tramo cordillerano, por los múltiples apófisis que constituyen en muchas ocasiones los macizos más elevados.

Recientes investigaciones de los principales afloramientos de estos intrusivos a lo largo del país, han demostrado que ellos no pueden ser interpretados como una intrusión unitaria, MUÑOZ CRISTI (1960), ni como una unidad sincrónica a lo largo del país, sino que están constituidos por varios ciclos de plutonismo de edades diversas. Ello ha sido plenamente confirmado, en el último tiempo, tanto por trabajos de terrenos como por determinaciones de edad plomo-alfa: RUIZ et al. (op. cit., 1960).

Los diversos afloramientos del batolito no sólo corresponden a facies diferenciadas de un ciclo magmático netamente intrusivo, sino que también a reemplazos metasomáticos que han determinado interesantes fenómenos de granitización, conservando en algunos casos la estructura primitiva de las formaciones cobertizas como es particularmente notorio al norte del paso de las Las Langostas y en las cabeceras del río Ñuble.

Es importante hacer notar además, que en aquellos afloramientos de mayores dimensiones se destacan claramente las facies diferenciadas, desde un extremo silíceo en la parte central del afloramiento a extremos mesosilíceos y básicos en las facies marginales del cuerpo intrusivo. Se presenta, por consiguiente,

una gama que va desde granitos netos a rocas gábricas; esta situación se observa especialmente en el río Infiernillo y en el cajón Troncoso.

En el área descrita estos plutones aparecen, en su mayoría, como cuerpos alargados en dirección norte sur o bien como grupos menores de pequeños apófisis con distribución similar.

En el mapa geológico se puede observar que la distribución de afloramientos asignados al batolito, determina, claramente, tres alineamientos principales que se disponen subparalelos, de rumbo aproximado norte-sur y separados entre sí por unos 15 kilómetros de promedio. En la mitad norte de la hoja, los afloramientos más orientales se distribuyen a lo largo del meridiano $70^{\circ}45'$, mientras, la franja media de los tres alineamientos indicados, se sitúa algo al poniente del meridiano 71° constituyendo, en este tramo cordillerano, la mayor parte de la precordillera; estas dos franjas, que afloran desde el paralelo 35° hasta las proximidades del paralelo $36^{\circ}30'$ en territorio chileno, parecen prolongarse en el mismo rumbo hacia el sur penetrando en territorio argentino. Al sur del paralelo $36^{\circ}30'$, los afloramientos orientales se continuarían netamente en territorio argentino y aquellos de la franja media ocuparían el cordón divisorio desplazándose, hacia el sur, en dirección al poniente hasta configurar nuevamente la precordillera chilena ligándose aquí, con los afloramientos del alineamiento más occidental que, en el norte, desaparecería bajo el relleno del Valle Longitudinal. Hacia el límite austral de la zona investigada, los afloramientos presentan una mayor superficie debido, probablemente, a una erosión más avanzada de las rocas cobertizas.

Debemos hacer notar que estos afloramientos manifiestan una tendencia a unirse, en ciertas áreas, por pequeños apófisis de dimensiones menores como puede apreciarse en las zonas del río Palos de San Pedro, en el área de la Laguna de Mondaca y en el río Claro al norte del Descabezado Grande.

Las mayores exposiciones de estos intrusivos los constituyen el Batolito del Melado, cuyo macizo principal, situado al oriente del curso inferior del río del mismo nombre, alcanza una superficie superior a los 100 kilómetros cuadrados; el macizo del Indio, situado en el curso superior del río Maule, con extensión poco mayor que 60 kilómetros cuadrados; el Batolito de Santa Gestrudis, emplazado en el río del mismo nombre, al sur del río Ñuble y al norte del grupo de los Nevados de Chillán, con superficie expuesta sobre 120 kilómetros cuadrados; y el Batolito de Bullileo, situado al sur del río Longaví, entre el embalse de Bullileo y los cajones de las Cienaguillas y el Matadero, con superficie del orden de los 100 kilómetros cuadrados. Múltiples chimeneas y apófisis menores aparecen a lo ancho y largo de la zona investigada, según se muestra en el plano geológico general.

Es interesante destacar que la mayoría de los afloramientos del Batolito Andino aquí presentes, cuyas facies predominantes son tonalíticas y granodioríticas, apareciendo en menor escala las correspondientes a granitos y gabros, se caracterizan en general por sus plagioclasas con fuerte zonación.

Otro hecho importante de destacar es la constante asociación que se observa, a lo largo de la zona de estudio, entre estos cuerpos intrusivos y el volcanismo cuaternario. Así, los grandes centros volcánicos, pleistocénicos y recientes, se encuentran emplazados sobre los macizos granodioríticos y organizados a través de fracturas de dichos macizos, por las cuales se han producido los derrames lávicos al exterior; lo mismo ocurre con los cráteres de explosión y un ejemplo

típico es el cráter del Quizapú, en cuyos lapillis abundan los fragmentos graníticos desgarrados del interior del batolito y expulsados violentamente al exterior. (Lámina v, Foto 15). Grandes masas basálticas descansan sobre el batolito en la región de los Nevados de Chillán; otras menores en los Hornitos al sur de la laguna de la Invernada y en el cerro Azul, al norte de dicha laguna, donde la granodiorita constituye la base y se prolonga por el cajón Bahamondes, penetrando bajo las volcánicas del grupo del Descabezado Grande.

También, pequeños derrames de lavas vitriofídicas se encuentran localizadas en las márgenes basales de los apófisis del batolito, tal como es el caso de la "Lengua de Vulcano", en la región de la laguna de Mondaca.

Fenómenos de granitización se observaron en Potrero Norte de la región de la laguna del Maule; en los macizos situados al oriente de las nacientes del río Ñuble; en las proximidades del paso del Buraleo, como también en la vertiente norte de los cerros localizados al sur del valle Buraleo (Argentina) y al noreste del cajón de las Langostas; y, más al sur, en los cerros situados al noroeste de los Chenques, en el río Queuco. En todos estos lugares se hacen presentes los fenómenos de granitización y el reemplazo metasomático ha preservado la estructura primitiva de los estratos.

Petrografía.

Como no se ha realizado un estudio sistemático de la composición del batolito, nos limitaremos a la descripción de algunas muestras. En la parte superior del río Infiernillo, afluente del río Teno, se colectaron rocas que corresponden a un granito hipidiomorfo de grano medio, gris rosado a gris muy claro, constituido por ortoclasa, oligoclasa zonal, cuarzo con extinción ondulosa, microperita, microclina, biotita con pleocroísmo pardo amarillento muy claro a pardo muy intenso, en parte cloritizada y desferrizada, y como minerales accesorios: apatita, magnetita y zircón.

En el mismo río Teno, en el Batolito de los Cipreses, situado al oeste del Estero Santa Rita, se presenta una tonalita hipidiomorfa de grano fino y de color gris amarillento, compuesta de oligoclasa cálcica zonal, algo arcillizada, especialmente en los núcleos más cálcicos, cuarzo, hornblenda en secciones columnares alargadas y pseudo hexagonales, con pleocroísmo variable entre verde amarillento muy claro, verde más oscuro y amarillo café claro. Biotita, a veces entrecrecida con la hornblenda, y granos de epidota, provenientes de su alteración. Como accesorios aparecen magnetita, apatita, zircón.

En la laguna Mondaca, al norte del Descabezado Grande, se colectaron muestras correspondientes a dioritas cuarcíferas hipidiomorfas de grano medio a fino, gris claro medio, constituida por oligoclasa zonal, cuarzo, biotita cloritizada, hornblenda y como accesorios apatita, magnetita y posiblemente feldespato potásico.

En el extremo NE de la laguna del Maule, se obtuvo una muestra correspondiente a un pórfido diorítico compuesto de andesina zonal arcillizada, sericitita, epidota, magnetita e inclusiones básicas parcialmente digeridas. Posiblemente, dada su ubicación en el terreno, corresponda a una roca de granitización en las cercanías del contacto con las rocas cobertizas.

Ya en el extremo sur del área, en el estero Infiernillo al suroeste de los Nevados de Chillán, el Batolito Andino se presenta con facies tonalíticas y compuesto

de cuarzo, oligoclasa, muscovita, biotita, clorita, apatita y magnetita, con textura hipidiomorfa granular.

En los apófisis que afloran al sur del río Blanquillo, afluente del Polcura, el granito parece corresponder a un microgranito con facies aplíticas.

El Batolito Andino, expuesto aguas abajo del Polcura, entre éste y el Pichipolcura, corresponde a un granito con una fuerte milonitización y con una impregnación a pirita.

Para el Batolito de Los Cristales, situado en la confluencia de los ríos Queuco y Bio-Bio, MUÑOZ CRISTI en HEMMER (1935, p. 312), describe muestras como "Rocas holocristalinas de grano medio. Predomina la plagioclasa $Ab_3 An_5$, aunque casi todos los cristales tienen estructura zonal, con núcleos más básicos y periféricos más ácidos. La macla más frecuente es la de Albita, pero también se presenta la de Periclina y escasamente la de Carlsbad. Cuarzo y Ortoclasa existen en cantidad relativamente pequeñas. La biotita es muy abundante y fuertemente pleocrónica. En menor cantidad existe anfíbola. Como minerales accesorios aparece bastante magnetita, generalmente encerrada en la biotita".

El macizo granodiorítico presenta diferenciaciones más ácidas y más básicas que la roca normal. En las primeras, la ortoclasa está en mayor proporción que la plagioclasa. El cuarzo es también más abundante. En cambio, disminuyen los minerales ferromagnesianos; éstos corresponden casi totalmente a biotita con abundantes inclusiones de magnetita que, a veces, llega a sustituirla totalmente. Las diferenciaciones más básicas presentan minerales sálicos y féficos, más o menos en la misma proporción. Entre los primeros predomina la plagioclasa andesina, con estructura zonal muy acentuada, que se manifiesta especialmente en los cortes paralelos a (001). La ortoclasa y el cuarzo están en muy pequeña cantidad. Entre los minerales féficos, predomina la anfíbola con aspecto fibroso por alteración. En mucho menor cantidad está la biotita, con abundantes segregaciones de magnetita. Existen también algunos granos de apatita".

Edad de la intrusión y correlaciones.

Existen evidencias de terreno que nos permiten deducir la existencia, a lo menos, de dos ciclos de plutonismo: uno precretácico y otro postcretácico inferior. La presencia de abundantes rodados de pórfidos dioríticos gris rosado medio, en los conglomerados basales de la formación Río Damas, de edad Kimmeridgiana, y los abundantes rodados de microgranitos en los conglomerados de la formación Cura Mallín, a la cual le hemos asignado una edad jurásica superior hasta el neocomiano inferior inclusive, nos hacen postular la existencia de un plutonismo precretácico, cuyos afloramientos quedarían fuera del área de estudio.

La existencia de extensos plutones que se encuentran intruyendo formaciones sedimentarias posthauterivianas como Abanico, Plan de los Yeuques y Colimapu, todas las cuales se apoyan concordantemente sobre los sedimentos marinos fosilíferos de la Formación Baños del Flaco, de edad comprobada titónico superior a hauteriviano; la presencia de abundantes rodados de granitos en los conglomerados basales de la formación Corona del Fraile, dispuesta con discordancia angular sobre la formación Abanico; y, finalmente, la ocurrencia de rodados de rocas graníticas en la formación Malla-Malla, perteneciente al Eoceno, son hechos que nos llevan a suponer un ciclo plutónico de edad cretácica media a superior dentro del área investigada.

Otros intrusivos.

Se incluyen bajo esta denominación una serie de rocas filonianas, principalmente de carácter máfico, que intruyen a las diversas formaciones jurásicas y cretácicas, pero que no muestran aparentemente una relación directa con los intrusivos del Batolito Andino. Estas intrusiones parecen ser anteriores al ciclo plutónico que generó el Batolito Andino. En estudios geológicos realizados en algunas provincias más al norte, se ha observado la existencia de intrusivos semejantes, y ello se han supuesto premesocretáceos.

También bajo este acápite incluimos las rocas filonianas más modernas, para las cuales THOMAS (1958, p. 74), en estudio realizado en la zona central del país, asignó una edad postoligocena. Sin embargo, en nuestra zona de estudio los filones modernos estarían muy subordinados y no los hemos considerado en el presente trabajo.

Las rocas filonianas de probable edad mesocretácea corresponden a porfiritas con grandes fenocristales de plagioclasa, generalmente labradorita, que se conocen corrientemente en Chile con el nombre de ocoítas. Los afloramientos mayores se presentan estrechamente asociados con regiones de sedimentos neocomianos y así aparecen junto al curso superior del río Teno, y en la región del río Maule.

Macrocópicamente, estos intrusivos constituyen rocas porfídicas, gris negra, con abundantes fenocristales tabulares y maclados de plagioclasas que alcanzan hasta 2 cm. de largo y suelen presentarse como verdaderas nubes dentro de una masa fundamental gris negra afanítica.

Bajo el microscopio, muestras provenientes del curso superior del río Teno se presentan como porfiritas de labradoritas (Ocoítas), con fenocristales de hasta 6 mm. (en la roca hasta 15 mm.), bastante idiomorfos y del tipo labradorita sódica con maclas según Carlsbad, Albita y Periclina; muy fracturadas y con abundantes inclusiones criptocristalinas, provenientes de la masa fundamental, distribuidas a lo largo de toda la superficie en los individuos columnares y en la periferia de individuos de hábitos equidimensionales. La masa fundamental está constituida por microfenocristales de plagioclasa idiomorfa de 0,2 mm., de hábito columnar y del tipo andesina cálcica, con microgranos de clinopiroxena alotriomorfa distribuidos en medio de los feldespatos. Los pequeños espacios entre los granos están ocupados por material hipohialino. La clinopiroxena intergranular posiblemente corresponde a una augita. Además se observan granos de magnetita.

Otro corte, proveniente de los afloramientos localizados al sur del Maule, corresponde a una porfirita de labradorita con fenocristales de plagioclasa tipo labradorita (An_{60}), de 2 mm. idiomorfa, maclada según Carsbald y polisintéticamente según (010) en parte arcillizada. La masa fundamental es pilotaxítica y constituida por microlitas de plagioclasa dispuestas en forma fluidal, con un material criptofelsítico intersticial y abundantes granos de minerales de hierro, especialmente magnetita. Además, se nota una calcificación a través de guicillas principalmente sobre los granos de magnetita y feldespatos.

Un intrusivo localizado entre el río Santa Rita y el curso superior del Teno, en el tramo que corre de sur a norte, muestra porfiritas de labradorita, con fenocristales de plagioclasa bastante idiomorfos, hasta de 6 mm. (en la roca 10 mm.), con abundantes inclusiones hialinohematíticas orientadas según las líneas de clivaje. Maclas de Albita, Carsbald y Periclina son frecuentes. La composición corresponde a una labradorita media (An_{60}). Generalmente, los grandes fenocristales se presentan fracturados con cierta alteración a pistacita. La masa fun-

damental es de textura variable entre intersertal a intergranular y constituida por microlitas de plagioclasa, tipo andesina, con augita diopsídica verde clara y un material hipohialino. Además, abundante granulación de magnetita polimorfa.

Es interesante anotar la constante distribución de estos intrusivos básicos negros a grises oscuros, fuertemente porfídicos, junto a los afloramientos neocomianos y en zonas de fuerte fracturamiento.

Tal fenómeno no sólo ha sido observado por los autores en esta región cordillerana, sino también en otras áreas más al norte y dentro de la provincia de Santiago: intrusivos andesíticos porfídicos (Ocoitas), que afectan a los sedimentos neocomianos de Lo Prado, GONZALEZ y VERGARA (1959); ocoitas que intruyen a las calizas hauterivianas del Perfil de Melipilla, GONZALEZ y THIELE en MUÑOZ CRISTI (1960), e intrusivos en las calizas de Lo Valdés, GONZALEZ y VERGARA (1959).

ESTRUCTURA

Pliegues.

El cuadro estructural se presenta con caracteres diferentes, en cuanto a intensidad de plegamiento, para las áreas sur, central y norte del tramo de los Andes estudiado.

Los ejes de los principales pliegues muestran un rumbo general aproximadamente norte y cierto buzamiento en la misma dirección. El estilo de los pliegues corresponde a branquisinclinales y branquianticlinales que tienden a hacerse más comprimidos y estrechos hacia el oriente. En la región andina de los ríos Maule y Longaví se han observado las mayores complicaciones tectónicas que parecen corresponder a puntos críticos dentro del esquema estructural regional (Ver perfiles en Fig. 15).

En el perfil N° 1, obtenido a lo largo del valle del río Teno, se observa una estructura sencilla en todo el paquete de estratos mesozoicos. Los rasgos más importantes de esta sección corresponden al contacto por falla entre las formaciones Abanico y Colimapu que, al este del río Claro, forma un amplio sinclinal el eje del cual pasaría aproximadamente al poniente del cerro Corona del Fraile. Desde el río Santa Rita, hasta la línea divisoria de aguas, emerge un amplio anticlinal profundamente erosionado y cuyo eje pasa, por la base del cerro Santa Elena, con rumbo N20°E; el flanco poniente está constituido por las formaciones Plan de los Yeuques, Colimapu y Baños del Flaco, superpuestas concordantemente y en contacto con falla con las formaciones Río Damas y Valle Grande, que continúan manteniendo una actitud homoclinal al oeste; el núcleo central del anticlinal lo configura la formación Valle Grande. Otro rasgo importante del mismo perfil es la relación discordante, observada en el extremo occidental y cerca de la localidad de los Queñes, entre la formación Abanico y la formación Corona del Fraile, superpuesta en el cerro de este mismo nombre.

El perfil N° 2, entre el estero Upeo y Valle Grande, muestra una serie de amplios sinclinales y anticlinales complicados sólo por fallas y por la menor competencia de los sedimentos, clásticos de la formación Colimapu que, en la quebrada Las Tablas, forman el núcleo de un anticlinal erosionado, mientras, en general, presentan una serie de pliegues apretados hasta llegar a formas en abanico, que no guardan armonía con la actitud de los estratos superpuestos. Al este de la quebrada de Las Tablas, en el cerro Alto de Araya, la formación

Plan de los Yeuques, se pone en contacto por falla con la formación Abanico; esta última se extiende más al este formando un suave anticlinal que se pierde bajo la cubierta de las andesitas del grupo volcánico Peteroa-Azufre.

Inmediatamente al este de este grupo volcánico se presenta, en la localidad de Valle Grande, un nuevo anticlinal, cuyo eje coincide con el curso del valle. El núcleo de esta estructura corresponde a la formación Valle Grande; superpuesta aparece la formación Río Damas que, en su mayor parte, está sepultada bajo volcanitas cuaternarias y queda expuesta solamente en las alas del anticlinal, el cual es la prolongación meridional del que aparece en las nacientes del Teno.

Hacia el sur, la estructura se presenta más comprimida y aumenta su complejidad de acuerdo a lo indicado en el perfil N^o 3, entre el río Melado y la quebrada Toro. Dentro de un tramo relativamente corto, de aproximadamente 20 kilómetros, se desarrollan de oeste a este las siguientes estructuras principales: al este del Batolito del río Melado, un anticlinal asimétrico, cuyo flanco occidental miente al oeste con aproximadamente 40°; hacia el oriente, en el río Colorado, limitaciones estructurales producidas por fallas gravitacionales; en el cordón Curillinque y cerro Las Rabonas, una completa sucesión de pliegues, en las formaciones Abanico y Plan de los Yeuques, anticlinales y sinclinales, cuyas alas buzan tanto al oriente, como al poniente. En este perfil, las rocas estratificadas se pierden, hacia el este y oeste, por la intrusión de las rocas graníticas del Batolito Andino.

El siguiente perfil, N^o 4, corresponde al obtenido a lo largo del río Longaví, desde la localidad de la Balsa hasta la laguna Dial. En esta sección se puede observar una mayor complejidad estructural de los estratos mesozoicos que aparecen extensamente cubiertos por volcanitas de la formación Cola de Zorro. Entre el portezuelo cajón Ibáñez y el cajón Los Huemules, se observa claramente una estructura en abanico limitada, al este, por un sistema de fallas que la pone en contacto, en el portezuelo de Las Animas, con un anticlinal asimétrico, cuyo plano axial inclina al oriente. En la región de la laguna Dial, se encuentra una amplia estructura anticlinal con eje de dirección aproximadamente norte y buzamiento al sur; ella se puede seguir hacia el norte, a través de todo el valle del río Melado, hasta la región del valle del río Maule con variaciones menores en su actitud, tanto en el sentido del rumbo como de la inclinación.

A lo largo del curso medio del valle del río Polcura, entre el río Blanquillo y la laguna Bejar, se ha reconocido un anticlinal simétrico, cuyas alas presentan un manto aproximado de 35°. El eje se encontraría a lo largo de la cadena montañosa, entre el río Polcura y la ribera norte de la laguna del Laja; además, su flanco oriental se encuentra afectado por un sistema de fallas. En las proximidades de los esteros Vega Larga y Calabocillos, aparece un braquisinclinal que hacia el oriente cambia a una estructura anticlinal muy fracturada. Esta última estructura se prolonga más al norte y aparece erosionada y cubierta por la formación Cola de Zorro en el cajón de Las Langostas.

Pliegues más acentuados y estrechos ocurren al sureste de la laguna del Laja, prolongándose hacia el sur en la región de Trapa-Trapa. La Lámina XII, foto 29, nos muestra un anticlinal asimétrico de eje inclinado, formado en estratos de la formación Cura Mallín al norte de la localidad Piedra del Indio.

En el curso medio a superior del valle del río Queuco se han reconocido, en estratos de la formación Cura Mallín, dos anticlinales y un sinclinal, que se

presentan truncados, fracturados y cubiertos parcialmente por los estratos de las formaciones Malla-Malla y Cola de Zorro.

Fallas.

En el mapa tectónico adjunto (Fig. 16) se presentan, de modo esquemático, los principales sistemas de fallas en la zona de estudio. Las fallas principales y las de mayores longitudes están emplazadas en la zona precordillerana y sus rumbos son aproximadamente norte, siguiendo, a grandes rasgos, la dirección del macizo andino.

Las grandes fallas frontales a la Cordillera Andina se pueden seguir, desde el Bío-Bío hasta el Teno, con algunas interrupciones en su rumbo, debido a fallas transversales menores.

Fallas subparalelas a las frontales se presentan, con muchos detalles indicadores de su presencia, en el interior de la Cordillera. Al poniente de la laguna del Laja, la falla Antuco se reconoce claramente en la zona de los baños termales de Nitrado; escarpes violentos de esta misma falla se han podido seguir hacia el norte en la ribera sur de la quebrada Los Barros, al oriente de Sierra Velluda y también en el curso medio del valle del río Polcura, donde se encuentra afectando el ala oriental de una estructura anticlinal. Esta zona de fallas y fracturamiento parece seguirse al norte de los Nevados de Chillán.

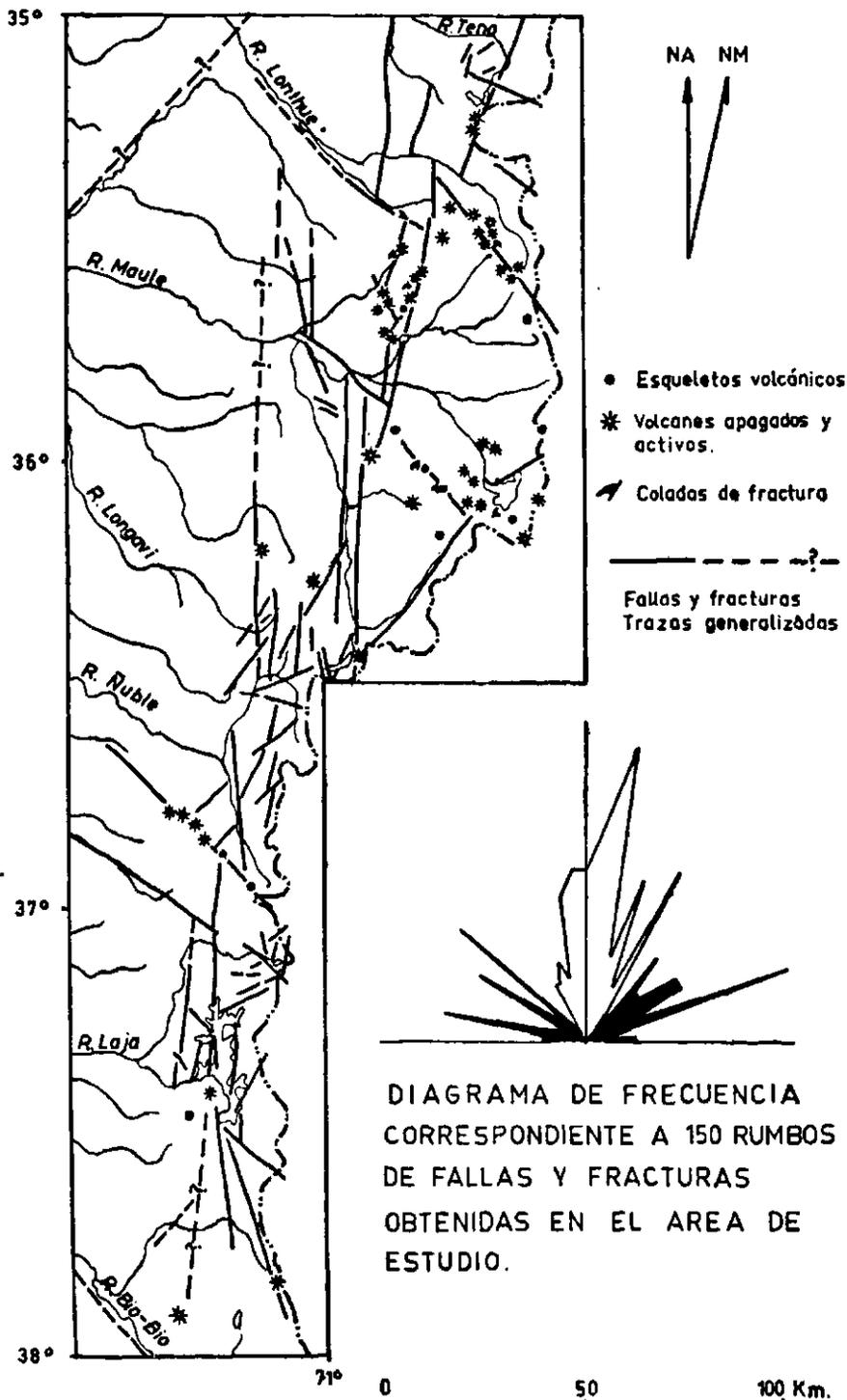
Otro sistema de importantes fallas se localiza hacia el extremo norte del área cartografiada, en la región del valle del río Teno. Al sur de la localidad de los Queñes, en el curso inferior del valle del río Claro, se pueden seguir fallas mayores hasta el curso superior del valle del río Upeo. La falla que afecta los sedimentos neocomianos del valle del río Maitenes, cruza oblicuamente el curso superior del río Teno y se prolonga, en dirección suroeste, por el valle del río Malo, pasando por la base del grupo volcánico Planchón, Peteroa y Azufre.

Las fallas del área norte se caracterizan por converger hacia la laguna Dial, ubicada en las nacientes del río Melado. Múltiples cráteres de proyecciones, coladas lávicas y cráteres de explosión se encuentran emplazados a lo largo de este sistema.

Dos sistemas de fallamientos menores modifican, en mayor o menor grado, los principales sistemas. Uno corresponde a fallas transversales, con rumbo aproximado N60°O; el otro, a un sistema normal al primero y menos desarrollado que éste.

Fallas pertenecientes al primer grupo son las ubicadas a lo largo del curso medio a superior del valle del río Bío-Bío; la que correría a lo largo del curso superior del valle del río Diguillín y que se puede seguir por el río Blanquillo hacia el curso medio del valle del río Polcura; y la que suponemos emplazada en las cercanías del grupo volcánico de Los Nevados de Chillán, que también habría afectado al Batolito Andino allí presente. En el área del valle del río Maule, entre Curillín y quebrada La Mina, se puede observar una falla de este tipo, que ha dado origen a un bloque aterrazado; probablemente ella tiene alguna relación con la orientación del curso superior del río Maule, especialmente desde poco aguas abajo de la confluencia del río Puelche hasta el cajón de Bobadilla, lugar este último donde se han emplazado dos conos de proyecciones. Otras fallas similares se localizan al norte del grupo volcánico del Descabezado Chico, por ejemplo, la que se extiende desde la laguna de Mondaca hasta el río Lontué; al este de esta última se presentan algunas de menor importancia: una

ESQUEMA GENERALIZADO DE LOS SISTEMAS DE FALLAS Y SUS RELACIONES CON LOS PRINCIPALES CENTROS VOLCANICOS DE LA REGION ANDINA.



GONZALEZ - VERGARA - 1961

Figura 16

controla la mayor parte del curso superior del valle río Colorado y otra se organiza entre los múltiples cráteres volcánicos del Descabezado Chico y el volcán Cerro del Medio. El anticlinal del valle superior del río Teno aparece modificado por fallas del mismo tipo y su prolongación austral, en Valle Grande, muestra la nariz claramente desplazada hacia el este.

El segundo grupo de fallas menores se desarrolla, especialmente, en la región central del área cartografiada. La más importante se extiende por el valle del cajón Troncoso, desde el suroeste de la laguna del Maule hasta el volcán Rezago en la laguna Dial.

La formación Cola de Zorro se encuentra afectada, en las localidades donde está mejor expuesta, por fallas y fracturas muy modernas y de inclinación cercana a la vertical. La mejor serie de este tipo de estructura se puede observar en las nacientes del río Longaví, en el cajón Ibáñez.

Discordancias.

En terreno se han podido reconocer dos discordancias angulares. La primera separa a las formaciones Abanico y pre-Abanico de todos los estratos depositados con posterioridad; la segunda, corresponde a la angularidad existente entre los sedimentos de la formación Malla-Malla y las volcanitas superpuestas de la formación Cola de Zorro.

La más antigua alcanza mayor magnitud regional, siendo perfectamente nítida y visible en casi toda la extensión del área cartografiada. Esta relación discordante se observa, de preferencia, en las zonas donde los estratos horizontales de la formación Cola de Zorro se superponen abruptamente sobre las rocas estratificadas mesozoicas. Diferencias de tonalidad y actitud entre ambos grupos de estratos son fácilmente observables, en las fotografías aéreas y la traza de este plano de discordancia puede ser marcada con bastante exactitud en el plano geológico. En el área del valle del río Teno esta discordancia se presenta, con débil expresión angular, en la base de la formación Corona del Fraile, unidad que habría sido afectada por la segunda fase de la orogénesis cretácica.

La segunda discordancia es de reducida extensión areal y está limitada al contacto discordante observado entre los sedimentos continentales eocénicos de la formación Malla-Malla y las volcanitas de la formación Cola de Zorro. Esta última discordancia es consecuencia de movimientos epirogénicos.

HISTORIA GEOLOGICA

En la localidad de Polcura, en la parte sur de la provincia de Ñuble, afloran con extensión reducida las rocas más antiguas expuestas en la región; ellas pueden asimilarse al basamento de edad indiferenciada, precámbrico y/o paleozoico, que adquiere gran desarrollo hacia el sur poniente de la región y constituye la parte basal del relleno sedimentario del Geosinclinal Andino. En el extremo norte, los estratos sedimentarios más inferiores forman parte del ciclo Jurásico marino distribuido como una franja, con rumbo aproximado NE, desde la zona de Lonquimay, directamente al sur de la región en estudio, hasta el curso superior del río Teno. La corrida de sedimentos marinos jurásicos, de por sí restringida, queda limitada siempre al borde más oriental y presenta mayor desarrollo en la zona limítrofe.

Durante gran parte del Jurásico, la región situada aproximadamente al norte de la latitud 36°30' y la franja oriental de la zona, quedaron incorporadas al golfo Jurásico y fueron cubiertas por un mar de poca profundidad, según lo atestigua la existencia de sedimentos de carácter nerítico, en los que predominan areniscas, conglomerados medios y lutitas fosilíferas, con numerosos restos vegetales parcialmente carbonizados, cuyo contenido faunístico nos proporciona una edad probable Caloviano inferior.

La composición litológica de las areniscas y conglomerados jurásicos, constituida esencialmente por feldespatos alcalinos muy alterados y cuarzo generalmente con extinción ondulosa, indicaría que provienen de la destrucción de rocas plutónicas o volcánicas sílico-alcalinas. Hacia la parte superior de la formación Valle Grande, empiezan lutitas grises oscuras y calizas del mismo color que indicarían una restricción en la circulación del ambiente deposicional marino.

Sobre el conjunto sedimentario anterior se depositó el manto lenticular de yeso, con más de 200 metros de espesor, correspondiente al miembro superior de la formación Valle Grande y probablemente del Oxfordiano superior. La existencia del yeso (Yeso Principal o Auquilcoense) se explicaría por un retroceso del mar, en el Geosinclinal Andino, producido por movimientos epirogénicos que habrían afectado con mayor intensidad al norte del país, RUIZ et al (1960, p. 20). GROEBER (1952) considera indispensable la acción de fuertes emanaciones volcánicas, sulfurosas, que habrían precipitado el sulfato de calcio en el ambiente acuático marino, pero dichas manifestaciones volcánicas submarinas parecen menos probable.

Sobre el yeso se depositó una importante serie continental, cuyo espesor, del orden de 2.000 m. indicaría un rápido hundimiento de la cuenca. Una actividad volcánica con producción de porfiritas, evidenciada sólo a través de los componentes clásticos en el presente reconocimiento, habría contribuido a engrosar la serie continental.

La transgresión marina del titoniano-neocomiano puso fin al ciclo continental málmico, cubriendo una superficie terrestre de relieve accidentado; la formación Baños del Flaco, de edad documentada por fósiles, representa a la serie transgresiva. En el área del curso superior del río Teno, el nivel más inferior corresponde al Titoniano medio; en cambio, hacia el sur, en la Quebrada la Mina, junto al curso superior del río Maule, el nivel estratigráfico máximo posiblemente corresponde al Hauteriviano. El mar, que cubrió las cuencas durante el Neocomiano, habría tenido, igual que el mar Jurásico, poca profundidad.

El ciclo representado por los conglomerados, areniscas y calizas de la formación Baños del Flaco, constituye el último episodio transgresivo de la cuenca Geosinclinal Andina.

El retroceso del mar da origen a un régimen sedimentario continental que, paulatinamente, pasa a un largo período de intensa actividad volcánica. La sedimentación titónica-neocomiana termina, a fines del Hauteriviano, con el retiro del mar producido, ya sea por las pulsaciones iniciales de los movimientos que van a dar origen a la Cordillera de los Andes o por un relleno de la cuenca sedimentaria, debido a la actividad volcánica cada vez más intensa.

La depositación de la formación Colimapu, serie continental costanera constituida principalmente de lutitas, areniscas volcánicas y conglomerados, habrían tenido lugar en el lapso comprendido entre el Hauteriviano superior (?) y Barreriano inferior (?), sobre un relieve modelado por el mar neocomiano. El

incremento de la actividad volcánica puso fin a la depositación de esta serie y terminó por nivelar los relieves dejados desde la última gran transgresión marina.

Al sur de Calera, localidad ubicada en la Cordillera de la Costa de la Zona Central, no vuelven a aparecer los sedimentos jurásicos dentro de dicha cordillera. Este fenómeno ha sido atribuido a la acción de fuerzas epirogénicas positivas que habrían afectado tal región entre el Supra-Triásico y Neocomiano, MUÑOZ CRISTI (1960, p. 7), exponiéndola a los agentes de denudación y convirtiéndola en fuente de nutrición para las cuencas del mar Jurásico situadas más al oriente. Como resultado de las investigaciones de los geólogos de ENAP, ha sido posible determinar que una orogénesis puso término a la depositación de las rocas jurásicas en la provincia de Tarapacá. La existencia de esta orogénesis se evidencia por una fuerte discordancia angular que separa los sedimentos del Jurásico y del Cretácico inferior. THOMAS (1958) ha reconocido un hiatus de sedimentación marina, en la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Aconcagua, donde la formación Melón del Bayociano está cubierta con discontinuidad por la formación Lo Prado de edad neocomiana. Siguiendo hacia el sur, la masa continental empezaría a adquirir la rigidez de un cratón y la facies sedimentaria correspondiente estaría representada por la formación Cura Mallín, serie eminentemente continental y que engranaría hacia el norte con los sedimentos marinos correspondientes.

Así, es muy posible que durante el Jurásico medio y superior se hubiesen hallado diferenciadas dos unidades bien definidas: el macizo continental de carácter cratónico, de amplio desarrollo al suroeste de la región y que vendría a representar el límite suroeste de la cuenca geosinclinal; y suaves engolfamientos del mar Jurásico en el borde oriental.

Por la edad asignada en el presente trabajo a la formación Cura Mallín, ella representaría la facies sedimentaria litoral-cratónica de todas las formaciones depositadas, desde el Jurásico superior hasta el Neocomiano superior, cuando la actividad volcánica ya habría alcanzado notable incremento, modificando los relieves y rellenando las cuencas dejadas por el retiro del mar Neocomiano.

Sobre Cura Mallín y Colimapu se depositó, concordantemente, una potente sucesión de volcanitas queratofídicas, con varios niveles de tobas soldadas que en función de las características petrográficas ha servido de unidad guía para la correlación regional entre las diversas formaciones.

La asociación litológica clásica de la formación Cura Mallín correspondería a la zona marginal del Geosinclinal e indicaría suministros provenientes de áreas adyacentes marcadamente positivas.

La presencia de rodados de granitos, en formaciones suprajurásicas y posiblemente neocomianas, permite suponer la existencia de un ciclo plutónico anterior al que pertenecen las rocas intrusivas presentes en la región.

La formación Plan de los Yeuques cubre, dentro de un lapso relativamente pequeño y tentativamente ubicado en el Neocomiano más superior, todas las formaciones depositadas con anterioridad, alcanzando un amplio desarrollo longitudinal. Los tipos litológicos que la representan demuestran la prevalencia de un volcanismo sostenido y de carácter silico-alcálico.

Concordantemente, se deposita la formación Abanico, que marca un cambio importante en la naturaleza del material eyectado. Esta nueva orientación en el quimismo de las rocas, hace prevalecer volcanitas mesosilícica especialmente piroclásticas, tobas y brechas con algunas intercalaciones de coladas de lavas de poco

espesor. El intenso volcanismo permite sólo en forma esporádica la aparición de cuencas lagunares y el desarrollo de sedimentitas clásticas provenientes de la erosión de los mismos materiales volcánicos; sin embargo, un período de quietud volcánica se refleja en la parte más superior de la formación Abanico, de acuerdo con las areniscas tobíferas, tufitas y conglomerados de origen fluvial que aparecen en los valles de los ríos Longaví y Maule.

Los movimientos de la primera fase orogénica Andina, los cuales, según MUÑOZ CRISTI (1950, p. 85), señalan el comienzo de la modelación del actual relieve chileno, interrumpen en el Cretácico medio (?) la depositación de la formación Abanico.

La primera culminación de la Orogénesis Andina, plegó los sedimentos acumulados desde el Triásico medio en el Geosinclinal Andino y afectó por conjunto a todas las rocas depositadas hasta ese momento.

Un período de erosión siguió a la primera fase de la Orogénesis Andina depositándose después, discordantemente, la formación Corona del Fraile de carácter clástico volcánico que incluye areniscas, conglomerados y, hacia la parte superior del perfil, volcanitas reveladoras de un incremento en la actividad volcánica explosiva.

La presencia de rodados de granito en la formación Corona del Fraile supone la existencia de un ciclo plutónico, anterior a su depositación, el cual podría estar relacionado con la primera fase de la Orogénesis Andina.

Una segunda fase del plegamiento Andino, atribuida tentativamente al Cretácico superior, puso fin a la depositación de la formación Corona del Fraile afectándola, al mismo tiempo, con el desarrollo de pliegues suaves. Luego siguió una intensa etapa de peniplanización que desgastó profundamente los relieves y preservó las formaciones sedimentarias más jóvenes, como sería el caso de la formación Corona del Fraile, solamente en los valles sínclinales.

Al término del Mesozoico ya se observa una peniplanización parcial que se profundizó durante el Terciario inferior y medio. En el Terciario inferior se estructuró una cuenca de sedimentación, al oriente de la Cordillera de los Andes, alimentada por materiales provenientes de la denudación del macizo cordillero chileno y cuyo borde occidental está representado por las lutitas bituminosas del curso superior del río Queuco que, según estudios de HEMMER (1935), corresponden al Eoceno. Este ciclo de sedimentación terciaria está restringido a la localidad señalada en la región de estudio y pertenecería, a las estribaciones más occidentales de la cuenca de sedimentación argentina que, por razones fisiográficas, se continúa en el territorio chileno.

Sedimentos continentales terciarios se depositaron también, en cuencas parciales, a lo largo de la región actualmente considerada como precordillerana. Ejemplos de este tipo los encontramos en el estero Piernas Blancas de la región de Chillán.

Al final del Terciario, después del intenso período de peniplanización, sobrevinieron movimientos tectónicos de carácter epirogénico, los cuales, conjuntamente con movimientos de ascensos ocurridos en el Plioceno, llevaron la peniplanicie a elevaciones cercanas a las actuales y configuraron el relieve chileno moderno.

Asociado a la tectónica de bloques se inició un intenso volcanismo, cuyos materiales, cubriendo la antigua penillanura, descansan con franca discordancia en posición horizontal o subhorizontal. Los tipos litológicos de esta serie, repre-

sentados principalmente por andesitas basálticas con piroxenas y escasa olivina, asociados a piroclásticos semejantes, demuestran el aporte de un material casi indiferenciado y que se depositó ininterrumpidamente sin dejar la posibilidad de sedimentación. Esta formación, aquí denominada Cola de Zorro, presenta profunda erosión glacial y marcada tectónica de bloques. Este último carácter podría derivar de los movimientos inherentes al macizo Andino en su condición de cratón o bien ser consecuencia de la tectónica de colapso que continúa produciéndose y cuya causa es el hundimiento de los techos de las cámaras magmáticas al engendrar éstas el activo volcanismo.

El Cuaternario se caracteriza por la intensa glaciación, principalmente durante el Pleistoceno, que determinó la topografía cordillerana con sus profundos valles glaciales y la consiguiente acumulación de material morénico. Al mismo tiempo, el volcanismo continuó casi sin interrupción y perduró, después del retiro de los glaciares, cubriendo los valles y modificando nuevamente la topografía. Las coladas y piroclásticos de esta época se depositaron sobre los depósitos morénicos o aluviales; posteriormente, emergen nuevos conos, principalmente piroclásticos, ubicados en las bocas de los valles. Como exponente de un último y póstumo ciclo volcánico, aparecen coladas vitrofídicas cordadas y asociadas a fracturas.

CONCLUSIONES

El estudio estratigráfico y petrográfico regional entre los paralelos 35° y 38° de lat. sur, de la zona cordillerana andina, nos permite aportar las siguientes conclusiones a la discusión actual sobre el Geosinclinal Andino:

La línea costanera, durante el Jurásico y Cretácico, habría pasado aproximadamente por la latitud de 36°30' y 70°45' de longitud oeste, dirigiéndose, con dirección NNO-SSE, hacia territorio argentino, donde terminaría la cubeta sedimentaria en la región de Neuquén. Hacia el noroeste de la latitud 36°30' se abriría un golfo, sujeto a oscilaciones positivas y negativas, en el cual se habrían acumulado grandes cantidades de materiales provenientes de la denudación de los macizos continentales y de centros volcánicos ubicados principalmente en las zonas elevadas. La formación Cura Mallín, serie clástica y volcánica con amplio desarrollo al sur de los 36°30', representaría la facies litoral-cratónica del grupo de formaciones depositadas desde el Supra Jurásico (?) hasta el Neocomiano, en base a la posición estratigráfica ocupada respecto a la formación guía Plan de los Yeuques (Fig. 17).

La regresión del Jurásico superior se debería principalmente a movimientos epirogénicos, ya que no existen evidencias de discordancias orogénicas en las formaciones durante ese lapso depositadas.

La posición estratigráfica del miembro superior de la formación Valle Grande, constituida principalmente de yeso en espesores de hasta 250 m. (Yeso Principal o Auquilcoense), queda bien definida por la presencia de especies de *Sphaeroceras rotundus* Tornquist que determina niveles del Caloviano inferior; por correlaciones con la misma unidad en la Cordillera de la provincia de Santiago, el límite superior de la formación Valle Grande quedaría fijado como Oxfordiano superior.

El afloramiento más austral de rocas sedimentarias marinas neocomianas corresponde, en territorio chileno, al ubicado en el valle del río Maule superior. El Neocomiano marino, que GROEBER (1952) menciona para los Baños de

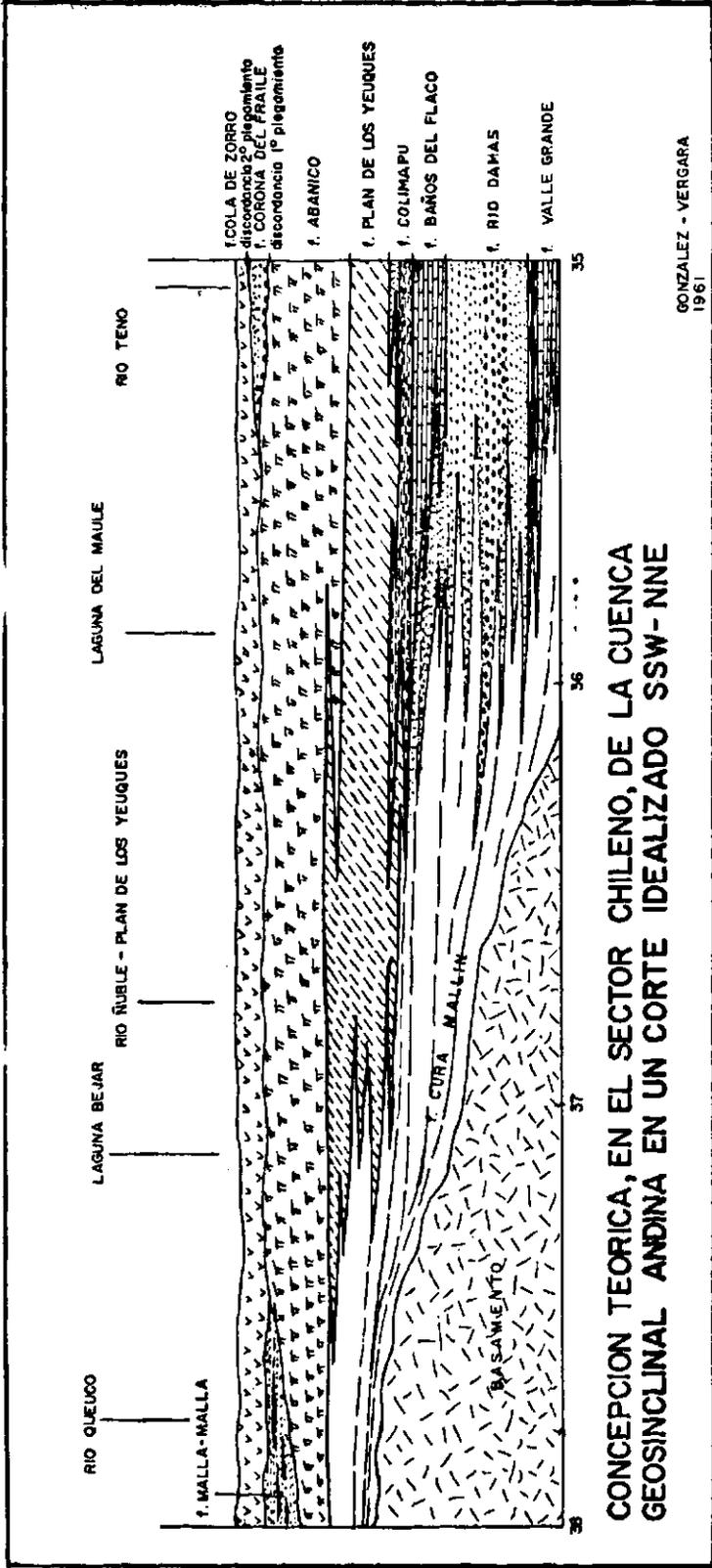


Figura 17

Chillán, no existe. STELZNER (1924, p. 82) dice lo siguiente: "Más al sur, el cretáceo es conocido en la cordillera de Chillán (36°18') y en la región de la bahía de Talcahuano, en particular en la isla Quiriquina (36°10'). De la cercanía de los baños termales de Chillán, del paso que va a Los Pehuenches (5.500 hasta 6.000 pies) recibí, del ingeniero Fonck, Trigonía transitoria, según Steinmann, perteneciente al Cretáceo inferior". El paso cordillerano Los Pehuenches está ubicado en el camino internacional que sigue el valle del río Maule, a 150 kls. al norte de los baños de Chillán.

En el presente trabajo se ha reconocido una potente unidad volcánica ácida, constituida principalmente de queratófidos y queratófidos cuarcíferos (traquitas de soda y riolitas), cuya posición estratigráfica modificaría el esquema clásico del quimismo de los ciclos volcánicos; de acuerdo con dicha unidad, formación Plan de los Yeuques, las efusiones porfiríticas comenzarían recién en el Cretácico medio. MUÑOZ CRISTI consideraba (1950, p. 70) que las efusiones mesosilícicas (porfiríticas) podrían haber comenzado en el Dogger, exceptuando la región cordillerana de las provincias de Atacama y Coquimbo, y que éstas no serían simultáneas en todo el país. Actualmente, por información verbal del mismo autor, tales volcanitas corresponderían a andesitas (Ocoítas) de carácter probablemente intrusivo.

Una sola orogénesis ha afectado a los sedimentos y volcanitas depositadas en el Geosinclinal Andino desde el Jurásico medio. Este ciclo orogénico habría tenido su primera fase o pulsación en el Cretácico medio, poniendo fin a la depositación de la formación Abanico. La segunda fase, de intensidad menor, se habría realizado en el Cretácico superior, poniendo fin a la depositación de la formación Corona del Fraile.

Se observan plegamientos de arrastre, que se traducen en pseudodiscordanCIAS, entre el miembro inferior de la formación Colimapu formado de lutitas y areniscas; y el miembro superior de la misma formación, más competente, constituido de areniscas y calizas de origen lagunar.

El espesor máximo reconocido, en el área de estudio, para las sedimentitas y volcanitas depositadas, tanto en el borde occidental del Geosinclinal Andino como en las cuencas continentales que le precedieron, no sobrepasa los 10.000 metros. Este valor considera la depositación a partir del Jurásico medio e incluye las volcanitas neoterciarias.

No existe, aparentemente, ninguna diferencia petrográfica y mineralógica fundamental entre las volcanitas pertenecientes a la Formación Cola de Zorro, de edad asignada Plioceno-Pleistocénica y las volcanitas cuaternarias antiguas, y recientes.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, L. (1960). *Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua*. Inst. de Investigaciones Geológicas. Bol. N° 9. Santiago.
- ALMEYDA y SAEZ, F. (1958). *Recopilación de datos climáticos de Chile y mapas sinópticos respectivos*. Santiago, Ministerio de Agricultura.
- BRUGGEN, J. (1950). *Fundamentos de la Geología de Chile*. Santiago, Instituto Geográfico Militar.
- BURCKHARDT, C. (1900). *Profils Geologiques transversaux de la Cordillère Argentino-Chilienne*. La Plata. An. Museo La Plata, t. 2.
- BURCKHARDT, C. (1900). *Coupe Geologique de la Cordillère entre Las Lajas et Curacautin*. La Plata. An. Museo La Plata, t. 3.

- CORVALAN, J. (1959). *El Titoniano del río Leñas, provincia de O'Higgins, con una revisión del Titoniano-Neocomiano de la parte chilena del geosinclinal andino*. Santiago, Inst. de Invest. Geológicas. Bol. 3.
- DARWIN, C. (1846). *Geological observations on South America Voyage of H. M. S. "Beagle"*. (Versión al castellano por A. Escuti). Santiago, anexo An. Univ. de Chile, 1906.
- DOMEYKO, I. (1903). *Geología*, Tomo v, Santiago, Impr. Cervantes.
- ERICKSEN, G. (1959). *Preliminary Geologic Report of the Lago Laja Region*. Informe inédito. Instituto Invest. Geológicas.
- FELSCH, J. (1916). *Las pizarras bituminosas de Lonquimay*. Informe preliminar. Soc. Nac. de Minería. Santiago.
- FUENZALIDA, H. (1936). *Contribución al estudio del Grupo de los Descabezados (cordillera de Talca)*. Universidad de Chile. Memoria de Prueba.
- FUENZALIDA, H. (1941). *Distribución de los volcanes del grupo de los Descabezados*. Bol. del Museo Nac. de Historia Nat. T. XIX
- FUENZALIDA, H. (1942). *El volcán Descabezado Grande*. Bol. del Museo Nac. de Historia Nat. T. XX.
- FUENZALIDA, H. (1943). *El cerro Azul y el volcán Quizapú*. Bol. del Museo Nac. de Historia Nat. T. XXI.
- FUENZALIDA, H. (1950). *Geografía económica de Chile*. Corporación de Fomento, Santiago. Tomo 1.
- GERTH, H. (1935). *La estructura geológica de la cordillera argentina entre río Grande y el río Diamante en el sur de la Prov. de Mendoza*. Buenos Aires. Actas Acad. Nac. de Ciencias. Rep. Argentina, T. 10.
- GONZALEZ, O. (1962). *Perfil geológico entre río Valcán-Estero las Engordas*. Andes, provincia de Santiago, Sociedad Geológica de Chile. Publicación Nº 3.
- GONZALEZ, O. y VERGARA, M. (1959a). *Perfil geológico cerro Lo Aguirre-Cuesta Lo Prado*. Curso de Geología de campo. Esc. de Geología U. de Chile. Santiago. Inédito.
- GONZALEZ, O. y VERGARA, M. (1959b). *Plano fotogeológico del curso inferior del río Volcán*. Curso de Geología de Campo. Esc. de Geología U. de Chile. Inédito.
- GROEBER, P. (1946). *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° Hojas Chos Malal*. Buenos Aires. Rev. Soc. Geológica Argentina, t. 1. Nº 3.
- GROEBER, P. (1947). *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° Hojas Sosneao y Maipo*. Buenos Aires, Rev. Soc. Geológica Argentina, t. 2. Nº 2.
- GROEBER, P. (1947a). *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° Hojas Sosneao y Maipo*. Bs. Aires, Rev. Soc. Geológica Argentina, t. 2. Nº 4.
- GROEBER, P.; STEPANICIC, P. N. y MIGRAN, A. R. (1952). *Mesozoico Geografía de la Rep. Argentina*. Bs. Aires, Soc. Argentina de Estudios Geográficos, t. 2. 1ª parte.
- HEMMER a- (1935). *Informe geológico sobre el Terciario con esquistos bituminosos, en la región del curso superior del río Queuco, prov. de Bío Bío, Depto. del Laja*. Santiago. Boletín de Minas y Petróleo, t. D, Nº 48.
- HOFFSTETTER, R., et al. (1957). *Lexique stratigraphique international*. Amerique Latine Fasc. 7, Chile. Paris. Centre Nat. Recherche Sc.
- KLOHN, C. (1960). *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Inst. Invest. Geológicas. Bol. 8.
- KARZULOVIC, J. y THIELE, R. (1961). *Informe geológico de la zona de la central hidroeléctrica "Las Garzas"*. Inst. de Geología U. de Chile. Inédito.
- KULP, J. L. (1959). *Geological Time Scale* (Abstrac. Program 1959 Annual Meeting. The geological Society of America Pittsburgh).
- LEANZA, A. F. y ZOLLNER, W. (1949). *Acerca de la edad del Yeso principal y su composición litológica*. Bs. Aires, Rev. Soc. Geológica Argentina, t. 4. Nº 1.
- LEVI, B. (1957). *Informe geológico sobre la zona del Polcura*. Inst. de Geología, U. de Chile. Inédito.
- LEVI, B. (1960). *Estratigrafía del Jurásico y Cretácico inferior de la cordillera de la Costa entre las latitudes 32°40' y 33°40'*. Santiago. Inst. de Geología, U. de Chile. Publicación Nº 16.
- LLIBOUTRY, L. (1956). *Nieves y Glaciares de Chile*. Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la U. de Chile. Santiago.
- MUNOZ CRISTI, J. (1950). *Geología-Geografía Económica de Chile*. Corporación de Fomento de la Producción. T. 1, Santiago.
- MUNOZ CRISTI, J. (1953). *Rasgos geológicos generales de las provincias de Concepción y Arauco*. Anales Fac. Ciencias Físicas y Matemáticas, U. de Concepción, Vol. II, 1953.

- MUNOZ CRISTI, J. (1960). *Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la zona Central*. Revista de Minerales N° 69.
- PISANO, EDMUNDO (1950). *Geografía Económica de Chile*. Corp. de Fomento. Santiago. Tomo 1.
- RISOPATRON (1924). *Diccionario Geográfico de Chile*. Imp. Universo, Santiago.
- RUIZ, C.; SEGERSTROM, K.; AGUIRRE, L.; CORVALAN, J.; ROSE, H. J. J. y STERN, T. W. (1960). *Edades plomo-alfa y marco stratigráfico de granitos chilenos*. Inst. de Investigaciones Geológicas. Bol. 7, Santiago.
- SCHILLER (1912). En Groeber et al. 1952. *Mesozoico*. Geografía de la Rep. Argentina. Buenos Aires. T. 2. 1ª parte.
- STELZNER, A. (1924). *Contribuciones a la geología de la República Argentina con la parte limitrofe de los Andes chilenos entre los 32° y 33°*. Actas Academia Cien. de Córdoba. Vol. VIII, 1924.
- TAVERA, J. (1948) y (1951). *Informe paleontológico sobre fauna existente en las calizas dolomíticas del Maule*. Inst. de Geología, U. de Chile. Inédito.
- TAVERA, J. (1959). *Informe paleontológico sobre fauna intercalada en el Yeso, río Volcán, Prov. de Santiago*. Inst. de Geología, U. de Chile. Inédito.
- TAVERA, J. (1960). *Informe micro-paleontológico sobre fauna del valle de Trapa-Trapa*. Inst. de Geología, U. de Chile. Inédito.
- THALMANN, H. (1960). *Informe micro-paleontológico sobre fauna del valle de Trapa-Trapa*. Escuela de Geología, U. de Chile. Inédito.
- THOMAS, H. (1958). *Geología de la cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga*. Santiago, Inst. de Invest. Geológicas. Bol. 2.

DESCRIPCION DE LAS LAMINAS

- Foto 1. *Sphaeroceras rotundum* Tronquist procedente de la formación Valle Grande. Tamaño 2 veces natural.
- Foto 2. *Virgatophines* sp. procedente de la formación Baños del Flaco, en la localidad Río Maitenes superior. Tamaño 1,5 veces natural.
- Foto 3. *Perisphinctes* aff. *erinus* D'Orbigny, procedente de la formación Baños del Flaco, en la localidad Cajón de Villagra, provincia de Curicó. Tamaño natural.
- Foto 4. Grietas de secamiento en limolitas de la formación Río Damas, en la localidad de Valle Grande, provincia de Curicó.
- Foto 5. Microplegues en el miembro superior de la formación Valle Grande (Yeso Principal), provincia de Curicó.
- Foto 6. Reticulado de lamprófidos verdes, en la formación Colimapu, Quebrada Los Lunes, provincia de Curicó.
- Foto 7. Microfotografía de una arenisca volcánica, del tipo grauvaca, procedente de la formación Cura Mallín. Nicoses cruzados (X 50).
- Foto 8. Microfotografía de una caliza oolítica procedente del miembro superior de la formación Colimapu. Sin analizador (X 25).
- Foto 9. Microfotografía de un queratófido con amígdalas de prehnita, procedente de la formación Plan de los Yeuques. Sin analizador (X 40).
- Foto 10. Microfotografía de una toba queratófídica, procedente de la formación Plan de los Yeuques. Sin analizador (X 40).
- Foto 11. Lutitas y limolitas rojas de competencia menor y fuertemente plegadas, pertenecientes a la formación Colimapu, Ladera occidental del río Malo, provincia de Curicó.
- Foto 12. Sedimentos clásticos y volcánicos finos de colores rojos, pertenecientes al techo de la formación Colimapu. Quebrada Los Lunes, provincia de Curicó.
- Foto 13. Estratos de la formación Corona del Fraile, en la parte superior del cerro del mismo nombre, Río Teno, provincia de Curicó.
- Foto 14. Rocas volcánicas de la formación Cola de Zorro, descansan discordantemente sobre las formaciones Mesozoicas. Portezuelo que separa el río Claro del estero Pangal, provincia de Curicó.
- Foto 15. Piroclásticos y lavas andesíticas de la formación Cola de Zorro. Curso superior del río Maule, provincia de Talca.
- Foto 16. Torreones esculpidos por la erosión, en piroclásticos andesíticos de la formación Cola de Zorro, curso superior del río Maule, entre los ríos Campanario y Bobadilla, provincia de Talca.
- Foto 17. El martillo señala un fragmento de granodiorita en los piroclásticos que constituyen el cráter del volcán Quizapu, provincia de Talca.
- Foto 18. Cerro Campanario 35°55' L.S./70°22' L. O.; (4020 m. s. n. m.). En la fotografía se aprecian el cuello volcánico principal y los diques radiales que constituyen este cerro. (Plioceno-Pleistocénico). (Foto aérea A. NÚÑEZ, gentileza de "El Mercurio", Santiago).
- Foto 19. Volcán Descabezado Grande (35°35'/70°45'; 3.830 m. s. n. m.). Vista desde la vertiente sur, provincia de Talca.
- Foto 20. Vista aérea del volcán Descabezado Grande; cráter central antiguo y cráter parásito al N-E. (Foto del Inst. Geográfico Militar). Escala 1:70.000.

- Foto 21. Grupo volcánico San Pedro o Las Yeguas, cuyas estructuras sobrepuestas al macizo andino caracterizan a este tramo cordillerano. Telefoto desde Riscos Bayos, hacia las vertientes orientales de este centro volcánico, provincia de Talca.
- Foto 22. Cráter del cono de piroclástico del volcán Resago, ubicado al poniente de la laguna Dial. En segundo plano, se observa la colada andesítica basáltica que, rellenando el antiguo valle, escurre hacia la laguna, provincia de Linares.
- Foto 23. Cono de piroclástico (Cráter Negro), al poniente del Estero Las Nieblas, laguna del Maule, provincia de Talca.
- Foto 24. Lengua de Vulcano; colada vitriofídica, que embalsa la laguna de Mondaca, al norte del volcán Descabezado Grande (vista aérea, fotografía Inst. Geográfico Militar). Escala 1:75.000.
- Foto 25. Colada vitriofídica Las Nieblas, al suroeste de la laguna del Maule, provincia de Talca (Fotografía Inst. Geográfico Militar). Escala 1:75.000.
- Foto 26. Obsidiana esferulítica procedente de la loma de Los Espejos, laguna del Maule. Nícoles cruzados (X 40).
- Foto 27. Esferulita en perlita, procedente del Domo del Maule. Nícoles cruzados (X 38).
- Foto 28. Buquet de columnas pentagonales de andesitas basálticas en la Buitrera, estero Potrero Grande, provincia de Curicó.
- Foto 29. Flexura en los estratos de la formación Cura Mallín, ubicado al suroeste de la Laguna del Laja. A la izquierda, el volcán Antuco, con su antiguo "somma" el volcán Laja. Piedra del Indio, estero del Pino Huacho, provincia de Bío-Bío.
- Foto 30. Vista aérea de la falla Potrero Norte, ubicado al noreste de la laguna del Maule, provincia de Talca. Escala 1:70.000 (Foto Inst. Geográfico Militar).

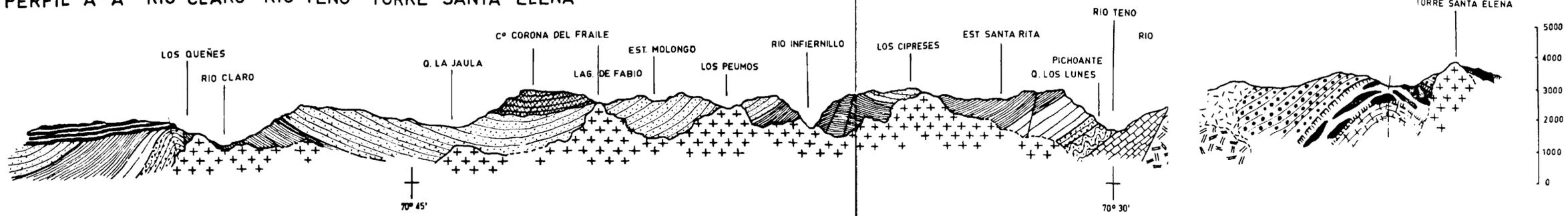
RECONOCIMIENTO GEOLOGICO DE LA ALTA CORDILLERA DE LOS ANDES

OESTE

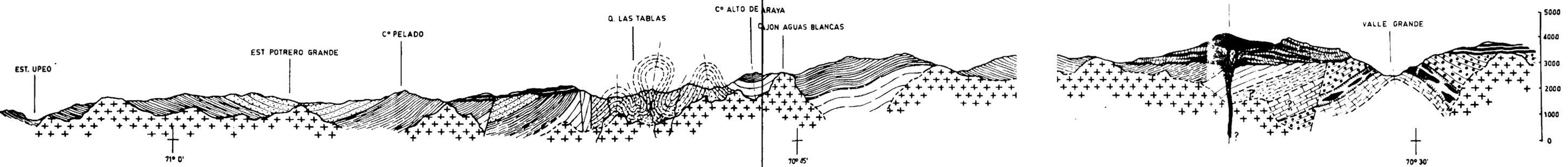
PERFILES

ESTE

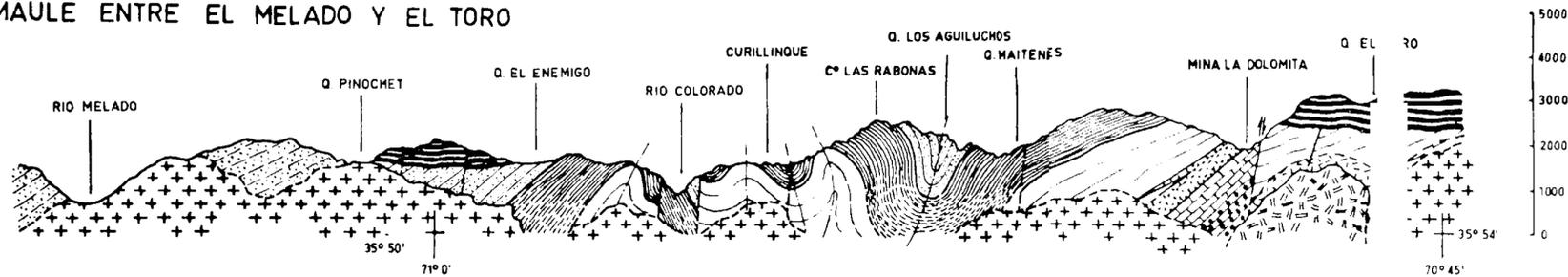
PERFIL A-A' RIO CLARO - RIO TENO - TORRE SANTA ELENA



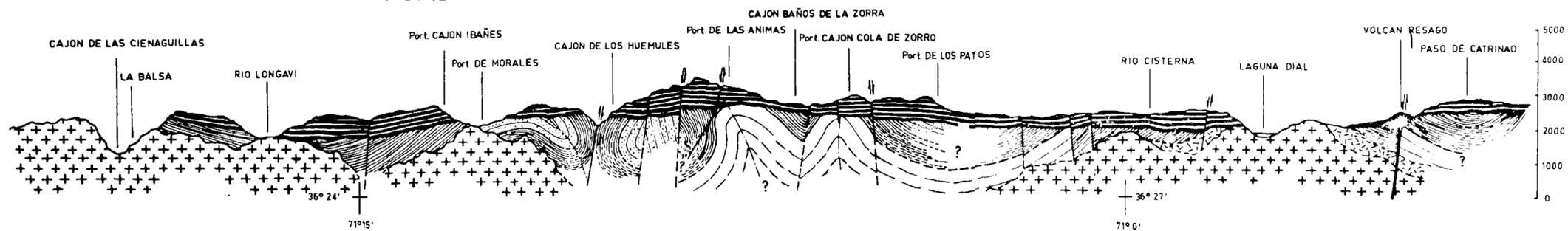
PERFIL B-B' ESTERO UPEO - VALLE GRANDE



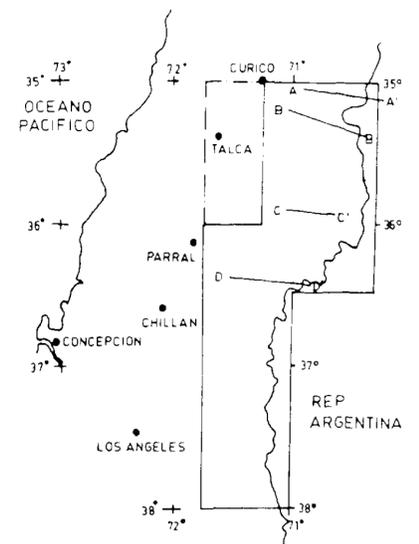
PERFIL C-C' RIO MAULE ENTRE EL MELADO Y EL TORO



PERFIL D-D' RIO LONGAVI - LAGUNA DIAL



CROQUIS DE UBICACION



CUATERNARIO

Volcanismo reciente
Formación CORONA DEL FRAILE
(Sedimentitas clásticas continentales
volcanitas traquíticas y liparíticas)

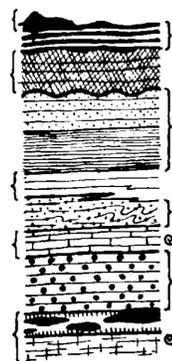
CRETACICO

Formación PLAN DE LOS YEUQUES
(Volcanitas sílico-alcalinas y sedi-
mentitas continentales)

Formación BAÑOS DEL FLACO
(Sedimentitas marinas)

JURASICO

Formación VALLE GRANDE
(Lentes de yeso con intercalaciones
de calizas y areniscas
Sedimentitas marinas)



Formación COLA DE ZORRO
(Volcanitas andesíticas-basálticas, riolíticas,
flujos de cenizas y aglomerados)

Formación ABANICO
(Volcanitas mesosilícicas y sedimentitas
continentales Tufitas, brechas)

Formación COLIMAPU
(Sedimentitas continentales y tufitas
de colores rojos)

Formación RIO DAMAS
(Sedimentitas clásticas continentales y
volcanitas mesosilícicas).

Plio-Pleistoceno

Alteración Hidrotermal

Batolito Andino

Pófidos intrusivos

Titoniano - Neocomiano

Kimmeridge

Oxfordiano Sup.



ESCALA

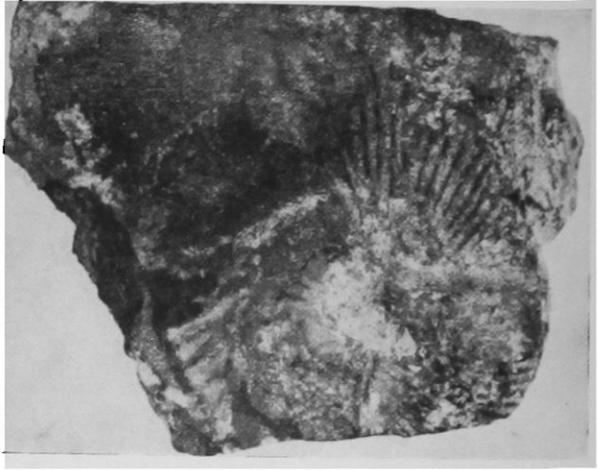


Foto 1



Foto 2

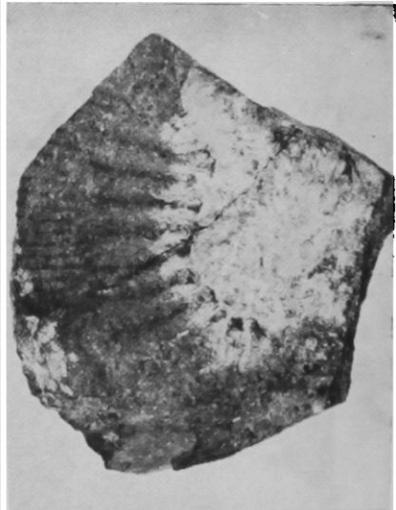


Foto 3

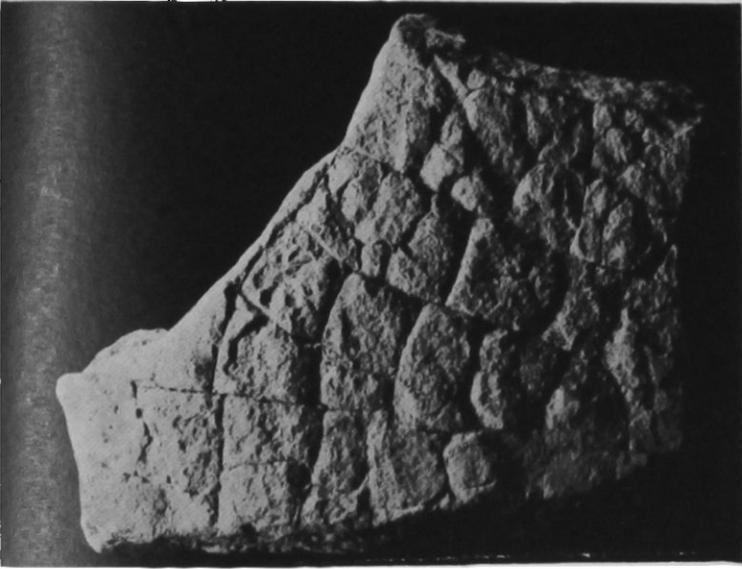


Foto 4

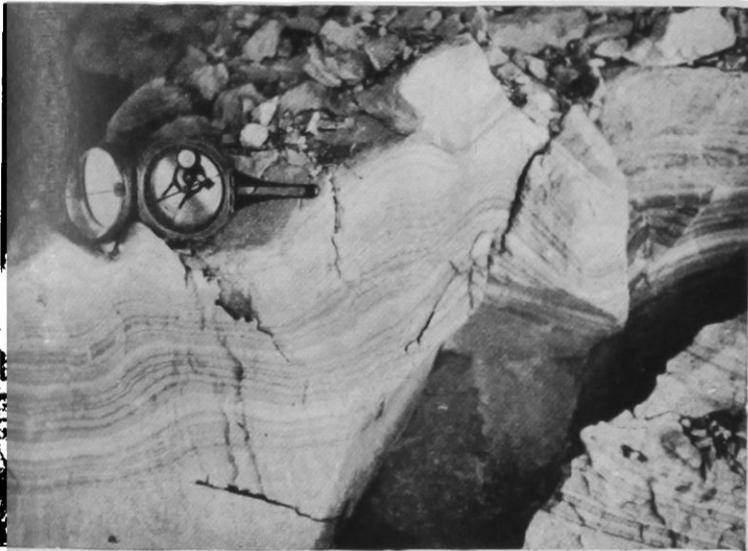


Foto 5



Foto 6



Foto 7



Foto 8



Foto 9

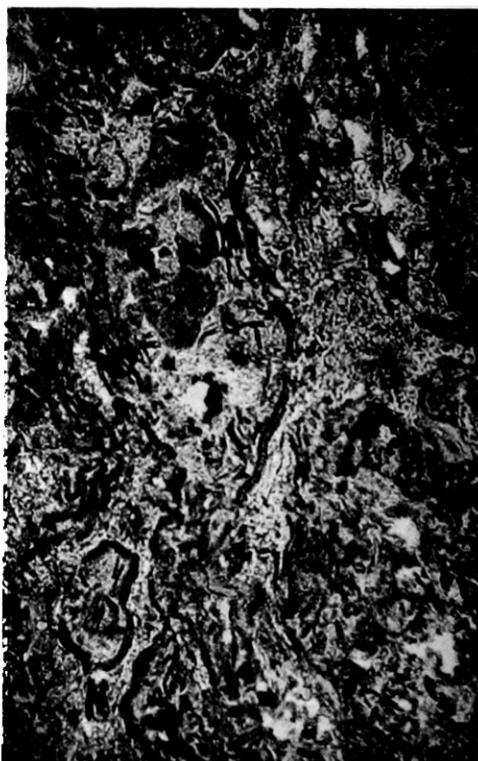


Foto 10



Foto 11



Foto 12



Foto 13



Foto 14



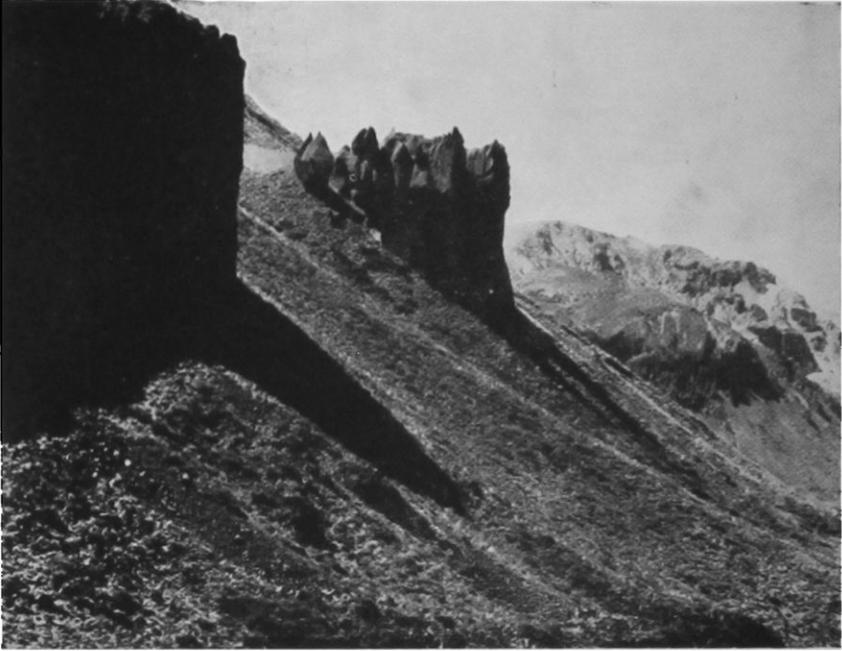


Foto 16



Foto 17

GERRO AZUL
VOLCAN QUIZAPU
DESCABEZADO GRANDE
GRUPO DEL DESCABEZADO CHICO
COLORADO INTERIOR



Foto 18 GERRO CAMPANARIO



Foto 19



Foto 20



Foto 21



Foto 22



Foto 23

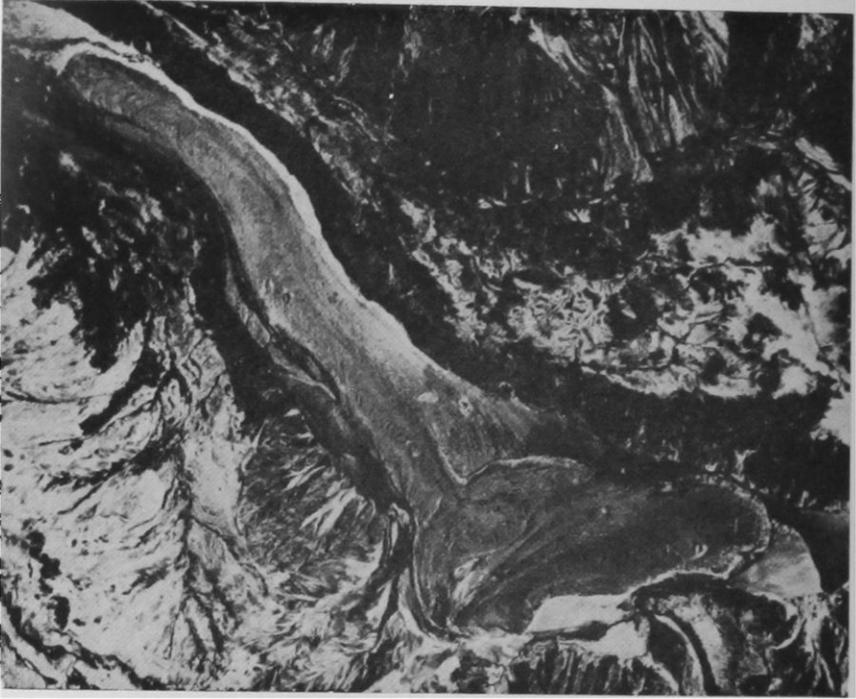


Foto 24

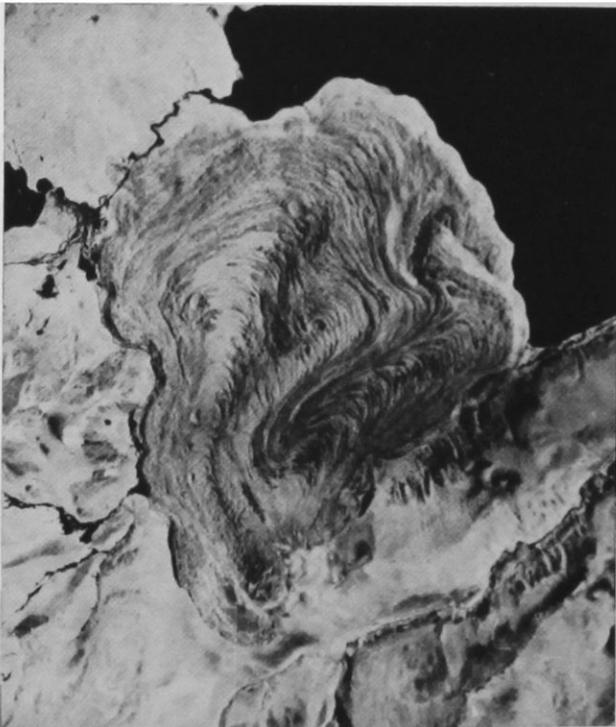


Foto 25



Foto 26

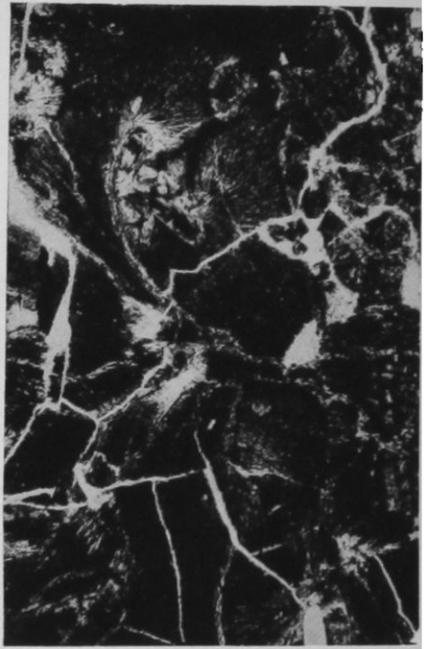


Foto 27

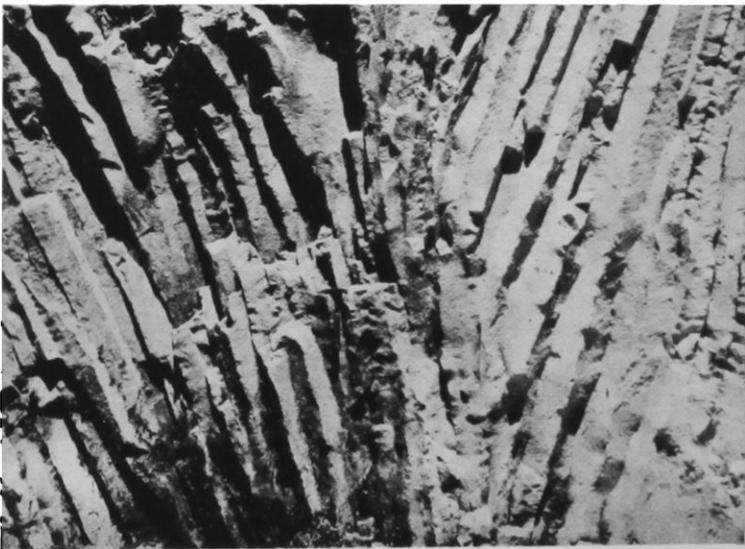


Foto 28



Foto 29



Foto 30