ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO Y CRETACEO INFERIOR DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LAS LATITUDES 32°40′ Y 33°40′

Por

Beatriz Levi de Valenzuela

Resumen de la Memoria de Prueba presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, con fecha 20 de octubre de 1958, para optar al título de Ingeniero Civil de Minas.

CONTENIDO

RESUMEN 223

ABSTRACT 223

INTRODUCCION 224

ANTECEDENTES GEOLOGICOS 226

DESCRIPCION DEL PERFIL TIPO 229

- Generalidades 229
- Estratigrafía 230
- Litología 236
- Tectónica 244

DESCRIPCION DE PERFILES AUXILIARES 244

- Perfil de Quillota 244
- Perfil de La Dormida 248
- Perfil de Lo Prado 252

QUIMISMO 255

CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS GENERALES 257

- El Jurásico 257
- El Cretáceo 258

CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL DESARROLLO DEL GEOSINCLINAL ANDINO AL SUR DEL PARALELO 32° 259

- Concepción de Gerth 259
- Comentarios sobre la hipótesis de Gerth 260
- Concepción de Groeber 261
- Comentarios sobre la hipótesis de Groeber 262

CONCLUSIONES 264

- Cordillera de la Costa 264
- Cordillera Andina 264

BIBLIOGRAFIA 267

ANEXO:

- Descripción de fotografías.

ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO Y CRETACEO INFERIOR DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LAS LATITUDES 32°40′ y 33°40′*

por *Beatriz Levi de Valenzuela***

RESUMEN

Se describen algunos perfiles estratigráficos correspondientes al tramo de la Cordillera de la Costa comprendido entre los paralelos 32°40′ y 33°40′, y que abarcan parte del Jurásico y Cretáceo.

Para la región investigada, los sedimentos jurásicos empiezan recién con el Bayociano, el cual tendría un espesor mínimo de 4.500 metros, y se caracteriza por alternaciones de sedimentos y vulcanitas del tipo sílico-alcalino; los primeros toman, aproximadamente, dos tercios del espesor estimado.

Los sedimentos muestran claramente un carácter costanero o nerítico y una composición mixta de material volcánico sílico alcalino y material que solamente puede provenir de la erosión de masas graníticas. Las vulcanitas intercaladas podrían corresponder a lavas submarinas.

Sobre el Bayociano se apoyaría directamente el Neocomiano con un espesor de aproximadamente 1.000 metros: un tercio del espesor total correspondería a sedimentos marinos de poca profundidad, y, el resto, a vulcanitas de dos tipos extremos: sílico alcalinas y andesitas basálticas.

Sobre el Neocomiano marino con sus intercalaciones de vulcanitas se superpone una formación eruptiva, constituida por cierto tipo de andesita basáltica, de textura muy variable y que podría ser intrusiva o extrusiva. En esta formación se intercalan sedimentos rojos que contienen clastos graníticos.

Las características petrográficas como ambientales de los sedimentos bayocianos y neocomianos parecen ser análogas. El espesor considerable del Bayociano sería el resultado de un hundimiento y del aporte de material piroclástico durante la sedimentación.

La descripción de los perfiles permite suponer la existencia de una discordancia málmica, la cual habría sido ocasionada por movimientos de bloques de fallas; estos movimientos serían correspondientes a los Nevadianos descritos para el Geosinclinal Pacífico de los Estados Unidos.

Se analizan en el presente trabajo las teorías formuladas sobre el desarrollo del Geosinclinal Andino y se desecha la idea de la existencia de un vasto continente Pacífico en el límite occidental del geosinclinal, lo cual no excluye la existencia de áreas positivas relativamente restringidas en esta región.

La teoría de Gerth, que supone la existencia de arcos de islas volcánicas, se estima aceptable si las islas volcánicas estuvieran situadas cerca del borde oriental de islas de estructura continental.

ABSTRACT

Stratigraphic profiles between 32°40′ and 33°40′ latitude in the Coastal Range are described and includes Jurassic and Cretaceous ages rocks.

In the region of investigation, Jurassic sediments begin with the Bayocian (Middle Jurassic) which would have a minimum thickness of 4.500 meters and it is characterized by alternations of sediments and riolitic and traquitic rocks. The sediments compose about 2/3 of the estimated thickness.

*Recibido para su publicación en agosto de 1960.

**Geólogo del Instituto de Geología de la Universidad de Chile hasta septiembre de 1959.

Composed sediments of mixed volcanics and material formed only by erosion of granitic masses clearly show a coastal or neritic origin. Present interbedded volcanics could belong to submarine lavas.

The Neocomian overlies directly the Bayocian with about 1.000 meters thick. Shallow marine sediments compose 1/3 of this. The remainder consists of volcanics rocks of two different types: riolitic and basaltic andesite.

An eruptive formation consisting of basaltic andesite of variable texture which could be either intrusive or extrusive, appears overlying the marine Neocomian and its interbedded volcanics. This formation contains interbedded red sedimentary rocks containing clastic material of granitic origin.

The petrographic characteristics of Bayocian and Neocomian sediments seems to be analogous. The considerable thickness of the Bayocian is probably the result of subsidence and the deposition of pyroclastic material during sedimentation.

The description of the profiles suggests an Upper Jurassic (Malmian) angular unconformity caussed by movements of fault blocks which probably correspond to the Nevadian orogeny described for the Pacific Geosynclinal of the U.S.

In this report, the existing theories regarding the development of the Andean Geosynclinal are analyzed, and the theory of a vast Pacific continent on the western side of the geosynclinal is rejected. The existence of relatively restricted positive areas in this region is not excluded.

The Gerth theory, which proposes the presence of arcs of volcanics islands is acceptable if the islands are situated near the eastern edge of islands of continental structure.

INTRODUCCION

El objeto de esta memoria es describir en forma objetiva algunos perfiles estratigráficos, principalmente desde el punto de vista petrográfico, correspondientes a la Cordillera de la Costa entre las latitudes 32°40′ y 33°40′, abarcando parte del Jurásico y del Cretáceo, y así facilitar el estudio geológico areal de dicha región. También queremos realizar un estudio crítico de las teorías formuladas hasta la fecha respecto al desarrollo del Geosinclinal Andino, ya que dichas teorías se han basado en datos poco concretos sobre la constitución de la Cordillera de la Costa, siendo este problema de gran importancia para la interpretación del desarrollo geológico de Sudamérica.

Los perfiles descritos son los siguientes (Fig. Nº 1):

Nº 1. Navío-Chacana, ubicado 14 Km. al Norte de la ciudad de Calera, estudiado en algunas excursiones al terreno e investigaciones posteriores de laboratorio.

Nº 2. Quillota, ubicado al Este de dicha ciudad y 20 Km. al Sur del perfil Nº 1. Este perfil será bosquejado según información verbal de H. Thomas y de algunas excursiones a terreno.

Nº 3. La Dormida, ubicado en la cuesta La Dormida en la región de Limache, 15 Km. al Sur del perfil Nº 1, cuyo estudio se hizo a través de rocas pertenecientes a trabajos efectuados por Biese (1953) en dicha región y de trabajos detallados, efectuados por el Instituto de Geología de la Universidad de Chile.

Nº 4. Lo Prado, ubicado en la región de la cuesta Lo Prado, en el camino de Santiago a Valparaíso, 100 Km. al Sur del perfil Nº 1, cuyo estudio se realizó con las muestras que tuvimos oportunidad de examinar, pertenecientes a trabajos efectuados por el Instituto de Geología en este sector.

Al detallar estos perfiles estableceremos la sucesión estratigráfica y especialmente las características petrográficas y químicas de los elementos que los integran, tanto en los sedimentos como en las vulcanitas.

Respecto a las denominaciones petrográficas usadas en el presente trabajo, hemos preferido no emplear términos "paleopetrográficos" como "queratófiros" y "porfiritas", para reemplazarlos por equivalentes tales como traquitas de soda y andesitas.

La identificación de las plagioclasas y máficos se efectuó principalmente por el método de inmersión acompañado a veces de un estudio por Mesa de Federoff.

Para finalizar, debo expresar mis agradecimientos a todos aquellos que contribuyeron, en una u otra forma, al mejor desarrollo de este trabajo.

Deseo destacar, en este sentido, la ayuda valiosa obtenida de nuestro Director señor Jorge Muñoz Cristi, quien puso a nuestra disposición los recursos del Instituto de Geología y ha guiado la investigación, compenetrándose de ella y aclarando las dudas cada vez que le consultábamos al respecto.

Cabe agradecer a mis compañeros de trabajo señora Gilda Moretti, la cual realizó las microfotografías, y al señor Jorge Villalobos, quien efectuó los análisis químicos. También deseo agradecer al señor Juan Tavera, a quien se debe la determinación de algunos fósiles de la zona en estudio, y a los miembros del Instituto de Investigaciones Geológicas y, entre ellos, especialmente al señor José Corvalán, con quien recorrimos parte del perfil Navío-Chacana y el de Quillota y que, además, nos proporcionó algunos informes paleontológicos relacionados con dichos perfiles. Estoy reconocida, también, al señor Herbert Thomas, compañero de trabajo del señor Corvalán, por sus informaciones verbales y por acompañarnos en varias excursiones al terreno dentro de la zona considerada en el presente estudio.

MAPA DE UBICACION DEL PERFIL NAVIO-CHACANA
Y DE LOS TRES PERFILES AUXILIARES

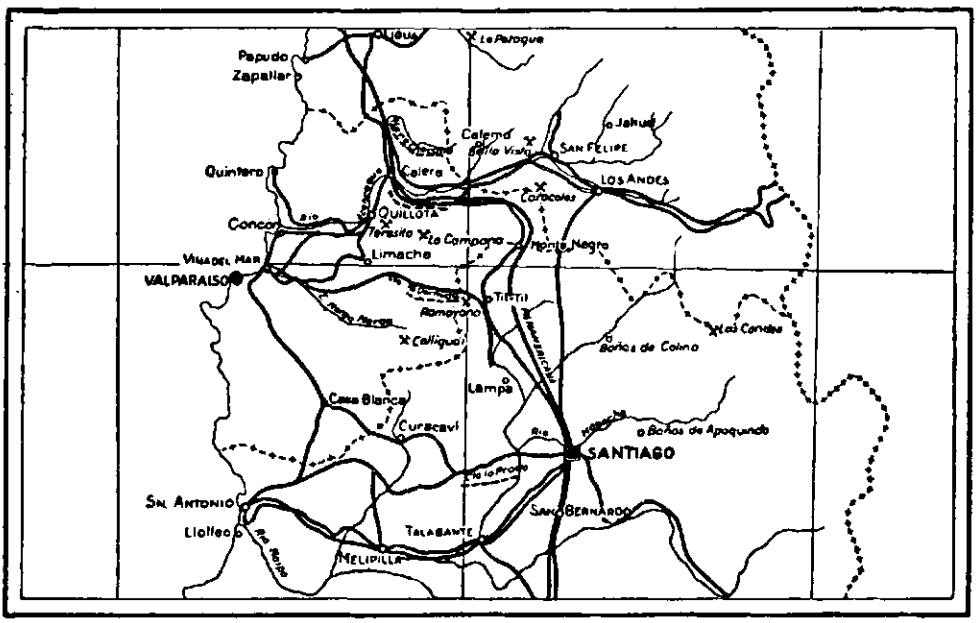


Figura 1-

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

En la zona analizada en nuestro trabajo y entre los límites estratigráficos que hemos abarcado, existen publicaciones de diversos geólogos de las cuales haremos a continuación una breve reseña:

Flores Williams y Hernández P. (1933), describen la zona minera de Colliguay que ubican en el contacto de la formación porfirítica con la granodiorita. Las porfiritas tienen colores gris oscuros a negros y están compuestas principalmente por plagioclasa y augita o anfíbola en fenocristales de hasta 1 cm., dentro de una masa fundamental de grano fino (es probable que estas rocas correspondan a las ocoítas descritas en esta memoria).

También mencionan un tipo de rocas brechosas que han sufrido metamorfismo de contacto, formadas por una masa microcristalina cuarzo-feldespática, las cuales podrían corresponder a las traquitas de soda descritas en el presente trabajo, que a veces se presentan brechosas.

Flores Williams (1934), en su investigación sobre la región de Palos Quemados, distingue:

1) Queratófiros con masa fundamental rica en material vítreo con presencia de masas microgranulares de cuarzo y albita; a veces con textura esferolítica. Los fenocristales son de albita a oligoclasa y en ciertos casos de cuarzo. También se presentan estos mismos tipos de rocas con un carácter brechoso.

2) Areniscas que tienen como componentes cuarzo, plaglioclasa y magnetita en una matriz de cuarzo y sericita. Los rodados consisten a veces en porfiritas.

3) Porfiritas de colores oscuros de textura porfírica con fenocristales de augita, plaglioclasa, clorita y magnetita (Podrían corresponder a las ocoítas del presente trabajo). Según indica el autor, los contactos de las porfiritas podrían deberse a fallas.

Hemmer y Bianchi (1935), describen la zona de Calera como una faja de formación porfirítica atravesada por intrusiones de diorita andina. Dicha formación estaría compuesta, según dichos autores, por "porfiritas", melafiros y diabasas con sus tobas correspondientes y los sedimentos clásticos que se han formado por su destrucción, tales como brechas, conglomerados, areniscas y arcillas.

Llama la atención a dichos autores la presencia de cuarzo en los sedimentos, por no existir dicho mineral en las vulcanitas predominantes.

Las calizas que se encontraron en esta región fueron descritas como un solo conjunto ubicado en el Dogger por ser su fauna análoga a la descrita por Moericke (1894) para Puratún-Melón.

A pesar de que mencionan un hallazgo de fósiles del cordón Alto el Barco, no reconocieron su edad neocomiana, sino que los asimilaron también al Dogger.

Muñoz Cristi (1938), establece que la transgresión jurásica del Geosinclinal Andino comenzaría en el Liásico Inferior en la zona del cerro Pulmahue, frente a La Ligua.

El Liásico estaría dividido en las siguientes unidades litológicas:

1) Areniscas y pizarras.

2) Pizarras con bancos de calizas y areniscas.

3) Queratófiros con intercalaciones de calizas y pizarras. La edad de los sedimentos está documentada por los siguientes fósiles:

Cardinia cf. *Deshayesi* Torn.
Arietites sp. indt.
Pecten sp. indt.
Arietites (Vermiceras) Stübeli Tilm.
Arietites (Vermiceras) bisulcatus.
Pseudomonotis sp.
Zeilleria sp.
Litotrochus Humboldti v. Buch.
Astarte sp. indt.
Gryphaea sp. indt.
Zeilleria cf. *perforata* Pictet.
Gryphaea Darwini Forbes.
Ostraea cymbium Bayle et Coquand.

Encima de este tramo se encontraría el Dogger Inferior representado por queratófiros con intercalaciones de pizarras y, más arriba, seguirían tobas de queratófiros, calizas con fauna bayociana y tobas rojas que el autor mencionado atribuye a la formación porfirítica. La fauna es la siguiente:

Isastrea sp.
Montlivaultia.
Pleuromya.
Pecten Textorius Schlolt.
Trigonia Lycetti Gottsch.
Pseudomonotia cf. *substriata* Zieten.
Posidonomia alpina Grass.
Harpoceras aff. *Sowerby* Mill.
Inoceramus fuscus Quenstedt.
Oppelia sp.
Phylloceras sp. indt.
Simoceras antipodum

Terminaría el perfil con porfiritas de labradorita y anfíbola (corresponden probablemente a ocoítas[1]).

Esta interpretación estratigráfica concuerda en rasgos generales con la que describiremos en el presente estudio. Sin embargo, veremos más adelante que la transgresión, que empieza en el Liásico, se manifiesta en nuestra zona recién en el Bayociano, como ocurre en la localidad de San Antonio de Puchuncaví, donde encontramos el Dogger (Bayociano) descansando sobre el Paleozoico (Permocarbonífero).

Mencionaremos, además, que los queratófiros descritos por Muñoz Cristi presentan características muy similares a las traquitas de soda indicadas en el presente trabajo para el Dogger y Neocomiano.

Thomas (1958). Discute la geología de del sector de la Cordillera de la Costa, limitado por el valle de La Ligua por el Norte y por la cuesta de Barriga por el Sur.

El autor distingue en la región mencionada las siguientes unidades estratigráficas:

[1]Ver: h) Andesitas (ocoítas) y Sedimentos Morro de la Plata.

Relleno aluvial y glacial	—	Cuaternario	
Formación Horcón	—	Mioceno	
Areniscas, lutitas y limolitas			100 m.
Formación Lo Valle	—	Senoniano medio?	
Lavas y tobas de color blanco, rosado y verde claro. También sedimentos continentales			600 m.
Formación Las Chilcas	—	Cenomaniano-Turoniano?	
Lavas, tobas y brechas andesíticas y conglomerados, areniscas y lutitas de color café oscuro			6,500 m,
Formación Veta Negra	—	Aptiano-Albiano?	
Mantos efusivos de andesitas, brechas, tobas, areniscas y conglomerados continentales			6.000 m.
Formación Lo Prado	—	Neocomiano	
Areniscas, lutitas y calizas intercaladas en andesitas y queratófiros			850 m,
Formación Pachacama	—	Malm?	
Tobas y brechas verdes y rojas			0 a 1.000 m.
Formación Melón	—	Bayociano	
Sedimentos marinos y lavas, tobas y brechas de queratófiros			5,300 m,
Formación Ajial	—	Lías Superior-Bayociano Inferior	
Queratófiros y sus brechas			700 m.
Formación Quebrada del Pobre	—	Lías Inferior y Medio	
Areniscas y lutitas fosilíferas			1.000 m.
Formación La Ligua	—	Triásico Superior	
Lavas de queratófiros y pórfidos; conglomerados, areniscas cuarcíferas y pizarras			850 m.

Reconoce dos discordancias: una entre las formaciones La Ligua y Quebrada del Pobre y otra entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle y un hiatus entre la formación Melón y la formación Lo Prado.

Para la discusión crítica de las teorías formuladas a la fecha sobre el desarrollo del Geosinclinal Andino, hemos revisado también todos los antecedentes disponibles de la Cordillera Andina. Los antecedentes estratigráficos concretos respecto de dicha cordillera son, hasta ahora, escasos y se refieren a las localidades que se indican:

Juncal: estudiado por AGUIRRE (1957).
Lo Valdés: estudiado por LEVI (1958).
Tinguiririca: estudiado por GERHT (1935), BURCKHARDT (1900) y KLOHN (1954).
Lonquimay: estudiado por BURCKHARDT (1900) y FELSCH (1915).
Además, KLOHN (1957) ha intentado una ordenación de las unidades estratigráficas de la Cordillera Andina.

DESCRIPCION DEL PERFIL TIPO

Generalidades.

Este perfil (Figs. 2 y 3) corresponde a una línea que parte de la ladera occidental del cerro Navío, ubicado 14 Km. al norte de la ciudad de Calera, provincia de Valparaíso, y que sigue en dirección S. E., hasta el portezuelo que divide el cerro Navío del Cordón de Chacana, continuando por dicho cordón hacia las cumbres del cerro Morro de la Plata (1.968 m.s.n.m.).

Se seleccionó este perfil Navío Chacana como perfil-tipo por las siguientes razones: buenos horizontes fosilíferos; relativamente pocas intrusiones y alteración hidrotermal escasa; tectónica aparentemente sencilla y muy buenos afloramientos.

UBICACION DEL PERFIL TIPO
NAVIO CHACANA

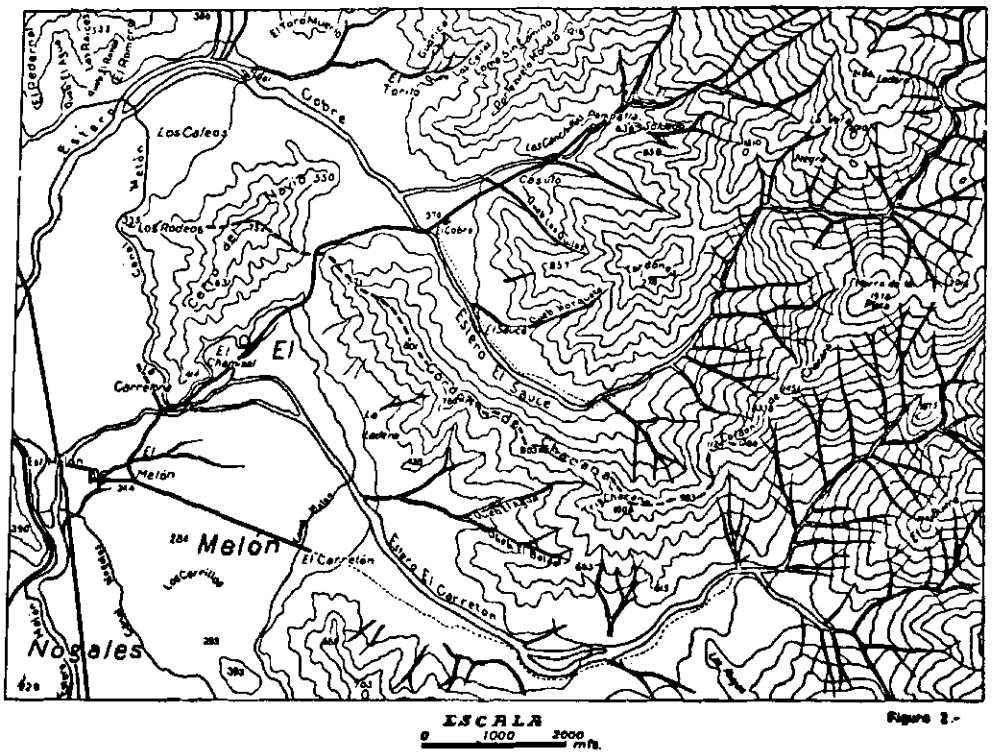


Figura 2.-

En las regiones ubicadas al Sur del perfil-tipo mencionado existen horizontes fosilíferos neocomianos más ricos y de más fácil determinación, pero en las partes bajas de los cerros que los contienen encontramos un metamorfismo intenso debido a la intrusión del batolito que se curva hacia el Sur en una dirección S. E.

ESTRATIGRAFÍA.

Para la descripción estratigráfica de este perfil hemos tomado en cuenta el tiempo-roca. Mediante los estudios de terreno y laboratorio, se han establecido

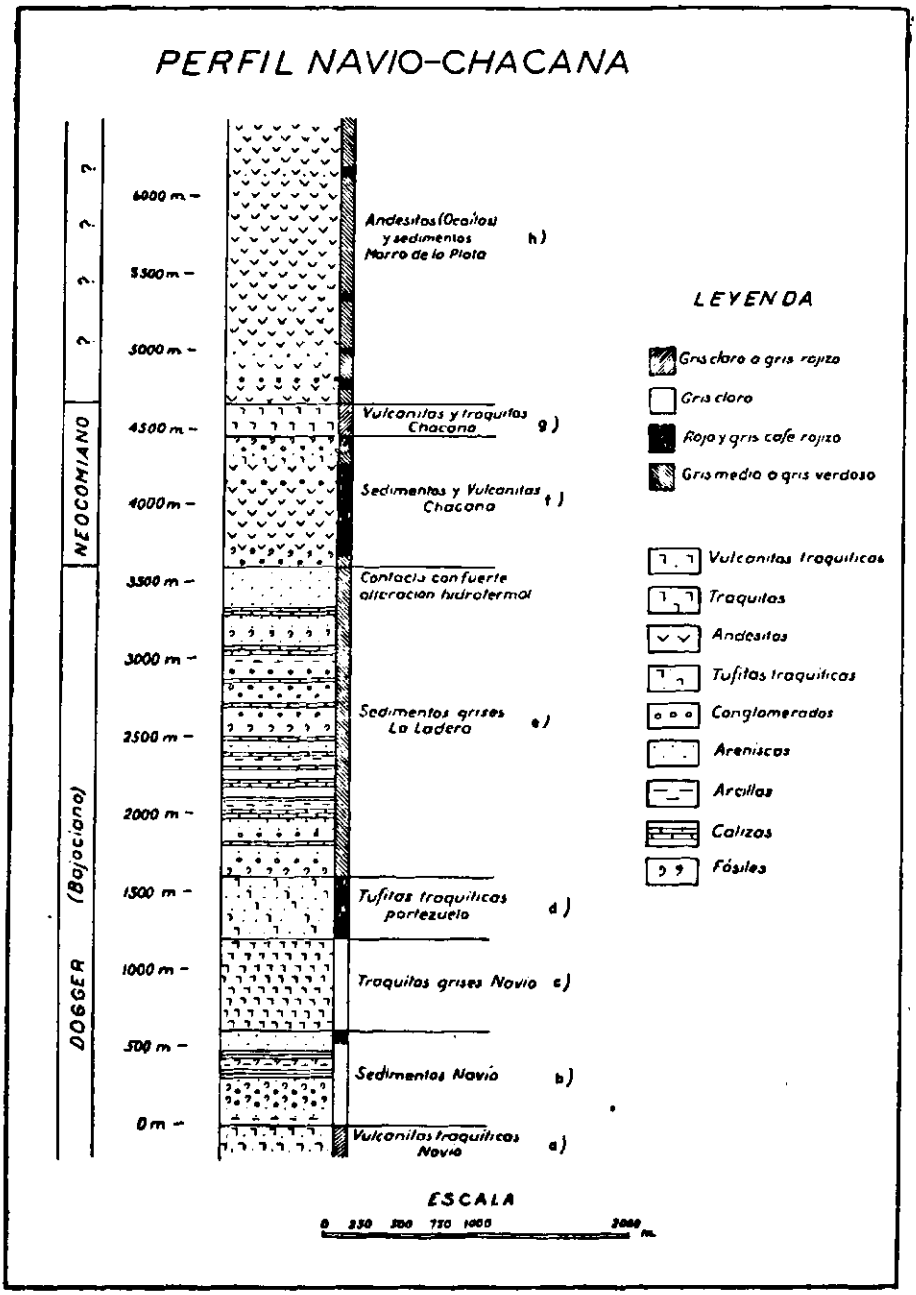


Figura 3 -

una serie de unidades petrográficas que entregamos con indicación de las formaciones descritas por THOMAS (1958) a las cuales ellas corresponden.

La sucesión estratigráfica se puede observar claramente en la figura 3. Los espesores de las diversas unidades han sido calculadas solamente en forma aproximada.

De abajo hacia arriba se tiene:		Según THOMAS
a) Vulcanitas traquíticas Navío; b) Sedimentos Navío; c) Traquitas grises Navío; d) Tufitas traquíticas Portezuelo; e) Sedimentos grises La Ladera;	Bayociano	Formación Melón
f) Sedimentos y vulcanitas Chacana; g) Vulcanitas traquíticas y riolíticas Chacana, y	Neocomiano	Formación Lo Prado
h) Andesitas (Ocoítas[1]) y Sedimentos Morro de la Plata.	Edad Indet.	Formación Veta Negra (Aptiano-Albiano?)

a) Vulcanitas traquíticas Navío.

Aparecen bien representadas (Fig. Nº 2) en la puntilla Oeste del cerro Navío (Puntilla los Rodeos) desde los 320 m.s.n.m. hasta los 390 m.s.n.m. No conocemos su yacente, puesto que esta unidad desaparece bajo los sedimentos recientes depositados por el estero El Cobre y su pendiente está constituido por los sedimentos Navío; en la parte expuesta el espesor es de 150 m.

Dichas vulcanitas se presentan en capas bien estratificadas con espesores, aproximadamente de 1 m. y su actitud tectónica corresponde a una disposición monoclinal con rumbo N. 20 W. y 30° de inclinación al Este.

Todo el conjunto corresponde a tobas de carácter traquítico a veces con apariencia de tobas soldadas.

b) Sedimentos Navío.

Aparecen bien representados en el cerro Navío (Fig. 2) desde los 390 m.s.n.m. hasta los 580 m.s.n.m.: su yacente lo constituyen las vulcanitas traquíticas y su pendiente lo forman las traquitas grises Navío. Su espesor aproximado es de 600 m.

Consiste en capas alternadas de calizas, lutitas, areniscas y conglomerados con potencias que generalmente varían entre 1 y 10 m.; su actitud tectónica corresponde a capas monoclinales con rumbo N. 20 W. y 30° de inclinación al Este, o sea, la misma disposición que las capas yacentes a esta formación.

Un perfil columnar de la parte media y alta de esta unidad, según Bauer, Ing. de la mina El Navío, está representado en la figura 4. No aparecen en este perfil esquemático los horizontes fosilíferos encontrados en la parte baja y alta del perfil y en los cuales aparece la siguiente fauna determinada por J. CORVALAN, citada en THOMAS (1958, pág. 42).

[1]Ver: h) Andesitas (ocoitas) y Sedimentos Morro de la Plata.

Capas inferiores:

Rhynchonella sp. cfr. R. *Vilsensis* Oppel.
Rhynchonella sp.

Capas superiores:

Lytoceras Basile Vacek.
Sphaeroceras sp.
Belemnites (belemnopsis) sp. (Grupo de *B. canaliatus* Schloth).
Trigonia signata Agassiz.
Pinna cfr. *cunneata* Phill (sec. Moericke).
Pleuromya sp.
Serpula sp.
Rhynchonella cfr. *Vilsensis* Oppel.
Rhynchonella sp.

Según el autor citado esta asociación faunística corresponde al Bayociano.

c) Traquitas grises Navío.

Aparecen bien representadas en la falda oriental del cerro Navío (Fig. 2). Su límite inferior empieza a 580 m.s.n.m. en la pendiente occidental del cerro mencionado, superponiéndose a los sedimentos Navío y su pendiente lo constituyen las tufitas traquíticas que empiezan a aparecer cerca del portezuelo existente entre el cerro Navío y el Cordón de Chacana. Su espesor aproximado corresponde a unos 600 m.

Estas traquitas se presentan en capas no muy bien estratificadas que a veces alcanzan varios metros de espesor, en afloramientos de formas escarpadas. La actitud tectónica es la misma que presentan las formaciones a y b.

Litológicamente corresponde a lavas del tipo traquítico, a veces con un aspecto algo brechoso.

d) Tufitas traquíticas Portezuelo.

Afloran en el portezuelo que divide el cerro Navío del Cordón de Chacana (fig. 2), extendiéndose desde unos 50 m. al W. de este portezuelo hasta una altura de 650 m.s.n.m. en el Cordón de Chacana. Su yacente lo forman las traquitas grises del cerro Navío y su pendiente consiste en los sedimentos grises de La Ladera. Su espesor aproximado corresponde a unos 400 m.

Esta formación presenta capas muy bien estratificadas de menos de 1 m. de espesor las más finas hasta de varios metros las más gruesas, que consisten en lutitas, areniscas y conglomerados volcánicos. Su actitud tectónica corresponde a capas monoclinales con un rumbo N. 20 W. e inclinaciones variables alrededor de 40° Este, que en el mismo portezuelo alcanza los 55° Este.

SEDIMENTOS NAVIO
(Formación)

PERFIL DE LA PARTE ALTA (Según Bauer)

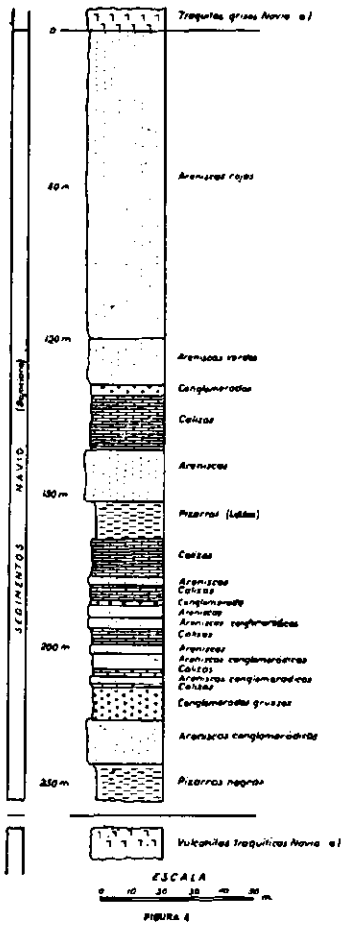


FIGURA 4

SEDIMENTOS GRISES LA LADERA
(Formación)

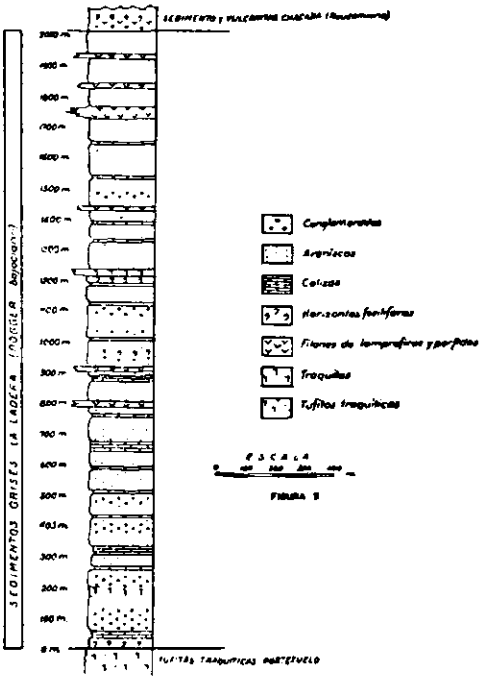


FIGURA 5

SEDIMENTOS y VULCANITAS CHACANA
(Formación)

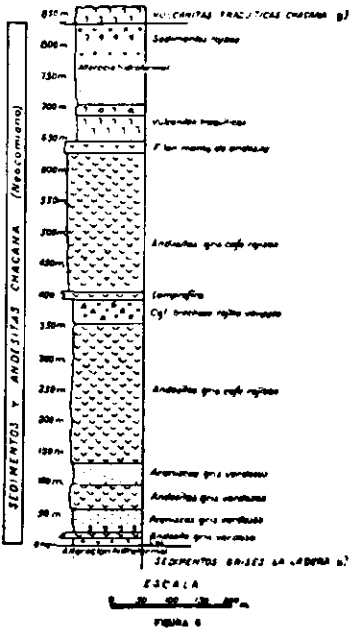


FIGURA 6

ANDESITAS y SEDIMENTOS MORRO DE LA PLATA
(Formación)

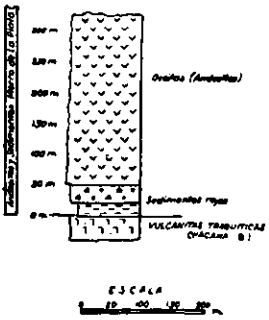


FIGURA 3

VULCANITAS TRAQUITICAS CHACANA
(Formación)

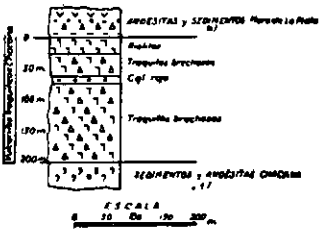


FIGURA 7

e) Sedimentos grises La Ladera.

Están ubicados en el Cordón de Chacana (Fig. 2) entre los 650 m.s.n.m. y los 840 m.s.n.m. y en los faldeos correspondientes que bajan hacia el estero El Carretón (La Ladera). Su yacente lo constituyen las tufitas traquíticas portezuelo, estando este contacto interrumpido por intrusiones de pórfidos dioríticos, microdioritas y lamprófidos; su pendiente lo constituyen los probables conglomerados basales del Neocomiano de la formación sedimentaria y vulcanitas Chacana. Dicho contacto es poco visible debido a la existencia de una zona de alteración hidrotermal en la parte alta de este miembro.

La actitud tectónica es algo más complicada que en las formaciones descritas anteriormente. Sin embargo, en general corresponde a capas monoclinales de rumbo Norte-Sur y con una inclinación, hacia el Este, que oscila entre los 40 y los 85° (ésta última es menos frecuente y sólo se presenta en algunas complicaciones locales). Excepcionalmente el rumbo puede llegar a ser E. W. en casos de pliegues pequeños que podrían corresponder a pliegues de arrastre.

El espesor de esta formación es aproximadamente de 2.000 m. y consiste (Fig. 5) en alternaciones de calizas, areniscas y conglomerados finos, estos últimos con cemento calcáreo; los colores oscilan entre el gris y el gris verdoso; tienen muy buena estratificación, siendo los espesores de las capas del orden de algunos centímetros hasta unos 10 m. de espesor.

Se encontraron varios horizontes fosilíferos con la siguiente fauna determinada por J. CORVALAN en THOMAS (1958, pág. 45).

Astarte sp.
Fragmentos de moldes de *ammonites,* probablemente *Stephanoceras.*
Inoceramus sp. indet.

Según el autor citado, esta asociación faunística corresponde al Bayociano.

f) Sedimentos y vulcanitas Chacana.

Aparecen bien representadas en el Cordón de Chacana (Fig. 2) desde los 840 m.s.n.m. (al lado de un hito de referencia) hasta los 950 m.s.n.m. en la ladera sur del Cerro Chacana (1.006 m.s.n.m.). Su yacente (Fig. 6) corresponde a los sedimentos fosilíferos grises del Bayociano y su pendiente lo forman las vulcanitas traquíticas Chacana. El espesor de este miembro es aproximadamente de 850 m.

Se presenta en capas no muy bien estratificadas y de espesores variables.

Su actitud tectónica también corresponde, como en las unidades anteriormente descritas, a capas monoclinales con rumbos variables alrededor de N. 30 W. y aberraciones hasta N. 30 E. El manteo oscila alrededor de 40 E. Estas anormalidades podrían acusar la presencia de fallas.

La litología de este miembro corresponde a sedimentos, principalmente cerca de la base y del techo y a lavas intercaladas en la parte media.

En los sedimentos de la parte baja de este miembro se encuentran calizas gris negruzcas y areniscas gris verdosas con los siguientes fósiles determinados por J. CORVALAN en THOMAS (1958, pág. 51).

Hexacorales
Trigonia sp.
Moldes de *Exogyra* (pequeño tamaño)
Pecten sp.

Las calizas que se encuentran en los sedimentos de la parte alta de esta unidad consisten en calizas de conchas con la siguiente fauna (según el mismo autor):

Trigonia sp.
Hexacorales (Astroceonia) (?) sp.
Panopaea sp.

El mal estado de conservación del material de estos dos grupos no permitió efectuar una identificación específica, pero la asociación faunística es típica también para el Neocomiano, revelando la fauna de la parte baja y alta del perfil un ambiente de sedimentación muy costanero.

g) Vulcanitas traquíticas Chacana.

Afloran (Fig. 2) en el Cordón de Chacana en el filo transversal E. W. de altura media de 960 m.s.n.m., que hace el cordón mencionado antes de torcer en dirección Noreste hacia el Morro de la Plata. Su yacente (Fig. 7) lo forman las lavas y sedimentos neocomianos y su pendiente lo constituye el miembro Morro de la Plata formado casi exclusivamente por andesitas. El espesor de esta unidad es de unos 200 m. y la disposición tectónica es la misma que la del miembro F. Se presenta en capas bien estratificadas y de espesores variables.

h) Andesitas (ocoítas) y Sedimentos Morro de la Plata.

Esta unidad se encuentra bien representada (Fig. 2) en el Cordón de Chacana desde los 1.100 m.s.n.m. hacia el Este, encontrándose repartida en todo el cordón de cerros con alturas de más o menos 2.000 m.s.n.m. que forman el cordón longitudinal que separa los valles del Melón y el valle de Catemu (cerros Caqui, El Hornito, Morro de la Plata, Veta Negra, etc.).

El límite inferior de esta unidad son las vulcanitas traquíticas Chacana; en nuestros estudios no hemos llegado hasta la pendiente de esta Formación (Fig. 8).

La tectónica de esta unidad es bastante sencilla y corresponde a andesitas con mantos de espesores variables y algunos sedimentos generalmente de colores rojos, los cuales se encuentran principalmente en la base de este miembro. Muñoz Cristi (1943) describe la parte baja de esta formación en la zona del yacimiento cuprífero de Veta Negra en la siguiente forma:

"Empieza con conglomerados porfíricos con rodados de porfiritas y matriz de arenisca roja porfírica en la cuel se pueden distinguir abundantes fragmentos de cristales de plagioclasa esquinados, lo cual indica un tranporte prolongado. Sobre este conglomerado, que forma un risco abrupto, descansa un manto de lavas porfíricas de más o menos 20 m. de espesor y en seguida viene una nueva serie sedimentaria que comienza con conglomerados porfíricos, análogos al anterior, bien estratificados. Los rodados de porfiritas son algo esquinados y su diámetro varía de 1 a 10 cm. Hacia el W. los sedimentos se afinan, pasando a

areniscas rojas que muchas veces llevan ripple-marks, tobas y lutitas con intercalaciones de areniscas y cubiertos a veces por tobas. Más arriba aparece un manto muy potente de porfirita anfibólica (ocoítas) que viene a constituir el pendiente de la serie sedimentaria descrita, que tiene un espesor de alrededor de 50 m. Sobre estas porfiritas parece que se produce la misma sucesión, es decir, mantos de porfiritas sobre los cuales descansan sedimentos porfiríticos.

"En las tobas aparecen restos vegetales y vértebras y en las lutitas ostrácodos de aguas salobres. El rumbo general de la serie es N. 10° E. y la inclinación 25° al Este".

LITOLOGÍA.

Describiremos detalladamente la litología de las diversas formaciones para complementar la descripción estratigráfica. No entraremos en detalles sobre la composición química que estará expuesta en el capítulo sobre el quimismo.

a) Vulcanitas traquíticas Navío.

Las rocas pertenecientes a esta unidad son de colores que varían entre gris claro y gris rojizo; tienen un aspecto fragmental o porfírico con fenocristales de plagioclasa hasta de 2 mm.

Las que tienen aspecto fragmental (Lám. I, Fig. 2) corresponden a tobas líticas o a lavas brechosas con una masa fundamental rica en pigmento vítreo, fenocristales de albita cálcica de contornos idiomorfos o fragmentales, con cierto grado de arcillización y trozos de textura hialofítica fluidal. Las rocas del tipo porfírico (Lám. I, Fig. 1) también dejan dudas respecto a si se trata de tobas o lavas, aunque es más probable la primera suposición.

Estas rocas se podrían clasificar entonces como traquitas de soda que varían entre tobas de ceniza y tobas de cristales, atendiendo a la relativa abundancia de uno u otro material (variable entre un 20% y un 80%). La masa fundamental permite a veces distinguir una textura axiolítica en una masa criptocristalina de un índice de refracción aproximadamente igual a 1,545 ± 0,003.

Los fenocristales consisten en albita An_5 con contornos idiomorfos y maclas polisintéticas según ley de Albita o maclas de tipo tablero de ajedrez. Generalmente la arcillización no es muy intensa, pero la sericitización es bastante fuerte. Dentro de estas rocas existe cierta proporción de fragmentos de rocas hialofíticas, a veces fluidales, o de rocas criptocristalinas con pigmento vítreo que adopta formas características de cristalitas (traquitas y margaritas). A veces existe abundante calcita en guiecillas.

Generalmente los fenocristales de feldespato, lo mismo que los fragmentos de rocas, presentan una orientación preferencial, paralela a la estratificación y la masa fundamental axiolítica envuelve los fenocristales y fragmentos (textura eutaxítica).

b) Sedimentos Navío.

Los sedimentos que aparecen en esta formación tienen colores grises claros que a veces alcanzan el gris amarillento.

En cuanto a las calizas, tuvimos oportunidad de observar, en una muestra de caliza oolítica, que los núcleos de las oolitas corresponden a cristalitos de albitas o pequeños fragmentos de traquitas de soda.

Las areniscas son grauvacas volcánicas con cemento calcáreo clorítico no muy conspicuo y granos de rocas porfíricas cuya masa fundamental tiene textura traquítica o intersertal de base clorítica; los fenocristales son de plagioclasa alterada a sericita y por tal razón imposibles de determinar. También hay granos de plagioclasas con características análogas a las que presentan los fenocristales de los clastos rocosos, y provienen probablemente de ellos. Existen además granos formados por agregados de cuarzo que parecen corresponder a cuarcitas.

Las areniscas rojas que se encuentran en la parte alta del perfil tienen una composición mineralógica análoga a la de las areniscas descritas más arriba.

Los conglomerados (Lám. II. Fig. 3) se podrían clasificar como cuarzo-feldespáticos y tienen colores generalmente blanquizcos. Están constituidos por clastos con diámetros hasta de 8 mm., cuya composición es la siguiente:

Cuarzo subredondeado con extinción ondulosa y fuerte fracturamiento. A veces el cuarzo aparece también en agregados que podrían corresponder a aplitas o cuarcitas.

Micropertita y microclina-pertita formadas por una base de ortoclasa o microclina con guiecillas de albita cálcica y aun con manchas de albita en las cuales a veces se pueden distinguir maclas polisintéticas.

Albita cálcica (An_{10}) con maclas polisintéticas según ley de Albita.

Leucogranito formado por un mosaico de ortoclasa, albita cálcica y cuarzo con extinción ondulosa. Los efectos cataclásticos de este cuarzo son menores que en el descrito anteriormente.

Trozos de rocas correspondientes probablemente a traquitas de soda con masa fundamental traquítica. Los fenocristales parecen corresponder a albita.

c) Traquitas Navío.

Se caracterizan por su carácter petrográfico bastante homogéneo, tanto macro como microscópicamente y consisten (Lám. II, Fig. 4) en rocas de color gris claro con una textura fluidal. La roca en su totalidad o la masa fundamental, cuando ésta existe, se presenta con una textura que varía entre bostonítica y granofírica, pudiéndose distinguir en ellas albitas, micropertita y agregados micropegmatíticos con tamaños que a veces alcanzan de 0,2 a 0,3 mm. Todos estos minerales aparecen con un aspecto algo confuso y endentado. Es frecuente dentro de estas pastas observar bandas ricas en pigmento vítreo negruzco por transparencia y rojizo por reflexión; estas bandas no son muy continuas y el pigmento se acumula principalmente en los bordes de ellas.

A veces estas rocas presentan un aspecto algo brechoso, pero los fragmentos no muestran contornos definidos que los separen del resto de la masa por ser su textura y composición muy parecidas a ella.

Los fenocristales son generalmente escasos y de tamaños que oscilan alrededor de los 2 mm.; corresponden a albitas cálcicas (An_8) de contornos idiomorfos; presentan maclas según ley de Albita y Carlsbad y a veces del tipo tablero de ajedrez. En algunas ocasiones los fenocristales aparecen agrupados. Fuera de una incipiente sericitización de las plagioclasas no se ha observado otra clase de alteración.

Unicamente en una muestra de estas rocas, que por su carácter petrográfico podrían clasificarse como traquitas de soda, hemos observado un mineral máfico que corresponde probablemente a anfíbola pleocroica y con cierta alteración a clorita. Ella tiene sólo 0,3 mm. de largo. En las demás muestras no se observa ningún cristal de mineral ferromagnesiano. Además, existe abundante mineral opaco diseminado.

d) Tufitas traquíticas Portezuelo.

Estas rocas tienen colores variables en torno del rojo, entre gris rojizo y café rojizo. Ellas muestras a simple vista el aspecto de lutitas y areniscas conglomerádicas. Sin embargo, microscópicamente se puede descubrir su origen piroclástico, ya que muchas de ellas contienen una matriz formada por ceniza volcánica, aunque a veces aparece arcillosa (podría tal vez corresponder a un barro volcánico). Generalmente esta matriz es muy escasa, lo mismo el cemento el cual, cuando existe, es del tipo clorítico-sericítico. Los fragmentos son subangulares y consisten principalmente en feldespatos hasta de 3 mm., que casi siempre presentan un grado tan alto de arcillización y sericitización que se hace imposible determinarlos con exactitud. Cuando esta alteración no existe se puede observar que el feldespato corresponde a una plagioclasa del tipo de albita (An_8) y en estos casos se observan también maclas polisintéticas, según ley de Albita. En algunos ejemplares las plagioclasas aparentan un índice de refracción muy bajo que sólo podría explicarse por un fenómeno de ceolitización, lo cual sería bastante probable, ya que en el mismo tipo de muestras abunda también la clorita y epidota, que seguramente son de origen hidrotermal.

En una sola muestra se encontraron fragmentos de minerales máficos que corresponden a una augita con 80% de diópsido y 20% de hidenbergita, la cual suele mostrar una cloritización incipiente.

Esta clinopiroxena fue determinada por las siguientes características ópticas:

$$X = 1{,}680 \pm 0{,}003$$

$$Z = 1{,}705 \pm 0{,}003$$

$$Z : c = 40^{o}$$

Además del feldespato y del mineral máfico descrito más arriba, existen numerosos fragmentos de rocas de diversos tipos: unos porfíricos con masa fundamental cuya textura varía entre traquítica, hialofítica y vítrea; los fenocristales son de plagioclasa, probablemente albita. Otros fragmentos consisten en vidrio volcánico poroso; hay, además, traquitas parecidas a las del miembro c) (traquitas grises Navío), con desvitrificación acentuada.

Además de los fragmentos ya descritos, que harían pensar en productos netamente piroclásticos, existen en algunas muestras escasos granos con aspecto de aplitas o cuarcitas, por lo que nos inclinamos a creer que este miembro corresponde a tufitas, probablemente con muy poco transporte, en las cuales el aporte de material piroclástico fue considerable.

Fuera de las tufitas descritas anteriormente existen muy escasas intercalaciones de lavas, que corresponden a traquitas de color gris rojizo, porfíricas, cuya masa fundamental consiste en un agregado con textura traquítica formado por microlitas de plagioclasa en disposición subparalela y granitos de magnetita, en

parte oxidados. Los fenocristales son de albita cálcica, de 1 a 3 mm., de contornos idiomorfos y con cierta arcillización. Ellos presentan maclas polisintéticas, según ley de Albita. A veces, por la alta viscosidad que deben haber tenido estas lavas presentan un aspecto algo brechoso.

En la parte alta y media de esta formación hay intrusiones que alcanzan potencias de hasta 40 m., de pórfidos dioríticos, microdioritas y lamprófidos, los cuales en la parte alta de este miembro impiden ver el contacto normal entre éste y los sedimentos grises bayocianos La Ladera.

c) Sedimentos grises La Ladera.

Estos sedimentos corresponden a calizas y lutitas a veces silicificadas, areniscas y conglomerados finos.

Las calizas son de colores que varían entre el gris claro y el gris negruzco; aparecen generalmente en alternaciones de calizas lutíticas de color gris café, en capitas de alrededor de 1 cm. Estas calizas tienen una matriz calcárea arcillosa formada por agregados de calcita y una arcilla limonítica parda, en la cual hay escasos granos angulosos de cuarzo y feldespato alcalino sin maclas de 0,02 mm. A veces estas calizas aparecen con un alto grado de silicificación, pasando como extremos a verdaderos chert.

Las areniscas y conglomerados finos (Lám. III, Fig. 5), tienen un cemento generalmente calcítico-clorítico, que ocupa aproximadamente un 20% de la muestra. Los granos se encuentran nadando en este cemento y consisten en:

Traquitas porfíricas de masa fundamental traquítica y fenocristales de albita; estas rocas guardan mucha semejanza con las traquitas del cerro Navío.

Albitas de contornos angulares a subangulares con inclusiones de calcita, clorita y epidota y un pequeño grado de arcillización.

Rocas hialopilíticas con escasas fibritas de plagioclasa, masa fundamental vítrea con numerosos poros rellenos por cuarzo, escasos fenocristales de albita de hasta 2 mm., y concentración de pigmento vítreo alrededor de los fenocristales.

Rocas criptocristalinas con microlitas de plagioclasa.

Pórfidos graníticos de masa fundamental microgranular compuesta de cristalitos de cuarzo de 0,02 y fenocristales de dicho mineral con engolfamientos.

Granos de cuarzo del mismo tipo que los fenocristales de los granos de pórfidos graníticos.

La mayoría de los granos corresponden a fragmentos de roca y a feldespatos provenientes, probablemente, de las mismas. La mejor clasificación que hemos encontrado para estos sedimentos es la de grauvacas volcánicas.

Además de las rocas sedimentarias ya mencionadas, hay también dentro de esta formación numerosas intercalaciones de lamprófidos (espesartitas) y pórfidos dioríticos que macroscópicamente son confundibles con las areniscas gris verdosas. Posiblemente correspondan a filones mantos.

Existe otro tipo de intercalaciones, aunque mucho más escasas, de traquitas porfíricas con masa fundamental microgranular a traquítica con presencia de cuarzo y plagioclasa. Esta masa fundamental a veces presenta poros rellenos con zoicita, calcita, clorita y cuarzo. Los fenocristales consisten en albitas que llegan

hasta albitas-oligoclasas con cierto grado de arcillización y maclas polisintéticas, según ley de Albita, y a veces con las características maclas en forma de tablero de ajedrez.

f) Sedimentos y vulcanitas Chacana.

Dentro de esta formación distinguimos dos unidades litológicas principales: los sedimentos y las lavas.

Los sedimentos corresponden a rocas de colores generalmente grises, gris verdoso y gris rojizo y aparecen bien representadas solamente en la parte baja y alta del perfil y, como escasas intercalaciones en la parte media, entre las lavas.

Los sedimentos de la parte basal de este perfil consisten en conglomerados, areniscas y calizas.

Los conglomerados tienen una matriz arenosa y rodados de hasta 10 cm., la mayoría de los cuales consisten en rocas alteradas que posiblemente correspondan a traquitas de color gris y gris verdoso, porfíricas con masa fundamental alterada parcialmente a clorita y calcita y fenocristales de plagioclasa (albita-oligoclasa) con inclusiones de epidota. Se presentan en general porosos y rellenos con calcita.

Las areniscas son generalmente de grano medio a grueso y de un color gris verdoso; a veces tienen un cemento calcáreo y probablemente correspondan a grauvacas volcánicas, con trozos de rocas parecidas a las de los rodados de los conglomerados y con granos de feldespato derivados de las mismas.

Las calizas tienen colores negruzcos y un aspecto denso.

Los sedimentos de la parte alta del perfil corresponden a areniscas y conglomerados con intercalaciones de calizas. Las areniscas y los conglomerados aparecen tanto bajo las calizas como sobre ellas y consisten (Lám. III, Fig. 6) en rocas de color rojizo con cemento calcítico y granos de:

Rocas hialofíticas y hialopilíticas parecidas a las lavas gris café, intercaladas en la parte media de este perfil.

Plagioclasas imposibles de determinar por las numerosas inclusiones de calcita y clorita y por su alto grado de arcillización.

Ceniza volcánica convertida en un agregado sericítico.

Lavas o tobas brechosas con fragmentos de traquitas parecidas a las rocas que se encuentran en la parte alta de este mismo miembro, debajo de los sedimentos.

Fuera de los sedimentos descritos, existe en la parte media de este miembro una intercalación de unos conglomerados brechosos cuyos rodados corresponden a rocas de igual composición que las lavas entre las cuales se encuentran intercaladas, o sea, las andesitas gris café rojizas.

Las lavas. Podemos distinguir dos tipos de lavas:

1. Las andesitas gris café rojizas, y
2. Las traquitas grises.

1. Las andesitas gris café rojizas (Lám. IV, Fig. 7) tienen su mayor repartición en la parte media de este miembro y en la parte baja. Sus colores varían siempre entre el gris café rojizo y el gris verdoso. Son rocas porfíricas con masas fundamentales que pueden ser intergranulares, subofíticas, intersertales o hialopilíticas.

Las de masa fundamental intergranular están formadas por tablitas de plagioclasa y cristalitos de clinopiroxena y magnetita; las subofíticas presentan cristales de clinopiroxena, algunos de los cuales envuelven las tablitas de plagioclasa; las intersertales tienen una base vítrea-ceolítica donde nadan las tablitas de plagioclasa y las hialopilíticas tienen una gran abundancia de cristalitos y microlitas de plagioclasa. En general, la masa fundamental lleva vidrio y plagioclasas o plagioclasas y clinopiroxena. Las principales alteraciones de la masa fundamental son clorita, calcita epidota y cuarzo; estos minerales se encuentran a veces en poros hasta de 2 mm.

Los fenocristales corresponden principalmente a plagioclasa y clinopiroxena; las primeras son generalmente andesinas cálcicas, aunque en algunos casos llegan a parecer más sílicas por su índice de refracción, lo cual generalmente coincide con un mayor grado de ceolitización y de arcillización de la plagioclasa, por lo que se podría explicar este bajo índice por los minerales de alteración. Muchas veces estas plagioclasas se presentan totalmente transparentes y sin alteración; frecuentemente tienen maclas polisintéticas según ley de Albita, y presentan estructura zonar. También hay fenocristales de piroxena generalmente idiomorfa y a veces maclada. Estas piroxenas corresponden a augitas con un 65% de diópsido y 35% de hedenbergita, determinadas por las siguientes características ópticas:

$$X = 1{,}690 \pm 0{,}003$$

$$2V = +60^{\circ}$$

$$Z = 1{,}718 \pm 0{,}003$$

Las clinopiroxenas de la masa fundamental parecen corresponder también al mismo tipo de augita.

Además de las plagioclasas y clinopiroxenas, existen también fenocristales de formas idiomorfas, generalmente hexagonales con bordes y grietas formadas por magnetita, hematita y a veces iddingsita y la parte central de clorita, los cuales podrían corresponder a fenocristales de olivina con alteración deutérica.

2. Las traquitas de color gris claro. Este tipo de lavas se encuentra restringido a la parte alta del perfil, directamente bajo los últimos sedimentos fosilíferos neocomianos; son rocas de colores grises oscuros, a veces de texturas muy finas y cierto parecido macroscópico a calizas o lutitas; otras veces aparecen brechosas. Están constituidas por una masa fundamental formada por un pigmento vítreo café negruzco, en el que se encuentran astillitas de plagioclasa de disposición subparalela, y otras veces por una masa criptocristalina formada, al parecer, por fibritas de feldespato y cuarzo, las cuales podrían corresponder a una posible desvitrificación. Dentro de esta masa fundamental hay fenocristales de plagioclasa hasta de 0,5 mm.; generalmente, con alteración a calcita y fragmentos parecidos a las traquitas de cerro Navío. El aspecto macroscópico de estas rocas a veces se asemeja a las ignimbritas, pero por sus características microscópicas es imposible decidir si se trata de lavas o de tobas. En cuanto a su clasificación, la plagioclasa no se puede determinar por su alteración a calcita, pero por el aspecto microscópico de estas rocas parece que se trata de vulcanitas muy viscosas, por lo que podrían corresponder a tipos traquíticos (Lám. IV, Fig. 8.).

Dentro de esta formación, además de los sedimentos y efusivos mencionados más arriba, existen intercalaciones (¿filones mantos?) de lamprófidos y de andesitas grises de aspecto sedoso, parecidas a las intrusiones que tanto abundan en la zona de Montenegro (Prov. de Santiago).

g) Vulcanitas traquíticas y riolitas Chacana.

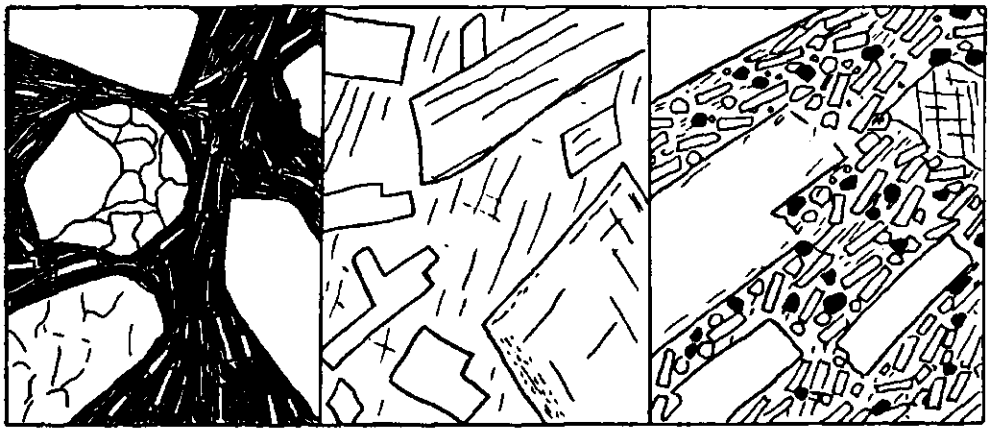
Estas rocas son de aspecto generalmente bandeado y algo brechoso y de colores claros, comúnmente rojizos; frecuentemente son porfíricas (Lám. V, Fig. 9), con masa fundamental criptocristalina, traquítica o microgranular, en que los constituyentes parecen ser feldespato y cuarzo. A veces es posible distinguir una verdadera textura axiolítica con cierto carácter eutaxítico. También aparecen globulitas y traquitas dentro de la masa criptocristalina. Los fenocristales son de albita cálcica, de contornos idiomorfos, hasta de 4 mm., presentan maclas polisintéticas, según ley de Albita, o maclas del tipo tablero de ajedrez. La arcillización de las plagioclasas es generalmente intensa, mientras que la sericitización es sólo incipiente. Los fenocristales de cuarzo son escasos y cuando existen tienen tamaños de unos 2 mm. y presentan engolfamientos rellenos con masa fundamental. También se encuentran a veces restos de fenocristales de algún mineral máfico reabsorbido, con bordes hematíticos y la parte interna clorítica o sericítica.

Además de los fenocristales ya mencionados, existen fragmentos de rocas porfíricas, de masa fundamental criptocristalina con fenocristales de albita y fragmentos de un material que podría corresponder a ceniza volcánica. Estos fragmentos son los que le confieren a la roca su aspecto brechoso. El aspecto bandeado se debe, al parecer, a una mayor o menor concentración del pigmento vítreo.

h) Andesitas (ocoítas) y sedimentos Morro de la Plata.

Las rocas que constituyen la casi totalidad de esta formación son andesitas que se caracterizan por sus grandes fenocristales. Muñoz Cristi ha sugerido el nombre de ocoítas por encontrarse bien representadas en la región de Ocoa (Prov. de Santiago). Estas ocoítas son las mismas que se han denominado en algunos informes "porfiritas de labradorita".

Estas rocas (Lám. V, Fig. 10; Lám. VI, Figs. 11-12) presentan color gris oscuro, generalmente con tinte verdoso, y a veces tonos morados; tienen textura porfírica con masa fundamental afanítica o granular muy fina, pasando a verda-



TEXTURAS TIPICAS DE OCOITAS Fig. 9.-

deros pórfidos dioríticos. Los fenocristales llegan hasta 2 cm. y consisten en plagioclasas tabulares y un mineral máfico de buenos contornos idiomorfos. El aspecto de estas rocas es, en cuanto al tamaño de los fenocristales y disposición de los mismos, bastante heterogéneo y el color de las plagioclasas varía desde un gris transparente que las mimetiza con la masa fundamental hasta un blanco lechoso debido a caolinización, destacándose de esta manera en la masa fundamental.

Microscópicamente se puede observar que existen dos texturas dominantes (Fig. 9): la porfírica y la diabásica. El primer tipo tiene masas fundamentales muy variadas: hialopilítica, traquítica e intergranular, siendo la textura hialopilítica fluidal la más frecuente, constituida por agujitas de plagioclasa de 0,02 mm., y por granitos de magnetita y anfíbola del mismo tamaño. El vidrio, cuando existe, está representado por un pigmento fino negruzco, anaranjado por reflexión. Cuando la textura de la masa fundamental es intergranular, está formada por astillitas de 0,02 mm. de plagioclasa, generalmente andesina, astillitas del mismo tamaño de anfíbola y cristalitos de 0,01 mm. de magnetita. En el caso de las ocoítas de color morado la masa fundamental es siempre más fina que en las de color gris verdoso. Los fenocristales de plagioclasa tienen siempre una composición que oscila alrededor de An_{35} (máximo observado An_{65} y mínimo An_{25}), aunque en zonas de alteración hidrotermal pueden convertirse en verdaderas albitas. Se presentan generalmente sin mucha arcillización, pero frecuente sericitización incipiente y muchas veces con manchas de epidota, calcita y clorita que llegan a reemplazar casi totalmente el feldespato; sus contornos son generalmente idiomorfos, muy bien delimitados de la masa fundamental; las maclas más frecuentes son las según ley de Albita; muchas veces tienen estructura zonar.

En cuanto a los máficos, éstos se presentan más abundantes en las ocoítas de color gris verdoso, faltando a veces por completo en las de color morado. Los minerales ferromagnesianos presentan varios problemas en cuanto a su determinación, ya que en algunas muestras aparecen clinopiroxenas que por sus características ópticas corresponden a pigsonitas con un 35% hedenbergita y 65% clinoenstatita.

$$X = 1{,}69 \pm 0{,}003 \qquad Z : c = 36^{\circ}$$
$$Z = 1{,}70 \pm 0{,}003$$

Es frecuente en estas clinopiroxenas una uralitización que hace difícil toda medida óptica.

También existen anfíbolas difíciles de determinar por su intensa cloritización; inclusive hay algunos cristales que por su forma parecen haber sido piroxenas, pero que se encuentran totalmente convertidos a clorita. En general se ve que mientras más alterado a clorita esté el mineral máfico, el 2V tiende a hacerse negativo y el Z — X y Z : c, a disminuir. En un mineral muy cloritizado se llegó a medir un 2V de — 38° y un Z : c de 6°.

El pleocroísmo en las anfíbolas se mantiene en general a pesar de la diferente alteración a clorita y corresponde a:

X = incoloro a pardo claro.
Y = verde claro algo amarillento.
Z = verde pasto claro.

Cuando la textura de la ocoíta es diabásica, las características de las plagioclasas y máficos presentes son las mismas que para el tipo de roca porfírica descrita más arriba.

Además de la plagioclasa y minerales máficos, existe también la magnetita en forma de cristales con diámetros de más o menos 0,4 mm.

Hay una característica que a pesar de no ser común en este tipo de rocas es bastante frecuente y es el hecho de ser porosas, alcanzando los poros tamaños de hasta 1 cm., excepcionalmente. Especialmente en las cercanías del batolito se encuentran rellenos de cuarzo, epidota, clorita y calcita.

Estas ocoítas tienen una gran repartición geográfica. Inclusive en la región de Panulcillo aparece este tipo de rocas descritas por González Pacheco (1954) y, aún más, tuvimos la oportunidad de examinar personalmente algunas rocas provenientes de algunos kilómetros más al sur de la zona de Panulcillo, pertenecientes a un trabajo efectuado por Millán Urzúa (1956), las cuales corresponden realmente a las que describimos más arriba como ocoítas. Es de notar que la posición estratigráfica sería probablemente la misma.

Además de estas rocas ya descritas, se intercalan en este miembro y principalmente en su parte baja, una serie de sedimentos generalmente rojos (lutitas, areniscas y conglomerados). Estos sedimentos incluyen en sus clastos traquitas de soda y granitos gráficos.

Tectónica.

Como se ha visto en la descripción de las diversas unidades del perfil tipo, el rumbo general es N-S con variaciones de más o menos 40°; excepcionalmente, existen rumbos aberrantes E-W., pero ellos aparecen solamente cuando existen pliegues pequeños en los sedimentos finos dentro del grueso paquete (2.000 metros) bayociano.

Existe sólo una falla comprobada por los trabajos mineros; es de carácter local y desplaza las capas en aproximadamente 150 metros. Esta falla fue localizada por Bauer (ingeniero de la mina El Navío) y es fácilmente comprobable por el desplazamiento, en el rumbo, que sufren las vulcanitas traquíticas Navío al sur de la Puntilla Los Rodeos.

Fuera de la falla mencionada no existen otras que pudieran ser comprobadas por repetición de estratos, litológica o paleontolóticamente; sin embargo, esto no excluye la posibilidad de otras fallas como, por ejemplo, una que se manifestaría entre los sedimentos grises La Ladera y las tufitas traquíticas Portezuelo en el Cordón de Chacana.

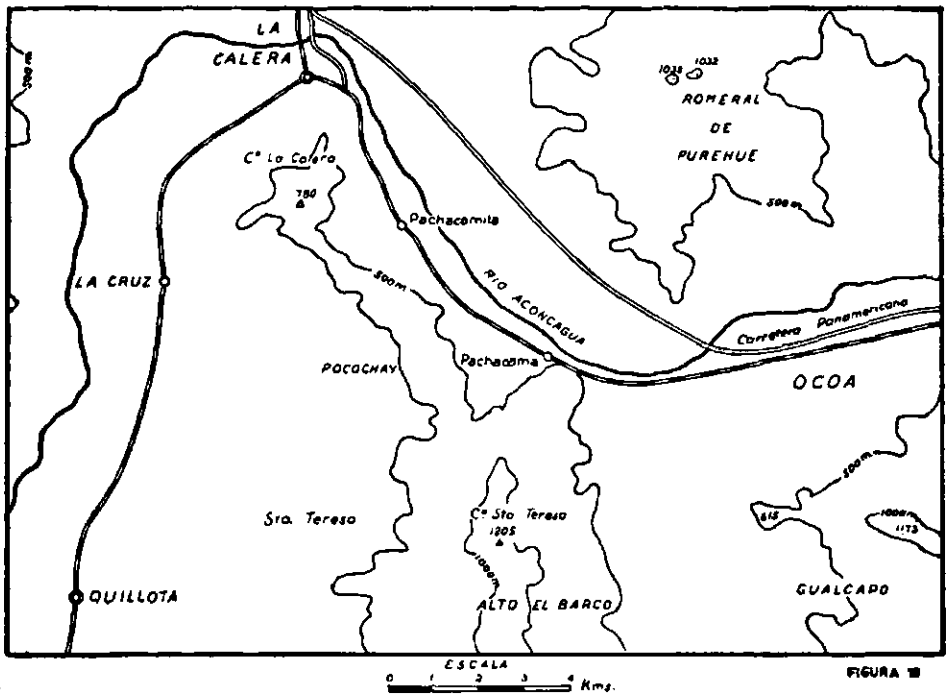
La única unidad que podría ocultar una repetición, por su monotonía litológica, es la de los sedimentos grises La Ladera (Bayociano). Como veremos más adelante, no es necesaria una repetición para explicar su enorme espesor de 2.000 metros.

DESCRIPCION DE PERFILES AUXILIARES

Perfil de Quillota

Este perfil será descrito en una forma muy somera.

Lo hemos confeccionado en base a las muestras del informe de Thomas sobre la Cordillera de la Costa y comunicaciones de dicho autor, y a estudios



nuestros en el terreno, durante los cuales encontramos, con CORVALÁN, un horizonte fosilífero neocomiano que probablemente es la continuación del descubierto por BRUGGEN en el Alto El Barco, cuya fauna fue descrita por TAVERA: citado por CORVALÁN (1959).

Este perfil (Fig. 10) parte del cerro La Calera hacia el pueblo de Ocoa, siguiendo una dirección N. W.—S. E.

Las capas se presentan en actitud monoclinal con rumbos aproximadamente N.S. e inclinaciones variables hacia el Este del orden de 40°.

Dentro de este perfil distinguimos, de abajo hacia arriba las siguientes unidades:

1. Sedimentos y vulcanitas traquíticas La Calera (Bayociano).
2. Sedimentos y vulcanitas traquíticas Pachacama-Alto del Barco (Neocomiano).
3. Andesitas (ocoítas) Ocoa.

No sabemos los espesores de (1) y (3) puesto que no conocemos ni el yacente del primero ni el pendiente del segundo; en cuanto a (2), el espesor es de 700 m. aproximadamente.

1. Sedimentos y vulcanitas traquíticas La Calera

Aparecen bien representadas en el Cerro La Calera y hacia el Este hasta la región de Pocochay.

Según MUÑOZ CRISTI (1939) en la Loma de Las Parvitas, en la región de Pocochay, puede observarse el siguiente perfil, referido a las cotas sobre el nivel del mar, que corresponden en parte a la sección 1:

700-600 m. Porfiritas labradoríticas con estructura diabásica en partes. Llevan algunas intercalaciones de areniscas y mantos de cal.

600-500 m. Areniscas y arcosas fuertemente metamorfoseadas con algunas intercalaciones de conglomerados con rodados de cuarzo y mantos de cal.

500-300 m. Queratófiros y tobas de queratófiros con intercalaciones de arcosas y pizarras.

Bajo 300 m. Pizarras verdes con fuerte metamorfismo termal por inyecciones de dioritas andinas.

No conocemos el yacente de esta unidad, puesto que desaparece bajo los sedimentos recientes del río Aconcagua; su pendiente corresponde al grupo (2).

Las vulcanitas corresponden principalmente a tobas y lavas de carácter sílico alcalino.

Las tobas son de colores claros con lustre algo ceroso, llevan una pasta axiolítica que, por desvitrificación, pasa a un agregado de cuarzo y feldespato alcalino. Los fragmentos consisten principalmente en albitas con un alto grado de arcillización y generalmente macladas. También hay fragmentos de traquitas de soda y de riolitas de hasta 3 mm. con diferentes texturas, predominando la traquítica y granofírica; los fenocristales de los fragmentos corresponden a cuarzo con engolfamientos y albitas parecidas a las anteriormente descritas; también existen, pero en menor cantidad, fragmentos de cuarzo.

Las lavas son generalmente porfíricas con una masa fundamental traquítica formada por fibritas de plagioclasa y abundantes granitos de magnetita.

Los fenocristales son muy escasos y consisten en albitas de hasta 2 mm. muy alteradas a sericita. Presentan maclas de albita muy poco visibles. Hay cierta tendencia a la fluidalidad y a veces a un agrupamiento de los fenocristales. También existen pequeños fenocristales de magnetita.

Los sedimentos, según información verbal de H. THOMAS, corresponden preferentemente a areniscas finas a medias con intercalaciones de algunos bancos de calizas que constituyen los mantos explotados por la Mina de Cal de La Calera. Según HEMMER y BIANCHI (1935):

"En el cerro La Calera se observan entre 5 y 7 diferentes bancos de caliza que varían en espesor de 2 a 8 m.

..."El espesor del complejo que contiene los bancos de caliza se puede calcular en 100 metros aproximadamente..."

Dentro de ellas se encuentran horizontes fosilíferos, con la siguiente fauna determinada por J. CORVALÁN en THOMAS (1958, pág. 42).

Lima (Plagiostoma) duplicata. Sow.
Sg 31 *Terebrátula* sp. cfr. T. *pirovalis* Sow.
Nerinea now sp. 1.
Lingula Beanni Phillips.
Lingula nov sp. 1.
Leda so. aff L *striatissima* Gottsche.
Rhynchonella sp.
Astarte aff. A. *gracilis* Moericke, var. *grandis* Tornquist.
Sg 32 *Trigonia signata* Agassig.
Ceritnium sp. 1.
Lytoceras vasile Vacek.

Sonninin sp. cfr. S. *Fascicostata* Tornquist.
Harpoceras (?) sp. aff. H. cfr. *proximum Gottsche* (Burckhardt).
Stephanoceras sp. (cfr. St. *sphaeroceroides* Torny ?).
Pinna cfr. *cunneata*. Phill (Moricke).

Sg 33 *Rhynchonella* sp. (moldes internos mal conservados).
Nerinea nov sp. 1.

Sg 34 *Cucullaea (arca ?) meridionales* Tornq.

La ubicación de las localidades fosilíferas es la que sigue:

Sg 31 : Pendiente N. W. del promontorio del cerro Calera.
Sg 32 : Punto donde el funicular cruza el camino que lleva a la mina de cal.
Sg 33 : Cerro Mina Calera horizonte superior.
Sg 34 : Bajada en el promontorio del cerro Calera a La Cruz.

2. Sedimentos y vulcanitas traquíticas Pachacama-Alto El Barco.

Esta unidad se encuentra bien representada en toda la cuchilla que, partiendo de la región al Este de Pachacama, sigue hacia el sur por el Alto El Barco hacia los cerros de La Campanita. Su yacente corresponde al grupo (1) y su pendiente probablemente a las ocoítas Ocoa (grupo 3). El espesor probable sería de unos 500 a 700 m.

Dentro de estos sedimentos se encuentran conglomerados, areniscas y calizas (THOMAS, 1958).

Se encontraron horizontes fosilíferos en areniscas grises que, según J. CORVALÁN en THOMAS (1958, pág. 51), contiene la siguiente fauna:

Pecten sp.
Trigonia exemia Phillippi.
Isorcadia sp. cfr. I. *Koeneni* Behrendsen.
Lucina leufuensis Weaver.
Eriphyla argentina Burckhardt.
Nerinea.
Thurmannites sp.

Según el autor citado esta asociación faunística corresponde al Valanginiano.

En los cerros del Alto El Barco y en la Campanita, que corresponderían a capas ubicadas estratigráficamente mas arriba que las citadas, existe la siguiente fauna determinada por J. TAVERA (1956) en muestras recogidas por BRUGGEN:

Cuyaniceras? sp. (ex *Lyticoceras*).
Ammonites sp. (*Aulacosphinctes*).
Astarte cf. *elongata* D'Orb.
Clamys robinaldinus D'Orb.
Pinna robinaldina D'Orb.
Panopaea sp.
Exogyra sp.
Gerulia sp.
Perna sp.
Trigonia cf. *cuhuincoensis* Weaver.
Inoceramus anomiaefornis Feruglio.

Según el autor citado esta asociación faunística corresponde al Neocomiano, existiendo un material de ammonites que correspondería a la zona de *Spiticeras damesi* del Valanginiano superior según WEAVER, GERTH y WINDHAUSEN y al Berriasiano según BURCKHARDT y LEANZA. El resto de la fauna tendría una posición estratigráfica más elevada (Hauteriviano a Barremiano-Aptiano).

Las vulcanitas se encuentran bien representadas principalmente sobre los sedimentos neocomianos de Pachacama, aunque también parecen encontrarse en la parte basal intercaladas con los sedimentos.

Consisten en traquitas y tobas traquíticas de colores gris rosado y un aspecto algo córneo. Las lavas traquíticas tienen una masa fundamental de textura traquítica y fenocristales de albita (An_5) de hasta 2 mm. Es frecuente la alteración a calcita.

Las tobas tienen una pasta axiolítica y fragmentos de cristales de albita (An_5) y de traquitas parecidas a las descritas más arriba. A veces aparece cierto alargamiento de los fragmentos y la textura eutaxítica es característica de las tobas soldadas.

3. Andesitas Ocoa

Esta unidad tiene su mayor repartición en la región de Ocoa; como habíamos visto anteriormente a estas rocas se les ha dado el nombre de ocoítas por el buen desarrollo que presentan en esta región. Sus características son idénticas a las de la formación h) del perfil Navío Chacana. El yacente de esta unidad desaparece bajo los sedimentos del estero Rabuco, pero probablemente corresponda a la unidad b) del mismo perfil (Sedimentos y vulcanitas traquíticas Pachacama). Su pendiente no se conoce ya que está interrumpida por la intrusión del batolito.

Perfil de La Dormida

Este perfil (ver Fig. 11) fue bosquejado a partir de las muestras recolectadas por W. BIESE (1953).

Posteriormente, el Instituto de Geología efectuó un trabajo detallado en la misma región, en 1958, estudiando un perfil EW que pasa por la Cuesta de La

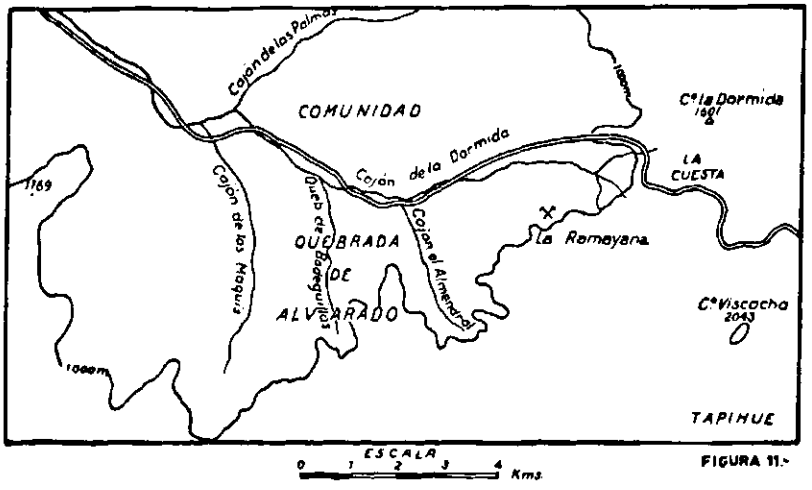


FIGURA 11.-

Dormida (ver Fig. 11) y que comprende desde la quebrada de los Maquis hasta la misma Cuesta. Los datos que presentamos a continuación son el resultado de ambos estudios.

Estratigrafía y Tectónica.

En este perfil podemos distinguir, de abajo hacia arriba, las siguientes formaciones:

1. Sedimentos Los Maquis
2. Vulcanitas traquíticas y riolíticas La Bodeguilla
3. Sedimentos El Almendral
4. Ocoítas y Sedimentos Ramayana

1. Sedimentos Los Maquis

Esta unidad se encuentra bien representada en el pueblo Quebrada de Alvarado, en las cercanías del cajón de Los Maquis; su actitud tectónica es monoclinal, con rumbo aproximado Norte-Sur y una inclinación variable hacia el Este de 40 a 60º. No conocemos su espesor puesto que la parte más occidental del reconocimiento de BIESE se encuentra aparentemente dentro de la misma unidad aunque con un metamorfismo de contacto bastante intenso. Su pendiente corresponde a las vulcanitas traquíticas y riolíticas (Formación 2). Está representada por sedimentos principalmente del tipo de areniscas y conglomerados de color gris y gris rojizo con clastos de origen preferentemente granítico.

2. Vulcanitas traquíticas y riolíticas La Bodeguilla

Esta formación se encuentra bien representada en el lado occidental del cajón La Bodeguilla que desemboca por el lado Norte al cajón de La Dormida. Contiene esencialmente alternaciones de lavas y tobas de carácter sílico-alcalino de colores grises algo violáceos. Su espesor aproximado es de 600 m. con una intercalación de andesitas del tipo de ocoítas de 200 m. La actitud tectónica de esta formación es también monoclinal y concordante con su yacente (sedimentos Los Maquis). Su pendiente corresponde a los sedimentos El Almendral.

3. Sedimentos El Almendral

Aparecen bien representados al Este del cajón del Almendral. El espesor de esta unidad es de 800 m.; está formado por sedimentos grises, al parecer marinos, con clastos de vulcanitas sílico-alcalinas y escaso material granítico. Abundan los sedimentos finos con intercalaciones de calizas. Existen algunos mantos de vulcanitas traquíticas, ocoítas y filones de lamprófidos; las ocoítas se presentan especialmente en la parte alta. La actitud tectónica de este grupo es la misma que muestra el grupo yacente de esta unidad correspondiente a las vulcanitas sílico-alcalinas de la formación 2. Su pendiente está constituida por las ocoítas y sedimentos Ramayana.

4. Ocoítas y sedimentos Ramayana

Esta formación aparece bien representada en las cercanías de la mina de cobre Ramayana y está integrada por sedimentos al parecer de carácter continental, finos a gruesos, abundando estos últimos, los cuales llevan abundantes clastos de granitos.

Existen numerosas intercalaciones de ocoítas concordantes con los sedimentos, las cuales llegan hasta el contacto con el batolito al Este de la mina Ramayana.

El espesor de esta unidad es de 4.000 a 5.000 m. y su actitud tectónica también es concordante con los miembros descritos anteriormente.

Su yacente lo forma el grupo (3) y su pendiente parece corresponder a lavas brechosas que se extenderían hasta La Trampilla (Carretera Panamericana).

Litología.

1. Sedimentos Los Maquis

Las rocas pertenecientes a esta formación son sedimentos de color gris y gris rojizo. Existen areniscas (finas a gruesas) y conglomerados con algunas intercalaciones de lutitas. Las lutitas se presentan en lentes irregulares de pocos centímetros de espesor y están constituidas por minerales de arcilla, clorita, sericita y cuarzo en escasa cantidad.

Las areniscas y los conglomerados contienen matriz poco abundante, formada por granos de cuarzo y feldespato generalmente recristalizados, originándose una textura de mosaico. A veces existe un cemento clorítico. Los clastos son subredondeados y tienen tamaños hasta de 1 cm.; su composición petrográfica corresponde a:

Tonalitas hipidiomorfas compuestas por cuarzo de extinción andulosa, albitas de aspecto turbio a veces con líneas de maclas dobladas, escaso feldespato potásico y escasa magnetita. Aparecen también entrecruzamientos gráficos.

Aplitas tonalíticas y microtonalitas.

Pórfidos graníticos con masa fundamental microgranular de cuarzo y feldespato, fenocristales de cuarzo con extinción ondulosa y feldespatos alcalinos.

Chert.

Granitos gráficos

Traquitas porfíricas de masa fundamental granofírica y fenocristales de albita con líneas de maclas dobladas; a veces tienen fenocristales de cuarzo con extinción ondulosa.

Tobas traquíticas con abundante ceniza transformada a clorita birrefringente.

Granos de albita, pertita y cuarzo.

Se puede reconocer fácilmente que la procedencia de estos materiales es, en parte, granítica y en parte traquítica o riolítica.

Esta formación presenta un metamorfismo hidrotermal fuerte con alteraciones a cuarzo, epidota, titanita, clorita, calcita y magnetita.

2. Vulcanitas traquíticas y riolíticas La Bodeguilla.

Corresponden a lavas y tobas de colores claros generalmente grises algo violáceos.

Las lavas son traquitas de soda y riolitas; su textura es porfírica con masa fundamental afanítica y fenocristales de hasta 2 mm. con tendencia a una disposición fluidal. La masa fundamental corresponde a una pasta algo desvitrificada en bandas; en algunos casos se pueden observar esqueletos de cristales y triquitas y en otros aparece con un aspecto granofítico en que parecen existir agrupaciones endentadas de cuarzo y feldespato alcalino, y algunas hojitas de muscovita.

Los fenocristales son muy escasos y están representados por albita, frecuentemente con inclusiones de sericita.

Las tobas tienen un aspecto brechoso y, por lo general, los fragmentos se presentan alargados según una dirección preferencial; la masa fundamental aparece francamente axiolítica a veces con tendencia eutaxítica.

Los fragmentos consisten en albitas muy arcillizadas y en rocas de textura porfírica y masa fundamental traquítica con fenocristales de albita arcillizada y cuarzo con engolfamientos.

3. Sedimentos El Almendral

Los sedimentos que constituyen esta formación consisten principalmente en lutitas, calizas y areniscas finas. A veces se intercalan areniscas conglomerádicas.

Las lutitas están constituidas por sericita, clorita, limonita, calcita, actinolita y epidota. Los clastos son de cuarzo, magnetita, feldespatos alcalinos y masa fundamental de traquitas.

Las calizas aparecen con colores negruzcos y consisten en agregados de calcita. Las areniscas contienen una matriz de clorita y caolinita y clastos subredondeados de albita con una arcillización incipiente y líneas de maclas dobladas, traquitas, chert y cuarzo de extinción ondulosa.

También existe una intercalación de una toba traquítica porfírica con masa fundamental con abundantes perlitas en parte desvitrificadas y con fragmentos de albita hasta de 2 mm. con sus planos de maclas doblados.

4. Ocoítas y sedimentos Ramayana

Esta formación se caracteriza por una alternación de sedimentos finos y gruesos y ocoítas en mantos concordantes.

Los sedimentos tienen características parecidas a las que ya hemos descrito para las formaciones (1) y (3) del mismo perfil, o sea, los clastos muestran una procedencia mixta, granítica por un lado y traquítica por otro. Existen rodados

de granito hasta de 20 cm. No se pudo observar ni un solo rodado de ocoíta

Estas últimas presentan las mismas características que las de la formación h del perfil Navío-Chacana.

Existe un metamorfismo acentuado en las proximidades de la mina Rama yana cerca de la cual se ubicaría el contacto con el batolito.

Perfil de Lo Prado

Este perfil ha sido estudiado en base a las muestras pertenecientes a un estudio de los yacimientos calizos "Universidad" en la continuación sur de la cuesta Lo Prado y corresponde a una línea E.W. ubicada al Sur de la quebrada de La Plata, a unos 32 Kms. al occidente de Maipú (Fig. 12). El perfil Navío

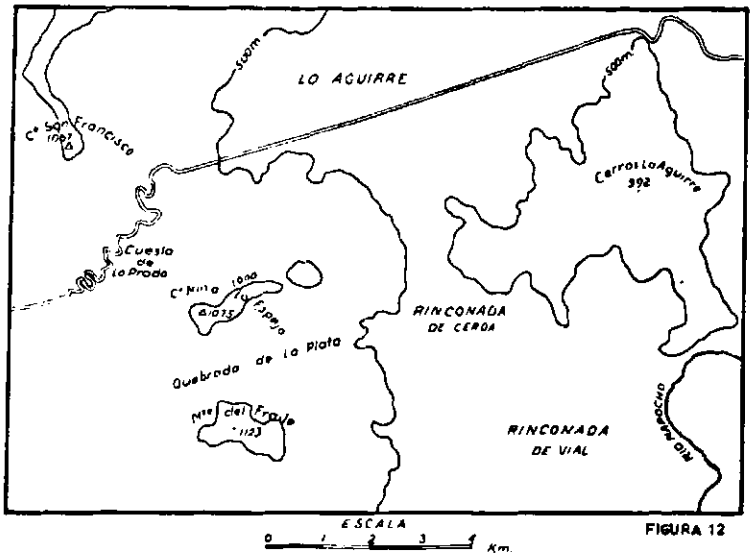


FIGURA 12

Chacana se encuentra unos 100 Kms. hacia el Norte (Muñoz Cristi y otros, 1956).

La tectónica de estos sedimentos corresponde a capas monoclinales de rumbos variables alrededor de Norte Sur y manteos aproximadamente 45º Este. Hay complicaciones locales que no afectarían la estratigrafía general.

Este perfil (Fig. 13) aparece constituido principalmente por sedimentos medios a gruesos y vulcanitas traquíticas con algunas intercalaciones de calizas.

El yacente de esta unidad se pierde por la intrusión del batolito y el pendiente correspondería a las andesitas (ocoítas) del cerro Lo Aguirre; el espesor es de 600 m., aproximadamente.

La posición estratigráfica de las calizas "Universidad" está bien definida, pues en las capas de areniscas aparecen los restos fosilíferos que fueron determinados por Tavera en Muñoz Cristi y otros (1956), encontrando la siguiente fauna:

Holcoptychites neuquensis Douville.
Hoplites ?
Panopaea sp.
Isocardia cf. *neocomiensis* D'Orb.
Arca sp.
Astarte sp.

Según el autor citado esta asociación faunística es típica para el Hauteriviano inferior.

Esto concuerda con los datos conocidos de las calizas de Lo Prado ubicadas 2 Kms. hacia el Norte en los que TAVERA ha encontrado la siguiente fauna:

Holcoptychites neuquensis Douville.
Modiola sp.
Isocardia cf. *Lechensis* Quendt.
Venus sp.
Astarte sp.

Litología.

Los sedimentos corresponden a conglomerados, areniscas tobíferas finas a gruesas y calizas arenosas. Los conglomerados aparecen bien representados en la parte baja del perfil; tienen color gris rojizo con una matriz constituida por areniscas cuyos granos son de traquitas, granofiro, micropertita, cuarzo con

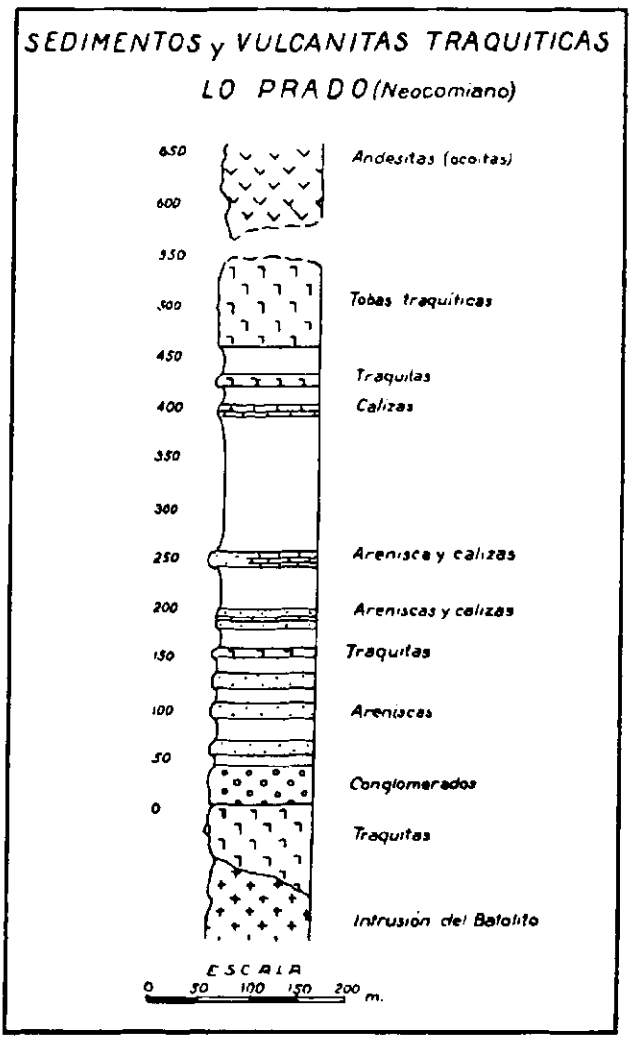


FIGURA 13

extinción ondulosa, albita, vidrio poroso de carácter ácido y agregados microgranulares de cuarzo. Todos estos granos aparecen con bordes poco definidos y algo alargados. Los rodados del conglomerado corresponden principalmente a traquitas de soda y granitos; las primeras tienen una masa fundamental microgranular formada por cuarzo y albita en un agregado alotriomorfo con cristalitos de hasta 0,02 mm. y manchitas de magnetita; los fenocristales son de albita algo sericitizada con tamaño de hasta 1 mm. y otros que posiblemente sean minerales máficos con bordes opacíticos intensos. El granito corresponde principalmente a variedades miloníticas.

La matriz de este conglomerado es escasa y corresponde a una arcilla sericítica con algo de limonita.

Las areniscas son principalmente de dos tipos: 1) areniscas calcáreas y 2) grauvacas líticas.

1) Areniscas calcáreas. Tienen colores gris oliva, cemento calcáreo con restos de conchas y los granos consisten en albita arcillizada y granos de rocas volcánicas, al parecer traquitas.

2) Grauvacas líticas gris verdosas. La matriz corresponde a arcilla y limo, cloríticas y sericíticas, a veces con cemento secundario de calcita.

Los granos corresponden principalmente a:

Albita algo arcillizada.
Micropertita.
Traquita con perlitas.
Traquita hialofítica porosa.
Riolita porfírica.
Cuarzo de extinción ondulosa.
Cuarcita.
Agregados myrmekíticos.
Tobas traquíticas.

Con estos antecedentes podemos clasificar estas areniscas en el grupo de las grauvacas líticas.

Las calizas son generalmente arenosas y tienen características parecidas a las areniscas calcáreas descritas más arriba.

Las vulcanitas consisten en traquitas de soda y tobas riolíticas; son abundantes principalmente en la parte alta y baja del perfil.

Las traquitas de soda tienen colores gris rojizos y presentan textura porfírica con masa fundamental rica en pigmento vítreo en forma de cristalitas (globulitas y margaritas) y axiolitas con disposición fluidal. Esta pasta es porosa y los poros aparecen rellenos con cuarzo y sericita. Los fenocristales son de albita, algo turbios por la arcillización.

Las tobas tienen color gris claro y contienen abundante cuarzo y albita. Se nota una reacción entre los fragmentos y la masa fundamental.

QUIMISMO

Se indican a continuación los Cuadros de Análisis Químicos, Normas y Parámetros de Niggli, correspondientes a diversas muestras de rocas eruptivas representativas para el perfil tipo Navío:

Cuadro I: Análisis Químicos

Constituyentes	*Muestras*						
%	Bl-3	Bl-1a	Nº 66	Bl-17	Bl-19	Bl-7a$_1$	Bl-7a$_2$
SiO_2	65,76	72,46	49,22	70,77	64,73	56,46	53,00
Al_2O_3	16,51	14,57	15,08	15,52	16,33	16,92	18,06
Fe_2O_3	5,22	1,93	6,87	3,41	5,53	4,07	4,52
FeO	0,15	0,20	3,23	0,48	0,20	3,96	4,58
MgO	0,05	0,00	7,98	0,23	1,07	2,05	2,49
MnO	0,00	0,00	0,30	0,02	0,00	0,29	0,18
CaO	0,43	0,33	7,08	0,34	0,68	4,53	8,02
Na_2O	8,38	4,44	3,28	2,67	5,34	3,60	3,62
K_2O	1,48	4,63	1,90	2,54	2,24	4,34	2,02
H_2O	1,34	1,04	4,16	2,88	2,51	1,93	1,98
TiO_2	1,06	0,46	0,80	0,61	0,84	1,08	1,20
P_2O_5	0,09	0,02	0,09	0,18	0,25	0,63	0,17
CO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
SUMA	100,47	100,08	99,99	99,65	99,52	99,86	99,94

Cuadro II: Normas

	Bl-3	Bl-1a	Nº 66	Bl-17	Bl-19	Bl-7a$_1$	Bl-7a$_2$
Cuarzo	10,32	28,08		44,76	22,86	6,90	5,16
Ortoclasa	8,90	27,24	11,12	15,01	13,34	25,58	11,68
Albita	70,74	37,75	27,77	22,53	45,06	30,39	30,39
Anortita	2,22	1,67	20,85	0,82	1,39	17,24	27,24
Enstatita	0,10		17,00	0,60	2,70	5,10	6,20
Wollastonita			5,57			0,70	4,64
Ferrosilita						2,64	3,17
Hematita	5,28	1,92	0,64	3,36	5,28		
Magnetita			9,05			5,80	6,50
Ilmenita	0,30	0,46	1,52	1,06	0,46	2,13	2,28
Corindón	0,31	1,63		8,06	4,59		
Rutilo	0,88	0,24		0,08	0,64		
Apatita			0,34	0,34	0,67	1,34	0,39
Calcita							0,20
Fayalita							
Forsterita			1,96				

El estudio nominativo de plagioclasa corresponde a:

Miembro	a	c	f	f	g	h	h
An	An_4	An_7	An_{30}	An_7	An_7	An_{40}	An_{90}

Cuadro III: Parámetros de Niggli

Muestra	Bl-3	Bl-1a	Nº 66	Bl-17	Bl-19	Bl-7a$_2$	Bl-7a$_1$
al . . .	45,80	50,50	23,41	58,75	46,85	34,27	32,00
fm . . .	9,32	4,59	45,01	12,16	17,41	27,50	27,80
c	2,18	2,11	19,95	2,33	3,54	16,75	25,80
alk . . .	42,70	42,80	11,55	26,90	32,20	21,84	14,41
Si . . .	310,17	426,13	129,90	453,07	315,90	194,20	159,50
ti . . .	3,77	2,11	1,585	2,94	3,23	2,79	2,71
k . . .	0,104	0,405	0,274	0,385	0,217	0,442	0,268
mg . . .	0,036	—.—	0,694	0,180	0,448	0,384	0,402
P_2O_5 . .	—.—	—.—	0,095	0,488	0,516	0,909	0,217

Descripción de las muestras analizadas.

Bl-3 (Miembro a). Traquita de soda porfírica, con masa fundamental formada por una pasta vítrea rojiza, con poros hasta de 1 mm. rellenos de cuarzo y albita. Los fenocristales son de albita hasta de 3 mm. con arcillización incipiente.

Bl-1a (Miembro c). Traquita de soda porfírica, con masa fundamental granofírica con cristalitos esporádicos de anfíbola. Los fenocristales son de albita hasta de 3 mm.

Nº 66 (Miembro f). Andesita brechosa porfírica, con masa fundamental rica en pigmento vítreo negruzco y poros rellenos con epidota, ceolita y clorita. Los fenocristales hasta de 2 mm., consisten en augita y andesinas cálcicas.

Bl-17 (Miembro f). Traquita porfírica, con masa fundamental que presenta una cristalización incipiente a feldespato y fenocristales de feldespato sericitizados hasta de 1 mm. y magnetita.

Bl-19 (Miembro g). Traquita de soda brechosa, con masa fundamental rica en pigmento vítreo gris negruzco distribuido en forma irregular, en parte con desvitrificación incipiente. Los fenocristales consisten en albitas hasta de 2 mm. y cristalitos de magnetita.

Bl-7a$_1$ (Miembro h). Andesita porfírica con masa fundamental pilotaxítica y fenocristales de plagioclasa hasta de 8 mm., alterada a sericita, y de clinopiroxena.

Bl-7a$_2$ (Miembro h). Andesita porfírica, con masa fundamental formada por plagioclasa, augita y magnetita; presenta poros rellenos con clorita y fenocristales de labradorita sódica hasta de 4 mm. y de clinopiroxena.

La muestra Bl-3, correspondiente al miembro a (Perfil Navío-Chacana), podría denominarse leucotraquita de soda, por comparación con análisis químicos publicados JOHANSEN (1939, Tomo III).

La muestra Bl-1a del miembro c, podría denominarse leucoriolita de soda JOHANSEN (1939, Tomo II, págs. 260 a 262) con una alta proporción $\frac{Na_{20}}{K_{20}}$.

Las muestras del miembro f son de dos tipos:

Nº 66 corresponde a un verdadero basalto JOHANSEN (1939, Tomo III, pág. 251).

Bl-17 puede clasificarse como leucoriolita JOHANSEN (1939, Tomo II, págs. 260 a 262).

La muestra Bl-19 del miembro g concuerda con una leucotraquita de soda muy parecida a la muestra Bl-3 del miembro a.

Las muestras Bl-7a_1 y Bl-7a_2 del miembro h, tienen una composición que varía entre andesitas y basaltos JOHANSEN (1939, Tomo III).

De lo expuesto más arriba, se deduce que las rocas eruptivas de perfil Navío-Chacana pueden agruparse fundamentalmente en dos grupos:

a) Leucotraquitas y leucoriolitas de soda (rocas silicoalcalinas) con repartición en todo el perfil (Miembros a, c, f y g).

b) Melandesitas basálticas (Miembro f y h en la parte alta del perfil).

No hemos creído conveniente cambiar los nombres de las unidades litológicas, aunque los análisis químicos nos indiquen denominaciones algo diferentes, ya que no se ha realizado un muestreo sistemático para llegar a una estimación química general del conjunto.

De lo expuesto vemos que podríamos asimilar los eruptivos del perfil Navío-Chacana a la provincia calcialcálica, caracterizándose esta asociación por variaciones bruscas entre rocas sílico-alcalinas y rocas básicas.

Debido al escaso número de análisis químicos, y además por el hecho que toda la región está afectada por cierto metamorfismo de carácter hidrotermal, de distribución errática, es inoficioso teorizar sobre el origen de estas rocas tan diferentes, pero se puede adelantar que una explicación podría residir en efusiones que provengan de grietas situadas a distintas alturas del receptáculo magmático en que se estuviera efectuando una diferenciación de un modo similar al expuesto por BARTH (1952) para explicar la erupción casi simultánea de lavas de diferente composición provenientes de un mismo receptáculo magmático.

CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS GENERALES

Basándonos en el perfil tipo (Navío-Chacana), en los tres perfiles auxiliares y además en las características petroquímicas de sus efusivos, podemos dar la siguiente síntesis:

El Jurásico.

El Bayociano estaría representado a lo menos por 4.500 m. de alternaciones de sedimentos y vulcanitas, siendo la proporción de los primeros aproximadamente el doble que la de los segundos. El Bayociano se encuentra representado únicamente en el perfil Navío-Chacana y en el de Quillota.

Entre los sedimentos predominan las grauvacas volcánicas, a veces conglomerádicas. Sólo en la parte baja del perfil se encuentran conglomerados tipo cuarzo-feldespáticos.

Las grauvacas volcánicas tienen cementos calcáreo clorítico y abundante matriz arcilloza. En general, los clastos son subredondeados; consisten principalmente en traquita de soda, albita, pórfido granítico y cuarzo.

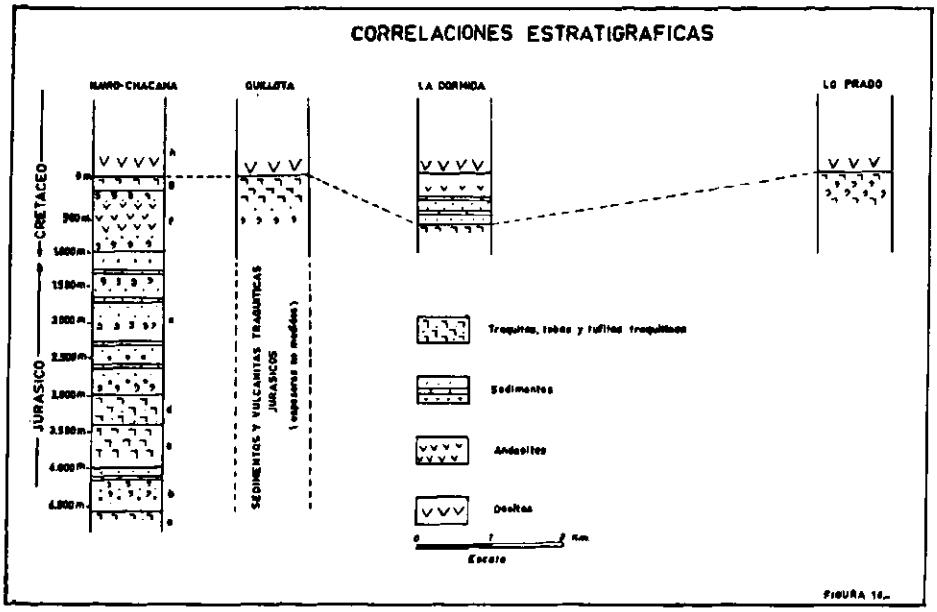
Los conglomerados de la parte baja del perfil (Fig. 14) contienen clastos de cuarzo de extinción muy ondulosa, micropertita, microclina, albita, leucogranitos y traquitas de soda.

La litología y el contenido faunístico del Bayociano nos indican una sedimentación de carácter costanero.

Las vulcanitas intercaladas en los sedimentos bayocianos son rocas del tipo sílico alcalino que corresponden a lavas y tobas traquíticas de soda con masa fundamental frecuentemente granofírica y fenocristales de albita o riolitas de soda

con masa fundamental rica en vidrio pero parcialmente desvitrificada y fenocristales de cuarzo y albita.

En cuanto al resto del Jurásico (Dogger Superior y Malm) podemos observar que no aparece en el sector de la Cordillera de la Costa, objeto de nuestro estudio.



El Cretáceo

En los perfiles descritos observamos que el Cretáceo de la Cordillera de la Costa de la región estudiada está representado por sedimentos marinos neocomianos con intercalaciones de vulcanitas, que transgreden sobre el Bayociano en la región del Cordón de Chacana (perfil Navío-Chacana) y en la de Pachacama (Perfil Quillota) y cuyo yacente no aparece en los perfiles de La Dormida y Lo Prado debido a la intrusión batolítica.

Sobre este Cretáceo inferior se superpone una potente serie de rocas eruptivas (ocoítas) con algunas intercalaciones de carácter continental.

El Neocomiano tiene un espesor de 1.000 m., aproximadamente, en el cual alternan sedimentos que por su contenido faunístico y características litológicas indican un carácter costanero y vulcanitas.

1) L o s S e d i m e n t o s . Tienen espesores de aproximadamente 300 a 400 m. y corresponden a conglomerados, areniscas y calizas. A veces en la base aparece un conglomerado de transgresión.

Los conglomerados aparecen muchas veces con un cemento calcítico y sus rodados corresponden generalmente a traquitas de soda y a granito (En el Perfil Navío-Chacana existen también conglomerados con rodados de andesita, los cuales se encuentran intercalados en el Neocomiano).

Las areniscas corresponden a grauvacas volcánicas en los perfiles situados hacia el norte y a verdaderas grauvacas líticas en el perfil de Lo Prado, abundan-

do en las primeras las traquitas de soda, andesitas y plagioclasas, mientras que en las segundas se encuentran, de preferencia, albita cálcica, cuarzo con extinción ondulosa, micropertita y traquitas.

La posición estratigráfica de estos sedimentos neocomianos no pudo ser especificada en el caso del perfil Navío-Chacana; en el de Quillota correspondería a un margen muy amplio, que abarcaría todo el Neocomiano; en el de La Dormida, aunque no existe la comprobación paleontológica, se puede suponer la existencia del Neocomiano por la ubicación geográfica y asociación litológica. En el perfil de Lo Prado se da una ubicación hauteriviana.

2) Las Vulcanitas. Son de tipos muy diversos, aunque predominan en todos los perfiles las sílico alcalinas (traquitas de soda a riolitas) con las mismas características petrográficas y químicas que las bayocianas.

También existen, especialmente en el perfil Navío-Chacana, intercalaciones de andesitas basálticas de características petroquímicas similares a las ocoítas y probablemente precursoras de ellas.

Las ocoítas (formación Morro de la Plata) tienen aproximadamente 4 Km. de espesor y son rocas intermedias a básicas que podrían clasificarse como andesitas basálticas. Sus características principales son el color gris negruzco a verdoso oscuro, su textura porfírica y la composición de los fenocristales que corresponden a plagioclasas variables entre sódico y cálcicas y calco sódicas, y máficos del tipo de clinopiroxenas a veces uralitizadas; en ciertos casos, aparecen vesículas rellenas de diversos minerales.

Los sedimentos intercalados en estas ocoítas (menos de 1% del espesor total) parecen haber sido continentales, depositados en regiones cercanas a la costa (ripplemarks, ostrácodos) y contienen rodados de traquitas de soda, cuarzo de extinción ondulosa, plagioclasas alteradas, micropertitas y mirmekitas; no encontramos ningún rodado de ocoíta lo cual podría poner en duda el carácter efusivo atribuido generalmente a las ocoítas.

Respecto a la edad de las ocoítas, suponiéndolas efusivas, según KLOHN (1957) estarían en el Cretáceo medio (quivalentes a formación Colimapu).

Sin embargo, sería discutible si estas rocas representan efusiones de lavas o intrusiones.

CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL DESARROLLO DEL GEOSINCLINAL ANDINO AL SUR DEL PARALELO 32°

El problema del desarrollo del Geosinclinal Andino ha preocupado a los geólogos desde fines del siglo pasado.

Señalaremos, a continuación, algunas de las ideas que se han expuesto para explicar esta estructura geológica tan importante en el desarrollo geológico del continente sudamericano, analizando la influencia que pueden tener sobre ellas nuestros resultados expuestos más arriba.

Concepción de Gerth.

Según GERTH (1935) los conglomerados que cubren el yeso en la cordillera chileno-argentina serían tobas conglomerádicas o brechosas y no sedimentos costaneros, según supone BURCKHARDT, depositados a lo largo de la costa de un mar

geosinclinal el cual limitaba al W. con un hipotético continente pacífico; esta idea había sido sostenida también por STEINMANN, HAUG y otros.

Según GERTH, durante el Caloviano se formaron islas volcánicas, cuyas efusiones originaron barras, rodeando amplias bahías en las cuales se produjo la depositación del yeso del Malm inferior; atribuye el retroceso del mar producido, a comienzos del Jurásico Superior, a movimientos epirogénicos acompañados de actividad volcánica, cuyos materiales llegaron a cubrir el yeso. Luego se produce el hundimiento del distrito volcánico y el Pacífico avanza hacia el Este, empujando los productos volcánicos por encima del yeso y aun de los sedimentos terrestres.

Después de nivelar la barra volcánica hasta el nivel del shelf continental, la sedimentación en el Este vuelve a ser calcárea y contiene las primeras de las tres asociaciones faunísticas titonianas.

El reconoce que dentro de su interpretación queda poco claro, por falta de datos, el rol desempeñado por la Cordillera de la Costa durante el Mezosoico.

Otros autores se inclinan hacia el punto de vista de GERTH, como BRUGGEN (1950) y ARKEL (1956).

El primero supone la existencia de arcos de islas basado en el hecho que es frecuente encontrar en la Cordillera de la Costa chilena un engranaje entre sedimentos calcáreos y materiales volcánicos; agrega que los terrenos graníticos, que fueron considerados como rocas antiguas, son en realidad granitos mezosoicos más modernos que las rocas del geosinclinal. Refiriéndose a las pizarras metamórficas de la Cordillera de la Costa del centro y sur de Chile, manifiesta que (pág. 38): "esto no significa que aquí haya existido un continente pacífico en el Mezosoico, cerrando el geosinclinal andino, pues es posible que las pizarras metamórficas formaran el fundamento de los conglomerados y tobas porfiríticas situados más al Este y que habrían desaparecido en aquella parte por la erosión".

ARKEL (1956) es partidario de la hipótesis del arco de islas establecido por GERTH y menciona la opinión emitida por HEIM (1949), respecto a la relación que existiría entre la estructura de la montaña andina y el origen del geosinclinal, en el sentido que por falta de una masa continental hacia el Oeste, la estructura es relativamente sencilla, sin pliegues complicados, corrimientos de poca inclinación y napas de recubrimiento que serían características esenciales para las cadenas plegadas del mar Tethys, que fueron comprimidas entre los escudos centroeuropeo y africano. Para él los Andes se han levantado principalmente mediante la actividad magmática desarrollada en la pendiente continental en la cual, durante el Triásico, se empezó a formar un umbral submarino mediante el solevantamiento de un batolito alargado, paralelo a la costa, y a medida que ascendía se originó una cuenca donde se depositaron sedimentos que abarcan desde el Hettangiano al Titoniano con diversas transgresiones y regresiones.

La actividad volcánica llega a su máximo durante el Kimmeridgiano y en el Cretáceo Superior asciende el Batolito, plegándose las rocas situadas al Este, originándose así la Cordillera de la Costa.

COMENTARIOS SOBRE LA HIPÓTESIS DE GERTH.

La concepción de GERTH difiere fundamentalmente de la de GROEBER en la aseveración de que no existe una masa continental que limite la cubeta de sedimentación del Geosinclinal andino hacia el Oeste, sino que arcos de islas volcá-

nicas. Como se describió más arriba, este autor basa sus conclusiones en el carácter netamente volcánico de los conglomerados porfiríticos tan abundantes, según él, en las formaciones de la cordillera chileno-argentina. Sin embargo, podemos asegurar que los sedimentos que aparecen en la Cordillera de la Costa, desde el Liásico hasta el Neocomiano inclusive, contienen, además de una proporción muy importante de materiales volcánicos, cierta cantidad de clastos derivados de masas graníticas representadas por microclina, cuarzo de extinción ondulosa, micropertita y rodados de granito que se incorporaron a los sedimentos mediante procesos erosivos, actuando en condiciones subaéreas.

Por lo tanto, para aceptar la hipótesis de GERTH, del arco de islas volcánicas, deberíamos suponer que en éstas existiría material mixto como sería el caso actual del Japón, en que aparecen los terrenos graníticos atravesados por una serie de volcanes modernos.

La existencia de granitos antiguos (paleozoicos o prepaleozoicos) está demostrada por la presencia de rodados de granito en los conglomerados de la Formación Totoral (Carbonífero) descrita por MUÑOZ CRISTI (1942), los cuales probablemente vienen de masas graníticas ubicadas a distancias relativamente grandes de la costa actual.

La teoría de las islas volcánicas nos parece muy aceptable y conveniente si éstas estuvieran situadas cerca del borde occidental de la cubeta de sedimentación y sin menoscabar la importancia de la masa continental situada más al W., cuya existencia es muy probable por el carácter de los sedimentos encontrados en la Cordillera de la Costa. Estas islas serían indudablemente de gran valor para explicar la formación del yeso, de acuerdo con la hipótesis de GERTH y el acuñamiento que sufren los sedimentos al engranar con los materiales volcánicos, como lo asevera BRUGGEN.

CONCEPCIÓN DE GROEBER.

GROEBER (1952) acepta para el Jurásico Inferior y Medio la existencia de una cubeta de sedimentación, en la cual se distribuyen los sedimentos neríticos en una faja oriental y otra occidental (depositados sobre rocas antiguas, quedando al centro una zona de sedimentos batiales), considerando que el aporte en el ala occidental debió ser mucho mayor que en el ala oriental donde llegaban los materiales provenientes de un antepaís muy desgastado; él estima que los sedimentos infraneríticos o batiales aparecen en su máxima posición occidental cerca de Lonquimay, lo cual induce a suponer, junto con Stipanicic y Mingramm, una comunicación de dicha cubeta con el Pacífico frente a Concepción. Considera que la actividad ígnea durante la depositación de los sedimentos es prácticamente nula, sucediéndose los períodos de sedimentación y de efusión sin entreverarse, siendo éstos últimos sólo de un carácter transitorio, de tal manera que ya no sería posible mantener la idea de una maraña efusiva sedimentaria; expone que sólo en los períodos de efusiones puede haber existido una barrera o guirnalda de islas, pues en los períodos de sedimentación el mar era abierto, salvo al sur de los 35°, donde supone la existencia de una especie de Nueva California o de Borneo o Sumatra, antepuesta al Golfo Jurásico.

Durante el Caloviano considera una regresión en la cuenca neuqueniana, debida a un solevantamiento de la masa patagónica. Esta regresión sería un fenómeno generalizado para el lado oriental de la cuenca, manteniéndose en la

región axial las mismas condiciones que en el Bayociano y produciéndose una profundización en el lado occidental.

Durante el Oxfordiano el mar tiende a ganar algo de terreno con una sedimentación de poca profundidad. Entre el Rauraciano y el Secuaniano se deposita principalmente yeso (yeso principal de Schiller o auquilcoense de Groeber), que el autor relaciona con las primeras manifestaciones del fuerte volcanismo del Kimmeridgiano; según él, se puede pensar que las emanaciones sulfurosas se mezclaron con las aguas marinas costaneras y produjeron ácido sulfúrico, el cual reacciona con el bicarbonato de calcio disuelto en el mar y procedente del continente vecino, produciendo la precipitación de sulfatos en lugar de carbonatos de calcio, que es lo común. En el interior de la cuenca hay depositación de margas, lutitas y calcáreos que engranan con el yeso del Auquilcoense.

Después de la depositación del yeso principal habría una reiniciación de la actividad ígnea que contribuiría al cierre de la cuenca con la consiguiente depositación de sedimentos de carácter arenoso (Preándico), y en seguida, cesa la actividad ígnea, restableciéndose el régimen marino a comienzos del Andico (Portlandiano Superior).

En cuanto a los movimientos málmicos, que podrían corresponder al ciclo nevadiano de EE. UU., los coloca en su fase más intensa durante el Kimmeridgiano y consistirían en movimientos de ascenso con algunas pulsaciones previas capaces de engendrar hiatus o discordancias marginales en la parte occidental.

Refiriéndose al Andico (que comprende desde el Titoniano hasta el Coniaciano) se caracterizaría por una sedimentación marina en la sección inferior y una terrestre en la superior. El autor establece para este conjunto la siguiente división: Mendociano, Huitriniano y Diamantiano.

El Mendociano está representado en su parte inferior por sedimentos costeros en el borde oriental de la cuenca y calcáreos arcillosos hacia el W.

El Huitriniano o yeso de transición se caracteriza por depositación de areniscas de colores diversos, calizas dolomíticas, bancos de yeso y de sal gema, es decir una facies regresiva; con desgaste creciente de E. a W., de tal manera que los estratos mesocretáceos se superponen frecuentemente en discordancia sobre las formaciones más antiguas.

El Diamantiano consiste en una serie muy potente de areniscas bayas y rojizas, existiendo una relación de discordancia con respecto al Huitriniano; menciona también una discordancia angular más importante en la base del Neuqueniano (Senoniano). Llega a la conclusión "que existe una cierta interrupción en la sedimentación, entre el Diamantiano y el Huitriniano durante la cual este piso y el Mendociano han sufrido un cierto desgaste erosivo".

Como consecuencia del paso de sedimentos marinos mendocianos a los continentales diamantianos, el ambiente marino se transformó en el de lagunas chatas desfavorables para el desarrollo faunístico. En partes existen algunas recurrencias.

Comentarios sobre la hipótesis de Groeber.

La concepción de Groeber encuadra en líneas generales con los datos geológicos existentes para la Cordillera de los Andes y la de la Costa, salvo en algunos puntos que trataremos a continuación.

El autor citado parece considerar que la única causa del mayor aporte de sedimentos desde el lado occidental de la cubeta jurásica es que el antepaís del la-

do oriental estaba muy desgastado; sin embargo, creemos que la causa principal estriba en que el lado W. contribuyó con grandes cantidades de materiales piroclásticos y efusivos (traquitas de soda).

Una demostración de la existencia de estas vulcanitas la tenemos en la descripción del perfil Navío-Chacana. Más al Sur nada sabemos en concreto respecto a los sedimentos jurásicos en el borde occidental de la cubeta porque ellos no aparecen a la vista y las únicas formaciones de que tenemos constancia en esta región corresponden al Triásico y Cretáceo.

La suposición de Groeber, Stipanicic y Mingramm de que existió una comunicación de esta cubeta en el Pacífico frente a Concepción no parece tener otra justificación que la existencia de depósitos triásicos marinos en Quilacoya los cuales habrían podido continuar hacia el Este; además consideraron el carácter lutítico del Dogger en Lonquimay. Las características de la Cordillera de la Costa en la región de Concepción se mantienen hasta Colchagua, correspondiendo a un basamento metamórfico y algunos afloramientos esporádicos de edad triásica en su mayor parte en facies continentales, con algunas intercalaciones marinas, no existiendo rastros de una sedimentación jurásica al Sur de la provincia de Valparaíso (Muñoz Cristi, comunicación verbal).

La aseveración de Groeber de que la contribución del material efusivo dentro de los sedimentos jurásicos es prácticamente nula y de que ya no es posible mantener la idea de una "maraña efusiva sedimentaria" no es aceptable más que para la parte oriental y central de la cuenca, pero no así para la occidental donde ellos desempeñan un papel preponderante en la provincia de Aconcagua.

Refiriéndose al Caloviano, Groeber asegura que en el lado occidental se habría producido una profundización de la cuenca; sin embargo, no tenemos en la Cordillera de la Costa de Chile Central ningún antecedente sobre la existencia del Caloviano, pues en el perfil Navío-Chacana hemos visto que el intervalo entre el último horizonte fosilífero bayociano y el primer conglomerado base del Neocomiano está representado por unos 150 m. de areniscas que debieran corresponder al resto del Dogger y el Malm. En otros lugares de la Cordillera de la Costa (Corvalán, comunicación verbal) existiría una brecha entre los últimos afloramientos fosilíferos del Dogger y del Neocomiano. Por tal motivo, queda evidente en la región de La Calera la existencia de un hiatus, durante el Caloviano.

Es cierto que Groeber menciona el Caloviano para Calera, pero, según los estudios paleontológicos de Corvalán, allí existe sólo Bayociano.

Tampoco tenemos antecedentes de los otros pisos del Malm en la Cordillera de la Costa al sur de Calera.

Refiriéndose a la relación entre períodos efusivos y sedimentarios, Groeber considera que los primeros tienen solamente el carácter de episodios sin entreverarse con los segundos; pero se ha observado en muchas localidades de la Cordillera de la Costa la forma lenticular de los depósitos sedimentarios entre los efusivos. Este fenómeno ha sido observado especialmente en el Andico.

Refiriéndose al Titoniano-Neocomiano, sólo menciona sedimentos costeros en el Mendociano para la parte austral y oriental de la cuenca. Habría que añadir los sedimentos del ala occidental que en algunas localidades tienen un carácter acentuadamente costanero y siempre íntimamente mezclado con materiales volcánicos.

CONCLUSIONES

El estudio estratigráfico y petroquímico del perfil tipo Navío Chacana; de los tres perfiles auxiliares Quillota, Lo Prado y la Dormida, y un somero análisis de los antecedentes geológicos de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Andina al Sur del paralelo 32°, nos permiten apreciar la influencia que podrían tener los datos que exponemos en el presente trabajo en las actuales concepciones sobre el Geosinclinal Andino.

Cordillera de la Costa. Según hemos visto en el desarrollo de este trabajo los sedimentos jurásicos que empiezan en el Lías para la región de Pulmahue, frente a La Ligua, se observan recién en el Bayociano para las regiones ubicadas al oeste de Calera, descansando discordantemente sobre el Paleozoico, faltaría, por lo tanto, todo el Lías y parte del Dogger.

El jurásico está representado exclusivamente por el Bayociano, con un espesor mínimo de 4.500 m., caracterizado por alternaciones de sedimentos y vulcanitas del tipo sílico-alcalinos, en que la proporción de los primeros es aproximadamente el doble que la de las últimas.

El afloramiento más austral del Bayociano estaría aproximadamente en el paralelo de Calera; más al sur no existen datos respecto a la existencia del Jurásico.

Los sedimentos muestran claramente un carácter costanero nerítico y una composición mixta de materiales volcánicos sílico-alcalinos y otros que sólo pueden provenir de la erosión de masas graníticas. El espesor considerable del Bayociano sería el resultado de un hundimiento y aporte de material piroclástico durante la sedimentación.

Las vulcanitas intercaladas (traquitas de soda a riolitas) tal vez corresponderían a lavas submarinas.

No tenemos ningún antecedente para suponer la existencia de sedimentos intermedios entre el Bayociano y el Neocomiano puesto que los horizontes fosilíferos extremos, de ambos, están separados sólo por 150 m. de areniscas sin fósiles, pero con las mismas características que los sedimentos bayocianos (perfil Navío-Chacana).

El Neocomiano se caracteriza por un conjunto de sedimentos de más o menos 1.000 m. de espesor en los cuales alternan depósitos de poca profundidad con vulcanitas de dos tipos extremos: sílico-alcalinas y andesitas basálticas. Los sedimentos generalmente abarcan un tercio del espesor total. Las condiciones geológicas parecen ser análogas a las reinantes durante el Bayociano, tanto en lo que respecta a las características petrográficas como ambientales de los sedimentos.

Sobre el Neocomiano marino con sus intercalaciones de vulcanitas se superpone una formación eruptiva enigmática en cuanto a su origen, pues si bien se encuentran intercaladas en ella sedimentos rojos de carácter terrestre, la masa está constituida por cierto tipo de andesita basáltica de textura muy variable que podría ser intrusiva o efusiva. Según Klohn (1957) esta formación sería Cretáceo Medio, pero no hay antecedentes concretos que lo justifiquen. Los sedimentos intercalados en las ocoítas contienen clastos graníticos.

Cordillera Andina. Compilando los datos que existen actualmente sobre la Cordillera limítrofe entre Chile y Argentina, se observa que apa-

rece el Bayociano y el Caloviano representados por sedimentos marinos normales, sin intercalaciones de vulcanitas. Sobre estos pisos descansa el yeso principal (SCHILLER) o Auquilcoense (GROEBER) con 100 a 300 m. de espesor, cuya edad está entre Lusitaniano u Oxfordiano según diversos autores y el cual se encuentra cubierto por sedimentos de 1.000 a 3.000 m. de espesor, atribuidos generalmente al Kimeridgiano continental y que contiene clastos derivados de rocas andesíticas o de traquitas de soda; también se mencionan granos de cuarzo y aún rodados de granodiorita.

Sobre los sedimentos del Kimmeridgiano se encuentra el Titoniano-Neocomiano marino con sedimentos normales calcilutíticos y espesores aproximadamente de 600 m.; en algunas localidades aparece solamente el Valanginiano hasta Hauteriviano fosilífero; en el río Leñas se encuentran sedimentos fosilíferos titonianos (CORVALÁN, 1959).

El yeso de transición que, según GROEBER, debiera encontrarse directamente encima del Neocomiano no ha sido ubicado en la Cordillera Andina.

En algunos perfiles se ha descrito para el Cretáceo medio un conjunto de sedimentos rojizos continentales (Colimapu de KLOHN) con 500 a 4.000 m. de espesor constituidos por materiales tobíferos que llevan algunas intercalaciones de yeso. En otros se superpone directamente al Neocomiano marino la Formación Abanico cuya edad es dudosa.

Tomando en cuenta estos antecedentes geológicos de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Andina, podemos analizar hasta que punto nuestras conclusiones pudieran variar la concepción general que se ha tenido hasta ahora respecto a la historia geológica del Geosinclinal.

Si consideramos las ideas actuales sobre este problema vemos que todos los autores modernos coinciden en suponer que los sedimentos mesozoicos de Chile y del área occidental de Argentina se han depositado en un geosinclinal.

Según ARKEL este fenómeno sería general para todas las rocas jurásicas desde Nueva Zelandia hasta Patagonia.

Las diversas opiniones difieren en lo que respecta al mecanismo de la formación de este Geosinclinal; algunas, como la de GERTH, estiman que dicha cuenca estaba separada del océano abierto por una guirnalda de islas volcánicas mientras que otros, como GROEBER, creen que el límite occidental consistía en un área positiva a través de la cual se establecían algunas comunicaciones entre la cuenca y el océano abierto. Esta idea ha sido exagerada hasta el punto de considerar la existencia de un verdadero continente que habría ocupado casi toda el área del Pacífico actual (HAUG, 1900; KOBER, 1928).

Este último punto de vista presenta grandes inconvenientes por lo que actualmente nadie lo sostiene. Estas dificultades serían principalmente:

a) La imposibilidad de migración de las faunas. GREGORY (1930) salva este inconveniente postulando la existencia de dos mares de dirección W., que dividen la masa continental pacífica;

b) La dificultad de ubicar otras áreas oceánicas donde podía haberse albergado la enorme cantidad de agua que contiene actualmente el Océano Pacífico, y

c) Las mediciones gravimétricas efectuadas por VENING MEINESZ (1934) en el Pacífico septentrional han demostrado que entre la línea andesítica y la costa norteamericana las anomalías gravitacionales indican un substrátum simático.

De lo anteriormente expuesto podemos desechar la existencia de un vasto continente pacífico. Sin embargo, si estudiamos la posibilidad de un área positiva que se extendiera hasta cierta distancia al poniente de la costa chilena actual, las objeciones enumeradas más arriba ya no serían válidas por lo siguiente: las faunas habrían tenido cierta posibilidad de migración, las aguas oceánicas del sector considerado no representan una proporción tan importante como para que no se hubieran podido localizar en otras áreas y, por fin, habría solamente que suponer la existencia de ciertas masas siálicas en la parte sudoriental del Pacífico lo que está comprobado al parecer por estudios sísmicos del Observatorio de Huancaya, GUTENBERT (1951, pág. 315).

Si consideramos esta posibilidad de una masa continental ubicada al lado occidental del Geosinclinal Andino en base a los datos de nuestras investigaciones y otras realizadas en la Cordillera de la Costa, vemos que ellos justifican esta suposición. Tales antecedentes los podemos resumir en la siguiente forma:

En todos los sedimentos gruesos del Carbonífero y Pérmico, como los conglomerados y tilitas, los clastos que se describen consisten predominantemente en queratófiros cuarcíferos y granitos los cuales no pudieron provenir desde el Este por la imposibilidad de que hubieran atravesado toda la cuenca. Como estos granitos corresponden probablemente al ciclo orogénico caledónico u otro sería aceptable suponer la existencia de una montaña occidental originada por los movimientos de este ciclo, MUÑOZ CRISTI (1942 y 1938). Estos antecedentes se refieren a la región situada inmediatamente más al norte de la zona objeto de estudio en la presente memoria, pero sabemos que al sur de Pichilemu, según el autor anteriormente citado casi toda la Cordillera de la Costa está constituida por rocas metamórficas de edad posiblemente precámbrica sin que hayan indicios de sedimentos neo-paleozoicos, lo cual nos permitiría suponer que constituía un área positiva en dicha época, siendo invadida por el mar solamente durante el Cárnico o Nórico, probablemente desde la cuenca geosinclinal.

Del análisis detallado que hemos hecho de los sedimentos bayocianos y neocomianos en el borde occidental de la cubeta sedimentaria, se deduce que ellos tienen en general dos proveniencias: materiales volcánicos y rocas graníticas, apareciendo los derivados de éstas últimas en mayor cantidad en los tramos del perfil en que escasean las primeras y donde esto no ocurre pasarían desapercibidas dada la enorme rapidez de acumulación de los materiales volcánicos

Para explicar esta disposición se puede suponer una masa continental más o menos extendida bordeada en su borde oriental por islas volcánicas que en las épocas de mayor actividad rellenaron parcialmente la cuenca, pasando a constituir una faja de rocas volcánicas adosada contra el margen oriental de dicha masa.

El carácter petroquímico de los sedimentos volcánicos y de las vulcanitas mismas es de preferencia sílico-alcalino (traquitas de soda a riolitas) aunque no faltan algunos miembros más básicos como andesitas basálticas, extendiéndose las primeras a lo menos hasta el Neocomiano.

La concepción de GERTH, respecto a que existiría solamente una guirnalda de islas volcánicas que separarían el Geosinclinal Andino del mar abierto, no se aviene con los hechos sedimentológicos mencionados más arriba pues dicha hipótesis no explicaría la presencia de materiales graníticos entre los sedimentos.

De la descripción de algunos perfiles de la Cordillera de la Costa, se puede deducir una superposición directa del Neocomiano sobre el Bayociano, lo cual

indica un hiatus durante el Malm. La existencia de una discordancia málmica ha sido materia de largas discusiones desde hace muchos años; en el área Argentina se reconoce una discordancia angular provocada por los movimientos málmicos en la región Sudeste del Geosinclinal, desapareciendo dicha discordancia angular hacia el Norte. En el lado chileno, además del hiatus que hemos mencionado, hay otros antecedentes para suponer una discordancia. En Santa Cruz, por ejemplo, MUÑOZ CRISTI (1942) menciona sedimentos neocomianos en la inmediata vecindad de las rocas del basamento. Agrega que en la región de Longotoma podría existir una discordancia angular entre el Jurásico y el Neocomiano; dicha discordancia no habría sido ocasionada por plegamientos sino por movimientos de bloques de falla tal como ocurre en las provincias de Arauco y Concepción con los sedimentos del Senoniano y del Terciario. Los movimientos mencionados, en el caso de la posible discordancia málmica, serían correspondientes a los Nevadianos descritos para el Geosinclinal Pacífico de los Estados Unidos.

Es interesante hacer notar las diferencias que existen entre el Geosinclinal Andino y el de la región occidental de los Estados Unidos. En éste último la inestabilidad se ha mantenido desde el Paleozoico inferior representada por numerosos ciclos orogénicos y eruptivos. En cambio, en el caso de nuestro Geosinclinal, la cubeta de sedimentación abarca parte de lo que fue el Geosinclinal paleozoico como también parte de la que fueron terrenos estables en dicha época. Por otro lado, la actividad volcánica comienza recién en el Triásico, estando exento de ella todo el Paleozoico superior.

BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE, L. (1957). Perfil geológico entre la Cuesta de Chacabuco y el límite con la República Argentina. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. Santiago de Chile. Memoria de prueba. Inédita.

ARKEL, W. J. (1956). Jurassic Geology of the world. Harper Publishing Co. New York.

BARTH (1952). Theoretical Petrology. J. Wiley and Sons. New York.

BIESE, W. (1953). Informe geológico y geotécnico preliminar de la región del túnel proyectado en la Cuesta La Dormida. Inédito.

BRÜGGEN, J. (1950). Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar. Santiago de Chile.

BURCKHARDT, C. (1900a). Profils geologiques transversaux de la Cordillere Argentine Chilienne. An. Mus. La Plata. Sec. Geol. y Min. II.

BURCKHARDT, C. (1900b). Coupe Geologique de la Cordillere entre las Lajas et Curacautín. An. Mus. La Plata. Sec. Geol. y Min. III.

CORVALÁN, J. (1956). Uber Marine Sedimente des Tithon und Neocom der Gegend von Santiago. Geologische Rundschau Band 45.

CORVALÁN (1959). El Titoniano de Río Leñas, provincia de O'Higgins. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín Nº 3. Santiago de Chile.

FELSCH, J. (1915). Las pizarras bituminosas de Lonquimay. Informe preliminar. Bol. Soc. Nac. Min. pp. 498-509. Santiago de Chile.

FLORES WILLIAMS, M. (1934). Informe geológico sobre el túnel de Palos Quemados. Inédito. Departamento de Minas y Petróleo. Santiago de Chile.

FLORES WILLIAMS, H. y HERNÁNDEZ P., E. (1933). Estudio minero de la zona aurífera de Colliguay. Boletín Minas y Petróleo. Volumen II, Nº 18. Santiago de Chile.

GERTH, E. (1935). La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre río Grande y el río Diamante en el Sur de la Provincia de Mendoza. Act. Acad. Nac. Cien. R. Argentina. Tomo x, págs. 123 y siguientes. Buenos Aires.

GERTH, E. (1932). Geologie Südamerikas. Gebrüder Borntraeger. Berlín.

GONZÁLEZ, PACHECO (1954). Estudio geológico minero del distrito minero de Panulcillo y regiones vecinas. An. de la Fac. de Cien. Fís. y Mat. Vol. II. Santiago de Chile.

GREGORY. J. W. (1930). The geol. history of the Pacific Ocean. Quart. Journ. Geol. Soc. of London. Vol. LXXXV, pág. LXVIII.

GROEBER (1952). Geografía de la República Argentina. Tomo II. Soc. Argent. de est. geográficos. GAEA. Buenos Aires.

GUTENBERG, B. (1951). Internal constitution of the earth. Ed. Dover Publication inc. New York.

HEMMER, A. y BIANCHI, E. (1935). Informe geológico minero de las minas de la sociedad Aurífera de Ocoa. Bol. Min. y Pet. Vol. v, Nº 42. Santiago de Chile.

HEIM (1949). Geol. und Geogr. Beobachtungen in Südamerika. 1943-1947 (abstr.) Mitt Naturf Ges. Berna (N. F.) Vol VI, pp. XIII-XV.

HAUG, E. (1900). Les geosinclinaux et les aires continentales. Bol. Soc. France (3). Vol. XXVIII, pág. 617.

JOHANSEN (1939, 2ª Ed.). A. Descriptive petrography of the Igneous Rocks. The University of Chicago Press. Chicago. Illinois.

KLOHN, C. (1957). Estado actual del estudio geológico de la Formación Porfirítica. Revista Minerales Nº 55. Santiago de Chile.

KLOHN, C. (1954). Informe geologico minero regional sobre la Cordillera de los Andes, de las provincias de O'Higgins, Colchagua y Curicó. Inédito. Corporación de Fomento de la Producción. Santiago de Chile.

KOBER, L. (1928). Der Bau der Erde 2nd. ed. Berlin.

LEVI, B. (1949). Perfil de Lo Valdés. Inédito. Instituto de Geología; Universidad de Chile.

MILLÁN, A. (1956). Yacimientos El Dorado. Memoria de Prueba. Inédito. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

MOERICKE, W. (1894). Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. Fósiles del Liásico y del oolítico inferior de Chile. Neu. Jahrb. J. Miner. Beil. Bond. 9, pp. 1-100. Tablas 1-6.

MUÑOZ CRISTI, J. (1939). Los yacimientos de calizas de Pocochay. Inédito. Departamento de Minas y Petróleo. Santiago de Chile.

MUÑOZ CRISTI, J. (1943). Estudio geológico económico del yacimiento cuprífero de Veta Negra, El Melón. Inédito.

MUÑOZ CRISTI, J. (1942). Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la provincia de Coquimbo. An. del 1.er Congr. Pan. de Ing. de Minas y Geol. Tomo II. Santiago de Chile.

MUÑOZ CRISTI, J. (1938). Geología de la región de Longotoma y Huaquén en la provincia de Aconcagua. Bol. de Min. y Pet. Vol. VIII, Nº 81. Santiago de Chile.

MUÑOZ CRISTI, COFRE y THOMAS NOVOA (1956). Estudio geológico de los yacimientos calizos "Universidad". Inédito. Instituto de Geología de la Universidad de Chile.

TAVERA, J. (1956). Informe sobre un material de fósiles proveniente de Las Campanitas. Prov. de Aconcagua. Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Santiago de Chile. Inédito.

THOMAS, H. (1958). Geología de la Cordillera de la Costa, entre el Valle de la Ligua y la Cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín Nº 2. Santiago de Chile.

VENING, MEINESZ (1934). Gravity expeditions at sea 1923-1932. 2, 47-51. Netherlands Geodetic Comission.

DESCRIPCION DE FOTOGRAFIAS

LAMINA I

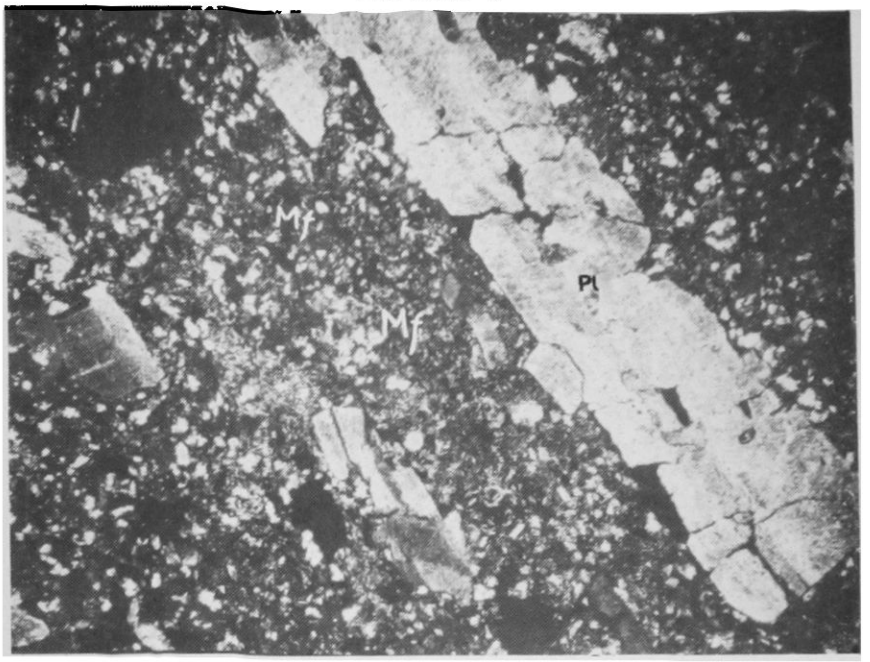


FIGURA Nº 1 (C. Ch. 5): Traquita de soda porfírica
Mf = Masa fundamental
Pl = Plagioclasa (Albita)
Nicoles X (x 30)

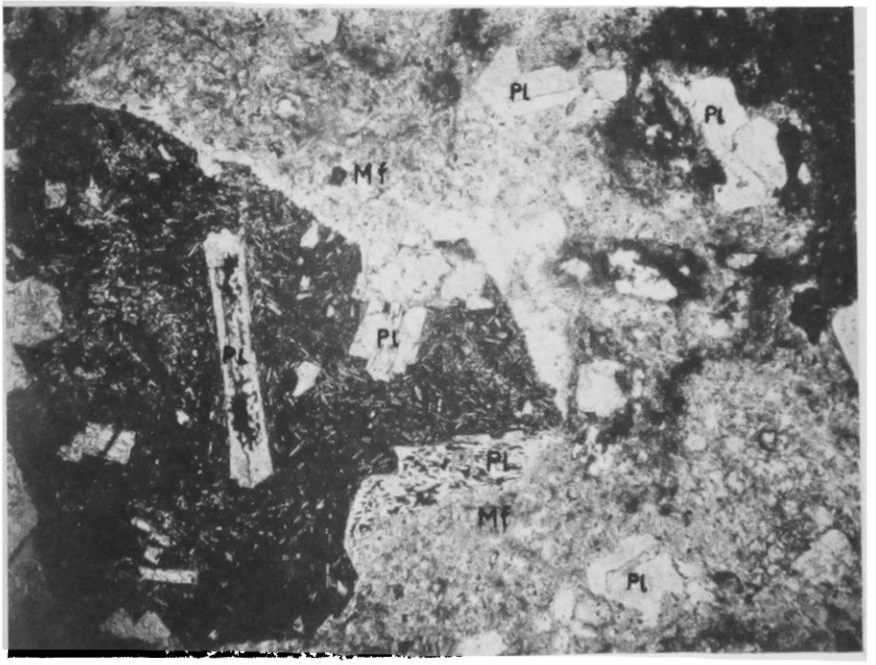


FIGURA Nº 2 (C. Ch. 2): Toba de Traquita de soda
Mf = Masa fundamental o matriz feldespática
Pl = Fragmentos de plagioclasa (Albita)
Sin Analizador. (x 100)

LAMINA II

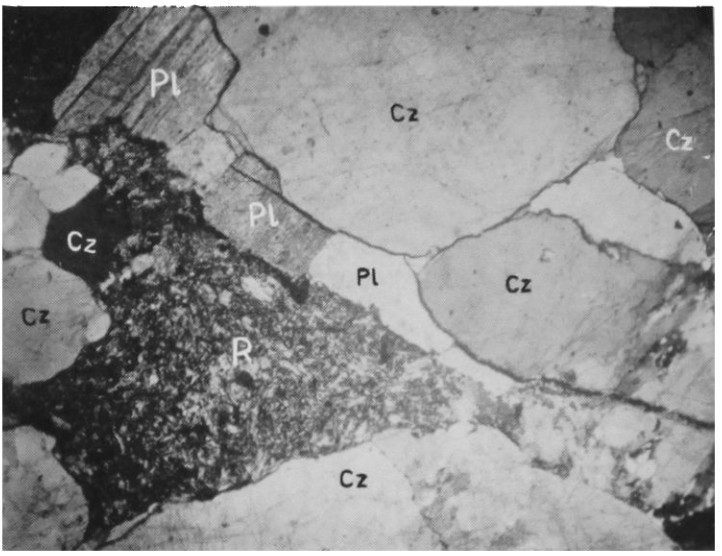
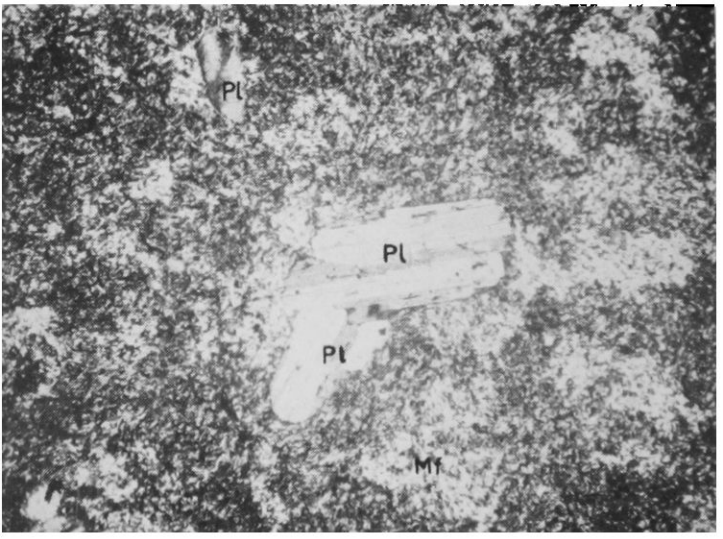


FIGURA Nº 3 (C. Ch. 10): Conglomerado cuarzo-feldespático
Cz = Cuarzo (Extinción ondulosa)
Pl = Plagioclasa (Albita)
R = Clasto de roca (Traquita de soda)
Nicoles X (x 30)



IGURA Nº 4 (Bl - 1a): Traquita de soda porfírica
Mf = Masa fundamental traquítica o granofírica
Pl = Plagioclasa (Albita)
Nicoles X. (x 30)

LAMINA III

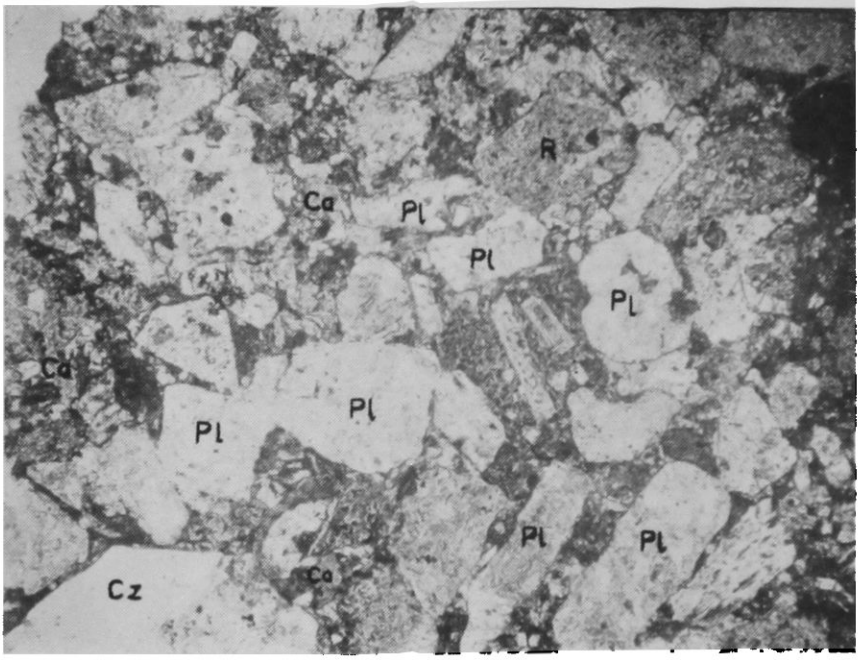


FIGURA Nº 5 (C. Ch. 42) : Grauvaca volcánica
Cz = Cuarzo
Pl = Plagioclasa (Albita)
Ca = Calcita
R = Roca (Traquita de soda)
Nicoles X. (x 30)

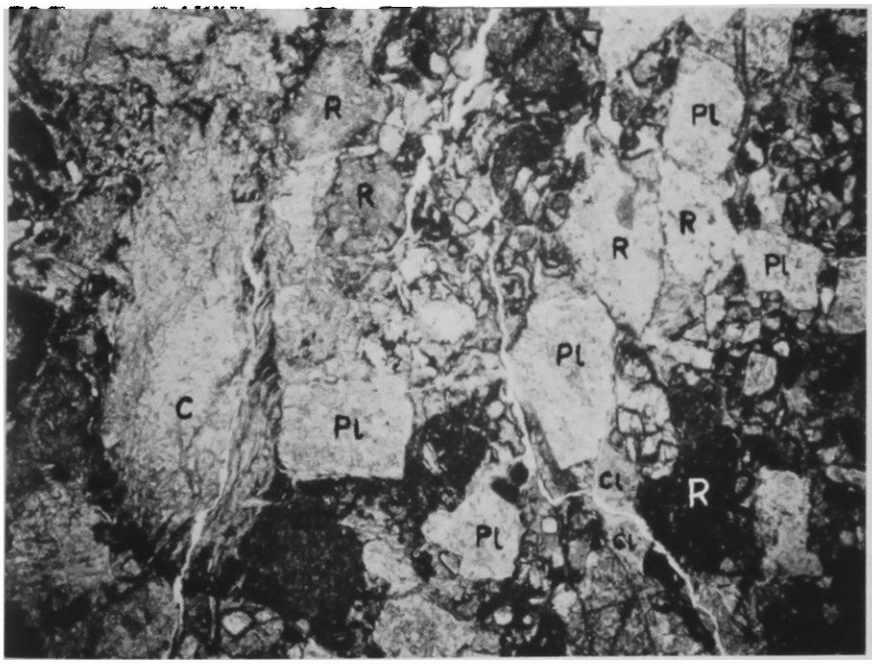


FIGURA Nº 6 (C. Ch. 80) : Arenisca tobífera
Pl = Plagioclasa (Albita)
C = Ceniza Volcánica
R = Roca (Traquita de soda)
Nicoles X. (x 30)

LAMINA IV

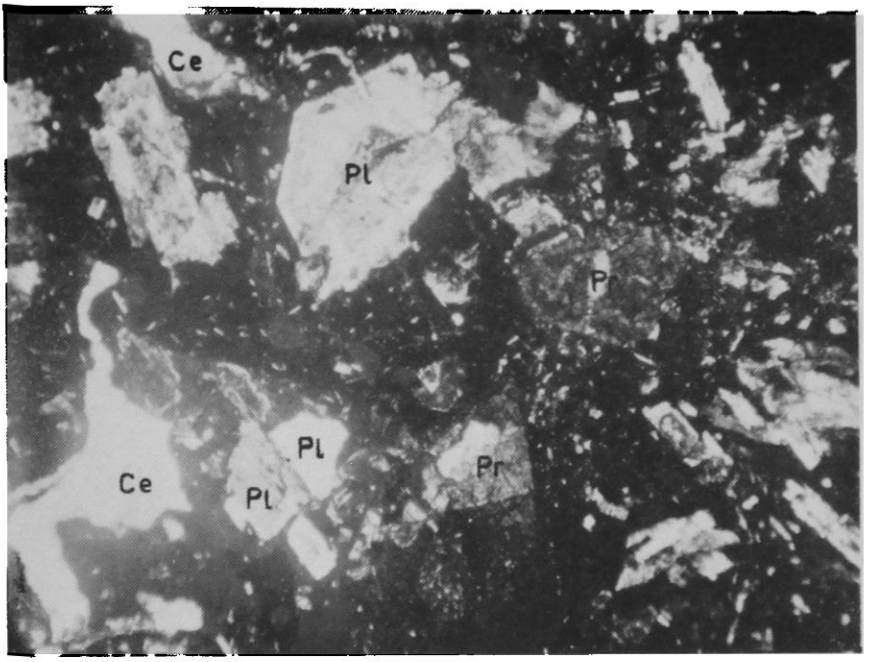


FIGURA Nº 7 (C. Ch. 66): Andesita porfírica
Ce = Ceolita
Pl = Plagioclasa (Andesita)
Pr = Piroxena (Augita)
Nicoles X (x 100)

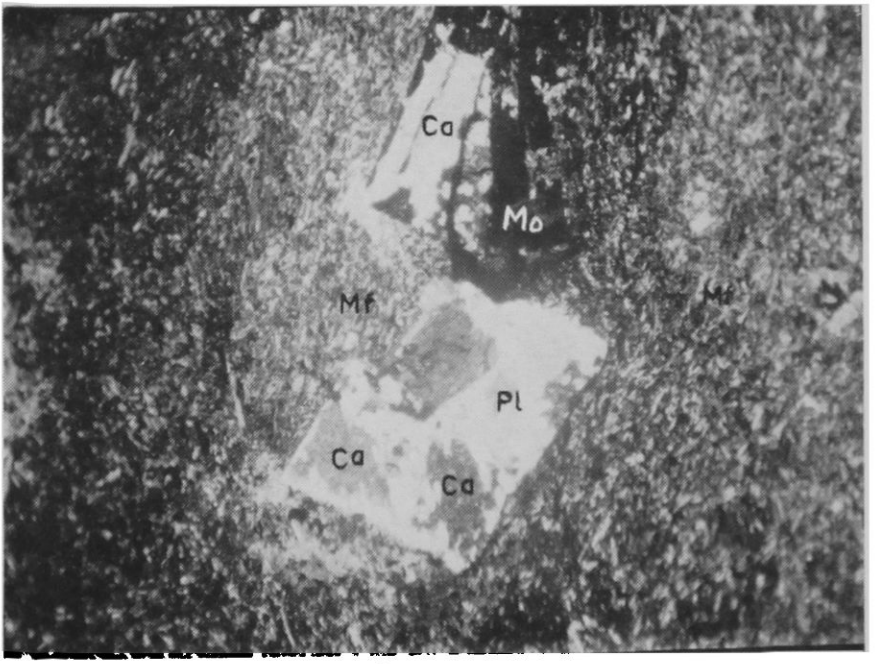


FIGURA Nº 8 (Bl - 16): Traquita de soda
Mf = Masa fundamental (Traquítica)
Pl = Plagioclasa (Albita)
Ca = Calcita
Mo = Mineral opaco (probable magnetita)
Nicoles X. (56)

LAMINA V

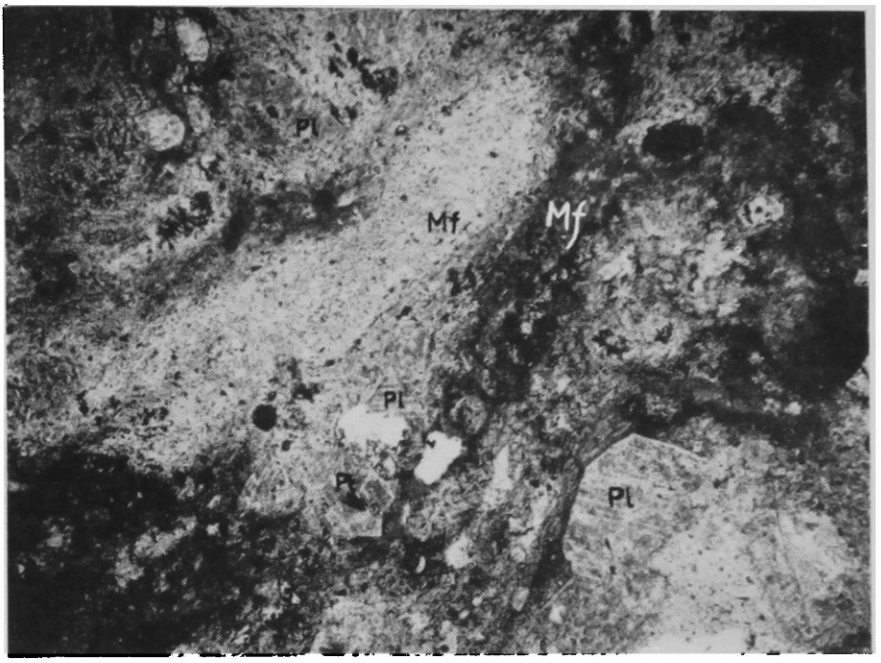


FIGURA Nº 9 (Bl - 19) : Vulcanita traquítica de soda
Mf = Masa fundamental criptocristalina
Pl = Plagioclasa (Albita)
Sin Analizador. (x 30)

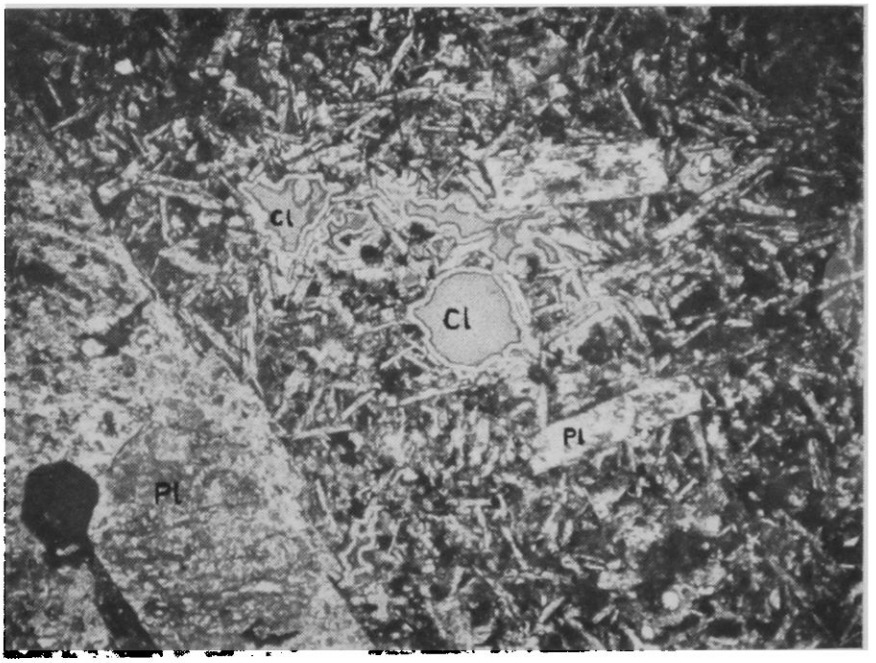


FIGURA Nº 10 (Bl - 7 c) : Ocoita (Andesita porfírica)
Pl = Plagioclasa (Labradorita)
Cl = Clorita
Pr = Piroxena
Mf = Masa fundamental hialopilítica
Sin Analizador. (x 30)

LAMINA VI

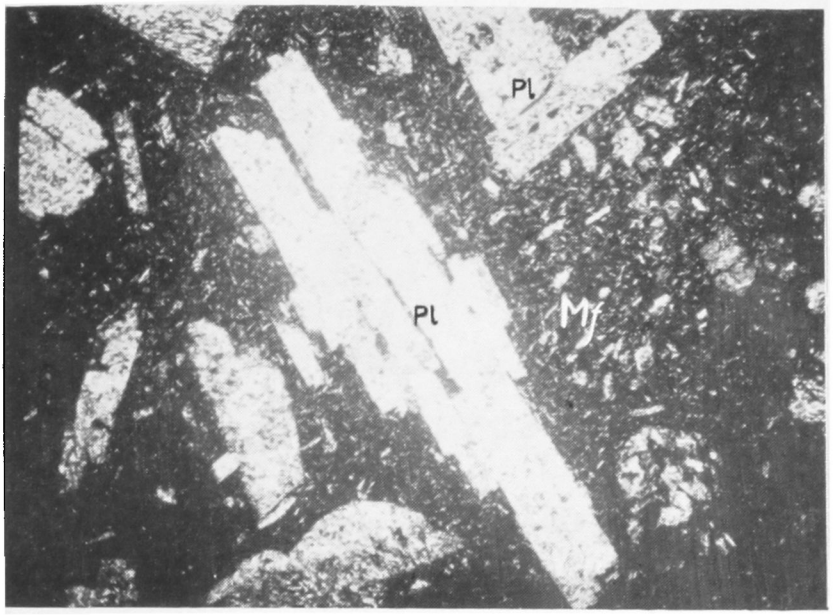


FIGURA Nº 11 (Bl - 7 f) : Ocoita (Andesita porfírica)
Mf = Masa fundamental hialofítica
Pl = Plagioclasa (Labradorita)
Nicoles X. (30)

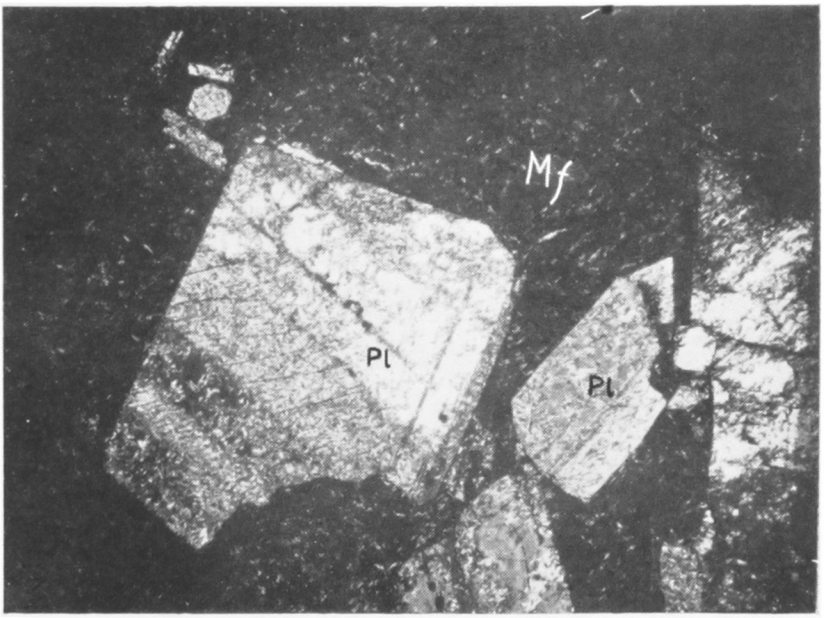
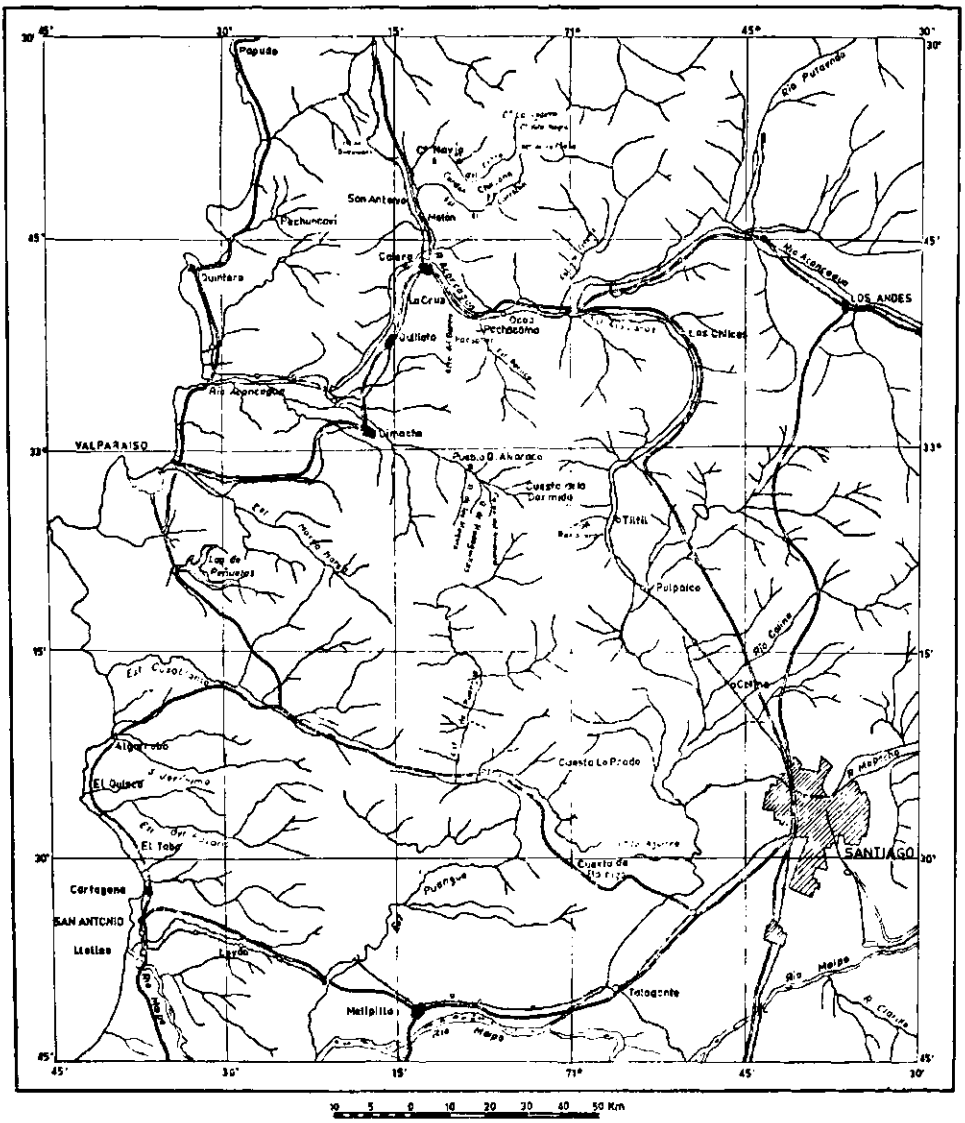


FIGURA Nº 12 (Lb 7 a_1) : Ocoita (Andesita porfírica)
Mf = Masa fundamental hialofítica
Pl = Plagioclasa (Labradorita)
Sin Analizador. (x 30)

PLANO DE UBICACION