

DEPARTAMENTO DE MINAS Y PETRÓLEO
DEL MINISTERIO DE FOMENTO

11 (430-13) p1

Geología de la región de Longotoma y
Guaquen en la provincia de Aconca-
gua con la carta geológica provisoria

por

JORGE MUÑOZ CRISTI

VARIOS
4 p

IMPRESA NASCIMENTO
SANTIAGO 1938 CHILE

SIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

INDICE

	Págs.
Introducción	2
Fisiografía	3
La Formación Geológica	
Generalidades	5
El Zócalo Pre-Mesozoico	10
El Triásico	18
Los Queratófiros de la Quebrada El Peral y Costas Adyacentes	19
Los Queratófiros al Norte de la Bahía Molles	21
Las Pizarras de Guaquen	30
Queratófiros en el Cerro Colorado de Longotoma	32
El Triásico en el Cerro Pulmahue	35
El Jurásico	
Lias y Dogger	36
Guayacanes	39
Cerro Pulmahue	40
Cerro Coligües	42
Cerro San Francisco	46
Ladera Oriental del Estero Ucúquere	47
La Formación Porfirítica	52
La Tectónica	61



BIBLIOTECA NACIONAL
SECCIÓN CONTROL

GEOLOGIA DE LA REGION DE LONGOTOMA Y GUAQUEN EN LA PROVINCIA DE ACONCAGUA CON LA CARTA GEOLOGICA PROVISORIA

POR JORGE MUÑOZ CRISTI

MATERIALES PARA EL MAPA GEOLOGICO ECONOMICO DE CHILE

INTRODUCCIÓN

La región que describiremos en el presente estudio es la que abarca la parte noroeste de la provincia de Aconcagua y sus regiones limítrofes, o sea la comprendida entre la costa del Pacífico por el oeste, el valle del estero Las Palmas que recorre el ferrocarril longitudinal por el este, el río Quilimarí por el norte, y el río Ligua por el sur.

Hemos preferido comenzar en este sector los estudios destinados al levantamiento geológico del país, porque allí apatecen bien desarrolladas las formaciones basales de la formación Porfírica Jurásica que más al interior llegan a adquirir el predominio entre todas las formaciones geológicas, y, además, la región materia de este estudio está colindando con la zona de rocas antiguas que ocupan gran parte de la costa de Chile y que hasta ahora permanecen bastante enigmáticas por lo que se refiere a su interpretación geológica. Con el conocimiento de esta zona limítrofe mesozoica, será más fácil emprender el estudio detallado de estas rocas antiguas.

Una de las mayores dificultades que se presentaban para encarar el estudio de esta zona era la insuficiencia de los mapas publicados hasta ahora, pues solamente para la mitad meridional existen levantamientos del Instituto Geográfico Militar y para el resto contábamos solamente con la Carta Geográfica Minera de la Provincia de Aconcagua en escala 1 : 100,000, publicada por la Inspección de Geografía y Minas el año 1905. Pero este mapa adolece de grandes errores, a lo menos en la parte que debíamos utilizar, por lo que se hizo necesario levantar nuevamente toda la región que no abarcaban las planchetas del Instituto Geográfico Militar, o sea una extensión de más o menos 1000 km².

Debo agradecer especialmente la colaboración del señor Humberto Fuenzalida Villegas, jefe de la Sección Geología y Paleontología del Museo Nacional, quien tomó a su cargo el estudio de todo el material paleontológico recogido, y además me ayudó en su recolección. A los ingenieros señores Kaiser y Nef que colaboraron en los levantamientos geológicos y topográficos; al ingeniero señor Flores que hizo parte del estudio petrográfico y a los topógrafos señores Abud y Jorquera que realizaron los levantamientos topográficos.

La presente memoria no tiene la pretensión de ser completa, pues hay varios problemas que no han podido ser resueltos aun satisfactoriamente y es preciso esperar el resultado del estudio en regiones más extensas. Esto vale principalmente para el zócalo premesozoico y la formación porfirítica. Tampoco hemos hecho el estudio detallado de las dioritas andinas, porque para llegar a algún resultado satisfactorio de la marcha de la diferenciación debemos esperar el resultado de algunos análisis químicos, lo que tardará aún algún tiempo.

FISIOGRAFIA

La región materia del presente informe pertenece a la zona en que ya no existe un valle longitudinal propiamente dicho, como ocurre desde Santiago hacia el sur, pero que está constituida por una serie de cordones montañosos separados por valles de ríos más o menos importantes.

Los ríos principales que la surcan son: el Petorca en la parte sur y el Quilimarí en la parte norte. El río Quilimarí está bordeado por el sur por un cordón montañoso que forma el límite de las provincias de Aconcagua y Coquimbo. Este cordón nace a orillas del mar en el cerro Santa Inés con 656 mts. de altura y lleva las cumbres más altas de la región como los cerros Cógules con 664 mts., Pajaritos con 855 mts., Imán con 1,514 mts. y Horqueta con 1,973 mts.

El río Petorca describe un gran arco con su concavidad hacia el sur, rodeando en esta forma el macizo montañoso del cerro Pulmahue que termina hacia el sur en los llanos marginales del río Ligua.

Entre el cordón que bordea por el sur el río Quilimarí y el río Petorca, existen varios cordones de dirección aproximadamente norte sur, entre los cuales han quedado valles por donde corren los tributarios que caen al Petorca por el lado norte, siendo los principales el estero Guaquén y el estero Ucúquere.

El cordón más occidental está separado de la costa por una planicie costanera que se eleva gradualmente desde 10 mts. que es el alto de la barranca de la costa hasta 100 mts. al pie de los cerros.

Los factores dominantes del relieve de esta región lo constituyen una extensa peniplanicie, cuya altura varía entre 1,300 y 1,500 mts. y que está muy bien desarrollada en la cumbre del cerro Imán y parte del cordón oriental, sobre la cual se elevan las cumbres más altas como el cerro Horqueta (Lám. 1, fig. 1).

Si descendemos de la peniplanicie hacia el valle del Quilimarí aparecen una serie de terrazas, correspondientes a los diversos niveles de erosión del valle del río Quilimarí. Tal disposición es la misma que podemos observar en todos los valles de la región central de Chile, y ha sido el resultado del ascenso de la peniplanicie terciaria.

Condiciones fisiográficas anormales encontramos en el valle del estero Ucúquere, que está formado por la unión de los esteros Ossandón y Chicharra, que se unen a 8 kms. al norte de la desembocadura en el río Petorca. Ambos nacen del cordón divisorio de aguas entre los ríos Petorca y Quilimarí, que en esta parte está constituido por la amplia peniplanicie mencionada.

En el desarrollo del valle del estero Chicharra, puede apreciarse muy bien el efecto de los movimientos tectónicos sobre la topografía actual. En efecto, dicho valle está bordeado hacia el este por una pendiente relativamente suave que forma la

vertiente occidental del cordón oriental. En ella la característica dominante es la de escalones más o menos horizontales unidos por tramos de pendiente un poco mayor. A primera vista, dicha ladera da la impresión de estar muy quebrantada, lo que se debe a la existencia de quebradas que llevan al mismo rumbo del cordón, abiertas posiblemente a lo largo de fallas modernas, pues todo este sector está muy dislocado. Por estas fallas se han formado riscos imponentes, como los que bordean por el poniente el cerro Clonque (Lám. 1, fig. 2).

En la parte superior del estero Chicharra el cerro cae abruptamente al valle.

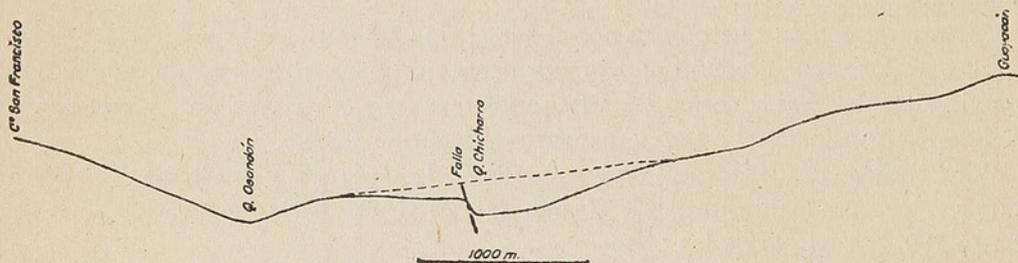
El estero Ossandón tiene por ambos lados laderas relativamente suaves que indican un desarrollo normal del valle.

Si se observa la ladera oriental del valle del estero Chicharra desde un punto situado a más de 500 mts. en el mismo cordón, ella aparece con un aspecto continuo hasta el valle de Ossandón y no es visible la interrupción provocada por el Cajón de la Chicharra, que constituye un valle excavado en la misma ladera a lo largo de una falla.

Por efecto de esta falla se ha formado una barranca bordeando por el poniente el valle y que a primera vista aparece como una plano perfecto de 5 kms. de largo sin estar interrumpido por quebradas laterales.

El perfil de la fig. 1 muestra claramente estas relaciones.

Fig.1 Perfil Topográfico entre Cº San Francisco y Queb. Guayacán-Langotoma



Desde la confluencia de los esteros Ossandón y Chicharra, hasta su desembocadura en el río Petorca, el estero Ucuquere corre por un ancho valle, cuya ladera oriental participa de las características normales, es decir, pequeñas terrazas unidas por tramos de mayor pendiente, y la ladera occidental está formada: primero por la gran barranca de falla del estero San Francisco y después por la fuerte pendiente del cerro Colorado, también correspondiente a la misma falla.

El valle del estero Guaquén es una extensa planicie conectada con la terraza marina costanera y corresponde, pues, a una bahía del mar cuaternario.

La fisiografía de la parte occidental de la región que estamos describiendo está determinada principalmente por el retroceso marino ocurrido en el cuaternario.

Entre la Punta Molles y la Bahía de Pichidanguí existe una terraza antepuesta a la costa, cuya superficie es bastante accidentada y no presenta la forma lisa, como ocurre más al sur. Tal diferencia proviene de la diversa composición petrográfica del suelo. Esta terraza termina en la costa con un acantilado de paredes abruptas

interrumpido por numerosos caletones de paredes verticales. La altura de esta terraza en la costa es de más o menos 20 mts. y en su borde oriental de 100 mts. La parte plana de la terraza llega a tener a lo sumo 1 km. de ancho.

Desde la Caleta Molles se interna en dirección N. E. una extensa planicie que asciende gradualmente hasta la altura de 200 mts. sobre el nivel del mar. La superficie de esta planicie es enteramente lisa, debido a que ha sido labrada sobre un suelo de pizarra y sólo está interrumpida por las quebradas que bajan del cordón que la cierra por el norte y por el este, las mayores de las cuales han excavado un cañón profundo con paredes verticales hasta de 50 mts. de hondura; de modo que tienen todas las características de quebradas modernas. Esta planicie es indudablemente de origen marino y llegó a su posición actual por los movimientos tectónicos del cuaternario.

En la ladera sur del valle del río Quilimarí, volvemos a encontrar la misma terraza marina cuaternaria en la planicie sobre la cual se elevan los cerros Santa Inés, Morro Solo y todo el cordón divisorio con Guaquén. Esta terraza se interna hacia el interior hasta 8 kms. de la costa. Se trata de una terraza de abrasión cubierta en parte por bloques erráticos, y en la cual las quebradas actuales como La Buitre y la Espino han excavado pequeños cañones.

Entre la Bahía Molles y la Bahía de la Ligua se pueden distinguir dos terrazas, una a 100 mts. sobre el nivel del mar, que es la más extensa y continua, y otra a 50 mts. que aparece sólo en partes, pues parece que debe su origen a la formación de bahías durante el cuaternario.

En la terraza alta el estero Guaquén ha labrado un cañón profundo de paredes casi verticales.

Esta terraza marina penetra en el valle del río Petorca hasta la confluencia del estero Ucúquere con el río Petorca, donde se confunden con la terraza fluvial de este último. En esta parte se diferencia de las terrazas costaneras en que se trata de una terraza de acumulación.

LA FORMACION GEOLOGICA

GENERALIDADES

La estructura geológica de esta región es la resultante de dos grandes acontecimientos que ocurrieron a fines del Paleozoico y comienzos del Mesozoico, es decir, el desmembramiento del antiguo continente de Gondwana y las invasiones marinas, alternadas con grandes efusiones volcánicas, que se producen en el Triásico Superior y Jurásico, fenómenos que suministran las rocas que componen la mayor parte del territorio chileno, a lo menos en su mitad occidental.

A consecuencia del régimen continental que predominó durante mucho tiempo después del plegamiento de los Gondwanidas, el zócalo sobre el cual se depositan las rocas del Mesozoico, correspondiente a la transgresión, es muy variado en su composición, y seguramente abarca rocas desde el Arcaico hasta el Pérmico, a veces con distribuciones areales muy restringidas y siempre limitadas a la costa, por ser ésta una zona de grandes movimientos verticales que han traído a luz tales rocas. Estos movimientos tectónicos oponen una gran dificultad para apreciar las sucesiones estratigráficas normales, pues casi siempre los contactos entre las rocas antiguas y las de ambiente andino están constituídas por fallas no siempre fáciles de reconocer.

Las rocas del zócalo pre Mesozoico se caracterizan por un fuerte metamorfismo de carácter regional que oculta las características originales de dicha rocas. Están atravesadas por filones de pórfido cuarcíferos y queratofiros cuarcíferos conjuntamente con granitos alcalinos. Estas acciones eruptivas datan probablemente del Paleozoico, o Algonquiano pues han sido afectadas por un metamorfismo dinámico intenso, seguramente el correspondiente al plegamiento Caledónico. A pesar de que las características petrográficas de los queratofiros y pórfidos mencionados son muy análogas a las de las grandes corrientes del Jurásico, no podemos colocarlos todos en el mismo grupo, porque el conglomerado basal del Cárnico cerca de Los Vilos lleva rodados de queratofiros cuarcíferos, pórfidos cuarcíferos y granitos alcalinos (1).

Sobre este zócalo tienen lugar las grandes corrientes efusivas del Triásico que producen queratofiros pobres en cuarzo, los que tienen a veces capas de pizarras intercaladas con una flora relativamente abundante y muy análoga a la que se encuentran en otras partes de Sud América y que había sido atribuída siempre al Rético, pero que aquí aparece por debajo del Nórico y en su base (2).

La línea de contacto normal entre el zócalo Paleozoico y los queratofiros triásicos se puede observar en la terraza antepuesta a la costa entre Punta Pichicui y la desembocadura del estero Ballena. Más al norte de la región que estamos describiendo, en Los Vilos, entre estos queratofiros y el zócalo Paleozoico hay intercalada una potente serie de pizarras marinas del Cárnico (3), pero ella falta totalmente en esta región. Tal fenómeno de un retardo de las transgresiones marinas a medida que avanzamos hacia el sur, o más bien dicho hacia el S. S. E. es un fenómeno general en toda la zona, y aun parece que en toda la mitad austral de Sud América, pues la transgresión mesozoica que en Los Vilos comienza en la parte inferior del Triásico superior, en el cerro Pulmahue comienza en el Lias Inferior y en la Cordillera de San Juan en la República Argentina en el Lias medio según las investigaciones de los geólogos argentinos. (4).

Los queratofiros mencionados pasan insensiblemente hacia arriba a un potente complejo de pizarras marinas con intercalaciones de areniscas, cuyo perfil aparece claramente en la Bahía Molles y en las quebradas que forman el suelo de los llanos de Los Molles. La parte más alta de este perfil parece corresponder ya al Lias Inferior, de modo que en esta parte tendríamos el paso gradual del Triásico al Lias. En condiciones análogas se produce la transición del Triásico al Lias en el cerro Coligües, aunque aquí, la mayor abundancia de areniscas gruesas, conglomerados finos y bancos de calizas indican condiciones de mayor cercanía a la costa.

En condiciones muy diferentes, se produce la transgresión un poco más al sur, en el cerro Pulmahue, donde las capas marinas más antiguas están representadas por el Lias, descansando en transgresión sobre una superficie constituída por queratofiros atravesados por granitos fuertemente tectonizados.

Sobre las pizarras del Lias Inferior se coloca una serie relativamente gruesa de

(1) Este punto será discutido en una próxima publicación.

(2) Esta flora ha sido descrita por FUENZALIDA en Anales Museo Nacional, 1937, donde discute también su posición estratigráfica.

(3) Según determinación provisoria de su fauna, hecha por FUENZALIDA.

(4) RIGAL R. El liásico en la Cordillera del Espinacito (Prov. de San Juan). *Direc. Gen. de Minas*. Publ. 74. Buenos Aires 1930.

queratófiros, algo más básicos que los correspondientes al Triásico, que en los faldeos occidentales del cerro Pitirque adquieren una potencia de más o menos 400 mts. y lleva intercalaciones de calizas en parte fosilíferas, del Lias Superior y en su parte más alta una intercalación de pizarras con fósiles del Dogger Inferior, sobre la cual siguen nuevamente queratofiros y en seguida porfiritas. Tal sucesión se puede observar en el cerro San Francisco, Puntilla Chivato y Cordón de la Chicharra, todas estas localidades en el centro de Longotoma.

Este perfil así descrito, que hace comenzar la serie porfirítica en el Dogger Inferior, está de acuerdo con la que se conoce desde hace mucho tiempo para la región de Caracoles y Calera por las investigaciones de Steinmann (5), Moericke (6) y Hemmer (7). Pero tal situación la tenemos aquí solamente en la región del cerro San Francisco y Chicharra, en otras partes la formación porfirítica adquiere posiciones enteramente diferentes.

La formación porfirítica toma un gran desarrollo en el cordón divisorio entre Longotoma y el valle Las Palmas. Esta serie tiene el rumbo del cordón, es decir N. N. O y se apoya con tobas porfiríticas sobre los queratofiros del Lias Superior, faltando totalmente las capas de pizarras del Dogger Inferior que hemos mencionado en San Francisco-Chicharra. En la esquina S. E. de la zona estudiada existe en la base de la formación porfirítica un conglomerado grueso con rodados de queratofiros y granitos posiblemente paleozoicos. En el valle del Petorca, cerca de Guayacanes hemos encontrado en la base de esta formación arcillas tobíferas con pequeños gasterópodos indeterminables que parece ser de formación lagunar. Esta formación en el cordón de los cerros Horqueta e Imán se propaga más al Oeste llegando hasta la quebrada Leoncillo. Por estos caracteres parece que tal serie porfirítica sea diferente a la correspondiente al Dogger y se haya producido con posterioridad a los movimientos tectónicos que según Groeber (8) tienen lugar durante el Malm, o sea que correspondería a la serie málmico-cretácea.

La resolución de este problema no será posible, mientras no se extienda el estudio a una región más amplia, pues aquí la falta de fósiles característicos impide la determinación de su posición estratigráfica y el estudio petrográfico no da una solución satisfactoria por la similitud entre las rocas porfiríticas de los diversos ciclos, y las pequeñas diferencias que pudieran existir están oscurecidas por el metamorfismo hidrotermal, resultado de las intrusiones de dioritas andinas que abarcan gran parte de la región.

Además de esta serie porfirítica del cordón divisorio de Longotoma-Las Palmas, encontramos algunos núcleos aislados de esta clase de rocas en el cerro Tapado y Pizarro que se continúan hacia el sur hasta la Punta Guallarauco, en la costa, las que se ponen en contacto por el oeste con las rocas paleozoicas y triásicas de la terraza

(5) STEINMANN G., zur Kenntnis des Jura und Kreideformation von Caracoles.—N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 1. 1881.

(6) MÖRICKE., Versteinerungen des Lias und Unter-Oolith von Chile. N. Jahrb. f. Min. usw., B-Bd. 9, 1904.

(7) HEMMER A. y BIANCHI E. Informe Geológico Minero de las Minas de la Soc. Aurífera de Ocoa Bol. Dpto. de Minas y Petróleo V-42, Santiago, Enero 1935.

(8) GROEBER, P., Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, Direc. Gen. de Minas, Pub. 1. 58 Buenos Aires 1929.

antepuesta a la costa, por el norte con las dioritas andinas, lo mismo que al oriente. Otro núcleo análogo al anterior aparece en el curso medio del estero Los Molles y los cerros que lo bordean, y en el cordón del cerro Coligüe. Estas rocas es posible que representen las intrusiones de porfiritas que dieron lugar a las corrientes de lavas ya mencionadas, pues en ellas faltan totalmente las tobas y brechas, y muchas veces aparecen como inyecciones sucesivas.

Las dioritas andinas del cretáceo inferior tienen una gran propagación en esta zona, pero no aparecen como un macizo continuo, sino que en forma de tres macizos aislados, que afloran especialmente en las partes bajas. Ellas son: el del valle del río Petorca que ocupa toda la zona situada más o menos por debajo de los 100 mts. aunque en la falda N. O. del cerro Pulmahue llegue hasta los 500 mts. y por el oeste parecen llegar hasta el mar, pero sus afloramientos allí no son visibles por estar cubiertos de médanos. El de la parte central con un contacto muy irregular. El del curso superior del estero Chicharra que ocupa la parte occidental del cordón divisorio Longotoma-Palquico entre la quebrada Ahorcado y la estribación occidental del cerro Horqueta y del valle de Las Palmas.

Las dioritas andinas tienen aquí las mismas características petrográficas que han sido descritas para otras regiones del batolito andino, como en la Patagonia y Tierra del Fuego. Son rocas que por el grado diferente de diferenciación magmática pasan de gabbros a dioritas cuarcíferas y granitos aplíticos, con muchas fases intermedias, siendo la más importante la de las granodioritas que se producen por hibridismo de un magma granítico con la diorita cuarcífera.

La intrusión de estas rocas ha producido un metamorfismo termal intenso en las rocas de su techo, especialmente cuando se trata de margas, que han sido transformadas en rocas de la misma composición que una porfirita y a las cuales hemos dado el nombre de flintas calcáreas por su analogía con ciertas rocas metamórficas de Inglaterra que allí se designan por «calc-Hintas» (9). En la nomenclatura usual, estas rocas debieran llamarse piedras córneas, pero al hacerlo así se comprenden en el mismo término rocas de caracteres muy diferentes y estimamos preferible usar tal término solamente para las rocas metamórficas afaníticas. La característica principal de estas rocas es la formación de piroxenas ricas en magnesia, ya sean rómbicas como enstatita hiperstena, o monoclinicas de la serie diopsido-hedenbergita. Estos efectos metamórficos donde se manifiestan mejor es en la faldas sur y norte del cerro Coligüe.

Los efectos metamórficos de las dioritas andinas sobre las rocas pobres en cal, pueden estudiarse en la aureola metamórfica que existe en el contacto occidental del macizo diorítico de Guangualí, donde las rocas encajadoras son pizarras y areniscas. Allí se han formado cuarcitas, cuarcitas de biotita, pizarras seriécicas, y en pequeña proporción algo de granate. En estas rocas siempre se ha formado bastante feldespato cercano de albita, de modo que hay una transición gradual entre la roca eruptiva propiamente tal y la sedimentaria metamorfoseada.

El metamorfismo termal de las porfiritas es menos evidente y se manifiesta casi siempre por la formación de epidota y una albitización de los feldespatos. En otros casos, la roca ha experimentado una silicificación intensa. En cambio, las acciones hidrotermales han afectado profundamente a las porfiritas. Como resultado de estas

(9) HARKER- Metamorphism, London 1932.

acciones las augitas originales han pasado a anfíbolos actinolíticos y a veces algo alcalinas, las que por un grado más avanzado de alteración se transforman en cloritas o biotitas. Los feldspatos que originalmente eran labradorita se han uralitizado, se ha formado bastante mineral de fierro y a veces algo de cuarzo.

Desde el punto de vista tectónico podemos distinguir en la región tres grupos principales: El zócalo paleozoico, el triásico-jurásico y el supuesto malm.

La estructura tectónica del zócalo paleozoico es el resultado de fuertes movimientos de plegamientos ocasionados por presiones tangenciales. Pero debido a la escasa propagación que tienen esas rocas no es posible dilucidar el detalle de estos movimientos. Aun la dirección general del movimiento no se conoce con certeza por las frecuentes fallas que hacen cambiar el rumbo de las capas en trechos cortos. En general parece que se trata de pliegues estrechos, cuyos ejes tienen cierta inclinación con respecto a la horizontal.

El grupo triásico liásico, a pesar de estar formado por rocas muy diversas en las que se suceden las eruptivas y sedimentarias, conserva una unidad tectónica y las pequeñas capas de conglomerados que se interponen son el resultado solamente de movimientos epirogénicos lentos que han afectado de igual modo a todo el conjunto.

Después de la sedimentación de las capas porfiríticas del Dogger Inferior debieron producirse movimientos epirogénicos muy intensos correspondientes al ciclo diastrófico oxfordiano de Groeber, por efecto de los cuales toda la superficie se divide en bloques separados por fallas que tienen movimientos relativos, algunos de gran importancia. A consecuencia del ciclo diastrófico se produce una erosión intensa que hizo desaparecer de esta zona la casi totalidad de las capas porfiríticas del Dogger, las que habrían suministrado el material tobífero que constituye la base de nuestra supuesta formación málmica. Esta última no presenta fenómenos tectónicos de consideración y en toda su extensión conserva el arrumbamiento N. N. O. e inclinación de 20° al oriente.

Debido a los movimientos epirogénicos del jurásico medio el complejo triásico y liásico adopta aproximadamente una disposición sinclinal, con las capas del poniente, es decir, los queratofiros de la costa entre Caleta Molles y Bahía Pichidangui y las pizarras nórico liásicas arrumbadas N. N. E. con inclinación de 20 a 30° al este y los queratofiros y pizarras del cerro Coligüe y cerro San Francisco inclinados en general al oeste. Decimos en general, porque este último sector está muy dislocado de modo que los rumbos varían entre E. N. E. y N. N. E. en los diversos bloques. Pero este sinclinal no se debe interpretar como resultado de un plegamiento.

La parte central de este pseudo-sinclinal que debe ser la más dislocada, sirvió de foco para las inyecciones porfiríticas que constituyen la gruesa serie del cordón oriental y después en esta misma zona se producen las intrusiones de dioritas andinas.

Al sur del río Petorca la estructura tectónica es algo diferente, pues aquí tenemos todo el liásico arrumbado N. N. O. con inclinación de 20° al N. E.

Como resultado de la intrusión de las dioritas andinas, se han originado varias vetas metalíferas, cuya importancia económica aun no se conoce.

En la falda S. O. del cerro Coligüe dentro de una zona de margas metamorfoseadas a flintas existe un stock werk de minerales de cobalto formado por venillas irregulares de Löllingita y arsenopirita. Parece que estas venillas estuvieron bastante concentradas en un bolsón que se explotó hace algún tiempo.

En las cercanías, pero dentro de granodioritas hay vetas de cuarzo con piritas auríferas que han sido algo explotadas en la zona de oxidación, pero la explotación se paralizó al llegar a las piritas.

En el contacto sur del macizo diorítico, en el cerro Colorado, frente a Quilimarí, hay potentes vetas de cuarzo ferruginoso con potencias de 2 a 3 mts. que dan una pequeña ley de oro en los afloramientos. Las quebradas que tienen su nacimiento en estos cerros han sido bastante explotadas por sus placeres auríferos, lo que podría ser un indicio de la existencia de una mineralización aurífera libre, pero dada la gran cantidad de limonita de las vetas sería probable también que se hubiera producido una concentración de oro en las quebradas, aunque la mineralización primaria fuera baja: geológicamente nada se puede avanzar respecto a las expectativas del depósito, porque faltan los estudios sistemáticos que indiquen el comportamiento de las soluciones de metales valiosos en relación con la diferenciación de las dioritas andinas.

Detallamos a continuación las características petrográficas y estratigráficas de las formaciones que hemos enumerado en la reseña que antecede.

EL ZOCALO PRE-MESOZOICO

En la región abarcada por nuestro plano geológico, aparece una formación que podemos atribuir al paleozoico por razones que estableceremos más adelante (10). Ella ocupa un sector en la hoya hidrográfica del curso inferior del estero Ballena, quedando comprendida entre los siguientes límites aproximadamente: por el sur la quebrada Quiquello, por el norte las porfiritas del estero Molles que la separa de las pizarras de Guaquén, por el oeste la costa y las fallas de Los Molles, por el este la formación porfirítica jurásica. Las rocas que predominan en ella son esquistas verdes de albita y anfíbola (Lam. II, fig. 3 y 4), que están atravesadas por filones de pórfidos cuarcíferos y granitos alcalinos. Tanto los pórfidos como los granitos se caracterizan por una fuerte proporción de soda.

Una formación análoga la tenemos en la costa entre la primera quebrada que existe al norte de la Punta Pichicui a 500 mts. de ésta y un punto situado al sur de la quebrada El Peral; pero en este sector aparece solamente a lo largo de la costa, pues a poca distancia de ella se superpone discordantemente la formación de queratofiros triásicos, lo mismo que ocurre hacia el norte y hacia el sur.

En la costa desde la desembocadura del estero Ballena hasta la quebrada Quiquello se puede estudiar un perfil parcial de estas esquistas verdes con sus intrusiones de pórfidos y granitos. El rumbo general de la formación es N. E., pero en algunos puntos toma rumbo N. S. por deflexiones locales de la dirección del plegamiento. La figura 2 representa un perfil de esta formación y ahí se puede ver que el plegamiento es bastante complicado, tal vez hay fallas y escurrimientos que no son perceptibles a la simple vista por la falta de capas características, como es, por ejemplo, el conglomerado del punto I; se nota un plegamiento muy agudo.

(10) Esta cuestión será dilucidada en un próximo informe sobre la región situada más al N. de la que estamos describiendo. Por ahora mencionaremos que en la morrena basal del Carbonífero de Huentelauquen abundan trozos de queratofiros, los que existen como **inyecciones en las rocas de Ballena.**

0 100 200 300 m.



Fig. 2

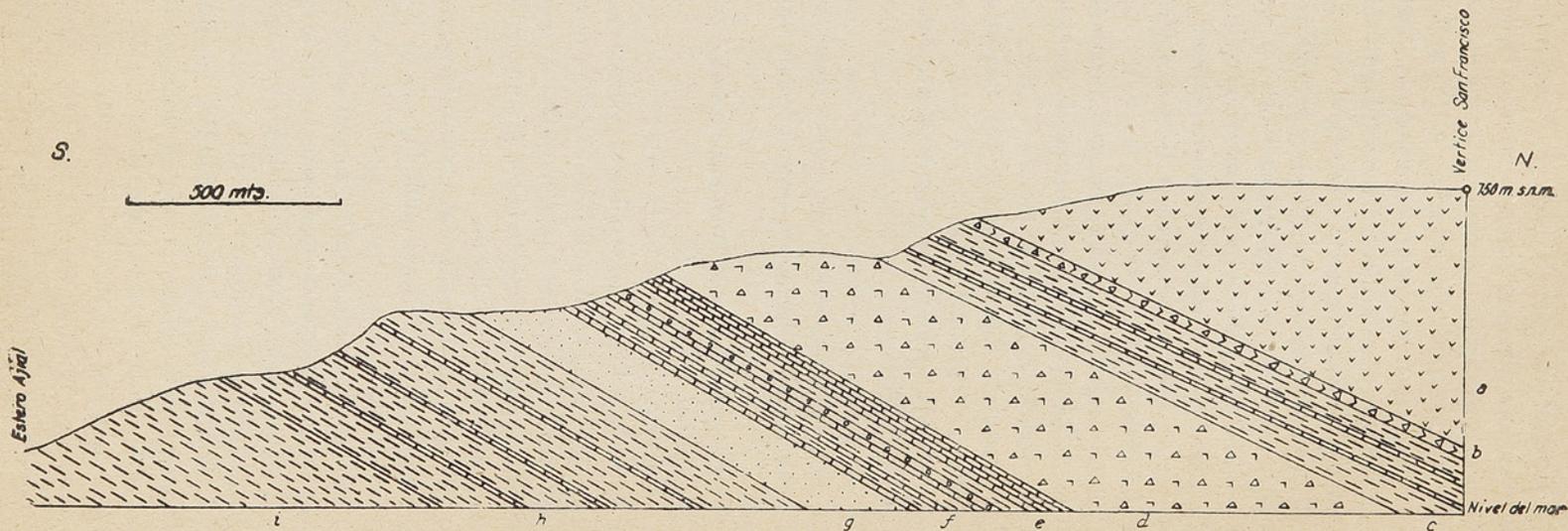


Fig. 5

La sucesión de capas en dirección N. E. a S. O. es desde un punto situado 300 mts. al sur de la desembocadura del estero Ballena es la siguiente:

a) Esquistas negras a grises, en su mayor parte transformadas a pizarras verdes, constituídas por albita, Ab_{90} , An_{10} , anfíbola, biotita, muscovita y magnetita con estructura intersertal, Rumbo N. E., inclinación 40° N. O.

b) Esquistas metamorfoseadas a anfibolita formada por albita, anfíbola y cuarzo orientados, especialmente la anfíbola.

c) Conglomerado con rodados de queratofiros cuarcíferos con los fenocristales de albita muy destrozados y abundante biotita y anfíbola secundaria.

d) Esquista en bancos completamente recristalizada a hojitas de biotita, clorita y sericita con núcleos de sustancia carbonosa.

e) Esquista metamorfoseada a anfibolita formada por anfíbola, albita, biotita, magnetita. Rumbo N. S. 60° E.

f) Filón de queratofiro con estructura esferolítica.

g) Banco calizo muy metamorfoseado a calcita y albita.

h) Pizarra N. E.; 80° N. O.

i) Arenisca N. E.; 60° N. O. muy tectonizada. Rodados de cuarzo y albita destrozados.

j) Pórfidos jaspeados con fenocristales de micropertita, cuarzo y albita, en parte destrozados. Filón.

k) Arenisca.

l) Conglomerado, cemento de pizarra sericítica, rodados de cuarcita.

El conglomerado lleva una capa intercalada de 40 cms. de porfiroide muy tectonizado.

m) Pizarras y areniscas metamorfoseadas a pizarras sericíticas, con andesina, cuarzo y biotita.

n) Areniscas y pizarras N. E.; 60° N. O., con capas de conglomerados con rodados de cuarzo de 1 a 2 cms. y pizarras negras.

o) Filones de granito sódico tectonizado, que atraviesan las pizarras y areniscas.

p) Pizarras y areniscas metamorfoseadas por el granito. Por el metamorfismo se ha formado cuarzo y muscovita en grandes cristales dentro de una masa sericítica fina provenientes de la albita.

q) Filón de pórfido cuarcífero con micropertita, albita y cuarzo.

r) Esquistas de albita y anfíbola, cuarzo y sericita. Estos dos últimos por la acción de los filones.

s) Filones de pórfido cuarcífero con esferolitas y metamorfismo dinámico que destrozó los fenocristales de feldespato y originó bastita.

t) Conglomerado grueso con rodados bien redondeados hasta de 10 cms. de pórfidos cuarcíferos y granitos.

Del perfil descrito se deduce que hay dos diversos tipos de metamorfismo: uno que originó las anfibolitas y otro las pizarras de cuarzo y sericita. El primero aparece siempre en las partes más alejadas de los filones, de modo que no se podría atribuirlo a la acción de estas intrusiones. En cambio siempre en las vecindades de los granitos se ha formado abundante sericita, muscovita y cuarzo. Por tal motivo nos inclinamos a creer que la formación de las esquistas de anfibolita y albita tenga su origen en un metamorfismo regional producido en la mesozona de GRUBENMANN.

En la región situada más al sur, entre la Quebrada El Peral y Punta Pichicui, encontramos también las esquistas verdes de anfíbola y plagioclasa, pero allí las plagioclasas son más básicas, llegando a andesina y aparece en gran cantidad un diopsido. La diferencia entre unas y otras podría tener un origen en una diferencia de los sedimentos originales o bien en una diferencia de zonas en las cuales se produjo el metamorfismo; pero como en una y otra serie aparecen los mismos bancos de conglomerados intercalados es preferible suponer que se trata de los mismos horizontes y que la diferencia mineralógica tenga su origen en una diversa composición de los sedimentos originales.

Esta serie de esquistas verdes está atravesada por varios filones de pórfido cuarífero, queratofiros y granitos, estos últimos los encontramos solamente en el tramo comprendido entre la quebrada Quiquello y el estero Ballena.

Los pórfidos que aparecen al sur de la quebrada El Peral son rocas de color gris ligeramente verdoso, aspecto córneo con algunos fenocristales de feldespato perceptibles a la simple vista. Bajo el microscopio aparecen con estructura porfirítica. La masa fundamental es microcristalina y está formada por pequeños granos de cuarzo y feldespato redondeados de 0,08 mm. pero los feldespatos tienden a formar individuos alargados. Su composición corresponde a ortoclasa, micropertita y albita. A veces los granos idiomorfos de ortoclasa están encerrados en una matriz informe de albita, pero también ocurre el caso inverso. La proporción de cuarzo en la masa fundamental es muy variable en las diversas secciones examinadas. En esta masa fundamental se distinguen algunos pequeños agrupamientos de cristales de anfíbola con Pleocroísmo entre verde claro y verde oliva. Además pequeñas hojitas de biotita y muscovita. Estos minerales son más abundantes en las cercanías de los granos de cuarzo y parecen ser más modernos que la roca primitiva, lo mismo que algo del cuarzo. Tal vez se han originado por los procesos metamórficos termales que afectaron la región.

Los fenocristales son relativamente escasos, y en algunas secciones faltan totalmente. Su tamaño más frecuente es entre 0,5 y 0,8 mm. En su mayor parte corresponden a micropertita, y albita y casi siempre llevan granos de cuarzo intercalados. A veces tienen forma alargada, pero otras son redondeados por haber sido corroídos por la pasta. (Fig. 6, Lám. III).

En el tramo de esquistas verdes que está al sur del estero Ballena también abundan los filones de pórfidos con características análogas a los descritos. Describiremos solamente el correspondiente a la muestra 162 que presenta ciertas particularidades interesantes. Este pórfido forma una chimenea fuertemente comprimida. El núcleo es macizo, pero en la periferia muestra una foliación concéntrica bien marcada. El núcleo tiene una masa fundamental constituida por un agregado muy fino de esferolitas (Fig. 6, Lám. III-D. 162), junto con granos de cuarzo y ortoclasa. Este conjunto es más o menos equigranular, siendo el tamaño de los granos alrededor de 0,08 mm. La masa fundamental encierra cristales de cuarzo y feldespato de más o menos 0,5 mm. Los granos de cuarzo son transparentes, bien redondeados y alrededor de ellos se ha formado un borde de cristales radiales. Los feldespatos corresponden en parte a ortoclasa y en parte a albita-oligoclasa, también muestran bordes redondeados. En la masa fundamental se observan algunas manchas de biotita bastante descompuesta y los productos de descomposición se han esparcido por toda la roca, si-

guiendo los contornos de los diferentes granos. En la parte marginal de esta chimenea, los fenocristales están fuertemente destrozados.

Un complejo de rocas del zócalo con características algo diferentes de las descritas, aparece en la hoya hidrográfica del estero Ballena desde el camino carretero hasta un punto situado más o menos a 3 kms. al este de la desembocadura de este estero. La posición tectónica de este complejo, en relación con las esquistas de anfíbola descritas, no aparece clara, pero ambas series están atravesadas por los queratofiros y granitos alcalinos.

Las rocas originales que fueron afectadas por el metamorfismo forman un complejo constituido por pórfidos cuarcíferos, areniscas y pizarras arcillosas. Donde se pueden estudiar bien estas rocas es en el curso medio de la quebrada Ballena, un poco más arriba del cruce del camino.

Más o menos 2 kms. aguas arriba de este punto hay un afloramiento formado por una alternación de pizarras y areniscas fuertemente metamorfoseadas con rumbo aproximadamente N. S. e inclinación fuerte al este. Esta misma sucesión se continúa hacia el oeste hasta más o menos 1 km. aguas arriba del cruce del camino, donde se pone en contacto con el granito. Por el este queda limitada por la formación porfirítica.

Debido al grado de metamorfismo no es fácil distinguir claramente las rocas que corresponden a las areniscas, a los pórfidos o a los filones graníticos. Describiremos a continuación las características petrográficas de las rocas que se han podido separar como pertenecientes a tipos más definidos.

Las Cuarcitas.—Estas rocas se han transformado a cuarcitas de aspecto córneo y color gris. Están formadas por un agregado de granos de cuarzo y hojitas de sericita, de grano fino, más o menos 0,02 mm. En esta masa se destacan algunas laminillas de biotita con fuerte pleocroismo entre incoloro y café claro, las que llegan a tener hasta 0,06 mm., y granos de cuarzo hasta de 0,2 mm. producidos por recristalizaciones, los que llevan incluidos pequeños granos de zircón. En los contornos de éstos la sericita se ha recristalizado a muscovita, la que penetra a los granos de cuarzo mayores. La proporción de biotita es muy variable en las diferentes muestras, y en aquellas en que aparece en mayor abundancia tiene una orientación bien marcada; pero esta foliación está cruzada por otra en la cual predominan las fajas de cuarzo, indicando dos tipos de movimiento que han actuado en diferentes épocas.

La cantidad de sericita a veces llega a ser muy insignificante, pero tales casos parece que son debidos a la silicificación originada por las inyecciones graníticas.

Los efectos cataclásticos no se dejan reconocer pero ello no hay que atribuirlo a que no hubieran tenido lugar sino a que la recristalización posterior los ha borrado totalmente. En efecto, como veremos más adelante, los filones graníticos intercalados muestran claramente estos fenómenos.

El rumbo N. S. con que aparece esta serie nos parece completamente anormal y se debe, probablemente, a los movimientos tectónicos que siguieron a la intrusión granítica.

Los queratofiros cuarcíferos.—Los afloramientos de esta serie son bastante escasos, encontrándose solamente en el cruce del camino con la quebrada Ballena y en algunas partes más arriba.

Las acciones cataclásticas no se dejan reconocer claramente y el metamorfismo se manifiesta, lo mismo que en las cuarcitas, por una recristalización en mayor o menor grado, siendo mucho más intensa en la parte oriental. Allí la masa fundamental está fuertemente silicificada, pero conserva restos de feldespatos. Los fenocristales de albita aparecen intactos, pero se han desarrollado en ellos diversos tipos de macclas, especialmente según la ley de la Albita y Periclina y tal vez otras, que no son comunes en las rocas normales. Hay también algunas manchas de mica verde. Un buen afloramiento de estas rocas existe en el cruce del camino, donde está atravesado por un filón granítico que ha sufrido fuertemente las acciones cataclásticas.

Aquí el pórfido lleva una masa fundamental formada por granitos de cuarzo y hojitas de sericita de más o menos 0,005 mm. de diámetro, sin orientación. En esta masa se destacan algunos granos de cuarzo de 0,05 a 5 mm. con contornos redondeados, dentro de los cuales penetra a veces la masa fundamental en forma de pequeñas guías, y muchas veces están rotos y separados los diversos fragmentos. Los fenocristales de feldespato no se pueden reconocer porque han sido completamente sericitizados. Todo el conjunto está atravesado por guías de cuarzo, en la que los granos forman un mosaico, y que deben su origen a la intrusión granítica.

Los Filones Graníticos.—Aunque estas rocas deberían tratarse mas propiamente entre los granitos, preferimos mencionarlas aquí porque son miembros muy íntimos de las rocas metamórficas y han participado también, en alto grado, del metamorfismo dinámico que han afectado a aquellas. Además ellos han sido los causantes del metamorfismo termal que originó las cuarcitas y esquistas metamórficas.

La potencia de estos filones es muy variable, entre pocos centímetros y algunos metros, y sus salbandas poco definidas, especialmente cuando están dentro de las cuarcitas, pues en la vecindad de los planos de contacto la cuarcita ha sufrido una transformación intensa que se manifiesta especialmente por la formación de sericita y recristalización del cuarzo, originada probablemente por soluciones hidrotermales de la última etapa de la consolidación. Los fenómenos pneumatolíticos podrían haber contribuído también para efectuar estos cambios, especialmente cuando la sericita se ha recristalizado a muscovita.

Donde estos filones atraviesan las pizarras se ha producido en ellas un metamorfismo relativamente intenso que lo hemos tratado al describir estas rocas.

Las rocas que forman los filones graníticos tienen una estructura marcadamente cataclástica. Hay una masa fundamental formada por cuarzo y sericita en un agregado confuso en el que predomina la sericita, y que macroscópicamente tienen la apariencia de feldespato. Aparece también en esta masa fundamental algo de muscovita y biotita, esta última con pleocroismo entre verde claro y verde oscuro. Además existen pequeñas cantidades de actinolita y clorita.

Entre los fenocristales esparcidos en la pasta sericítica predomina el cuarzo con gran número de inclusiones negras, tal vez carbonosas, y otras líquidas, pero no se observa una orientación definida de ellas que pudieran hacer pensar en un origen de presión. Estos granos tienen un tamaño muy variable, desde algunas centésimas de milímetro hasta 5 mm., y están corroídos por la pasta, que lo penetra en forma de bahías.

El feldespato más abundantes es micropertita, pero existe también orto-

clasa y albita. En ciertos casos, la micropertita está más diferenciada, y se puede reconocer netamente la estructura pertítica, es decir, áreas ocupadas por albita rodeadas de ortoclasa, dentro del mismo cristal y manteniendo la misma orientación. Pero a veces aparece también albita dentro de la pertita, con orientación diferente lo mismo que en la pasta, lo que se debe atribuir a una neomineralización. Igual cosa ocurre con algunos granos de cuarzo. La composición de esta plagioclasa parece ser Ab_2 , An_1 . La micropertita ha sido invadida también por la biotita, la que aparece penetrándola en guías o en hojitas aisladas.

Estos filones graníticos muestran en general un grado de metamorfismo dinámico mucho más avanzado que la masa principal de granito, lo que a primera vista haría suponer que ellos son más antiguos que el granito principal; pero por la posición en que aparecen y por la gran semejanza petrográfica creemos que sean más bien contemporáneos. Esta suposición encuentra su apoyo en el hecho de que el granito muestra también en ciertas partes fenómenos cataclásticos análogos, aunque en mucho menor grado.

La explicación del alto grado de metamorfismo dinámico de los filones graníticos creemos que deba buscarse en la circunstancia que ellos estaban encerrados en rocas sedimentarias que sufrieron una gran deformación por los movimientos tectónicos, de modo que las masas de granito más rígidas que ellas y de pequeñas potencias no pudieron acompañar a las rocas sedimentarias en su deformación y sufrieron por lo tanto una milonitización, porque las fatigas sobrepasaron el límite de elasticidad. Esta explicación a primera vista parece que no fuera aplicable a los filones encerrados en los pórfidos cuarcíferos que también han sufrido las acciones cataclásticas, pero debe tenerse presente que dichos pórfidos estaban constituidos originalmente en su mayor parte por vidrio volcánico, en los cuales el efecto de las presiones no produjo las rupturas sino una deformación acompañada de recristalización.

Las Pizarras de Quiastolita y Andalusita.—Pertenece al mismo complejo que las cuarcitas, pues llevan capas intercaladas de estas últimas. Están atravesadas por los filones de granito. También se las encuentra en el curso medio de la quebrada Ballena desde 1 km. más arriba del camino.

Estas pizarras son de color negro lustroso, tienen aspecto compacto de grano fino. Al microscopio se puede observar que están constituidas por una masa fundamental negra por el pigmento carbonoso, con escasas laminillas muy finas de sericita. Esta masa está atravesada por numerosos prismas de quiastolita de 0,2 mm. aproximadamente. En las secciones prismáticas el centro está lleno de inclusiones negras y en las transversales, que son rómbicas, también se puede ver el centro ocupado por estas mismas inclusiones, con tendencia a prolongarse hacia las esquinas.

Es frecuente el reemplazo de la quiastolita por biotita, y en la vecindad de algunos filones graníticos mayores la pizarra aparece llena de agujitas de 5 mm. de un mineral verdoso, que al microscopio aparece constituido por biotita y sericita, reemplazando la quiastolita. En estos casos se ha formado bastante grafito, y casi se podría llamar a estas pizarras esquistas gráficas. En algunos pequeños planos de deslizamiento se puede ver una superficie brillante por la acumulación de grafito.

Los filones de granito intercalados en esta formación tienen el mismo aspecto

cataclástico que los descritos anteriormente, pero llevan mayor abundancia de biotita.

Entre estas pizarras se encuentra también con frecuencia Andalusita.

Los Granitos.—Estas rocas tienen muy escasa propagación visible, pues las encontramos solamente en el curso inferior de la hoya del estero Ballena, abarcando un área de más o menos 1 km². En la costa, a poca distancia al sur de la desembocadura de este estero, aparece también un afloramiento aislado.

Los granitos, está evidente que son más modernos que los queratofiros cuarcíferos y también que la serie de esquistas de anfíbola, porque han provocado en ellos cierto metamorfismo termal. La edad límite superior la podemos fijar en la discordancia supra triásica, pues las capas basales del Triásico superior en Los Vilos llevan rodados de estos granitos.

Los granitos son rocas holocristalinas de grano grueso de color blanco grisáceo por los numerosos granos de color gris que participan en su constitución. A primera vista tienen un aspecto pegmatítico, y se asemejan mucho a los granitos que atraviesan el batolito de dioritas cuarcíferas en la zona costanera de la Provincia de Santiago.

En el microscopio aparecen compuestos por cristales de micropertita, albita, ortoclasa, cuarzo, y microclina pertita, aunque esta última no está perfectamente clara.

La sucesión paragenética parece ser: albita, microclina pertita, micropertita, cuarzo. Ninguno de ellos se presenta idiomorfo, pues aunque la albita tiende a tomar formas propias, está corroída en los extremos por la micropertita. La albita aparece en granos de 1 mm., pero la micropertita llega a tener hasta 5 mm. Por el valor de los índices de refracción parece que la micropertita contiene menos que 40% de albita. En ciertos casos se puede observar la desmezcla entre la ortoclasa y la albita y aparece entonces la estructura típica de la pertita, con manchas de albita macladas según la ley de la albita, dentro del cristal de ortoclasa. En este caso las estrías de gemelos en las diferentes manchas dentro de un mismo cristal tienen igual orientación; pero en otros casos no ocurre así y aparecen con orientaciones diversas. Tal anomalía podría deberse a que se trate de cristales originales de albita que han sido encerrados por la ortoclasa o bien a reemplazos deutéricos de la ortoclasa por albita. Tomando en cuenta la sucesión paragenética nos parece más probable la primera suposición.

El cuarzo aparece en forma de granos irregulares relleno los intersticios entre los feldespatos, pero también los ha reemplazado. Esto se ve claramente en la Fig. 9, Lám. V, donde hay una faja angosta de albita encerrada dentro de cuarzo. Muchas veces aparecen granos de cuarzo dentro de los feldespatos, indicando reemplazos deutéricos. El cuarzo siempre lleva bastantes inclusiones.

Casi siempre los feldespatos tienen cierta sericitización, y a veces también hay algo de clorita, esta última desarrollada a expensas de pequeñas cantidades de biotita que suelen aparecer.

Como minerales accesorios hemos observado solamente algunos granos de zircón.

Estas rocas muestran por lo general fenómenos cataclásticos que se manifiestan por un encorvamiento de las láminas de gemelos de la albita. Dichas láminas a veces existen solamente en una parte del cristal, por lo que parecen tener su origen en las

presiones a que ha estado sometida la roca. Otro fenómeno que han provocado los procesos metamórficos es la granulación en los bordes de los feldespatos cuando están en contacto con el cuarzo.

Donde las presiones han sido más intensas la roca ha sufrido una fuerte transformación dinámica, y aparecen los feldespatos dentro de un agregado granular, formado por granos de cuarzo y escasos feldespatos. Pero está evidente que gran parte de este cuarzo ha sido introducido conjuntamente con los fenómenos de presión. Otras veces existen solamente granos de cuarzo dentro de una masa formada por agujitas muy finas de sericita y granitos de cuarzo. La sericita se ha recrystalizado en parte a muscovita.

La transformación dinámica de los granitos ha tenido lugar especialmente en los bordes del macizo, es decir, donde estaba en contacto con otras rocas, y como éstas han sufrido una transformación análoga, es muy difícil llegar a precisar los contornos. Por este motivo hemos indicado en el plano los granitos como una sola unidad, siendo por lo tanto posible que el área atribuida al granito abarque parte de las rocas encajadoras.

En la parte sur, cerca de la Punta Pichicui parece que existe también otra masa granítica aunque ella no sale a la superficie, y se manifiesta solamente por un fuerte metamorfismo en los queratofiros, los que llevan abundante sericita en la masa fundamental la que ha sido también recrystalizada y silicificada.

Con caracteres algo diferentes se presenta el zócalo paleozoico en la ladera occidental del cerro Pulmahue lo mismo que en la ladera meridional. Casi la totalidad de las rocas que componen este sector y formaron el subsuelo de las formaciones liásicas, consisten en porfiroides de pórfido o queratofiros cuarcíferos al parecer de un carácter algo diferente a los queratofiros del triásico superior. No hemos hecho un estudio detallado de estas rocas prefiriendo hacerlo cuando continuemos nuestros estudios más al sur, donde esperamos poder aclarar mejor su posición estratigráfica y por ahora nos concretaremos a designar este conjunto con el nombre de «Porfiroides del Pulmahue».

Estos porfiroides están atravesados por numerosos macizos de granitos alcalinos fuertemente tectonizados e idénticos al granito de Ballena. Este hecho nos permite asegurar que se trata de formaciones paleozoicas y probablemente más modernas que las esquistas anfibólicas de la costa de Guaquén, por cuanto estas son atravesadas frecuentemente por filones de pórfidos y queratofiros tectonizados.

EL TRIASICO

Sobre el zócalo paleozoico ya descrito descansan queratofiros con intercalaciones plantíferas, que aparecen en la terraza antepuesta a la costa entre la quebrada Quiquillos y Punta Pichicui, quedando limitados al este por las porfiritas del cerro Pizarro y al oeste por el contacto con el zócalo paleozoico. Los más característicos son los que afloran en la quebrada El Peral hasta su desembocadura y también llevan intercalaciones de pizarras con plantas. Los mismos queratofiros vuelven a aparecer en la costa entre Punta Puquén y bahía de Pichidangui; pero aquí no salen a luz las rocas del zócalo. Sobre los queratofiros de este tramo se superponen las pizarras nó-

ricas de Guaquén. Hacia el interior volvemos a encontrar los queratofiros en el cerro Colorado de Longotoma.

Describiremos a continuación las características de las formaciones triásicas en las diversas zonas.

LOS QUERATOFIROS DE LA QUEBRADA EL PERAL Y COSTAS ADYACENTES

En la desembocadura de la quebrada El Peral encontramos una formación de queratofiros brechosos que deben corresponder a la parte inferior de la serie del Triásico superior. Un poco más al norte, a 800 mts. al norte de la quebrada Quiquello aparece un conglomerado con rodados bien redondeados de pórfidos y granitos alcalinos que debe ser el conglomerado basal de esta formación. (Fig. 10, Lám. V). Este conglomerado está interrumpido por las inyecciones de queratofiros. En otras partes de la costa hemos encontrado bloques sueltos de estas rocas, por lo que parece que su contacto con el zócalo sigue siempre cercano a la costa.

Los queratofiros que aparecen en la desembocadura de la quebrada El Peral tienen un aspecto marcadamente brechoso por la presencia de bloques de un material de aspecto córneo y color gris a blanco, hasta de varios metros cúbicos de volumen, dentro de una masa gris plomiza a negruzca. El cemento muestra bajo el microscopio un color gris verdoso, estructura fluidal criptocristalina por la presencia de numerosas esferolitas que reaccionan a la luz polarizada. Lleva algunas áreas formadas por cristales de albita alargados hasta 0,1 mm. dispuestos irregularmente. Los intersticios entre estas tablitas de feldespatos están ocupados por agregados cloríticos provenientes seguramente de la alteración de minerales ferromagnesianos, anfíbola o augita, y cierta cantidad de magnetita. La masa microcriptocristalina muestra a veces señales de una desvitrificación más avanzada por la presencia de agujitas de feldespato, esferolitas y manchas de cuarzo constituídas por el agrupamiento de numerosos individuos. Cuando aparece la estructura fluidal ella se debe en gran parte al hecho de existir fajas alternadas con diverso grado de desvitrificación, algunas criptocristalinas y otras hipocristalinas. En las primeras se han formado numerosas esferolitas muy perfectas y en las segundas hay pequeñas esferitas de cuarzo agrupadas y tablitas de albita alargadas según cierta orientación.

En la masa criptocristalina se destacan a veces ciertos pseudo fenocristales. Por el aumento del tamaño del grano de las partículas constituyentes de estos pseudo fenocristales se produce una transición a verdaderos fenocristales; tal aumento del grano comienza en la periferia, queda sólo en el centro una faja de granulación muy fina (Fig. 11, Lám. VI).

Como productos de desvitrificación merecen mencionarse también algunas zonas más o menos ovaladas de $1,6 \times 0,8$ mm. ocupadas por un agregado muy característico: toda la parte central está formada por un agregado confuso de feldespatos y lleva en el borde una faja de 0,15 mm. de ancho formada por un agregado radial análogo a las esferolitas. Esta estructura proviene probablemente de algunas esferolitas cuyo centro ha sido constituido por el material confuso de feldespatos, y sería una formación análoga a la mencionada anteriormente. También hay verdaderas esferolitas y pequeñas láminas de biotita.

En ciertos casos aparecen verdaderos fenocristales, pero probablemente de origen

intratelúrico. Así hay algunos fenocristales de ortoclasa de 0,2 mm. en torno de los cuales se agrupan las agujitas de albita, paralelamente a sus contornos. Algunos de estos fenocristales están transformados a muscovita y biotita.

Como fragmentos existen fuera de los fenocristales intratelúricos de cuarzo y feldespato, algunos pequeños trozos de pórfido cuarífero o queratofiro con un grado avanzado de desvitrificación.

Un fenómeno interesante que presentan estas rocas es la frecuente transformación a calcita de sus feldespatos o de la masa criptocristalina, la que llega a constituir cristales bien formados con gemelos de presión. También abunda la clorita.

Los grandes bloques que hemos mencionado al comienzo de este párrafo y que parecen estar sumergidos dentro del cemento de la brecha a primera vista parece que fueran enteramente distintos del material que forma el cemento, pero el estudio petrográfico microscópico revela que existen grandes analogías entre ambas clases de materiales. Efectivamente, ellos están formados por una masa criptocristalina que encierra algunos escasos fenocristales de cuarzo y otras manchas cuyos contornos corresponden a fenocristales del feldespato, pero que están formadas por un agregado de pequeños cristales de feldespato, de modo que la extinción no se produce simultáneamente en todo el conjunto, sino sucesivamente en diversos puntos. Todo este conjunto da la figura de interferencia biaxial.

Los fenocristales de cuarzo se presentan comúnmente no como un sólo individuo sino por varios agrupados desordenadamente, con diferentes orientaciones ópticas y contornos corroídos. Están llenos de inclusiones, algunas parecen ser de feldespato con límites indefinidos contra el cuarzo, y otras de minerales ferromagnesianos indeterminables, (anfíbola o augita).

En otras partes no se han llegado a formar estos agrupamientos de pequeños cristales de un modo tan claro y aparecen sólo manchas en las cuales se diseña el futuro fenocristal y se diferencian del resto de la masa criptocristalina, sólo porque muestran mayor claridad con nícoles x, es decir, los granitos claros ocupan un área un poco mayor que en la masa fundamental.

Estos agrupamientos de pequeños cristales no los podríamos llamar fenocristales sino pseudo fenocristales pues macroscópicamente tienen la misma apariencia que un fenocristal. Ellos se han formado seguramente durante el enfriamiento rápido, por la agrupación de individuos de cuarzo o feldespato. El tamaño de estos pseudo fenocristales es muy variable, entre 0,1 y 1,5 mm. Los de mayor tamaño tienen generalmente los cristalitos componentes más desarrollados.

A veces aparecen orbiculitas (Fig. 13 y 14, Lám. VII) producidas por la desvitrificación de perlitas, las que tienen todo el aspecto de una *lytophysae*, pero no podríamos atribuirles el mismo origen que estas últimas pues no están ligadas a la presencia de grietas.

Cuando la masa vítrea es de grano muy fino, es decir, desvitrificada, tiene estructura algo fluidal.

Por las descripciones que anteceden, puede verse que no existe una diferencia marcada entre los bloques y el cemento de la brecha, y por lo tanto, ambos provienen del mismo magma. La característica brechosa se puede explicar por el diverso grado de consolidación en las distintas partes del magma muy viscoso.

Otro tipo de roca muy característico perteneciente a este mismo grupo son cier-

tos queratofiros jaspeados con una estructura marcadamente fluidal originada por la diversa composición de las fajas, constituídas todas por cuarzo y feldespato en granulación muy fina, pero predominando uno y otro mineral en las diversas fajas. (Fig. 15, Lám. VIII).

Dentro de estos queratofiros se encuentran, tanto al norte como al sur de la quebrada El Peral, algunas intercalaciones de pizarra de rumbo aproximadamente N. O. e inclinación de 50°N. La más gruesa de estas intercalaciones está al norte de la quebrada El Peral y aparece también en ésta, 300 mts. al este de la desembocadura. El espesor de esta serie debe ser entre 50 y 70 mts. Ella ha suministrado los mismos fósiles que mencionaremos al tratar de la Punta Puguén y que han sido descritos por FUENZALIDA (11), correspondientes al Triásico Superior (Infra Nórico). En esta publicación se atribuyeron dichas capas al Rético, pero observaciones posteriores indicaron que se trataba de capas más antiguas.

A lo largo de la quebrada El Peral siguen siempre los queratofiros con intercalaciones de pizarras plantíferas, pero ya cerca del camino parece que predominan las pizarras marinas del Nórico equivalentes a las pizarras de Guaquén que describiremos más adelante. Esto no se puede establecer con certeza por la escasez de afloramientos.

En la bahía Pichicui aparecen también dentro de los queratofiros algunas intercalaciones de pizarras con amonites indeterminables, pero al parecer análogos a las capas basales del Nórico.

LOS QUERATOFIROS AL NORTE DE LA BAHIA MOLLES

Toda la planicie antepuesta a la costa que se encuentra al norte de la bahía Molles consiste en queratofiros que se presentan en diversas variedades pero conservando siempre un parentesco químico y mineralógico. Las variaciones se refieren casi exclusivamente a las texturas y estructuras provenientes tal vez de las diferentes condiciones en que se ha verificado su consolidación. Esta serie está limitada al oriente por las pizarras de Guaquén cuyo límite corre con rumbo N. N. E. a partir de un punto intermedio entre los esteros Molles y Salinas. En el interior del valle de Quilimarí el límite oriental está en la quebrada Buitre. Describiremos en seguida algunos ejemplares típicos de esta serie.

Queratofiros en el límite con las pizarras de Guaquén entre las quebradas Salinas y Molles. Muestra D. 575. Roca brechosa con fragmento hasta 2 cm. de queratofiros blanco-amarillento córneos en una masa fundamental verdosa córnea con pequeños fenocristales. Bajo el microscopio presenta un aspecto poco homogéneo. La mayor parte consiste en un agregado de cristalitos de plagioclasa en forma de astillitas con contornos poco definidos de más o menos 0,1 mm. que dan una textura fieltrosa sin orientación. En ciertas áreas la textura es algo diferente, presentándose un agregado de granos muy finos de 0,005 mm. compuesto al parecer principalmente por cuarzo con contornos endentados. El cuarzo ha llegado a veces a concentrarse en manchas mayores hasta de 0,1 mm., siempre con contornos irregulares. Este agregado se prolonga en ciertos casos en forma de venillas dentro de la masa feldespática fieltrosa.

(11) FUENZALIDA V. H. El Rético en la costada Chile Central. Bol. Dpto. Minas y Petróleo, VI-65.—Diciembre 1936, Santiago de Chile.

trosa. Por tal motivo parece que se trata de un producto de diferenciación. Los feldespatos de la masa fundamental tienen la composición $Ab_{80} An_{20}$. Hay escasos fenocristales de albita $Ab_{85} An_{15}$ de más o menos 0,5 mm. maclados según la ley Albita-Karlsbad. En la masa fundamental hay restos de una augita casi totalmente cloritizada y también restos de una anfíbola, posiblemente tremolita secundaria. Existe en relativa abundancia una impregnación de mineral de fierro.

D. 522.—Queratofiros brechosos en el interior de la bahía Molles. Son brechas finas de rumbo N. E. con inclinación de 30° a 50° S. E. Están muy bien estratificadas con planos ondulados (Fig. 16, Lám. VIII). Algunas estratas llevan numerosos fragmentos esquinados, y otras son más finas, al parecer tobíferas. En el material más fino, que bajo el microscopio aparece marcadamente brechoso, existe una masa fundamental hialopilitica constituida por una base vítrea verdosa con microlitas de plagioclasa. Dentro de esta masa hay áreas en las cuales la mesostasis es más abundante, siendo el límite con la masa fundamental bien nítido, sin analizador muestran un color parduzco que les diferencia de la masa fundamental. En otras áreas hay una diferenciación más avanzada y entonces aparecen constituidas por feldespatos, tal vez también algo de cuarzo, en individuos con contornos confusos, cuya cristalización incipiente no ha llegado a formar los contornos cristalográficos propios. Algunos de estos trozos muestran un desarrollo abundante de anfíbola con X =blanco amarillento, Y =amarillo verdoso, Z =verde, $Z-X=0,024$. En este caso aparece algo de cuarzo. Tales trozos corresponden posiblemente a partes ricas en augita que han sido transformadas a anfíbola.

Entre la Punta Puquén y Punta Ventana tenemos rocas con características análogas, como puede verse de las descripciones siguientes.

D. 573.—Roca de color verde, algo porfírica, con masa fundamental de grano fino y fenocristales blancos de feldespato de 1 a 5 mm. Bajo el microscopio aparece una masa constituida casi exclusivamente por plagioclasa principalmente oligoclasa-albita ($Ab_{85} An_{15}$) en individuos de 0,2 mm. con contornos idiomorfos dentro de una masa fundamental feldespática confusa análoga a los fragmentos descritos en la muestra anterior y que lleva bastante clorita, proveniente tal vez de una alteración de augita. Hay además fenocristales de albita ($Ab_{90} An_{10}$) maclados según la ley de Albita y Karlsbad, en parte corroídos por la masa fundamental y en ciertos casos con inclusiones de apatita. Como mineral accesorio aparece algo de zircón en cristales tetragonales idiomorfos.

D. 579.—Roca de color verdoso, ligeramente porfírica, en sus características macroscópicas muy análoga a D. 578. Bajo el microscopio muestra un aspecto marcadamente brechoso con una masa fundamental hipocristalina consistente en substancia feldespática indiferenciada con inclusiones verdosas que deben ser vítreas y microlitas de feldespato. Estas partes verdosas, que a primera vista parecen substancias cloríticas, es posible que correspondan a substancia augítica o anfibólica, porque en ciertas áreas esquinadas que aparecen como fragmentos de brecha, y que muestran una cristalización más avanzada, encontramos una mezcla de albita y anfíbola análoga a la descrita en D. 578. En otras aparece feldespato con poca augita,

Dentro de la masa fundamental aparecen también algunos cristales de albita (Ab_{90} , An_{10}) maclados según la ley de la Albita y Karlsbad, corroídos por la masa fundamental, y a veces bastante destrozados, tal vez por acciones tectónicas. Estos cristales son indudablemente intratelúricos y aparecen también dentro de los fragmentos brechosos.

D. 581.—Queratofiro brechoso en Punta Ventana. Roca de aspecto brechoso en una masa verde ligeramente porfírica hay fragmentos esquinados de color café violáceo y análogo al de las profiritas. Bajo el microscopio presenta una estructura brechosa con masa fundamental vítrea de color pardo isótropa con microlitas de feldespato y cuarzo y otros cristales mayores de albita alotriomórficos casi cuadráticos de 0,1 mm. además calcita, pero ésta seguramente es de origen secundario. En la masa fundamental hay también manchas irregulares de color verde-claro isótropas que deben corresponder a clorita, la que junto con la calcita representarían los productos de alteración de la substancia augítica que contenía el vidrio. Esta masa fundamental encierra áreas bien delimitadas formadas por un agrupamiento de esferolitas que muchas veces tienen un núcleo de cuarzo. Los bordes de dos esferolitas en ciertos casos llegan a tocarse, pero en otros el espacio entre ambos bordes está ocupado por un agregado microcriptocristalino de cuarzo y feldespato, posiblemente albita, con contornos poco nítidos. Este agregado representa la parte del magma que no entró en la esfera de acción cristalizante de la esferolita. Otros trozos esquinados están constituidos por un agrupamiento orientado de tablitas de feldespato. Citaremos por último otros trozos de la brecha constituidos por un agregado confuso de cuarzo y feldespato análogo a aquel que mencionamos en los trozos con esferolitas.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCIÓN CHILENA

D. 555.—Queratofiro jaspeado. Es una roca de color gris negruzco de aspecto jaspeado por la alternación de fajas claras y oscuras, lo que apenas es reconocible en la fractura fresca, pero está muy marcado en las superficies meteorizadas donde algunas fajas toman color blanco por la caolinización de los feldespatos. Tal estructura corresponde a la fluidal. Bajo el microscopio puede verse que las fajas oscuras son hipocristalinas, con base vítrea de la que se han diferenciado manchas feldespáticas de contornos indecisos y de cuarzo. Además hay globulitas de una substancia posiblemente augítica y otras opacas de color oscuro que podrían corresponder a un vidrio muy ferruginoso. Hay algunos fenocristales de albita con maclas poco comunes (Aclina-Baveno) en torno de los cuales se orientan los otros constituyentes a lo largo de la periferia. Las fajas que le dan el aspecto jaspeado a la roca consisten en un agregado de granos de cuarzo alotriomorfos con escasos granos de feldespatos. Estos son al parecer segregaciones de la masa original, tal vez por efecto de presiones. No se pueden interpretar como guías de cuarzo epigenéticas porque no son continuas ni están circunscritas a una línea bien definida, sino que aparecen en manchas irregulares. Un caso análogo lo hemos visto en la costa de Pichicui. Estas rocas jaspeadas tienen una propagación relativamente restringida dentro del conjunto, de modo que a primera vista parece que se trata de filones potentes. La explicación tectónica de ellas encontraría su apoyo en el hecho de que existen en otras partes algunas capas también de poco espesor que han sufrido acciones tectónicas relativamente fuertes, como ocurre en el punto D. 522 que hemos descrito dentro de la bahía Molles,

Punta Puquén.—En esta parte tenemos los queratofiros con varias intercalaciones de pizarras, las que también están atravesadas por filones de queratofiros. En Fig. 17, Lám. IX se puede ver la distribución de las capas. A son las pizarras negras fosilíferas que describiremos más adelante, que tienen rumbo N. E. e inclinación de 20° S. E. y descansan sobre los queratofiros D. 526. Sobre las pizarras hay nuevamente queratofiros. D. 528 está inmediatamente sobre las pizarras. D. 527 y D. 525 un poco más alejadas. El manto de pizarras está atravesado unos pocos metros más a la izquierda de la fotografía por un filón de queratofiro D. 524 vertical con 2 mts. de potencia. Describiremos a continuación estas rocas.

D. 524.—Es una roca de grano fino de color gris plumizo a verdoso. Bajo el microscopio presenta estructura porfírica con dos clases de fenocristales dentro de una masa fundamental hipocristalina en la cual abunda la base vítrea con una ligera diferenciación de feldespatos y substancia augítica fuertemente cloritizada, de donde proviene su color verdoso. A veces se han formado dentro de la masa agrupamientos radiales de agujitas de anfíbola secundaria. Los fenocristales más pequeños son tablitas de feldespato de 0,15 mm. de largo, que adoptan cierta orientación fluidal y consisten en albita y ortoclasa difícilmente diferenciables. Su formación se debe a la cristilización de la masa fundamental. La densidad de agrupamiento de estos cristales dentro de la masa es muy variable, a veces representan sólo la tercera parte del conjunto, mientras que en otras partes llegan a constituir más o menos las nueve décimas del total. Los fenocristales mayores, que en parte a lo menos, son de origen intratelúrico, tienen un tamaño de más o menos 0,2 mm. y consisten en plagioclasa y cuarzo, predominando la plagioclasa. El cuarzo aparece en cantidad muy subordinada, es alotriomorfo, tiene recristalización gruesa al centro y fina en los bordes, parece que es un producto de diferenciación de la masa vítrea y está ligado muchas veces a la presencia de los agrupamientos radiales de anfíbola, indicando una fase hidrotermal. La plagioclasa es casi siempre idiomorfa. Algunos cristales están bastante destrozados, quedando sólo restos en forma de cuña. Su composición es la de la albita casi pura, pero hay individuos que tienen estructura ligeramente zonar, indicando mezclas de pequeñas proporciones de anortita en cantidad variable. A veces están ligeramente corroídos en los bordes. Otros individuos llevan inclusiones de vidrio cloritizado. Toda la roca tiene una débil impregnación de piritita.

D. 528.—Es una roca de color negro y aspecto córneo, con gran proporción de arcilla, dentro de la cual hay trozos esquinados de vidrio volcánico verdoso poco desvitrificado.

D. 525.—Brechas formadas por fragmentos de pizarra negra esquinados dentro de una masa tobífera formada por trocitos esquinados de cuarzo recristalizado de 0,2 mm. aproximadamente junto con feldespatos y anfíbola. La roca ha sufrido una silicificación relativamente fuerte y por tal motivo no se puede definir con exactitud su estado original.

D. 527.—Toba de queratofiro. Es una roca de color gris plumizo de grano muy fino, en parte córnea, ligeramente porfirítica. Bajo el microscopio aparece una masa fundamental muy fina formada por un agregado microcristalino de cuarzo y feldes-

pato, dentro de la cual hay algunos trozos brechosos formados por un agrupamiento de feldespatos (albita) de tamaño algo mayor—0,02 mm.—orientados—. En esta masa abunda la clorita proveniente de la alteración de piroxena. Los fenocristales mayores llegan a 0.75 mm. y consisten en albita-oligoclasa generalmente en cristales rotos, cuarzo en forma de pirámide dihexagonal o trozos esquinados y restos de augita. Por estos caracteres debemos considerar esta roca como una toba formada por el material piroclástico que llegó a la laguna donde se formaron las pizarras. La abundancia de cuarzo se debe a material sedimentario extraño, pues como hemos visto, en los verdaderos queratofiros este mineral es muy escaso.

D. 526.—Queratófiro cuarcífero. Roca de color gris plomizo a verdoso. La masa fundamental es hipocristalina, con textura paralela algo fluidal, provocada por la orientación de los feldespatos diferenciados de la masa. Estos feldespatos son en su mayor parte albita, pero hay también algo de ortoclasa y cuarzo. El resto de la masa está fuertemente cloritizado por la alteración de substancias piroxénicas originales. También existe anfíbola actinolítica con birrefracción 0,015 como producto de reemplazo de la piroxena, y apatita incluida dentro del cuarzo. Las fenocristales están estirados en la dirección del movimiento; miden alrededor de 0,5 cm. y consisten en plagioclasa, ortoclasa y cuarzo. La plagioclasa tiene la composición de una albita Ab_{95} , An_5 , y parece que ella es el único mineral intratelúrico, presenta las maclas de Albita, Karlsbad y Periclina.

El manto de pizarra es de grano muy fino, bien estratificado, como se ve en la Fig. 17, Lám. IX. En la masa arcillosa pueden distinguirse granitos redondeados de cuarzo y laminitas de sericita. Hay bastante mineral de fierro distribuido irregularmente en toda la masa.

De la descripción anterior se deduce que las pizarras se sedimentaron sobre los queratofiros cuarcíferos, pero la laguna en la cual se habrían formado estos sedimentos se vió invadida pronto por las tobas y después por las lavas de queratofiros, pues las rocas D. 522 y D. 575 son superpuestas. La pequeña diferencia mineralógica que existe entre las rocas D. 526 que es la base de las pizarras y las rocas superpuestas es sólo un accidente local, pues las otras que hemos descrito, como D. 578, D. 579 y D. 581, que también pertenecen a la base, son muy análogas a las superpuestas.

Los fósiles que se han encontrado en estas pizarras fueron descritos por FUENZALIDA (12). Damos a continuación la lista sacada de esta publicación:

<i>Plantas: Dicroidium lancifolium</i>	(MORRIS) GOTHAN.
<i>Dicroidium odontopteroides</i>	(MORRIS) GOTHAN.
<i>Thinfeldia? tenuinervis</i>	GEINITZ.
<i>Thinfeldia crassinervis</i>	GEINITZ.
<i>Taeniopteris marayesiaca</i>	GEINITZ.
<i>Desmiophyllum</i> s/p.	
<i>Ptilozamites</i> s/p.	
<i>Crustáceos: Estheria mangaliensis</i>	JONES
<i>Estheria Forbesi</i>	JONES.

En una próxima publicación de este mismo autor se describirá la posición estratigráfica de estas capas. Mencionaremos solamente que ellas aparecen por debajo de las pizarras nóricas y sobre las cárnicas correspondiendo por lo tanto al Triásico Superior.

Los queratofiros que aparecen entre la Punta Steeple y la bahía de Pichidanguí son muy parecidos a las distintas variedades que hemos descrito. Siempre son rocas de estructura porfírica y textura ligeramente orientada, que llega a ser en ciertos casos fluidal. Los fenocristales de origen intratelúrico tienen composición variable entre albita y albita-oligoclasa, sólo en casos raros llega a oligoclasa. La masa fundamental es siempre hipocristalina con un grado de diferenciación más o menos avanzado, que se traduce en la formación de áreas con diverso grado de desvitrificación, lo que le da aspecto brechoso a estas rocas. Muchas veces aparecen esferulitas como producto de la desvitrificación. La masa fundamental vítrea está por lo general fuertemente cloritizada por alteración de la substancia augítica original, de donde proviene su color verdoso.

Mencionaremos por último los queratofiros que aparecen en la costa inmediatamente al sur de la Quebrada El Durazno, que dan una idea bastante clara del mecanismo de la formación de estas rocas. La Fig. 3 representa un perfil normal a la costa, es decir, de rumbo E. O.

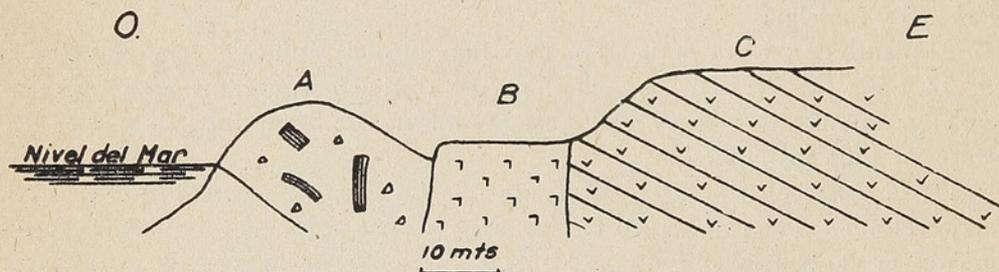


Fig. 3

Podemos distinguir aquí tres formaciones diferentes:

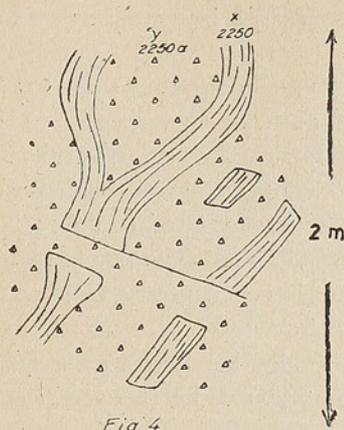
- A.—Queratofiros brechosos.
- B.—Filón de Queratofiros.
- C.—Queratofiros algo laminados.

Los queratofiros brechosos A son rocas de un aspecto bastante heterogéneo, en las cuales se pueden distinguir dos elementos principales como lo indica la Fig. 4.

La roca X que corresponde a la muestra D. 2250 es un queratofiro laminado, fuertemente plegado y despedazado en fragmentos que están incluidos dentro de la roca, tomando el conjunto el aspecto de una brecha de grandes dimensiones. Pero la gran diferencia que se observa en la superficie meteorizada casi desaparece en la fractura fresca.

La roca B (D. 2251) es un filón de queratofiro con potencia de 20 mts. de rumbo N. S. vertical con meteorización amarilla clara. En el margen aparece algo laminado.

La roca C (D. 2252) es un queratofiro gris córneo, relativamente homogéneo, en parte laminado. Las características petrográficas de estas rocas son las siguientes:



D. 2250.—Roca de color negro verdoso ligeramente porfírica y laminada, grano muy fino. Bajo el microscopio muestra estructura porfírica. La masa fundamental es fluidal en parte, algo brechosa por la separación de ciertas áreas que consisten casi exclusivamente de tablitas alargadas de feldespatos (oligoclasa) con algo de sustancias cloríticas provenientes de la transformación de piroxena y otras hipocristalinas con manchitas confusas de feldespato en una matriz verdosa. El largo de las tablitas de feldespato es alrededor de 0,5 mm. Los fenocristales, que aparecen generalmente en prismas alargados de 0,5 mm. llevan la macla de Karlsbad, rara vez Albita y son seguramente de origen intratelúrico.

D. 2250 a.—Es una roca de aspecto brechoso en la superficie meteorizada color gris oscuro, ligeramente porfírica córnea a granuda fina. En la fractura fresca casi no se nota el aspecto brechoso.

D. 2251.—Pórfido cuarcífero. Es una roca de color blanco ligeramente verdoso de grano muy fino. Bajo el microscopio muestra estructura porfírica con una masa fundamental formada por dos elementos: una constituida por agujitas y tablitas de feldespatos con largo medio de 0,035 mm. cuya composición es difícil determinar, pero parece corresponder a micropertita y ortoclasa, tal vez con algo de albita y oligoclasa, y la otra parte formada por granos de cuarzo alotriomorfo repartidos irregularmente dentro de la masa feldespática. Estos granos de cuarzo aparecen casi siempre con un diámetro de 0,4 a 0,8 mm. y en algunas partes se agrupan varios individuos formando masas mayores. El cuarzo existe casi en la misma proporción que la masa fundamental feldespática. Hay además escasos fenocristales de albita, corroídos por la pasta. En esta roca el cuarzo indudablemente es un producto de diferenciación que aquí ha sido relativamente avanzada como lo indica la falta de masa vítrea y de esferolitas.

D. 2252.—Queratofiro. Es una roca de color gris oscuro de grano fino. Bajo el microscopio aparece constituida por una masa brechosa formada por tablitas alargadas de albita de 0,2 mm. de largo con macla de Albita y Karlsbad, entre las cuales hay granitos de cuarzo y escasos de ortoclasa. Además granitos muy chicos de augita y mineral de hierro. En ciertas áreas la augita aparece en mayor proporción, pero entonces está casi totalmente transformada en epidota. El cuarzo representa indudablemente un producto de diferenciación que ha cristalizado en los intersticios entre las plagioclasas, y a él se debe probablemente la textura laminada que presenta la roca. Las áreas poco diferenciadas son escasas y en ellas abunda la clorita, fenocristales casi no existen pues los cristales mayores que aparecen están formados por un agrupamiento de cristalitos de cuarzo.

Para dar una ligera idea de la repartición vertical de los diferentes tipos de queratofiros describiremos las variedades que aparecen en la falda del cerro Santa Inés, que es el único donde se puede obtener directamente un perfil pues en todo el resto de la región estas rocas sólo aparecen en la terraza antepuesta a la costa, cuya barranca no tiene más de 10 mts. de altura.

En el cerro Santa Inés el límite entre queratofiros y las pizarras Nóricas de Guaquén está en la falda oriental a 460 mts. sobre el nivel del mar.

En la cumbre del cerro, que tiene una altura de 650 mts. aparecen queratofiros bien estratificados en bancos con rumbo N. N. E. y 30° de inclinación al este. Son rocas de color gris a negro, estructura porfírica, con masa fundamental criptocristalina feldespática poco diferenciada y fenocristales de albita y ortoclasa corroída por la pasta. Lleva mucho mineral de fierro. Estas rocas siguen hacia el poniente hasta la cota 610 mts.

Entre 610 y 570 mts. Queratofiros verdosos porfíricos algo brechosos. La masa fundamental es brechosa por el diferente grado de diferenciación de los trozos que la componen, algunos son microcriptocristalinos y otros microcristalinos. Hay fenocristales de albita-oligoclasa.

Entre 570 y 560 mts. Queratofiro brechoso rojizo con masa fundamental hipocristalina constituida por un vidrio incoloro con mucho fragmento de color café obscuro, de modo que con aumentos no muy fuertes aparece este vidrio homogéneo de color café. En esta masa se ha diferenciado algo de feldespato y augita. Hay también áreas microcriptocristalinas constituidas por feldespato y algunos fenocristales de albita. Como producto de alteración existe epidota amarilla verdosa.

Entre 560 y 540 mts. Queratofiro negro, con masa fundamental microcriptocristalina que reacciona débilmente a la luz polarizada, en la cual se diseñan agujitas de feldespato. En ciertas áreas hay un agrupamiento de agujitas de feldespato. Lleva escasos fenocristales de albita y augita.

Entre 540 y 490 mts. Brecha rojiza formada por fragmentos de queratofiros holocristalinos constituidos por agrupamientos de tablitas de albita en disposición fluidal y otros de substancia hipocristalina de color café con abundante augita. Esta es la roca D. 2241 que hemos descrito más arriba.

Entre 490 y 460 mts. Queratofiro negro, ligeramente violáceo, con masa fundamental microcriptocristalina formada por albita y cuarzo, poco diferenciada y fenocristales de albita-oligoclasa.

Entre 460 y 390 mts. Queratofiro análogo al anterior pero con la masa fundamental más diferenciada, pues se destacan en ella numerosas tablitas de feldespato.

Entre 390 y 290 mts. Queratofiros gris verdosos algo brechosos por el diferente grado de diferenciación en las diversas áreas. Fenocristales escasos de albita y cuarzo relativamente abundante, generalmente en agrupamientos de cristales. Hay bastante pigmento negro.

Entre 290 y 260 mts. Queratofiros gris verdosos homogéneos con masa fundamental relativamente diferenciada en la que se puede distinguir tablitas de feldespato dentro de una masa feldespática confusa.

Entre 260 y 180 mts. Queratofiro brechoso rojizo con bastante augita.

Entre 180 y 100 mts. Queratofiro negro formado por un mosaico de granos re-

dondeados de cuarzo y feldespatos, con cierta orientación de modo que parece más bien una toba sedimentada en agua.

Entre 100 mts. y el camino. Queratofiro negro porfírico con masa fundamental fluidal formada por tablitas de albita y fenocristales abundantes de albita y ortoclasa. Además algo de cuarzo y calcita que provienen probablemente de la diferenciación de la masa original.

Siguiendo del camino hacia la costa encontramos los queratofiros de la parte superior del perfil de la Fig. 3 que está en la misma latitud que el descrito en la falda del cerro Santa Inés.

Del perfil del cerro Santa Inés puede deducirse que los queratofiros que lo componen presentan variaciones tanto en la estructura como en su composición química. La primera varía entre rocas homogéneas y brechosas tal vez por la diferencia en las condiciones de solidificación. Algunos se habían solidificado bajo agua y otros en condiciones subaéreas. La composición química es también variable, en algunos predominan feldespatos casi exentos de anortita, mientras que en otros ésta llega a proporciones relativamente importantes. También el contenido en augita y cuarzo es bastante variable.

En todo el tramo comprendido entre Punta Molles y bahía Pichidangui las únicas intercalaciones de pizarras que hemos observado son las descritas para Punta Puquén.

En el valle del río Quilimarí los queratofiros se extienden más al interior que en la planicie costanera por efecto de una falla transversal que ha levantado el bloque correspondiente al valle y que pasa con rumbo aproximadamente E. O. por el portezuelo que divide el cerro Santa Inés del cerro Silla y por la parte sur de la bahía de Pichidangui.

Entre la bahía de Pichidangui y la falda poniente del cerro Silla predominan los queratofiros algo brechosos formados por astillitas de albita en disposición fluidal, y bastante augita repartida en la masa junto con magnetita. Además hay algo de cuarzo, calcita y clorita provenientes de la descomposición del vidrio residual.

Desde la falda poniente del cerro Silla hasta la desembocadura de la quebrada del Buitre tienen mayor preponderancia las tobas de queratofiros que a veces aparecen bien foliadas análogamente a lo que ocurre en la bahía Molles. Esta característica se puede ver muy bien en el punto donde el camino de Quilimarí a Tilama cruza la quebrada Los Loros. El rumbo general de esta foliación es N. 40° E. y la inclinación es 50° E. aunque varía bastante en los diversos afloramientos.

En el cruce del camino de Quilimarí a Tilama, con la quebrada del Buitre, se superpone a las tobas de queratofiros un manto de pizarras negras piritosas con rumbo N. 30° E. y 20° de inclinación al este, y en seguida areniscas, sobre las cuales se colocan nuevamente queratofiros, las que se pueden ver en el curso inferior de la quebrada El Buitre hasta enfrentar el Morro Solo. De este punto hacia el oriente, o sea subiendo en el perfil, existen solamente las pizarras de Guaquén fuertemente metamorfoseadas por la intrusión de la diorita andina cuyas características las describiremos más adelante; pero esta formación queda luego substituída por la Diorita.

La pizarra mencionada que aparece en el curso inferior de la quebrada El Buitre ha dado algunos fósiles muy mal conservados que presentan analogías con los de la base del cerro San Francisco y de Pichicui.

LAS PIZARRAS DE GUAQUEN

Inmediatamente al oriente del cordón que limita la planicie costanera entre los Molles y Quilimarí, se superponen a los queratofiros triásicos una potente serie de pizarras con rumbo N. N. E. e inclinación de 30° E. aunque en algunas partes existe una inclinación en sentido inverso, ya sea por pequeños plegamientos locales o por fallas longitudinales. Esta serie de pizarras forma una faja muy regular con 4 km. de ancho y llega a la costa entre el estero Salinas y un punto situado más o menos 1 km. al norte de la desembocadura del estero Ballena. Hacia el interior queda limitada por una falla de rumbo aproximadamente N. S. que constituye el límite de la terraza marina inferior y coloca en el contacto formaciones más antiguas, y al norte por la falla transversal que pasa al norte del cerro Santa Inés.

El contacto con los queratofiros del yacente es un contacto normal aunque en la falda del cerro Santa Inés se pueden observar, en la zona del contacto, dislocaciones relativamente fuertes, pero ellas parece que se han localizado en esta parte más bien por el efecto del contacto, y no se puede interpretar como que el contacto sea debido a ellas.

La continuidad de sedimentación con los queratofiros parece quedar también demostrada por el hecho de existir dentro de las pizarras algunas intercalaciones de queratofiros, como ocurre en la terraza costanera al sur del estero Molles, y en la falda norte del cerro Los Colorados. Damos a continuación el perfil estratigráfico levantado por FUENZALIDA (13) en la costa entre bahía Molles y el límite de las pizarras.

a) Inmediatamente sobre los queratofiros existe una pizarra arenosa de color gris rojizo en partes morada o cenicienta con intercalaciones de plantas muy mal conservadas, pero que tienen cierta analogía con las pizarras encontradas en la Punta Puquén. Estas son:

Dicroidium sp.

Taeniopteris mareyesiacae

GEINITZ.

Pterophillum sp.

Podozamites elongatus

(MORR) FEITSMANTEL.

Podozamites sp.

Baiera sp.

El espesor de esta serie es 130 a 140 mts.

b) 30 mts. Pizarras color gris de acero a gris azuladas, ligeramente sedosas.

c) 200 mts. Pizarras arenosas que en su parte más alta, poco antes de la desembocadura del estero Molles, llevan los siguientes fósiles:

Nevadites sp.

Lima sp.

Pleurophobus sp.

d) Pizarras groseras gris azul a veces con intercalaciones de pizarras sedosas con impresiones de plantas en la desembocadura del estero Molles. Se puede reconocer:

(13) H. FUENZALIDA V. Las Capas de los Molles. Anales del Museo Nacional, Santiago de Chile, 1938.

Thinfieldia sp

Podozamites s.p.

e) 3 mts. Conglomerado fino formado por arenisca cuarzosa y rodados de pocos centímetros de cuarzo y pizarra.

f) Pizarra grosera.

g) 15 mts. Arenisca cenicienta.

h) 10 mts. Pizarra bien foliada.

i) 50 mts. Arenisca gris oscura.

j) 500 mts. Pizarra grosera con restos de serpulitas (Tubos calcáreos y *Dentalium*). Contiene los siguientes puntos fosilíferos:

En el extremo sur del corral de Barrancas hay

Avícula sp.

Monotis sp.

Myophoria sp. ind. aff.

JAWORSKY STEINMANN.

Cardita sp.

Cardiomorpha sp.

Cardinia sp.

Modiola sp.

Pecten sp.

Eucyclus Pacificus

JAWORSKY.

Trochus sp. indet.

Arcestes sp. ind.

Cladiscites sp. ind. aff. *tornatus*.

Nautilus sp.

k) Las mismas pizarras, 300 mts. al sur de Corral de Barrancas con:

Palaeoneilo elliptica Golds

l) 50 mts. Areniscas color amarillo marrón.

m) 200 mts. Pizarras bien foliadas ligeramente sedosas.

n) Areniscas:

ñ) Pizarras bien foliadas que en su parte superior, en el punto denominado Los Placeres, llevan fósiles muy mal conservados, entre los que se puede reconocer:

Belemnites sp. ind.

o) Areniscas alternadas con pizarras en bancos que llegan hasta los últimos afloramientos de esta serie que aparecen más o menos a 1 km. al norte de la desembocadura del estero Ballena. (Fig. 18, Lám. IX).

El espesor total de las pizarras de Guaquén desde su contacto con los queratofiros hasta la parte más alta que aparece en los afloramientos más meridionales es de más o menos 2,000 mts., aunque bien pudiera ser menor por la existencia de fallas que hagan repetirse algunas capas.

Según la descripción estratigráfica dada por FUENZALIDA la distribución cronológica de estos sedimentos sería la siguiente:

Nórico medio: capas a) y b) continental.

Nórico superior: capas c), d), f), g), h) y j) continental

Rético: capas j), k), l), m), n)

Lias inferior: capas ñ), o).

La separación de Rético y Lias no se puede hacer con precisión.

Si comparamos la parte superior de esta serie con la que constituye el Lias inferior en el cerro Pulmahue veremos que hay una gran analogía en la composición de los sedimentos y por lo tanto es muy justificado hacer dicha paralelización. No creemos que en la serie de Guaquén existan niveles del Lias medio o superior, pues faltan totalmente los bancos calizos del cerro San Francisco y del cerro Negro, que dada su abundancia no habían podido desaparecer en un trecho relativamente bastante reducido y menos existiría el Lias superior que en toda la región está representado casi exclusivamente por queratofiros, siendo las intercalaciones sedimentarias completamente subordinadas. En la ladera norte del valle del río Quilimarí, la serie de pizarras y areniscas está fuertemente metamorfoseada por la intrusión de dioritas andinas, formándose cuarcitas, cuarcitas de biotita y muscovita, cuarcitas con granate, pizarras biotíticas, etc. No nos detendremos a describir estas formaciones, porque ellas serán objeto de una publicación especial.

QUERATOFIROS EN EL CERRO COLORADO DE LONGOTOMA

Este cerro forma el extremo S. E. del cordón que nace junto al río Petorca y que se extiende hacia el norte formando la divisoria de aguas entre el estero Guaquén y el estero Chicharra. En la base tiene 100 m. s. s. m. y en la cumbre llega a 714 mts. La cumbre forma una cuchilla alargada en dirección E. O. Sus laderas tanto hacia el valle del Petorca por el S. como al valle Chicharra por el E. y a la quebrada Colorados por el norte son bastante abruptas. Por el poniente se conecta con las caídas orientales del cordón del Coligüe por el Portezuelo Durazno.

La terraza antepuesta frente al valle del Petorca está formada por granodiorita, y desde que comienza a acentuarse la pendiente aparecen los queratofiros, roca que predomina en todo el cerro.

Cerca de la base los queratofiros han experimentado un fuerte metamorfismo termal que describiremos más adelante.

Donde se puede apreciar mejor la constitución original de los queratofiros es en la cumbre del cerro. Aquí se presentan como rocas de aspecto córneo, ligeramente brechosas, color gris con tendencia a verdoso o amarillento, a veces llevan esferulitas hasta de 1 cm. Bajo el microscopio se ve una masa fundamental que reacciona débilmente a la luz polarizada y dentro de ella manchas irregulares de albita y cuarzo de aproximadamente 0,03 mm. El aspecto brechoso proviene de partes vitroficadas de color parduzco donde se ha comenzado a producir la desvitrificación. Esta masa tiene por lo general una estructura ligeramente fluidal.

Dentro de la masa fundamental hay ciertas áreas alargadas, hasta de 1 mm., formadas por un agregado de granos de cuarzo con contornos endentados, que indi-

can una silicificación, es decir, algunos granos de cuarzo han crecido a expensas de otros. Estos agrupamientos llevan también algunos núcleos formados casi exclusivamente por sericita que a veces adoptan la forma de guías. Su formación está ligada indudablemente al mismo proceso que originó la silicificación y que se relaciona con un metamorfismo termal. A la misma causa se debe atribuir algunas listas de cuarzo que aparecen a lo largo de la dirección de la corriente.

En los ejemplares de un carácter más brechoso puede verse fragmentos de color café amarillento isótropos que encierran escasos fenocristales de feldespato y cuarzo muy turbios por las inclusiones. Estos fragmentos están rodeados por una masa de cuarzo, feldespato y biotita alterado a óxidos de fierro y sericita. Esta masa tiene cierta orientación. A veces los fragmentos mencionados aparecen desvitrificados y se componen entonces de laminillas de albita y biotita, esta última en agrupamientos entre los feldespatos.

En un grado más avanzado de desvitrificación aparece una masa fundamental confusa distribuída en zonas análogas a una estructura de mosaico, en la que cada elemento constituyente del mosaico es una mezcla íntima de cuarzo y albita que no se resuelven. Fig. 19, Lám. X. Estos elementos tienen diferente orientación. En algunas partes se ha producido una segregación de cuarzo en granos irregulares.

En otros casos la desvitrificación no ha producido la estructura de mosaico, sino que se han separado los diversos elementos independientemente formando un agregado de masas de albita en guías y granitos pequeños de cuarzo en menor proporción. En estos casos la albita tiende a aparecer en cristales idiomorfos.

Cuando la desvitrificación se produce adoptando la estructura de mosaico en individuos mixtos de albita y cuarzo, por el avance de este proceso llegan a formarse rocas en las cuales la masa tiene siempre la textura de mosaico, pero sus elementos constituyentes son cristales puros (relativamente) de cuarzo y feldespato.

Las rocas típicas de esta variedad son de aspecto córneo a granudo fino, de color gris amarillento a verdoso. En algunos casos se puede observar a la simple vista pequeños fenocristales irregulares hasta de 1 mm., que seguramente son sólo agrupamientos de diversos individuos. La estructura es siempre ligeramente fluidal y en los planos de separación de las capas van a veces listas de feldespatos de 1 a 2 mm. Bajo el microscopio puede verse una masa fundamental formada por un mosaico de albita y cuarzo con contornos mutuos (es decir, a veces parece penetrar el cuarzo en la albita y en otras la albita en el cuarzo). El tamaño de los granos es alrededor de 0,05 mm. En algunas partes se conserva una masa vitrofírica de color parduzco que reacciona débilmente a la luz polarizada. Esparcida en la masa granuda hay pequeñas cantidades de biotita alterada a productos ferruginosos. Aunque es difícil determinar con seguridad la composición de los feldespatos, podemos decir que en su mayoría son de albita con pequeñas cantidades de anortita 5 a 10%, en casos raros sube a 30% y cuando así ocurre los cristales tienen la tendencia a formar fenocristales que llegan a 0,2 mm. A veces hemos encontrado granos de microclina de soda caracterizados por el ángulo de los ejes ópticos $2E = 100^\circ$.

En este cerro se encuentran también queratofiros con características algo diferentes a las descritas. Tienen un aspecto laminado a jaspeado por la alternación de fajas grises con otras blancas. Bajo el microscopio puede verse que hay una alternación de fajas en las que predomina el feldespato con otras en las que predomina el

cuarzo (Fig. 20, Lám. X). El feldespato es por lo general albita, pero aparecen también algunos individuos más básicos.

En la parte norte del cerro, cerca de la quebrada de Los Colorados, hay algunos mantos de pizarras intercaladas entre los queratofiros. Son mantos con potencias de más o menos 10 mts. de corrida aproximadamente E. O. e inclinación al norte indeterminable. La roca tiene color negro grisáceo de grano muy fino. Bajo el microscopio, aparece constituida por una masa formada de agujas de sericita, probablemente con algo de feldespato, y mucho pigmento negro. Hay también bastante limonita. Dentro de esta masa hay granos irregulares de cuarzo de 0,005 mm., feldespato, muscovita y biotita de dimensiones análogas o algo inferiores. Por la manera de presentarse y por su constitución estas intercalaciones tienen gran analogía con las que aparecen en la costa de Guaquén, en las proximidades de la quebrada de El Peral.

En la base del cerro Los Colorados, ya cerca del contacto con la granodiorita, los queratofiros han experimentado cierto metamorfismo termal por efecto de la intrusión de dicha roca. En las partes más alejadas del contacto, es decir, en la cumbre del cerro, dicho metamorfismo se manifiesta solamente por una sericitización incipiente de los feldespatos, y tal vez la segregación del cuarzo en pequeñas guías en los planos de estratificación. En esta región no sólo ha actuado el metamorfismo termal, pues en algunas partes aparecen indicios evidentes de una alteración de carácter hidrotermal, como ocurre a los 600 metros sobre el nivel del mar, donde aparece una roca de color blanco grisáceo claro con inclusiones compuestas por esferolitas de 1 a 5 mm. esparcidas en una masa sericitica de color blanco. Bajo el microscopio se puede ver que la masa fundamental está constituida casi exclusivamente por agujas de sericita y escasos granos de feldespato, probablemente albita. Dentro de esta masa hay drusas formadas por cristales prismáticos radiales de antofilita (Fig. 21, Lám. XI), con las constantes ópticas siguientes:

$$N_m = 1,635$$

$$2V = + 88^\circ$$

$$Z-X = 0,012$$

En las cercanías del contacto, la textura dominante es la de un mosaico formado por granos de albita y cuarzo, y se han agregado algunos granos irregulares de enstatita que alcanza generalmente las dimensiones del orden de 0,15 mm. y tiene las siguientes características:

$2V = - 80^\circ$ $Z-X = 0,010$, correspondiendo por lo tanto a una mezcla isomorfa de

Enstatita 80%

Hiperstena 20%

Como consecuencia de la acción termal, se ha formado en algunos casos una anfíbola de color verde ligeramente azulejo tal vez por cierto contenido en álcalis y biotita parda, pero siempre en una muestra aparece solamente uno de estos minerales. Las sucesión parece ser: enstatita-anfíbola-biotita a medida que nos alejamos del contacto.

Otro fenómeno que se puede atribuir a esta acción es la existencia de fajitas de cuarzo y albita en los planos de estratificación y cierta abundancia de mineral del fierro.

Las acciones debidas al metamorfismo termal son perceptibles solamente hasta una altura de más o menos 300 mts. sobre el contacto.

En la base las rocas han tomado el aspecto de un gneiss, en ojos, se ha formado microclina y muscovita fuera de una silicificación intensa.

Sobre los queratofiros descritos para el cerro Colorados se apoya una serie de pizarras negras lustrosas con una fuerte foliación N. 30° E; 45° N. O. que no corresponde al rumbo e inclinación de ellas.

A juzgar por su contacto con los queratofiros de la base que sigue aproximadamente el recorrido de la quebrada Los Colorados, el rumbo debe ser E. O.

La pizarra lleva bancos de areniscas intercalados, que a veces pasa a conglomerado fino, con rodados de cuarzo hasta de 5 mm. La arenisca en su forma más corriente está constituida por granos de cuarzo de 0,5 a 1 mm., en su mayor parte redondeados, pero se presentan también algunos esquinados. Algunos contienen inclusiones de apatita y en general muestran la acción de presiones tectónicas que se traducen por un agrietamiento y recristalización. Forman parte también de los constituyentes de la arenisca trocitos de queratofiros laminados y de pizarra. El cemento consiste en cuarzo y sericita, esta última en gran parte transformada a caolin.

En el cordón que divide la quebrada Los Colorados de la que sigue más al norte aparecen restos de plantas.

Esta formación tiene gran analogía con las pizarras Nóricas de Caleta Molles en su parte basal y aun que no se han encontrado fósiles característicos, es muy justificada la paralelización, especialmente por su superposición a los queratofiros de Los Colorados. Los únicos fósiles recogidos son restos de plantas indeterminables.

Las pizarras de estas características existen solamente en el triángulo encerrado entre una falla que pasa por el portezuelo El Durazno y que corre con rumbo N. E.; otra que pasa por la desembocadura de la quebrada de Los Colorados y tiene rumbo N. O., y la quebrada Los Colorados. Hacia el Este de la falla El Durazno sigue una formación de pizarras arenosas negras.

EL TRIÁSICO EN EL CERRO PULMAHUE

Sobre el zócalo paleozoico del cerro Pulmahue, constituido por porfiroides y granitos alcalinos tectonizados descansa una formación de conglomerados, areniscas y pizarras que por constituir la base de la transgresión del Lias Inferior podemos atribuirle al Triásico superior o sea al Rético. Según esta interpretación las transgresiones marinas del Triásico superior no se habrían extendido más al sur del río Petorca y en toda esta región habría predominado un ambiente continental durante todo el Triásico.

Los conglomerados consisten principalmente de rodados de cuarzo que a veces llegan hasta 5 cms., pizarras y queratofiros. En una muestra de estos conglomerados hemos encontrado los siguientes rodados:

a) Queratofiros constituidos por un agregado granular alotriomórfico de feldespatos sin maclas, al parecer albita, cuyo tamaño varía entre 0,01 y 0,04 mm., y algunos granos de cuarzo que deben su origen probablemente, a una silicificación de la roca. Estos granos de queratofiros tenían un tamaño de 1,5 mm.

b) Una roca formada por cuarzo con gran cantidad de turmalina en agujas radiales de color verdoso, que posiblemente correspondan a una veta.

c) Granos de cuarzo muy quebrados.

El cemento estaba constituido por un agregado de hojitas de sericita con poco cuarzo.

En otros ejemplares de la roca de turmalina se ve una estructura en fajas, algunas formadas por granos de cuarzo con poca turmalina y otras casi exclusivamente de turmalina. El tamaño de los granos es alrededor de 0,03 mm. Aparecen también algunos granos de cuarzo mayores rodeados por una faja muy densa de turmalina, la que emite agujas perpendiculares a las salbandas. Algunas veces las rocas de turmalina llevan algo de biotita.

Otro rodado muy interesante es el que encontramos en la cumbre del cerro Pulmahue, y consiste en madera silicificada en la cual se conserva perfectamente la estructura vascular, pues los vasos han sido rellenados por sílice (Fig. 22, Lám. XI).

También se encuentran rodados de una pizarra micácea bastante metamorfoseada por silicificación, en la que se ha formado además sericita y actinolita, esta última en agujas muy finas. La sericita proviene de granitos de feldespato que estaban incluidos en la pizarra.

Las areniscas consisten en granos de cuarzo angulosos de 0,2 mm. aproximadamente y otros de feldespato. El cuarzo muestra extinción ondulada. Gran parte de estas rocas consiste en laminitas finas de sericita que a veces está cristalizada a muscovita. Es frecuente la presencia de magnetita idiomorfa.

Las pizarras son de color negro, lustrosas y aparecen como intercalaciones escasas dentro de la arenisca.

Esta formación de conglomerados-areniscas-pizarras no tiene gran extensión y parece que ocupa una cuenca de más o menos 10 kms. correspondiente a una laguna de la época Rética.

El tiempo durante el cual se produjo la destrucción de los porfiroides y granitos del zócalo paleozoico debe abarcar no sólo el Rético, sino que gran parte del Triásico y tal vez hasta el suprapérmico, o sea el transcurrido desde que comenzó la denudación del continente Gondwana hasta el principio de la transgresión Liásica.

Es digno de anotarse que dentro del Lias inferior en la quebrada de Guayacanes aparece una intercalación relativamente gruesa de conglomerados y areniscas con las mismas características que los Réticos del Pulmahue, lo que indica una relativa continuidad en las condiciones de sedimentación durante el Rético y Lias, lo que ya hemos visto al tratar de las pizarras de Guaquén, donde ambas épocas se desarrollan en un ambiente marino.

EL JURASICO

LIAS Y DOGGER

En la región abarcada por este estudio, el Lias tiene un gran desarrollo, pero se presenta con variaciones de facies apreciables según la mayor o menor cercanía de la antigua costa sobre la cual se produjo la transgresión.

En la parte media occidental persistieron las condiciones marinas, probablen-

te neríticas que reinaban durante el Nórico, de modo que la transición entre el Nórico, Rético y Lias inferior se produce de un modo continuado sin variación considerable en la calidad de los sedimentos. En cambio en la parte sur tiene lugar durante esta época una transgresión marina que representa el primer avance del mar hacia la cuenca de sedimentación andina, sobre un antiguo continente.

El basamento sobre el cual avanzó el mar del Lias y donde se encontró la costa al comienzo de esta época lo encontramos en el cerro Pulmahue y cerro Negro, es decir, en la parte más meridional de la zona que abarca nuestro plano geológico. Estos cerros son los que se levantan inmediatamente al norte de la ciudad de La Ligua. Dicho basamento está constituido por rocas eruptivas paleozoicas, profiroides y granitos.

Sobre las rocas mencionadas descansa el conglomerado de distribución muy irregular que hemos descrito como perteneciente al Rético, época en que predominó un ambiente continental, durante la cual se destruyó la antigua superficie que, al no mediar esta circunstancia, debió estar ocupada totalmente por los queratofiros de la costa de Guaquén, pero gracias a esta acción erosiva los queratofiros fueron destruidos en gran parte y afloraron las rocas paleozoicas subyacentes. Tal cosa aparece claramente en la quebrada del Pobre, donde encontramos hoy día hasta la cota 300 mts. y en parte 400 mts., casi exclusivamente las rocas paleozoicas sobre las que descansa el conglomerado grueso con rodados de cuarzo, granitos, queratofiros y pizarras, en un cemento de arenisca cuarcítica blanca, que muchas veces lleva restos vegetales.

En la parte sur del cerro Pulmahue el conglomerado descansa directamente sobre queratofiros, como se puede ver muy bien cerca de la cumbre del cerro Quillay. Estos queratofiros llevan pizarras intercaladas y están atravesados por un granito sódico fuertemente tectonizado, muy análogo al granito de Ballena que hemos descrito. Este granito forma la base del Lias en la parte norte de dicho cerro.

Sobre el conglomerado sigue una potente serie de areniscas verdes con meteorización amarillenta, y más arriba pizarras grises, en parte algo arenosas que muchas veces llevan bancos de areniscas finas intercaladas. Más arriba de las areniscas se superpone una serie de pizarras con bancos de cal intercalados, de espesores muy variables, que en algunas partes, como ocurre en el cordón divisorio de aguas entre la quebrada El Pobre y las quebradas que caen al río Petorca, parece que llegan a predominar sobre las pizarras, pudiéndose calificar la formación como formada por bancos de cal con pizarras intercaladas. Sobre la cal comienza una serie de queratofiros, cuyo espesor parece que disminuye hacia el sur y aumenta considerablemente hacia el norte.

En la quebrada que desemboca en el río Petorca frente a Guayacanes y por donde pasa el camino de la cuesta Los Delgados, se interponen entre las pizarras y las calizas una serie de conglomerados con rodados de cuarzo de hasta 5 cm. y escasos rodados de pizarra, en un cemento de arenisca cuarcítica, idéntico al conglomerado basal del Pulmahue, pero su distribución parece ser muy local, pues no le volvemos a encontrar ni más al sur ni más al norte y debe su origen a una ligera elevación temporal del fondo del mar.

Esta región es la única que ha suministrado una fauna abundante y en buen estado de conservación que permite fijar la posición estratigráfica de los diversos

pisos. Como los fósiles serán descritos detalladamente por el señor Fuenzalida en una publicación próxima, enumeraremos solamente su ubicación en los perfiles.

En la cuchilla del cerro Pulmahue, a la cota 1,100 mts. existe un horizonte fosilífero en las pizarras, con los siguientes fósiles:

Cardinia cf. Deshayesi TORN.
Arietites sp indt.
Pecten sp indt.

Siguiendo hacia el norte por el mismo cordón, a la cota 700 mts. aparece otro horizonte fosilífero formado por pizarras que llevan la siguiente fauna:

Arietites (Vermiceras) *Sturbeli* TILLMANN.
Arietites (Vermiceras) *bisulcatus* QUENSTEDT.
Arietites sp.
Pseudomonotis sp.

Pocos metros más arriba hay bloques de caliza en forma de rodados que deben provenir de algún manto cercano. Llevan la siguiente fauna:

Zeilleria sp.
Litotrochus Humboldti v. BUCH.
Pecten sp. indt.
Astarté sp. indt.
Gryphaea sp. indt.

La mencionada fauna indica para estas capas el Lias inferior.

En la ladera oriental del valle de la quebrada El Pobre y a la cota 400 mts., es decir, más o menos 100 mts. más arriba de la base de la formación, encontró el señor Fuenzalida la siguiente fauna

Zeilleria cf. perforata PIETTE.
Gryphaea Darwini FORBES.
Ostraea cymbium BAYLE ET COQUAND.

A poca distancia del punto muestrado por el señor Fuenzalida encontré *Arietites*, y en el camino por la cuesta de Los Delgados, *Zeilleria*.

Toda esta fauna corresponde al Lias Inferior, con lo que queda demostrado que la transgresión del Lias se produjo en esta época.

En el Lias podemos hacer una división en tres partes de acuerdo con las características petrográficas de las rocas que las forman, la que también coincide aproximadamente con la división que se pudiera hacer a base de los fósiles, aunque éstos no los conocemos, sino en la división inferior y en la superior.

La parte más inferior está formada por areniscas y pizarras, que casi nunca alcanzan grandes espesores independientemente, sino que siempre van alternados con areniscas, en algunos casos predominando las areniscas y en otros las pizarras. Esta

sección la conocemos en el macizo del cerro Pulmahue, tanto en su faldeo norte como en el cordón divisorio de aguas entre el río Petorca y la quebrada El Pobre. También en la costa de Guaquén.

La sección media consiste en pizarras con numerosos bancos de calizas y algunos de areniscas. Su espesor es relativamente pequeño en la parte sur y aumenta considerablemente hacia el norte. Aparece en la parte oriental del cordón divisorio de aguas entre el río Petorca y quebrada El Pobre, en la ladera oriental del río Petorca, entre la Engorda y Pullancón, aunque aquí está fuertemente metamorfoseada termalmente, por lo que es difícil reconocerla, y en los cerros Coligüe y San Francisco, donde adquiere un gran desarrollo, aunque es posible que su aumento de espesor sea debido a que ha ocupado gran parte del lugar que más al sur corresponde a la sección inferior.

La sección superior consiste en queratofiros con intercalaciones de bancos de caliza o de pizarra. La encontramos en pequeña extensión en la ladera occidental del Valle del Petorca, pero donde adquiere mayor importancia es en la ladera oriental del valle de este nombre y del estero Ucúquere. Termina hacia arriba en la formación porfirítica del Dogger.

Describiremos a continuación las diversas regiones en que aparece el Lias.

GUAYACANES

Ya hemos mencionado que sobre las calizas de Guayacanes existe una potente serie de queratofiros, los que forman el Morro Guayacán y se los puede seguir por el camino carretero que va desde este punto a Canela. Son rocas de estructura porfírica con fenocristales de plagioclasa hasta de 3 mm., de color blanco lechoso. La masa fundamental es pilotoxítica gruesa formada por tablitas de plagioclasa. Los fenocristales son de albita de $Ab_{90}An_{10}$ y los de la masa fundamental parece que son poco más ácidos. Como producto secundario se encuentra bastante anfíbola, epidota y óxido de hierro, debidos tal vez a la acción de un pequeño macizo diorítico que aflora en la planicie de Guayacán.

En la ladera derecha del río Petorca, entre la quebrada Calera y el límite de la formación porfirítica, aparece la parte superior de la misma serie descrita más arriba, es decir, las areniscas metamorfoseadas con una intercalación de caliza, y sobre ella queratofiros análogos a los descritos, aunque en la cercanía de la Quebrada Calera, lo mismo que en el curso inferior de ella han experimentado un metamorfismo termal con formación de los mismos minerales félicos que en la arenisca, por lo cual toman un color verdoso. Pero no sólo han sido afectados por el metamorfismo termal, sino que también en parte muestran acciones hidrotermales, especialmente en la cercanía de una veta piritosa con pequeña ley de oro que corre con rumbo N. 20° E. y 70° E. de inclinación, potencia 1 mt. y que corresponde probablemente a la corrida que aflora en la parte alta del cordón divisorio del valle de Palquico. Por estas acciones hidrotermales se ha formado algo de epidota.

Cerca del contacto con la formación porfirítica aparece una toba de queratofiro formada por cristales de albita en parte destrozados y en parte idiomorfos en una masa de granulación muy fina fuertemente cloritizada. Esta toba corresponde probablemente a la superficie de discordancia.

El metamorfismo termal de que hemos hablado ha tenido por resultado la transformación de las areniscas en rocas con todo el aspecto de un granito. Son

rocas de color gris verdoso claro a oscuro, cuyos granos varían de un tamaño medio a fino. Bajo el microscopio muestran una textura holocristalina alotriomórfica equigranular. El mayor tamaño de los granos es de 1 mm.; en otras variedades tienen $\frac{1}{2}$ mm. y aun menos. Los minerales constituyentes son:

Plagioclasas: albita a andesina ($Ab_{90} An_{10}$ a $Ab_{65} An_{35}$); parece que las variedades menos cálcicas se encuentran en las partes más alejadas de los apófisis, aunque el mayor o menor contenido en cal puede provenir de la proporción original en cal, como parecen demostrarlo las rocas de Guayacán que están cerca de mantos calizos; pero debemos hacer notar que en la misma muestra se observa a veces feldspatos con contenidos en anortita muy variables. La plagioclasa está siempre algo sericitizada. Hay además los siguientes minerales:

Anfíbola actinolítica, débilmente pleocroica, en parte cloritizada, con las siguientes características: $2V = -71^\circ$, $c: Z = 12^\circ$, $Z-X = 0,020$ a $0,015$.

La variación en la birrefringencia, lo mismo que cierta falta de homogeneidad que se observa en los cristales hacen suponer que se trate de un producto complejo formado por diversos términos parciales.

Diopsido magnesiano con pequeño ángulo de los ejes ópticos, carácter óptico positivo, refracción y birrefracción altas.

Cuarzo.

Biotita en muy pequeña cantidad.

Como ya lo hemos dicho, el granito que provocó este metamorfismo, sólo sale a luz en el lugar denominado Guayacanes, pero podemos ver un apófisis aplítico cerca de la veta ya mencionada, que está un poco al sur de la quebrada Calera.

Es una roca blanca sacroide, de grano muy fino constituido por un agregado de granos de albita, ortoclasa y cuarzo de 0,2 mm. y otros mayores, hasta de 1 mm. de albita.

CERRO PULMAHUE

En la parte norte del cordón del Pulmahue, no se puede observar la serie liásica, pues está ocupada por la intrusión de granodiorita cretácea, pero de las inclusiones que aparecen dentro del granito podemos deducir que aquí debió existir el límite entre la serie margosa y los queratofiros. Las margas han sido transformadas a una roca de enstatita con las siguientes características: Fig. 23, Lám. XII.

Es una roca de color blanco verdoso de grano medio, a primera vista se puede distinguir cuarzo y piroxena verdosa. Bajo el microscopio aparece constituida por granos de cuarzo de tamaño muy variable, entre 0,1 y 1,6 mm. Dentro del cuarzo hay enstatita incolora de aspecto rugoso, ya sea en cristales aislados o en agrupamientos formados por individuos dispuestos desordenadamente, que llegan a abarcar áreas de 1 mm^2 . en el conjunto, con poco cuarzo interpuesto. La enstatita presenta secciones longitudinales y transversales, en estas últimas se puede reconocer a veces una macla según (010). Los cristales de enstatita aparecen superpuestos al agregado de cuarzo, de modo que muchas veces están en el contacto de tres granos, substituyendo las aristas. Sus características ópticas son: $2V = -80^\circ$, $Z-X = 0,012$, $Z: c = 0^\circ$.

Según esto corresponde a una mezcla isomorfa de enstatita-hiperstena, con 20% de hiperstena.

Hay además algo de sericita en los contactos entre dos granos consecutivos.

La roca original debió ser, pues, una marga dolomítica análoga a las que aparecen en la parte superior del cerro Coligüe.

Entre las inclusiones aparecen también algunas areniscas fuertemente recristalizadas formadas por cuarzo y feldespato con contornos endentados y escasas laminillas de biotita y anfíbola verde pleocroica.

Algunas de estas inclusiones llevan además de los minerales nombrados algo de plagioclasa andesina ($Ab_{65} An_{35}$) que ha sido corroída por el cuarzo, de modo que es frecuente la existencia de restos de ella dentro del cuarzo, conservando todos la misma orientación. La enstatita también ha sido afectada por el cuarzo, transformándose a una clorita pleocroica entre verde e incolora. Hay además algo de titanita.

En el frente norte del cordón existe algo de queratofiros de color blanco grisáceo de grano fino, con algunos granitos de cuarzo gris que a primera vista parecen rodados, pero son en realidad de cuarzo original. Bajo el microscopio aparecen constituidos por un conjunto de esferulitas de cuarzo y feldespato, el primero tiene cierta tendencia a separarse de la mezcla y formar myrmekita con el feldespato (Fig. 15, Lám. VIII).

Una forma muy interesante la constituyen granos de cuarzo redondeados o alargados, bien puros, rodeados por una faja de esferulitas ya bastante diferenciadas y en transformación a myrmekita. Tales granos de cuarzo deben corresponder a los granitos que aparecen como rodados. Para explicar su presencia podemos suponer que por la desvitrificación de las esferulitas el cuarzo se segregó en núcleos, enriqueciéndose entonces en feldespato el resto de la esferulita. El feldespato corresponde a albita. En algunas esferulitas no se ha segregado cuarzo sino un feldespato más básico que albita, lo que indica que las diferentes esferulitas tienen composición distinta.

Hay además fenocristales idiomorfos de andesina $Ab_{65} An_{35}$ que indudablemente corresponde a cristales intratelúricos.

En toda la roca hay abundancia de sericita y calcita.

En la cuchilla del cerro Pulmahue las dioritas andinas llegan hasta la cota 400 mts. Hacia arriba siguen areniscas que han experimentado cierto metamorfismo por la acción de la diorita. Son rocas de grano fino de color gris amarillento a verdoso con aspecto cristalino, que las hace parecerse a los queratofiros, lo que es una gran dificultad para el trabajo de levantamiento. Uno de estos tipos aparece constituido por granos irregulares de cuarzo de más o menos 0,08 a 0,02 mm. y escasos granos de feldespato. El cemento es una substancia biotítica muy alterada a hidróxidos de fierro. Hay además algunos granos de epidota y de enstatita, lo que establece una ligazón con los margas metamorfoseadas que hemos descrito más arriba. La orientación de los granos es apenas reconocible y por lo tanto se puede deducir que no han sufrido un metamorfismo dinámico intenso. En algunos casos la proporción de cuarzo y feldespato es casi igual. También aparece algo de anfíbola en cristales alargados de 0,08 mm. de color verde claro, a veces idiomorfos, pero generalmente redondeados. Sus características ópticas son: $2V = -78^\circ$, $Z-X = 0,013$, $c:Z = 22^\circ$.

En algunas areniscas aparece sericita en cantidad relativamente grande, pero posiblemente su presencia se debe a metamorfismo hidrotermal, pues se encuentra en forma de laminillas dentro de los cristales de cuarzo, a los que a veces substituye totalmente.

En esta misma sección, hemos encontrado algunos rodados de queratofiros análogos a los descritos más arriba, los que indudablemente representan intercalaciones o inyecciones en las areniscas.

Estas areniscas llegan hasta la cota 700 mts. Más arriba siguen pizarras negras fosilíferas que llevan una masa fundamental oscura con mucho pigmento negro y algunos granitos irregulares de cuarzo y feldespato de 0,04 mm. El material arcilloso está en comienzo de cristalización como se puede reconocer por el desarrollo de pequeñas laminitas anisótropas, posiblemente de sericita. Dispersa en la roca hay una pequeña proporción de calcita. Estas pizarras llevan algunas concreciones calcáreas, que tal vez constituyen mantos, pero no se puede reconocerlo, pues las hemos encontrado solamente en forma de rodados. Las pizarras alcanzan hasta la cota 800 mts. Hacia el sur siguen pizarras con bancos de areniscas ya sin metamorfismo.

Las rocas descritas se extienden por el resto más o menos hasta la curva de nivel 400 mts., donde quedan cortadas por la diorita andina. Hacia el sur del punto topográfico 898 m. sobre el nivel del mar, el límite occidental del Liásico sube considerablemente por efecto de una falla de rumbo N. O. y se encuentra sólo a la cota 700 mts.; pero debido a su rumbo meridional atraviesa el cordón un poco al norte de la cumbre del Pulmahue, pasando al lado oriental.

CERRO COLIGUES

Al oeste de la falla del Naranjo y en el cordón que limita por el sur la quebrada de El Manzano, comienza una potente serie sedimentaria que en la base lleva pizarras arcillosas de color negro, aspecto macizo. En el cemento arcilloso se destacan granitos esquinados de cuarzo y plagioclasa, cuyo tamaño más frecuente es alrededor de 0,05 mm. La plagioclasa, que aparece bastante fresca, tiene una composición que oscila entre oligoclasa ($Ab_{75} An_{25}$) y andesina ($Ab_{65} An_{35}$). Hay también cristalitas de hornblenda de pequeña birrefracción (0,023), en parte algo cloritizada.

Hacia arriba se intercalan en la serie algunos bancos de caliza, margas dolomíticas y margas calcáreas. Las calizas son de grano muy fino, menor que 0,0001 mm., están constituidas casi exclusivamente por granos de calcita, se atacan fuertemente por el ácido clorhídrico. Dentro de esta masa relativamente homogénea hay escasos trocitos de cuarzo y núcleos más oscuros compuestos también por calcita mezclada posiblemente con polvo de caliza. Aparecen además manchas amarillas formadas de calcita teñidas por óxidos de hierro, y escasos restos de substancia carbonosa.

Las margas calcáreas tienen una estructura córnea a lenticular, en fajas onduladas, indicando un plegamiento fuerte, pero como ello no es común en las otras rocas que forman la serie, debemos atribuirlo a fenómenos desarrollados solamente en estos bancos por un aumento de volumen y no a una acción tectónica regional. El mineral principal es la calcita que aparece en forma de lentes o guías en gran parte epigenéticas, con los cuales alternan otros constituídos casi exclusivamente por substancia arcillosa. Cuarzo existe en pequeña cantidad. La calcita ha sufrido en partes una fuerte recristalización hasta llegar a formarse individuos relativamente grandes. Hay también pequeñas manchas con oxidaciones ferruginosas.

Las margas dolomíticas tienen estructura en fajas y grano fino. Se componen casi exclusivamente de dolomita (se ataca con HCL caliente), con la cual alternan capas teñidas por óxidos de hierro o substancia orgánica. Esparcidos en la masa hay pequeños granitos de cuarzo, y a veces también una impregnación de pirita.

La composición petrográfica de esta serie es muy análoga en todos los cordones que bajan desde la cuchilla del cerro Coligües hacia la quebrada Los Colorados, y se intercalan frecuentes filones de espesartita.

Por acciones metamórficas de origen termal han experimentado una transformación profunda que las ha convertido en rocas córneas blancas, a las que daremos el nombre de flintas calcareas por analogía con las rocas análogas conocidas en Inglaterra con el nombre de «calc-flintas» y que tienen un mismo origen. Antes de generalizar sus características describiremos algunos tipos locales.

En el cordón que baja de la cuchilla del cerro Coligües hacia el portezuelo del Naranjo, y a la altura de 650 mts. tenemos una roca que muestra un primer indicio de transformación a flinta. Es una arenisca pizarrosa de grano fino (0,1 mm.) compuesta por trocitos de cuarzo esquinados y otros de feldespato en una matriz arcillosa en la que se han comenzado a formar pequeños cristales de augita incolora a verdosa con extinción de 30° y birrefracción 0,025. La presencia de esta augita está indicando el comienzo de la metamorfosis.

En un estado un poco más avanzado de transformación. se encuentra la roca que aparece en el cordón que baja de la cuchilla del cerro Coligües y que limita por el sur la quebrada de El Manzano. Tenemos aquí una masa fundamental formada por granos redondeados de augita, con contornos cristalinos y apariencia cristalo-blástica junto con feldespato. El feldespato tiene contornos irregulares, pero en la mayoría de los casos aparece en individuos alargados. No presenta maclas, pero a veces se observa un ligero indicio de ellas por cierta extinción irregular en fajas. Su composición no se puede determinar con exactitud, pero parece corresponder a albita.

En el cordón que baja al portezuelo del Naranjo, a los 750 mts. encontramos otra roca con una transformación más avanzada que las anteriores. Es una roca de color gris plomizo de grano fino, pero de un aspecto todo cristalizado. La masa bajo el microscopio presenta un agregado confuso de feldespato y augita en la que se destacan otros cristales bien formados, como ser: titanita de fuerte refracción y birrefracción, con y escaso pleocroismo. Plagioclasa: labradorita $Ab_{35} An_{65}$ maclada según la ley de Albita, y diópsido con las siguientes características: $Z-X = 0,016$; $2V = +64^\circ$, incoloro y sin pleocroismo. En la masa fundamental se pueden reconocer algunos individuos de plagioclasa de composición $Ab_{55} An_{45}$ (andesina). Aparece también algo de epidota de color verdoso amarillento con pleocroismo débil, extinción de $+15^\circ$ aproximadamente, algo de actinolita en agujas de color verdoso y cuarzo. Estos tres últimos minerales parece que deben su origen a acciones hidrotermales, independientes de la acción termal que originó las flintas.

Por una mayor cristalización de la masa fundamental ella pierde ese aspecto de conjunto de cristales confusos y se transforma en una textura porfírica algo diabásica o pilotaxítica en la que cristales de la masa fundamental aparecen como tablitas de feldespato de composición labradorítica ($Ab_{40} An_{60}$) maclados según la ley de la Albita, los que encierran pequeños cristales de diópsido. Como fenocristales aparece un diópsido cuya composición es variable como puede verse por las constantes medidas en dos rocas vecinas.

N.º de la muestra	2V	Z-X	c: Z
D-679	+ 60°	0,019	40°
D-672	+ 58°	0,023	38°

según estos caracteres se trata de un diópsido con la siguiente composición: diópsido, hedenbergita, clino enstatita, predominando el diópsido. (La composición exacta no se puede deducir de las curvas de Winchell). Este diópsido puede verse también en guías atravesando la roca.

En la ladera S. E. del cerro Coligües toda la serie está metamorfoseada por la intrusión de granodiorita y se han llegado a formar rocas con estructura claramente granoblástica constituida por plagioclasa variable entre oligoclasa y labradorita y diópsido.

Otro tipo de alteración lo tenemos en la cuchilla sur del cerro Coligües a la cota 650 mts. Son rocas de textura porfírica con una masa fundamental formada por labradorita, anfíbola y biotita. Los fenocristales, cuyo tamaño es del orden de los 2 mm., consisten en: Labradorita ($Ab_{40} An_{60}$) maclada según la ley de la Albita, frecuentemente con las láminas de gemelos encorvadas. Esta labradorita está reemplazada en parte por una escapolita de la especie dipirita con birrefracción 0,008.

Anfíbola con el siguiente pleocroismo: X=blanco amarillento, Y=verde amarillento, Z=verde pasto. Sus constantes ópticas son:

$$Z-X=0,021 \qquad 2V=-74^\circ \qquad c : Z=22^\circ$$

Según estos caracteres corresponde a una anfíbola común.

En esta roca se ve que además del metamorfismo termal han intervenido también acciones pneumatolíticas que han tenido por resultado la formación de escapolita y anfíbola. Los productos pneumatolíticos, que en este caso habrían sido el Cl y el (OH), han derivado indudablemente del magma diorítico que invadió la región.

Mencionaremos por último una roca que aparece en las cercanías de la anterior y que se puede considerar como típica de las flintas calcáreas. Es de color blanco verdoso, de granulación fina. Tiene textura algo diabásica formada por tablitas de feldespato labradorita, entre las cuales se interponen granos redondeados de diópsido que a veces forma áreas relativamente grandes constituidas por un agrupamiento de tales granos, los que por recristalización llegan a formar verdaderos porfiroblastos de 0,8 X 0,6 mm. Las tablitas de feldespato tienen 0,2 mm. La plagioclasa es de composición $Ab_{60} An_{40}$ y el diópsido tiene las siguientes constantes ópticas:

$$2V=+56^\circ \qquad Z-X=0,023 \qquad c : Z=44^\circ$$

De las curvas de Winchell se deduce la siguiente composición:

Hedenbergita	70%
Diópsido	20%
Clino enstatita	10%

En la parte alta del cerro Coligües, aparece una flinta con caracteres algo diferen-

tes a las mencionadas hasta ahora. Es una roca de color gris plomizo, de grano fino, con textura porfírica. La masa fundamental, cuyos individuos tienen un tamaño de más o menos 0,5 mm. consisten en plagioclasas y pseudomorfas de anfíbola según augita. La plagioclasa que aparece en fenocristales de 0,5 mm., es una labradorita $Ab_{35} An_{65}$, presenta extinción ondulosa y está algo afectada por acciones cataclásticas, a consecuencia de las cuales se han formado grietas que han sido rellenadas por anfíbola. La anfíbola aparece también en forma de fenocristales de dimensiones análogas a los de plagioclasa, tiene extinción oblicua de 15° , birrefracción 0,019 y el siguiente pleocroismo: X=incoloro, Y=amarillento, Z=verde amarillento. Es frecuente la presencia de apatita dentro de la plagioclasa.

Esta roca tiene una gran analogía con las porfiritas, pero puede reconocerse su carácter metamórfico ya en el color que es mucho más claro que el de las porfiritas normales y en un ligero indicio de persistencia del agregado granoblástico de diópsido, que ha sido casi totalmente borrado por la transformación subsecuente a anfíbola. Además algunos cristales de plagioclasa aparecen atravesados por guías de diópsido, lo que es completamente anormal en una roca ígnea.

La serie de margas y calizas baja por el norte hasta el estero Ajial. La parte más oriental de la serie no presenta metamorfismo. En cambio la occidental, donde se acerca a la diorita ha experimentado un metamorfismo relativamente intenso, formándose flintas análogas a las descritas más arriba, pero la plagioclasa es más ácida, cercana a albita. En algunos ejemplares se ha formado bastante Ackermanita que se reconoce por su carácter uniaxial positivo; la birrefracción es 0,011.

También aparecen aquí queratofiros, lo que vendría a indicar que esta sección corresponde a la parte más alta del perfil de la formación de margas y calizas, situación que podría haber sido provocada por fallas.

Cerca de la parte alta del cordón, pero siempre en el lado que mira hacia el valle del estero Ucúquere, aparecen unas rocas brechosas blancas que deben representar el comienzo de la formación de queratofiros.

En la falda occidental del cerro Coligües, aparecen rocas metamórficas que en parte pueden corresponder a las margas metamorfoseadas a flintas, y en parte a porfiritas. Igual cosa podemos decir de algunos «enclaves» dentro del macizo diorítico de la hoya superior del estero Guaquén. En el plano hemos hecho la diferenciación únicamente a base del estudio del terreno, lo que no es suficientemente seguro. La planificación exacta se hará al confeccionar la carta definitiva de este sector.

Toda la serie de pizarras, margas y calizas del cerro Coligües está atravesada por numerosos filones de rocas de carácter lamprofírico, pero como forman parte integrante de este conjunto, las describiremos en este lugar (669, 673). Sus condiciones de yacimiento no las hemos podido observar in situ, pero es probable que se trate de filones interstratificados en la serie sedimentaria. Tienen textura porfírica diabásica, a veces orientada, pero esto no es general. El tamaño de los granos de la masa fundamental es alrededor de 0,2 mm. y sus constituyentes son: andesina $Ab_{60} An_{40}$ hasta la labradorita $Ab_{40} An_{60}$, maclada generalmente según las leyes de Albita y Ala B. Anfíbola fuertemente pleocroica con X=Amarillo, Y=amarillo verdoso, Z=verde oscuro. $2V = -74^\circ$; $Z-X = 0,026$, $c : Z = 18^\circ$. Esta anfíbola probablemente es secundaria y proviene del reemplazo de una augita primaria. Hay también restos de titanita

con fuerte birrefracción. Cuando existen fenocristales ellos consisten en anfíbola, cuyo tamaño alcanza a 1,5 mm., que al parecer ha substituído a la augita primaria.

Por los caracteres anotados, podemos clasificar esta roca como espesartita, aunque hay algunos tipos que se acercan más a las odinitas.

Estas rocas son análogas a las porfiritas del cerro Coligües, por lo que es probable que se trate de filones derivados del macizo porfirítico.

CERRO SAN FRANCISCO

En este cerro, que es la continuación septentrional del cerro Coligües, del cual está separado por el estero Ajjal, y la prolongación meridional del cerro Imán, el Lias adquiere un gran desarrollo, especialmente en su parte media y superior. Las capas se pueden observar muy bien en su ladera oriental que está constituída por una barranca de falla. Las capas tienen rumbo E. N. E., e inclinación de 20 a 30° al norte, aunque estos valores no son muy exactos, pues la cercanía de la gran falla hace que el terreno aparezca muy removido. La Fig. 5 pág. 11 representa un perfil en dirección N. S., que de arriba hacia abajo lleva las siguientes capas:

- a) Formación Porfirítica del Dogger;
- b) 25 m. Brechas de queratofiros;
- c) 150 m. Pizarras con bancos de cal y de conglomerado fino con rodados de cuarzo hasta 2 cm.
- d) 300 m. Queratofiros y brechas de queratofiros.
- e) 100 m. Caliza impura con bancos de pizarra.
- f) 120 m. Pizarra calcárea con bancos de cal y conglomerado fino en la parte superior.
- g) 100 m. Areniscas rojas y grises algo calcáreas con fragmentos de pizarra hasta de 2 cm
- h) 400 m. Pizarras grises con bancos de cal de 0,20 m. a 1 m. de espesor. En la parte media, se encontraron amonites muy mal conservados, posiblemente arietites.
- i) 350 m. Pizarras arcillosas gris claras a oscuras con escasos fragmentos de cal e intercalaciones de pizarras negras silicosas con pirita. En la parte inferior llevan fósiles muy mal conservados, amonites y bivalvos

Falla Ajjal.

Comparando este perfil con el de la parte sur, podemos ver que hay una gran analogía, especialmente en los grupos *d*) y *e*) que aparecen en ambos. Los grupos *f*), *g*), *h*) y *i*) deben corresponder a las areniscas y pizarras del Pulmahue, las que en San Francisco presentarían una ligera diferencia de facies por la intercalación de bancos calizos. El grupo *i*) corresponde probablemente a la parte más alta de las pizarras de la costa de Guaquén, que allí carece de bancos calizos, tal vez por un mayor alejamiento de la costa.

Los queratofiros del grupo *d*) son rocas de color gris verdoso claro, porfíricas con grandes fenocristales de feldespatos blanco lechoso hasta de 3 mm., siendo el tamaño más frecuente alrededor de 1,5 mm. La masa fundamental es de grano fino.

Bajo el microscopio, se ve una masa fundamental compuesta de cristales de más o menos 0,15 mm. algo brechoso y de color rojizo, que contiene los siguientes minerales:

Plagioclasa en cristales alargados, cuya composición varía entre albita y oligo-

clasa-andesina, siendo imposible su determinación exacta, generalmente están sericitizados y en algunos casos hay un fuerte reemplazo por calcita.

Cuarzo hipidiomorfo, bastante claro, presenta biaxialidad por efecto de presiones y en algunas partes ha llegado a destrozarse. Lleva inclusiones de apatita y escasas inclusiones gaseosas. Este mineral parece que en parte es original y en otras secundario.

Los fenocristales son de albita $Ab_{90} An_{10}$, muy bien desarrollados con maclas de Albita Karlsbad, y Periclina no muy abundantes.

Como mineral de alteración hay una anfíbola algo fibrosa con pleocroismo fuerte: X=blanco amarillento, Y=amarillo verdoso, Z=verde; $Z-X=0,019$. Esta anfíbola en algunos casos toma color rojizo por impregnación con óxidos de fierro. A veces existe también calcita, clorita y piritita. Esta última siempre idiomorfa.

Por los caracteres descritos estos queratofiros son muy semejantes a los que aparecen en la ladera oriental del valle del estero Ucuquere, y que llevan las intercalaciones de calizas.

Sobre los queratofiros ya mencionados, existe una brecha de queratofiro de color gris azulejo con fragmentos de pizarra negra. Entre estos hay algunos que llevan lentes irregulares de arenisca correspondiente a la facie litoral de la cuenca en que se depositaron las pizarras descritas anteriormente. Estas brechas indican una destrucción de las rocas eruptivas en la cuenca de sedimentación, en la que después se depositaron las pizarras.

Esta brecha bajo el microscopio muestra un conjunto de cristales esquinados y quebrados, cuyo tamaño es alrededor de 0,3 mm. llegando a veces hasta 1 mm. La mayoría de los cristales grandes son plagioclasas, habiéndose determinado los siguientes: oligoclasa $Ab_{75} An_{25}$; andesina $Ab_{70} An_{30}$; $Ab_{60} An_{40}$; todos con maclas de Albita y a veces de Karlsbad.

El cuarzo es relativamente abundante, pero menos que la plagioclasa. Además participan en la constitución de la brecha: biotita pleocroica de color café a incolora con las láminas onduladas, bastante alterada a productos ferruginosos, y trozos de queratofiros poco desvitrificados. Las pizarras muestran color pardo, son oscuras entre nicoles cruzados y llevan incluidos pequeños fragmentos de cuarzo angulares.

La masa fundamental de la brecha es microcristalina y en parte criptocristalina y parece estar formada por feldespato y cuarzo. En general tiene naturaleza tobífera.

La roca muestra cierta alteración hidrotermal con formación de sericita y cuarzo.

LADERA ORIENTAL DEL ESTERO UCUQUERE

En toda la planicie situada al norte del río Petorca, frente a Pullancón, afloran las pizarras del Lias inferior fuertemente metamorfoseadas. Debido al carácter avanzado del metamorfismo a veces no es posible reconocer la roca original. Uno de estos tipos aparece frente al silo de Pullancón. (Fig. 27, Lám. XIV). La roca es de grano grueso (3,4 mm.) y consiste en un agregado irregular de granos idiomorfos de tremolita con cuarzo intersticial. La tremolita es incolora a ligeramente grisácea con $2V = -81^\circ$; $Z-X=0,027$; $c : Z = 22^\circ$. Está en parte alterada a una substancia talcosa que la atraviesa en forma de grietas y también a clorita verde isótropa.

Además aparecen aquí areniscas gris negruzcas constituídas por granos angulares de cuarzo y escasos de plagioclasa (albita-oligoclasa) con cemento sericítico. En estas

rocas se ha formado algo de calcita, tal vez por acciones hidrotermales más modernas.

Hacia el N. O., en la puntilla situada al Oeste de la quebrada El Molino aparecen las pizarras negras con fuerte metamorfismo hidrotermal desde la planicie hasta la cota 300 mts. Son rocas de color negro, de aspecto pizarroso poco marcado, compuesta de una substancia arcillosa en la cual se ha desarrollado una gran cantidad de anfíbola común débilmente pleocroica con las siguientes características: $Z-X=0,023$; $2V=-74^\circ$. Además hay algo de epidota, restos de feldespato y cuarzo, pirita y apatita. Más al N. O., en la llanura que existe entre el estero Ucúquere y el río Petorca, persiste más marcado su carácter de pizarra con pequeños fragmentos de cuarzo; pero la alteración hidrotermal ha introducido cierta cantidad de pirita, calcopirita y óxidos de fierro.

Sobre las pizarras existe una potente serie de queratofiros. Son rocas de color blanco amarillento a verdoso, ligeramente porfírica, con masa fundamental de grano muy fino y pequeños fenocristales hasta de 1 mm. de feldespato blanco rosáceo. Bajo el microscopio se ve una masa fundamental pilotáxica formada por tablitas de plagioclasa, cuya composición corresponde a albita, generalmente están macladas pero en algunas variedades carecen de ellas; sin embargo, tienen tendencia al idiomorfismo. El largo de estas tablitas es entre 0,1 y 0,2 mm. Casi siempre existe algo de cuarzo intersticial. Los fenocristales están dispuestos desordenadamente, y su composición varía entre albita $Ab_{100} An_0$ y albita-oligoclasa $Ab_{85} An_{15}$. Su formación es anterior a la de la masa fundamental. Parece que la existencia de feldespatos más ricos en albita se debe a procesos deutéricos o hidrotermales.

Estos queratofiros muestran cierto metamorfismo hidrotermal que ha tenido por resultado la formación de epidota en granos hipidiomórficos, de color grisáceo ligeramente amarillento. En sus vecindades el feldespato está albitizado. Hay también algunos granos de zoisita y de una biotita muy pálida, que más bien parece corresponder a sericita.

Dentro de estos queratofiros, aparecen algunos mantos delgados de calizas negras de grano fino (0,05 mm.) con estructura pizarrosa en la que alternan capas de calcita y de substancia arcillosa. La calcita muestra una fuerte recrystalización, biaxialidad y signo positivo, debido a fuertes presiones tectónicas.

Cerca de la planicie y en algunos sectores los queratofiros han experimentado una intensa caolinización llegando a constituir yacimientos explotables de esta substancia.

En los faldeos occidentales del cerro Zanja y hasta la altura de 500 mts. hay varios trozos de mantos calizos negros con rumbos muy variables, que no bajan hasta el pie del cerro, lo que hace pensar en la existencia de una falla aproximadamente N-S. que separa la formación de queratofiros homogéneos de otro nivel en el cual estas rocas llevan mantos de cal intercalados y que correspondería a un nivel más alto. En este mismo faldeo aparece una veta de calcita de 5 m. de potencia con rumbo N. 75° E. y 40° de inclinación al norte que parece haberse originado por el reemplazo de los queratofiros, pues encierra cristales de albita bastante frescos. Sobre estos queratofiros con intercalaciones calcáreas y ya en la cumbre del cerro Zanja comienzan tobos de queratofiros que en las inmediaciones de este cerro han sufrido un fuerte metamorfismo hidrotermal hasta pneumatolítico, como lo indica la presencia de calcita y turmalina.

Más arriba siguen en el faldeo S. O. del cerro Pitirque tobas de queratofiros con intercalaciones de calizas de corales, que llevan los siguientes fósiles:

- 1.—*Isastrea* sp. y
- 2.—*Montlivaultia*.

El espesor de esta caliza es de más o menos 50 mts.

A los 900 mts. sobre el nivel del mar vuelven a aparecer las tobas de queratofiros que llevan los siguientes fósiles:

- 3.—*Pleuromya* sp.
- 4.—*Pecten textorius* SCHLOTH.
- 5.—*Trigonia Lycetti* GOTTSCH.

A la cota 1,020 mts. comienza la formación porfirítica con las tobas rojas.

Respecto a estos fósiles el señor Fuenzalida, que hizo la determinación, dice lo siguiente:

«La imposibilidad de determinar con precisión este material (formas 1 y 2) se explica, pues conocemos muy pequeño número de formas. Fuera de las tres *Montlivaultias* que cita Jaworsky (Contr. a la Pal. del Jura sudamericano) conocemos sólo los obtenidos por Steinmann en Caracoles. Gerth ha estudiado unas capas de pórfido cuarcífero en el Neuquén con *Montlivaultia* y *Andenípóra*, pero no ha justificado sus determinaciones, ni ha justificado el género último que circula hasta ahora no descrito. Las *Montlivaultias* descritas por Steinmann corresponden al Oolítico inferior, particularmente al Bajociano (Dogger Medio)».

«El *Pecten textorius* se ha encontrado en América del Sur desde el Lias inferior hasta el Lias superior. En Europa parece que su distribución vertical es mayor aun y parece que llega al Malm, por consiguiente, no nos ayuda en nada para la asignación de edad de estas capas. Es *Trigonia* cf. *Lycetti* la que nos da en verdad un apoyo. Esta forma ha sido recogida por Gottsche, quien la describe y figura en su trabajo Fos. Juras. de la Cordillera Argentina (en Stelzner, T. f, vi, fig. 4 y 5) entre los fósiles provenientes del Espinacito». Observa desde luego su semejanza con la *Trigonia V costata* Morris y *Lycet* del Oolítico inferior europeo.

«En el trabajo de A. Tornquist «Der Dogger am Espinacito Pass» (Paleontologische Abhandlungen, Neue Folge, B. IV Heft 2, Jena 1898) se deja constancia que ella aparece en compañía de *Trigonia Stelzneri*, *Tr. literata*, *Lucina Goliath*; el autor refiere este conjunto al Liásico superior, inmediatamente antes de la entrada al Oolítico más inferior con *Harpoceras concavum*. En este caso el autor divide el Jura conforme a la estratigrafía inglesa, en Liásico y Oolítico solamente. Recuerdo que en este caso el Liásico superior comprende el Aaleniano que según la estratigrafía alemana (Lias, Dogger, Malm) forma el Dogger inferior.

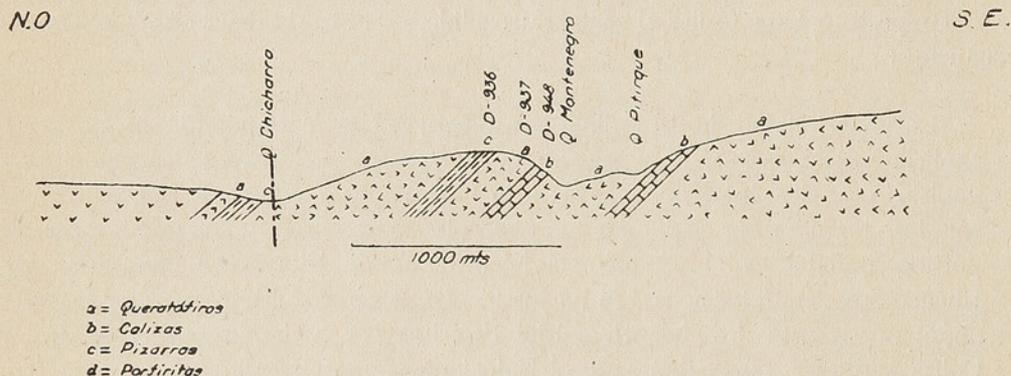
«También aparece en el Espinacito en un conglomerado de pórfido cuarcíferos. Stelzner la habría encontrado en compañía de *Harpoceras aff. variabile* Orb. Esta forma se conoce en América del Sur del Lias más superior y del Oolítico inferior, Griebel: Versteinerungen von Las Juntas p. 29, *Ammonites aalencis*,

«Por consiguiente, tendríamos a las calizas y a las tobas de queratofiros representando el Aaleniano medio, posiblemente zonas de *Opalinum* y *Murchisonae*».

Hacia el norte del cerro Zanja siguen las queratofiros con intercalaciones de mantos de cal o de pizarras, las que llegan hasta la Puntilla del Chivato, frente a la quebrada Montenegro. Los rumbos de estas capas son casi siempre cercanos a E-O. y la inclinación entre 20 y 30° al norte. Casi siempre llevan fósiles mal conservados, generalmente amonites.

En la puntilla del Chivato, a 460 mts. sobre el nivel del mar, hay una intercalación de pizarras muy interesantes por su contenido fosilífero, que aparece en el perfil de la Fig. 6.

Fig. 6. Perfil del Dogger Inferior entre Queb. de Pitirque y Cordon de la Chicharra
(Las inclinaciones y espesores están exagerados.)



Los queratofiros D-937 son rocas de color verdoso con grandes fenocristales hasta de 2 cm. de feldespato blanco correspondiente a albita $Ab_{100} An_0$ a $Ab_{90} An_{10}$, los que están algo reemplazados por sericita, clorita y calcita; siempre muestran la macla de Albita.

La masa fundamental tiene estructura pilotaxítica y consiste en su mayor parte en tablitas de plagioclasa de 0,2 mm. y otras menores, orientadas longitudinalmente, aunque también hay algunas en sentido transversal y diagonal a la orientación general. Se pueden observar en la masa algunas esferolitas. La masa fundamental penetra generalmente a lo largo de las grietas de los fenocristales. Como producto de alteración hidrotermal de estos queratofiros se ha formado clorita y calcita.

La parte superior de esta capa de queratofiros está constituida por biechas de queratofiro con fragmentos esquinados y tobas. Dentro del grupo de queratofiros, se intercalan mantos de una toba amigdalóidea.

Sobre la intercalación de pizarras D-936 van tobas de queratofiros con rodados de pizarra hasta de 5 cm. y más arriba continúa la serie siempre con tobas, brechas y mantos de queratofiros hasta la quebrada Chorrillo.

Las otras intercalaciones de pizarras o calizas que aparecen en el perfil de la Fig. 6, están en condiciones análogas.

Los queratofiros de este sector están atravesados por mantos de porfirita de potencias reducidas, tal vez interstratificados.

Es muy difícil establecer el rumbo de estas intercalaciones sedimentarias, pues varía entre N. O., E. O. y N. E. debido a las numerosas fallas que existen en este sector, pero si consideramos la propagación regional de estas capas, lo más probable es que se trate de rumbo N. N. W. con inclinación de 10 a 30° E.

La intercalación sedimentaria más interesante es la que aparece en la Puntilla Chivato, a 460 mts. sobre el nivel del mar, que tiene una potencia tal vez entre 10 y 20 mts., pues no se puede determinar con seguridad. En ella encontramos bastante fósiles, entre los cuales pudo determinar el señor Fuenzalida las siguientes formas:

- | | |
|--|------------|
| 1) <i>Pseudomonotis cf. substriata</i> | ZIETEN. |
| 2) <i>Posidonomia alpina</i> | GRASS. |
| 3) <i>Harpoceras Aff. Sowerby</i> | MILL. |
| 4) <i>Inoceramus fuscus</i> | QUENSTEDT. |
| 5) <i>Oppelia</i> sp. | |
| 6) <i>Philoceras</i> sp. indt. | |
| 7) <i>Simoceras antipodum</i> | |

Comentando la posición estratigráfica de estos fósiles, Fuenzalida dice lo siguiente:

«*Posidonomia alpina*.—Es un fósil que aparece mezclado con las diferentes especies determinadas siendo a veces muy abundantes. Esta forma ha aparecido en Sud América desde el Lias superior hasta el Calloviano (Steinmann, Caracoles). Weaver, a pesar de dar como sinonimia los nombres de Steinmann (*Pornati*, *P. Bronni*) señala, sin embargo, como nivel geológico sólo las zonas del Opalinum.

«*Pseudomonotis cf. substriata*. ZIETEN es también un fósil que se ha recogido desde el Lias superior hasta el Dogger medio (Bajociano inferior, Burckhardt). *Inoceramus Fuscus* ha sido recogido en Picun Leufu, en el Oolítico inferior.

«Creo reconocer en un molde incompleto *Sonninia Sowerby* (ex *Harpoceras*), pero no hay duda que el elemento de mayor importancia entre las formas que se consiguieron en el punto 936 es una impresión incompleta que refiero a

8) *Emileia Sauzei*

«En efecto, todos los detalles del fragmento conservado, que es la parte vecina de la boca, y en el cual pueden observarse las orejas y las costillas y tubérculos tan característicos de esta especie que hacen referir esta forma al fósil anotado. En el mismo trozo de roca, hay un *Harpoceras* o *Sonninia*.

«Por consiguiente el punto 936 nos presentaría el Dogger medio (Bajociano) y en él encontraríamos una fauna que corresponde a dos zonas y tal vez más, siendo las mejores definidas la zona de Sowerby y la Sauzei. Las *Opelias* pudieran significar zonas más superiores pero ellas no se definen bien.

Hacia el norte de la puntilla El Chivato siguen las rocas de queratofiros, quedando limitadas al este por las porfiritas. Estas rocas son en parte brechas de queratofiro análogas a las de San Francisco. Es característico para esta brecha la existen-

cia de una augita primaria que puede considerarse como precursora de las erupciones porfiríticas que comienzan poco después. Las otras rocas de este bloque son queratofiros porfíricos con fenocristales de albita ($Ab_{90} An_{10}$) y masa fundamental formada por plagioclasa y algo de cuarzo. En su aspecto macroscópico presentan color verdoso con fenocristales blanco lechosos de feldespato, es decir, son muy análogos a los de la parte superior del Lias

En el contacto con la formación porfirítica se han formado rocas constituídas por una agrupación de cristales quebrados de plagioclasa, cuya composición varía entre $Ab_{100} An_0$ y $Ab_{65} An_{35}$ con un metamorfismo hidrotermal relativamente intenso, a consecuencia del cual se ha formado epidota, sericita, pirita, hematita, actinolita y clorita.

En el cordón de la Chicharra, entre los esteros Chicharra y Ossandón, tenemos también las serie de pizarras con *Harpoceras* y gran abundancia de *Posidonomia Alpina*. Tanto el techo como el piso, está constituido por queratofiros, lo mismo que en San Francisco.

LA FORMACION PORFIRITICA

Como lo hemos hecho notar al hablar de las generalidades de la formación geológica, los estudios realizados hasta ahora no permiten una interpretación exacta de los diferentes ciclos de erupciones porfiríticas y de su posición estratigráfica.

En el cerro San Francisco y en el Cordón de la Chicharra, las porfiritas parecen superponerse en concordancia a las capas del Dogger medio (Bajociano), mientras que en el cordón oriental ellas reposarían en discordancia sobre los queratofiros del Lias superior. Además las porfiritas del macizo Tapado-Pizarro y del cerro Coligües aparecen en una posición enteramente independiente de las formaciones que las circundan. Por tal motivo podemos considerar las porfiritas de San Francisco y Chicharra como pertenecientes al Dogger y equivalentes a las descritas para este grupo en otros perfiles de Chile, mientras que las del cordón oriental las atribuiríamos al Jurásico superior. Las de los cerros Tapado y Coligües las consideraríamos como intrusiones. En el plano geológico las agrupamos todas en una misma unidad hasta que estudios practicados en regiones más favorables permitan su diferenciación.

En las porfiritas del cordón oriental, adquieren una gran importancia los conglomerados porfiríticos, que no son sino el resultado de ciertas condiciones de enfriamiento de las lavas porfiríticas, lo mismo que las brechas porfiríticas; y no verdaderos conglomerados constituídos por rodados de rocas diferentes.

Describiremos a continuación las características petrográficas de las porfiritas en diversos lugares, pero sin pretender hacer una descripción completa, lo que tendría poco valor hasta que se hayan aclarado los problemas que hemos enunciado.

Las Porfiritas de San Francisco-Chicharra.—En la parte norte del cerro San Francisco, se superpone a los queratofiros que forman el pendiente de las pizarras arcillosas del Dogger una serie de rocas porfiríticas, cuyo rumbo es aproximadamente E. N. E. y la inclinación suave al norte. Ella se extiende por el oriente hasta el estero Chicharra, donde está cortada por la falla de este nombre, de modo que cubre también parte del cordón bajo situado entre el Cajón Ossandón y el Cajón Chicharra.

Por el poniente está cortada en parte por la falla Ajial, y en parte por el macizo de dioritas andinas que constituye el cordón divisorio entre Guaquén y Longotoma. Hacia el norte se continúa hasta la ladera meridional del cerro Imán, donde están en contacto con porfiritas que probablemente pertenecen a otro ciclo.

En la parte inferior de la serie, aparecen tobas depositadas sobre la superficie de los queratofiros, cuyo contacto con estos últimos atraviesa por el cordón de la Chicharra, casi frente a la casa del capataz, con rumbo E. N. E. Estas son rocas de color gris verdoso, ligeramente porfíricas. Bajo el microscopio, se ven constituidas por cristales, en general quebrados, cuyo tamaño es alrededor de 0,2 mm, dentro de una masa de cristalización muy fina en granos menores que 0,02 mm. y contornos indecisos, que corresponde probablemente a feldespatos indeterminables, en la cual hay repartida bastante titanita en granos diminutos, que está transformada en parte a leucoxeno.

Los cristales mayores que existen en esta masa son en su mayor parte de albita, muchas veces aparecen en trozos esquinados corroídos por la pasta y algo sericitizados, algunos tienen maclas y en este caso están más frescos, por lo que parece que casi siempre los más turbios, que carecen de maclas, han sido recrystalizados. En otros casos, hay también cristales de labradorita, como ocurre en la cuchilla del cerro San Francisco, en el límite con los queratofiros. En esta toba son frecuentes también cristales de anfíbola, a veces idiomorfos, pero por lo general quebrados, casi siempre algo trizados y cloritizados. En estado fresco tienen las siguientes características ópticas: $2V = -74^\circ$, $Z-X = 0,022$, $c : Z = 18^\circ$. X = blanco amarillento, Y = amarillo verdoso, Z = verde.

A un nivel un poco más alto parecen corresponder otras rocas porfíricas que en su aspecto macroscópico son casi idénticas a las anteriores, pero bajo el microscopio muestran características algo diferentes por el predominio de cierta estructura brechosa. Los fragmentos corresponden al parecer a queratofiros, pues constan de cristales alargados de albita y oligoclasa bastante claros con granitos de augita y titanita interpuestos entre estos cristales. La masa en la cual están incluidos estos fragmentos es de cristalización muy fina, al parecer tobífera. La augita está transformada en parte a anfíbola de características análogas a la descrita anteriormente, y la titanita a leucoxeno. Hay apatita en cantidad relativamente abundante.

Sobre esta serie de rocas tobíferas siguen porfiritas de labradorita que deben corresponder a corrientes de lava. Son rocas de color gris negruzco, algunas con estructura porfírica bien acentuada con fenocristales de plagioclasa blanca y anfíbola verdosa, hasta de 5 mm. En otras variedades, los fenocristales son escasos y de un tamaño mucho menor, apareciendo entonces la roca con un aspecto afanítico de grano muy fino.

Las variedades porfíricas aparecen bajo el microscopio formadas por una masa fundamental con estructura diabásica y los fenocristales ya mencionados. Los cristales de la masa fundamental tienen un tamaño de más o menos 0,3 mm., y consisten en oligoclasa-andesina que no se puede determinar con seguridad por el grado de alteración, hornblenda de propiedades análogas a las que detallaremos para los fenocristales y apatita. Como productos de alteración existen: biotita verde, pleocroítica entre amarillo blanco y amarillo verdoso, con las láminas algo arqueadas; encierra a veces granitos de zircón que han dado lugar a débiles aureolas pleocroíticas; y una anfíbola fibrosa (uralita). Además se nota en los feldespatos una intensa

saussuritización. Los fenocristales son: plagioclasa correspondiente a labradorita $Ab_{40}An_{60}$ débilmente zonares, con macla de Albita y Karlsbad, en gran parte saussuritizados, pero se conservan aún áreas bien frescas. Hornblenda en cristales de dimensiones análogas a los feldespatos, con las siguientes características ópticas:

$$2V = -68^\circ \qquad Z-X = 0,021 \qquad c : Z = 18^\circ$$

X = amarillo, casi incolora; Y = café amarillento; Z = verde.

A veces lleva maclas según (100). Esta anfíbola está, por lo general, bastante alterada a una anfíbola fibrosa uralítica, lo que hace que los cristales no sean homogéneos.

Las variedades débilmente porfíricas tienen fenocristales de $\pm 0,8$ mm. y los de la masa fundamental son de $\pm 0,3$ mm. Los fenocristales son: Labradorita $Ab_{40}An_{60}$ maclada principalmente según la ley de Karlsbad, con estructura débilmente zonar; generalmente está bastante fresca, pero a veces muestra cierta anfibolitización. Augita de color verdoso claro con pequeño pleocroismo y las siguientes constantes ópticas:

$$2V = +64^\circ \qquad c : Z = 37^\circ$$

En los bordes está algo reemplazada por anfíbola, y anfíbola con las siguientes constantes ópticas:

$$2V = -72^\circ \qquad Z-X = 0,019 \qquad c : Z = 25^\circ$$

X = amarillo claro; Y = café amarillento; Z = verde.

La masa fundamental está fuertemente recristalizada, pero parece que originalmente se componía de labradorita y anfíbola. La recristalización que ha tenido por resultado la formación de feldespatos sin maclas en granos irregulares, al parecer más ácidos que la labradorita original, anfíbola y biotita, se debe probablemente a acciones hidrotermales, pues aparecen guías de epidota y bastante pirita diseminada en toda la masa. A consecuencia de estas acciones se ha formado también algo de cuarzo.

En estas rocas porfíricas, llama la atención la falta de titanita que era abundante en las tobas inferiores, lo que estaría indicando que este mineral corresponde al magma que produjo los queratofiros del Dogger inferior y no al que originó las porfiritas.

Siguiendo hacia el norte entramos en las porfiritas que forman el cerro Imán, pudiendo diferenciarse entre ellas porfiritas con grandes fenocristales de labradorita y augita en una masa verdosa hipocrystalina, tobas, brechas y conglomerados porfíricos, estas rocas son típicas también en el cordón oriental con las cuales se conectan por las que constituyen el morro Blanco.

Una porfirita bastante fresca aparece en el cordón que baja desde el cerro Imán hacia el valle del río Quilimarí (Fig. 26, Lám. XIII).

Porfiritas del cordón Oriental.—En el faldeo occidental del cerro Pitirque, la serie porfírica se apoya sobre tobas de queratofiros formada posiblemente por la

destrucción de los queratofiros del Lias superior, pues la distancia vertical entre la base de las porfiritas y las tobas con *Trigonia Lycetti* es solamente 100 mts., faltando por lo tanto las capas del Dogger inferior que aparecen en el cerro San Francisco y cordón de la Chicharra con varios cientos de metros. Esta circunstancia nos induce a considerar la serie porfirítica del cordón divisorio entre Longotoma y Palquico en discordancia sobre los queratofiros del Lias superior.

Las capas basales de esta serie porfirítica aparecen en la cumbre del cerro Pirtique y bajan por el oeste hasta la altura de 1,020 mts. Su constitución original es difícil reconocerla, porque tienen una impregnación intensa de fierro oligisto que se ha introducido por soluciones hidrotermales entre los cristales de feldespato, las que indudablemente han producido una modificación en éstos. Estas porfiritas tienen estructura porfírica con una masa fundamental formada por agujitas de plagioclasa de $\pm 0,2$ mm. de largo, dispuestas paralelamente, fenocristales de andesina $Ab_{65}An_{35}$ y tal vez algo de albita, con largo de 1,2 mm. Estas rocas llevan drusas rellenas por cuarzo. Los minerales ferromagnesianos están enteramente transformados a cloritas y anfíbola secundarias.

Siguiendo por el mismo cordón hacia el este, en el portezuelo entre el cerro Pirtique y Los Leones, existen brechas porfiríticas de color café rojizo, formada por trozos de porfiritas cementados por material tobífero. En el cerro Los Leones aparecen las porfiritas con grandes cristales que son tan típicos en toda la serie; pero aquí están afectadas por el metamorfismo hidrotermal intenso que ha producido cierta alcalinización de los fenocristales de labradorita, transformándolos en andesina $Ab_{67}An_{33}$ y la masa fundamental que originalmente era hipocristalina se ha transformado en gran parte en un agregado de cristales finísimos de biotita verde y mineral opaco, en la que se destacan agujitas de feldespato. En las variedades menos afectadas por el metamorfismo se ha podido determinar para la labradorita original la composición $Ab_{40}An_{60}$. En este caso aparece algo de anfíbola que viene probablemente de una augita, pues el centro de los cristales carece de pleocroismo y son en general poco homogéneos. Todo este cerro se compone de las mismas porfiritas que presentan variaciones en la concentración de los fenocristales y con frecuencia se intercalan mantos de brechas y de tobas porfiríticas como más al oeste.

En el faldeo oriente del cerro Leones, en un pequeño portezuelo que hay a 1,200 mts. y, por lo tanto, en un nivel estratigráfico inferior, afloran almendrillos de porfirita. Son rocas de color gris verdoso, con pequeños cristales negros de anfíbola y numerosas amígdalas de 5 a 10 cms. rellenas por cuarzo. En sus características mineralógicas son análogas a las rocas descritas anteriormente, pero el metamorfismo hidrotermal parece que ha sido de un carácter más alcalino, pues las anfíbolas tienen colores verdes azulejos y las plagioclasas tienen la composición de una oligoclasa $Ab_{75}An_{25}$.

Sobre el almendrillo va una serie sedimentaria formada por pizarras negras calizas en bancos delgados y areniscas cuarcíticas blancas. El rumbo de esta serie es N. $20^{\circ}0$ y la inclinación $30^{\circ} E.$, y sobre ella vuelven a aparecer los mantos de porfiritas que forman la ladera oriental de este cordón.

En un perfil por el cordón que divide la quebrada de Los Romeros de la quebrada del Cigarro se puede ver más o menos la misma sucesión de rocas porfiríticas. La base de esta formación la constituyen tobas muy finas de queratofiros bastante caoli-

BIBLIOTECA NACIONAL

SECCIÓN CHILENA

nizados. En seguida tobas porfiríticas con algo de material de queratofiros, después conglomerados porfiríticos (a 860 mts. s. n. m.) con piedras de porfirita de 5 a 20 cms. algunas redondeadas y otras esquinadas, y a los 940 mts. sobre el nivel del mar, porfiritas de labradorita en estado relativamente fresco.

Estas porfiritas son de estructura porfirítica. Los fenocristales de labradorita tienen composición variable entre $Ab_{35} An_{65}$ y $Ab_{40} An_{60}$, llevan macla de Albita y Karlsbad. Su tamaño llega a 4 cms. Hay además fenocristales de augita débilmente pleocroica con las siguientes características:

$$2V = +56^\circ$$

$$Z-X = 0,021$$

$$c : Z = 43^\circ$$

Según las curvas de Winchell corresponde a una augita de la siguiente composición:

Diópsido	35%
Hedenbergita	55%
Clino enstatita	10%

Esta augita en la mayoría de los casos está fuertemente transformada a anfíbola.

La masa fundamental tiene estructura diabásica, formada por labradorita y augita; pero esta última ha experimentado un reemplazo intenso por anfíbola secundaria. Como minerales secundarios existen también clorita, pirita y talco.

A 1,120 mts. aparecen tobas porfiríticas formadas por fragmentos de porfirita y cristales de feldespato quebrados, en una masa hipocristalina de color pardo verdoso, pero esa es solamente una capa intercalada, pues más arriba siguen las porfiritas de labradorita hasta el contacto con las rocas sedimentarias.

En la quebrada Calera las tobas basales de la formación porfirítica adquieren una extensión relativamente grande. Afloran en un largo de 1 km. en el curso inferior de la quebrada Calera entre las cotas 100 mts. y 200 mts. Sus características son análogas a las que hemos descrito para estas formaciones basales. Sobre estas tobas blancas, siguen otras verdosas, en las cuales los feldespatos tienen composición variable entre oligoclasa y andesina. Hacia arriba sigue la alternación de tobas, brechas y lavas porfiríticas, hasta llegar a la formación sedimentaria.

Estas porfiritas continúan por el norte hasta el límite de la zona abarcada por el plano. En la parte más septentrional, frente al cerro Horqueta, avanzan bastante hacia el poniente, pues forman las partes altas del morro Blanco y del cerro Imán, lo mismo que los cordones que bajan de estos cerros al valle del río Quilimarí.

Porfiritas del cerro Coligües.—En el cerro Coligües aparecen las porfiritas en la cuchilla divisoria entre Guaquén y Longotoma. Hacia Longotoma ya tienen muy poca propagación, pues aparecen solamente en la parte más alta del cordón, y por el lado de Guaquén se extienden por toda la falda del cerro mencionado, desde la quebrada que baja del portezuelo del cerro Bonete (según la carta del Instituto Geográfico Militar) y el cordón del Coligües y cubren además parte del valle del estero Guaquén, donde se juntan con las porfiritas del cerro Tapado. El contacto entre estas porfiritas y las formaciones liásicas del cerro Coligües es muy irregular y difícil de demarcar, por cuanto estas últimas están representadas en su mayor parte por las

rocas córneas provenientes del metamorfismo de las margas, que como hemos visto más arriba ha dado lugar a la formación de rocas que tienen una gran analogía con verdaderas porfiritas. Además, las verdaderas porfiritas han experimentado también un metamorfismo intenso.

Las porfiritas del cerro Coligües por las características petrográficas con que se presentan, lo mismo que por sus condiciones de yacimiento, excluyen la posibilidad de que se trate de corrientes sedimentarias, pues faltan totalmente las brechas y tobas tan características, cuando dichas rocas asumen esta modalidad. Por tal motivo, las debemos considerar como inyecciones, constituyendo la parte oriental del macizo inyectado que forma los cerros de Guaquén. Posiblemente, no constituyan una chimenea unitaria, sino que deben existir varios apófisis que han penetrado en una zona de agrietamiento. Esto se puede ver claramente en la parte norte del cordón del Coligües, donde aparecen guías porfiríticas en los queratofiros liásicos que forman la parte más alta del cerro Coligües.

En su condición normal las porfiritas son rocas de color negro de grano muy fino ligeramente porfiríticas con fenocristales de feldespato de 2 a 3 mm. de largo. Bajo el microscopio puede distinguirse una masa fundamental microcristalina formada de anfíbola y plagioclasa con una ligera tendencia cristaloblástica por recristalización, debido a la cual, tanto los feldespatos como las anfíbolas han perdido sus contornos cristalográficos propios y aparecen en granos algo redondeados. Muchas veces se ve un cristal de anfíbola relativamente idiomorfo rodeado por estos agrupamientos de granos redondeados, que se han introducido entre la masa feldespática. Hay también abundante mineral de hierro proveniente probablemente de estas mismas acciones metamórficas. El feldespato de la masa fundamental también ha experimentado el proceso de recristalización transformándose en una variedad más alcalina (oligoclasa) con separación de zoisita. El tamaño de los cristales de la masa fundamental es alrededor de 0,2 mm. Los fenocristales de plagioclasa corresponden a labradorita $Ab_{50} An_{50}$, llevan maclas de Albita y Karlsbad, pero no con mucha frecuencia, pues se han borrado a causa de la fuerte recristalización que han experimentado, lo mismo que la masa fundamental. A consecuencia de estas acciones metamórficas, se ha formado dentro de los fenocristales de feldespato algo de anfíbola secundaria con las siguientes características:

$$Z-X=0,019$$

$$c : Z = 18^\circ$$

$$2V = -70^\circ$$

X = amarillo claro;

Y = verde amarillento;

Z = verde azulejo

Esta anfíbola se diferencia de la original en los colores de pleocroismo, pues en la última predominan los tonos verdes. El color azulejo de la anfíbola secundaria está indicando que se trata de una especie algo alcalina, es decir, en la anfíbola se produce la misma alcalinización como en los feldespatos.

La alteración con que aparecen estas rocas se debe al parecer a procesos de autometamorfismo, y se pueden seguir en todas sus etapas desde las rocas en que los cristales de feldespatos conservan sus contornos idiomorfos y las maclas hasta el caso que hemos descrito.

En este mismo macizo de porfirita, aparecen algunas variedades diferentes de la

descrita anteriormente y que corresponden probablemente a diferenciaciones de ella. Son rocas de color gris ceniciento a negruzco, con una masa fundamental de grano muy fino y fenocristales hasta de 5 mm. de augita negra y feldespatos blancos. Bajo el microscopio muestran estructura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y augita en una masa fundamental formada por cristales de plagioclasa y augita con estructura diabásica. El tamaño de los cristales de la masa fundamental es de alrededor de 0,5 mm. Las plagioclasas de la masa fundamental tienen la composición de una andesina $Ab_{55} An_{45}$. La augita tiene composición análoga a la de los fenocristales. Los fenocristales de plagioclasa tienen generalmente estructura zonar y están maclados según las siguientes leyes: Albita, Albita-Karlsbad, Karlsbad y Periclina, llevan inclusiones de apatita. La composición medida en diversos individuos es $Ab_{55} An_{45}$ hasta $Ab_{35} An_{65}$, es decir, labradorita. En algunos casos presentan fracturamientos que no se extienden a la masa fundamental. Estos fenocristales son más antiguos que la augita. Los fenocristales de augita son a veces idiomorfos, pero en la mayoría de los casos han perdido su idiomorfismo por reemplazos que han tenido lugar a lo largo de los bordes; no tienen pleocroismo. Sus características son:

$$2V = +64^\circ$$

$$Z-X = 0,026$$

$$c : Z = 44^\circ$$

Por el valor relativamente alto del ángulo de los ejes ópticos y del ángulo de extinción se puede suponer que contiene pequeñas proporciones de álcalis.

Esta augita, lo mismo que la de la masa fundamental, ha experimentado en algunos casos transformación en anfíbola, especialmente en los bordes, aunque algunos fenocristales de augita han llegado a ser substituídos totalmente por un agregado de cristales de anfíbola. Esta anfíbola tiene las siguientes propiedades ópticas:

$Z-X = 0,019$; $Z : c = 15^\circ$; $X = \text{blanco}$; $Y = \text{amarillento}$; $Z = \text{verde amarillento}$.

La anfíbola así formada es probable que provenga de fenómenos de autometamorfismo, aunque tal vez pudieran haber influído también procesos hidrotérmicos ligados con la intrusión de las dioritas andinas.

Otro tipo de porfirita que aparece en la parte norte del cordón del cerro Coligües, formando un stockwerk entre los queratofiros consiste en una masa fundamental de color café rojizo con una gran cantidad de fenocristales de plagioclasa, que a veces llegan a estar en mayor proporción que la masa fundamental. En el estado original esta roca debe ser muy análoga a la descrita anteriormente; pero ha experimentado una transformación hidrotermal intensa a consecuencia de la cual se ha formado una gran cantidad de biotita en pequeñas láminas, que ha reemplazado casi totalmente los minerales ferromagnesianos. En algunas partes se reconocen los fenocristales originales de augita. Llama la atención la falta de anfíbola que debiera esperarse como un producto intermedio entre la augita y la biotita.

Las Porfiritas de la Zona Costanera.—En los afloramientos que siguen desde la bahía de Pichicui hacia el sur, hasta la Punta de Guallarauco, las porfiritas aparecen como rocas de color negro a verdoso, con pequeños fenocristales blancos de feldespato y agujitas negras verdosas de anfíbola. Al microscopio, muestran textura porfi-

rítica. La masa fundamental es holocristalina siendo el tamaño de los cristales entre 0,04 y 0,06 mm. Esta masa está formada por plagioclasas alargadas sin contornos idiomórficos y las maclas mal definidas; su composición probablemente es $Ab_{55} An_{45}$. Entre estas plagioclasas hay cristales de anfíbola al parecer algo sódica, por los colores azulejos de pleocroismo. Como minerales accesorios se puede distinguir: magnetita, apatita y titanita. A veces esta masa fundamental muestra cierta orientación fluidal. En ciertos casos las rocas consisten únicamente en la masa fundamental descrita, pero en la mayoría llevan fenocristales de plagioclasa $Ab_{55} An_{45}$ de 0,4 a 0,8 mm. de largo por 0,1 a 0,2 mm. de ancho, con maclas de Karlsbad, Albita y Periclina, por lo general, con estructura zonar poco marcada. Existen además fenocristales de anfíbola, con Z=verde azulejo, Y=verde pasto, X=verde amarillento, casi incoloro; pero, por lo general, estas anfíbolas son de características poco definidas en un mismo cristal, es decir, ellas son poco homogéneas, lo que se debe a que no se trata de minerales originales, sino a formas alteradas.

Los fenómenos de alteración se demuestran más claramente en la parte oriental. Así en las riberas del estero Guaquén afloran porfiritas negras de grano muy fino en las que resaltan manchitas blancas de feldespato y agujitas de anfíbola; lleva también algunas amígdalas hasta de 1 cm. rellenas con cuarzo. Bajo el microscopio muestran textura porfirítica con una masa fundamental formada por un aglomerado de cristallitos de anfíbola, biotita plagioclasa y cuarzo. El tamaño de los granos es alrededor de 0,04 mm. Hay además, algunos granitos de titanita. Los fenocristales son de plagioclasa $Ab_{55} An_{45}$, a veces frescos y otros alterados, formándose en su interior zoisita, biotita, actinolita. La anfíbola está uralitizada y tiene las siguientes características:

Z=verde esmeralda; Y=verde pasto; X=verde claro, casi incoloro.

$$2V = -60^\circ$$

$$Z : c = 16^\circ$$

Aparecen también algunos cristales de epidota con fuerte birrefringencia incolora y $2V = -65^\circ$.

Donde la transformación es menos intensa el ángulo de extinción es 22° . Es decir, por la alteración ha pasado a una anfíbola cercana a actinolita.

La anfíbola a veces está transformada a una masa café con pleocroismo, tal vez por un comienzo de transformación a biotita, la que también aparece dentro de los feldespatos.

La formación de biotita indudablemente tiene su origen en acciones metamórficas hidrotermales o pneumatolíticas, pues se observa una relación entre la cantidad de cuarzo y la de biotita.

En la cumbre del cerro Pizarro, se puede observar que los feldespatos han sufrido una transformación intensa alcalinizándose y dentro de ellos aparece algo de calcita en granos irregulares y pequeños prismas de actinolita.

En toda esta zona faltan las tobas porfiríticas y abundan los filones de que trataremos más adelante. Esto hace suponer que ellas deben su origen a erupciones de lavas que han salido por grietas sin presión.

En la parte que queda entre la Punta Guallaraucó y la Caleta Pichicui, las por-

fritas están atravesadas por numerosos filones, algunos en los que predominan los feldespatos andesinas y otros con albita.

Filón D-129.—Es una porfiritita diabásica. Tiene textura diabásica equigranular formada por tablitas de feldespato de 0,5 a 1 mm. maclados según la ley de la Albita-Karlsbad y Periclina, cuya composición es $Ab_{45} An_{55}$. Casi en igual proporción que la plagioclasa hay una anfíbola con el siguiente pleocroismo:

Z=verde pasto; Y=verde oliva; X=verde amarillento, casi incoloro.

Lleva numerosas inclusiones de apatita y titanita.

Este filón tiene 6 m. de ancho. Rumbo N. $70^{\circ}0$; inclinación $70^{\circ}S$.

Estos filones hacia el sur adquieren mucha importancia y llevan numerosas manchas de epidota en concreciones bien definidas.

Por su composición mineralógica muy análoga a la de las porfiritas son probablemente el relleno de las grietas por las cuales salieron las lavas porfiríticas, aunque llama la atención que sus feldespatos son más alcalinos.

Filón D-128.—Estos filones penetran a las porfiritas con rumbo N. $80^{\circ}0$ e inclinación $70^{\circ}S$. La potencia es de 10 a 80 cms.

Tienen textura porfirítica. La masa fundamental es fieltrosa formada por agujitas de albita de 0,08 mm. de largo dispuestas desordenadamente. En los intersticios hay anfíbola algo uralitizada. Esta anfíbola tiene las mismas características que la del filón D-129. Encierra algo de titanita. La magnetita es muy escasa.

Los fenocristales de plagioclasa alcanzan hasta 1 mm. de largo, tienen macla de Karlsbad y su composición es $Ab_{85} An_{15}$.

Filones D-133.—Tienen una textura porfirítica muy marcada. La masa fundamental es holocristalina muy fina, formada por albita, biotita y anfíbola, en cristales alargados de 0,08 a 0,10 mm.

La albita aparece en tablitas alargadas con gemelos de Karlsbad. A veces encierra láminas de biotita y agujitas de apatita.

La anfíbola se presenta en masas aciculares y tiene el siguiente pleocroismo:
Z=verde pasto; Y=verde claro, casi incoloro.

Z : c = 18° .

La biotita tiene en las secciones basales color pardo amarillento y en las verticales entre pardo e incoloro.

La cantidad de biotita es mucho mayor que la de anfíbola. En parte está transformada a clorita.

En ciertas áreas, existen algunos cristales de cuarzo y en ellos la anfíbola se ha transformado a epidota.

Los fenocristales de plagioclasa tienen alrededor de 1 cm. y su composición deducida del índice de refracción corresponde a albita. Estos cristales, que le dan a la roca un aspecto muy característico, semejante a las porfiritas de labradorita, son intratelúricos al parecer y están penetrados a veces por la masa fundamental que ocupa las grietas dentro de ellos, y en la cercanía de estas grietas la albita lleva numerosas inclusiones de biotita y granitos de epidota.

También existen algunos agrupamientos de cristales radiales de epidota que po-

siblemente han reemplazado algún cristal ferromagnesiano, pues en torno de ellos los cristales de la masa fundamental están dispuestos paralelamente al borde.

El rumbo de estos filones es más o menos E. O. con inclinación 70°S y abarcan extensiones relativamente grandes, encerrando trozos de la porfiritita normal.

Comparando los diversos filones, se puede ver una acidificación progresiva de ellos, proveniente de la diferenciación magmática del magma porfirítico.

LA TECTONICA

El rasgo tectónico dominante en la región descrita es la existencia de un amplio sinclinal en la mitad occidental y un anticlinal en la mitad oriental; pero estas estructuras distan mucho del concepto teórico.

El sinclinal occidental resulta de la inclinación al oriente de las pizarras nóricas de Guaquén y la inclinación al poniente de las margas liásicas del cerro Coligües.

Pero tal estructura no es el efecto de un plegamiento provocado por esfuerzos tangenciales, sino el resultado del movimiento de fallas de charnela, es decir, que los bloques formados por un agrietamiento se han movido de un modo diferencial. Por efecto de tales movimientos, el bloque formado por los queratofiros y pizarras de Guaquén se han hundido en la parte oriental y se ha solevado en la occidental, dando lugar así al monoclinal que hemos descrito al tratar de las pizarras de Guaquén, el que está limitado al oriente por una falla de rumbo N. N. E. que pasa por un punto situado un poco más al norte de la desembocadura del estero Ballena y por la falda poniente del cerro Cógüiles. Esta falla no es reconocible directamente en la actualidad, pues por la zona quebrantada tuvo lugar el ascenso de las porfiritas que forman parte del cordón del cerro Cógüiles. Este bloque no tiene continuidad hacia el sur, pues en la región comprendida entre el estero Ballena y Punta Pichicui existe un complejo formado por las rocas del zócalo paleozoico, y los queratofiros y pizarras de la quebrada El Peral, equivalentes al Triásico de Punta Puquén. La razón de la existencia de estas rocas antiguas en la posición que debería corresponder al Lias la encontramos en la falla ya mencionada que provocó el ascenso de la región situada al oriente de ella.

En la región intermedia, situada en el extremo oriente del monoclinal de las pizarras de Guaquén y el cordón del cerro Coligües han desaparecido totalmente las capas liásicas que debieron formar el centro del monoclinal, pues por ella ascendieron las porfiritas jurásicas que se extendieron en forma de corrientes de lavas por sobre el Lias del cordón que limita por el poniente el valle del estero Las Palmas, por donde pasa el ferrocarril longitudinal. La ubicación de un centro de intensa actividad volcánica en esta región explica el destrozo considerable de las rocas formadas con anterioridad al Dogger superior.

En la misma zona donde tienen lugar las efusiones porfiríticas del Dogger, se vuelve a producir en el Cretáceo un ascenso del magma que da lugar a la formación de las Dioritas Andinas, que ocupan un área considerable en el centro de la hoja.

La región más quebrantada por efecto de tales movimientos es aquella que tiene su centro en la confluencia del estero Ajial y estero Ucúquere, en Longotoma, donde las fallas antiguas se pueden reconocer con facilidad, porque a lo largo de ellas se han producido movimientos modernos reconocibles aun morfológicamente por sus efectos sobre la superficie actual.

Por lo tanto, debemos distinguir dos épocas de movimientos: el que trajo como consecuencia las erupciones porfiríticas del Dogger, y al relacionado con la intrusión de las Dioritas Andinas. Además habría que considerar los movimientos modernos del Plioceno y Cuaternario.

Volveremos a considerar el efecto de tales movimientos.

El conjunto que forma el cerro Colorado y cerro Coligües y cerro San Francisco, que en líneas generales forma el ala oriental del sinclinal mencionado, está constituido por las mismas formaciones que constituyen el área occidental, o sea los queratofiros triásicos y las pizarras y margas del Triásico superior y Lias; y aun posiblemente la Formación Porfirítica del Dogger, pero estas rocas no aparecen en su posición normal, pues hay una serie de fallas que producen movimientos relativos entre unas y otras. Estas fallas tienen rumbos aproximadamente N. O. y N. E. siendo estas últimas las más antiguas. Por efecto de estas fallas, se han formado varios bloques que se pueden reconocer aun morfológicamente, pues cada uno forman unidades fisiográficas bien definidas. Describiremos a continuación estos bloques.

El cerro Los Colorados está circunscrito dentro de los siguientes límites: por el poniente la falla del Naranjo que pasa por el portezuelo de este nombre y corre en dirección S. O. N. E.; por el oriente la falla de Los Colorados que forma la ladera poniente del valle del estero Ucúquere, que se puede reconocer morfológicamente como originada por una falla debido a su fuerte pendiente; por el norte la falla Ajial que corta las dos anteriores y parece ser la prolongación de la falla del río Petorca en el sector donde este río tiene dirección N. O., y por el sur la falla correspondiente a la parte del río Petorca que tiene rumbo E. O., o sea entre Pullancón y Trapiche.

Este cerro está constituido por los queratofiros y pizarras nóricas, con rumbo E. N. E., y como la falla del portezuelo El Naranjo tiene rumbo N. E. resulta que las pizarras nóricas forman sólo un triángulo comprendido entre la falla del Naranjo, falla Ajial y la quebrada Los Colorados aproximadamente.

Al oriente de este bloque está el valle del estero Ucúquere, que no permite reconocer exactamente cual ha sido el efecto de la falla Los Colorados debido al fuerte relleno de rodados que impide ver la roca fundamental; pero como hacia el oriente de este valle aparecen las pizarras y queratofiros del Lias, en la falda poniente del cerro Zanja Pitirque, podemos deducir que el bloque del cerro Colorados ha sufrido un fuerte ascenso en relación con la región oriental, como resultado de la falla Colorados, aunque también debió influir la falla Ajial-Petorca, más moderna que la anterior.

Hacia el sur este bloque queda limitado por una falla de rumbo aproximadamente E. O., lo que se puede reconocer por la falda escarpada con que baja el cerro hacia el sur. Aquí los queratofiros llegan solamente hasta el nivel del valle, pues el suelo de éste está ocupado, donde la circa es visible, por la Diorita Andina. Esto no quiere decir que el batolito diorítico haya sido cortado también por la falla, pues es muy probable que continúe más al norte en descenso, por debajo de los queratofiros, como lo hace suponer el metamorfismo termal relativamente intenso que ha afectado dichas rocas. Es decir, la falla sería más antigua que la intrusión diorítica.

La falla del Naranjo, que limita el bloque por el poniente se puede reconocer también morfológicamente en los cordones que bajan del cerro Coligües hacia la quebrada de Los Colorados, y es posible que también existan otras fallas secundarias

paralelas. Por efecto de esta falla, han desaparecido al sur del portezuelo El Naranjo las pizarras correspondientes a la parte inferior de las capas de Guaquén y han quedado en contacto con los queratofiros las pizarras del Lias con bancos de cal. Esto no se puede observar directamente, porque la serie de pizarras ha sido metamorfoseada intensamente por la intrusión diorítica y se han formado las flintas descritas más arriba; pero para que ello sea posible se necesita la existencia de sedimentos calcáreos y dolomíticos que faltan en la parte inferior de la serie. Si el contacto de queratofiros y pizarras se hubiera producido de un modo normal, las rocas del contacto serían pizarras arcillosas que por el metamorfismo termal habían dado origen a minerales aluminosos, como andalucita, quiafolita, etc. El efecto de la falla es claramente visible al norte del portezuelo El Naranjo, donde se ponen en contacto las pizarras arcillosas con bancos intercalados de areniscas, con la parte margosa de la serie. Haremos notar que esta diferencia se puede apreciar claramente en el terreno por la vegetación, pues al lado poniente de la falla, donde existe el terreno margoso, adquieren un gran desarrollo los tebos, mientras que en la parte norte, donde el suelo es arcilloso, predominan los espinos, faltando los tebos casi totalmente.

El bloque del cerro Pulmahue, que forma un triángulo cuya cúspide está hacia el norte en la inflexión del río Petorca tiene una mayor continuidad tectónica y se advierten solamente fallas de poca importancia que probablemente correspondan al cuaternario. Aquí las formaciones liásicas que cubren el zócalo paleozoico, conservan siempre el rumbo N. N. O. con inclinación de más o menos 20° al este, y las porfiritas del cordón oriental descansan sobre ellas con pseudo concordancia.

Si comparamos la estructura geológica de las partes situadas al norte y al sur del río Petorca entre Pullancón y su desembocadura, podemos ver una gran diferencia por lo que respecta a su conformación geológica. Efectivamente, si todo ocurriera de un modo normal en el cerro Colorados y cerro Coligües debería aparecer el Triásico superior, descansando sobre los porfiroides paleozoicos. Es cierto que nuestra suposición de una edad paleozoica para estos porfiroides está basada únicamente en las intrusiones de granitos alcalinos que los atraviesan, y la edad de estos granitos no está aún confirmada. Pero de todos modos no cabe duda que el valle del río Petorca en el tramo indicado es una línea tectónica de gran importancia como lo indica también el hecho de que al sur de su desembocadura, en la punta que cierra por el sur la bahía de La Ligua, comienzan los gneisses y granitos posiblemente arcaicos y hacia el sur de esta punta ya no vuelvan a aparecer en la costa las rocas triásicas. Todo esto está demostrando que nuestra zona es de una gran complejidad tectónica y su estructura no podrá aclararse en definitiva hasta que no se conozca con completa seguridad la edad de las formaciones que la constituyen, lo que sólo se podrá conseguir extendiendo los estudios a regiones más amplias.

Otra falla importante es la que pasa posiblemente con rumbo E. O. por el portezuelo entre el cerro Silla y el cerro Santa Inés y que forma el límite norte de las pizarras nóricas de Guaquén, desplazando el contacto de ellas con los queratofiros basales hacia el este, es decir, hasta la quebrada El Buitre.

Todas las fallas mencionadas parecen ser anteriores a la depositación de la formación porfirítica del cordón oriental, pues éste conserva en toda su extensión una gran regularidad tectónica y corresponderían, por lo tanto, a un ciclo diastrófico del Jurásico, equivalente posiblemente al atribuido por Groeber al Oxfordiano.

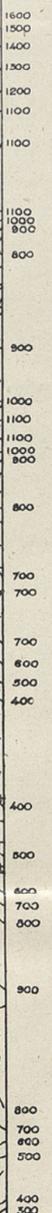
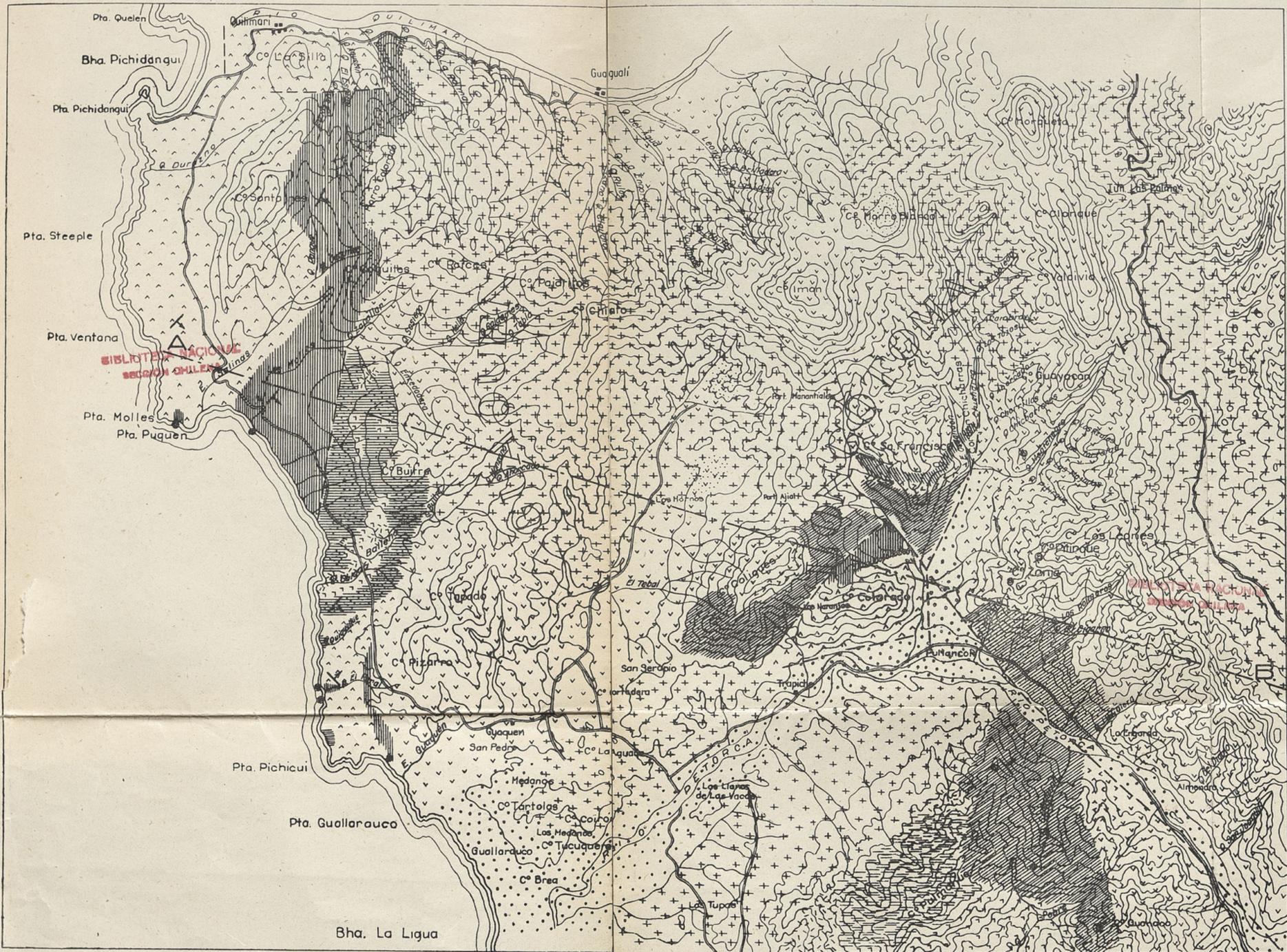
Los movimientos de fallas modernas pueden reconocerse en la topografía actual y las principales son las que limitan por el oriente la terraza costanera y que pasan por el pie de los cerros Santa Inés, Buitre y Pizarro. También la falla que limita por el oriente los cerros San Francisco y Colorados y la que pasa por el estero Ucúquere en la parte situada al norte de su confluencia con la quebrada Ossandón. Esta última ha producido una disección de la falda del cordón oriental, de modo que se interpone un cordón bajo entre los esteros Ossandón y Ucúquere, con falda suave hacia Ossandón y muy parada hacia el Ucúquere. Por la reunión de varias fallas en este sector, él constituye posiblemente un factor importante de actividad sísmica. Durante los días que permanecemos aquí los temblores fueron muy frecuentes.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCIÓN CONTROL

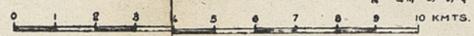
CARTA GEOLOGICA PROVISORIA LONGOTOMA-GUAQUEN

DEPARTAMENTO DE MINAS Y PETROLEO
SECCION GEOLOGIA

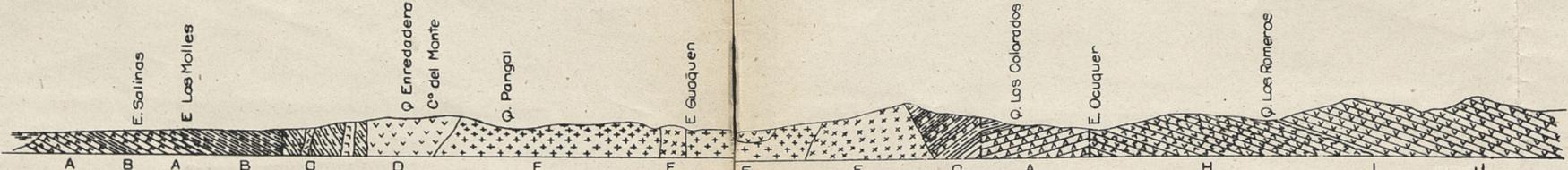
Levantado por Ing. J. Muñoz Cristi



- Mesozoico**
- Cretáceo**
- Dioritas Andinas: Gabbro, dioritas cuarcíferas, granodioritas, granitos
- Jurásico**
- Jurásico indeterminada
 - Porfirita
- Dogger**
- Pizarras
- Liásico superior**
- Queratófiro
- Liásico Inferior y Medio**
- Pizarras, areniscas y calizas
- Triásico superior**
- Pizarras de Guaquén (Móricas)
 - Queratófiro
 - Conglomerados, areniscas, pizarras (Reteo)
- Paleozoico**
- Esquistos de anfibola y albita, cuarcitas, pizarras sericificas de andalucita y quiositolita, conglomerados, con filones de queratófiro
 - Granitos Alcalinos
 - Porfidos y queratófiro
- Aluvium**
- Aluvium
- Fallas**
- Fallas
- Rumbo e inclinación**
- Rumbo e inclinación
- Metamorfismo**
- Metamorfismo
- Localidades fosilíferas**
- Localidades fosilíferas



PERFIL A-B.



- A Queratófiro brechas y tobas (Triásico sup.)
- B Pizarras (Triásico sup.)
- C Esquistos verdes con filones de porfido cuarcífero y granito alcalino (Paleozoico?)
- D Porfirita
- E Granodioritas, dioritas cuarcíferas, gabbros
- F Granito aplítico
- G Pizarras, margas y calizas (Lias inf. y medio)
- H Queratófiro (Lias superior)
- I Discordancia (?)
- J Porfiritas, brechas, conglomerados, tobas (Jurásico)



Fig. 1.—Cerro Horqueta, visto desde el Sur, aproximadamente a 1,300 metros.

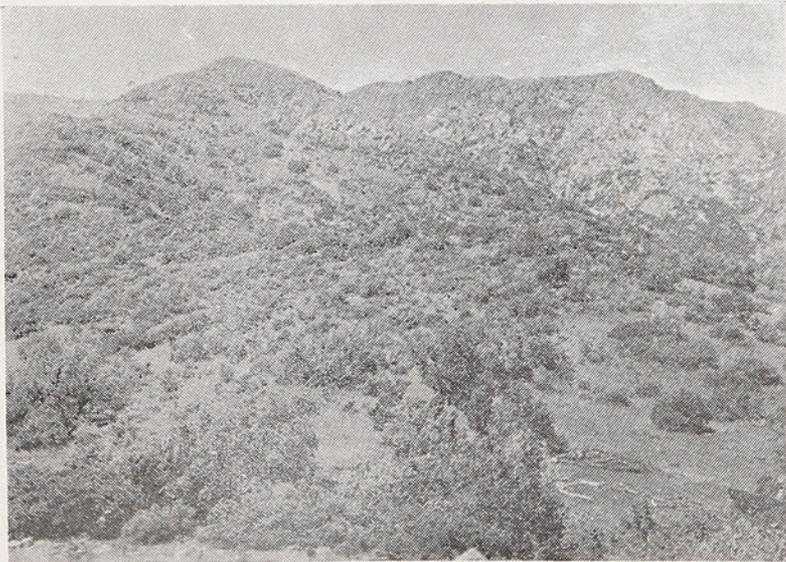


Fig. 2.—Cerro Clonque.



Fig. 3.—Esquista verde de Albita y Anfíbola. Aumento 25 X.

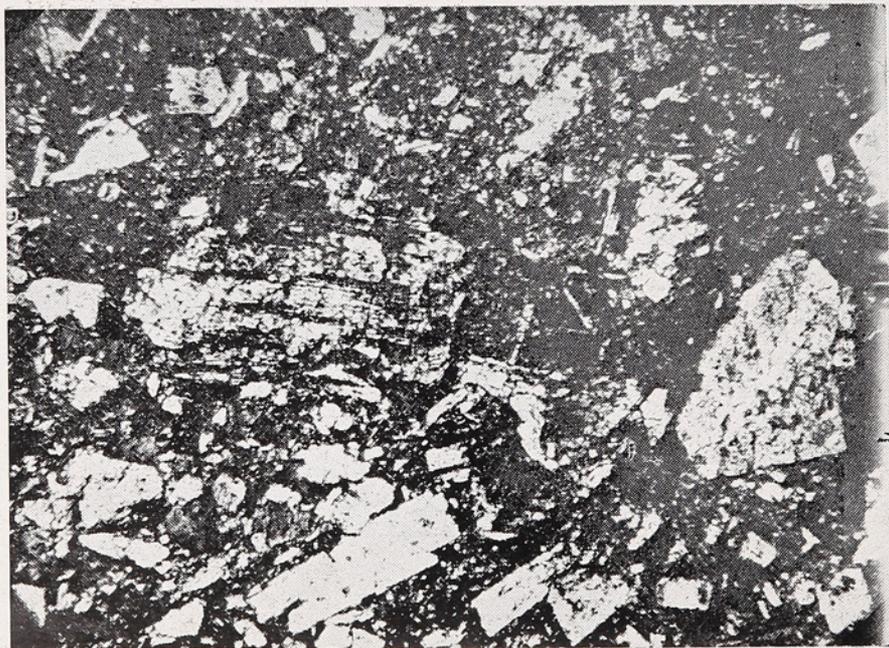


Fig. 4.—Esquista verde de Anfíbola y Albita. Costa Ballena. Aumento 35 X.

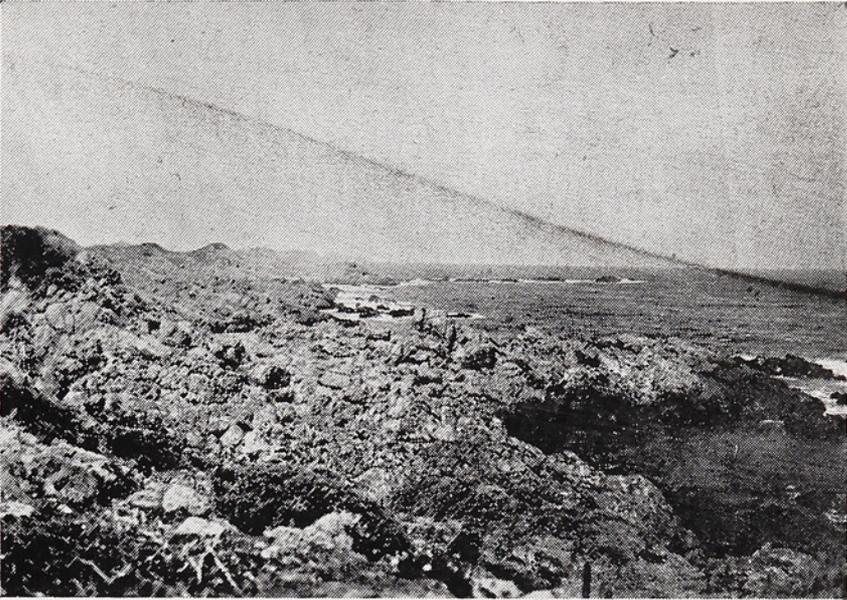


Fig. 5.—Costa Molles, desde la quebrada el Durazno hasta Pta. Steeple.

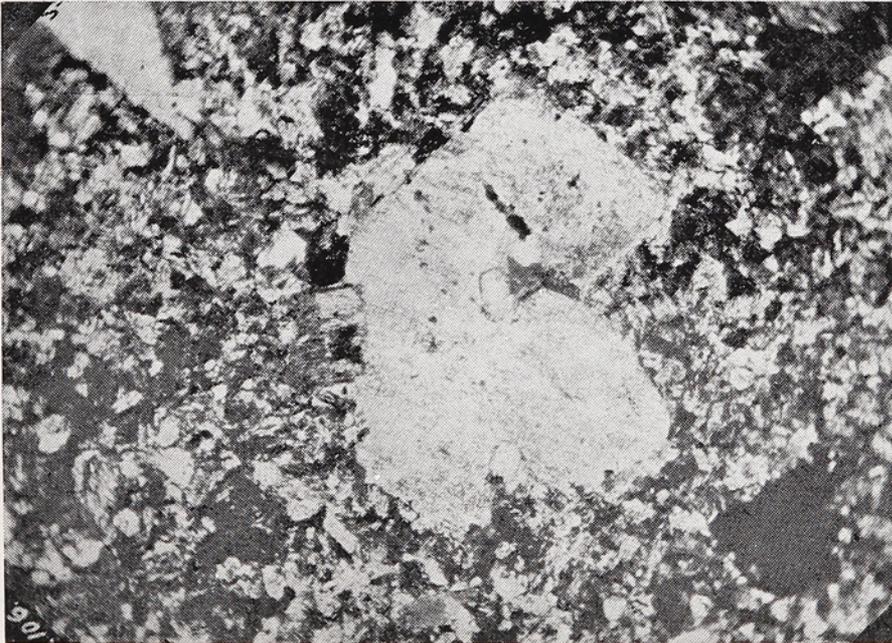


Fig. 6.—Queratófiro cuarcífero. Fenocristal de micropertita, corroído por la pasta. Aumento 200 X.

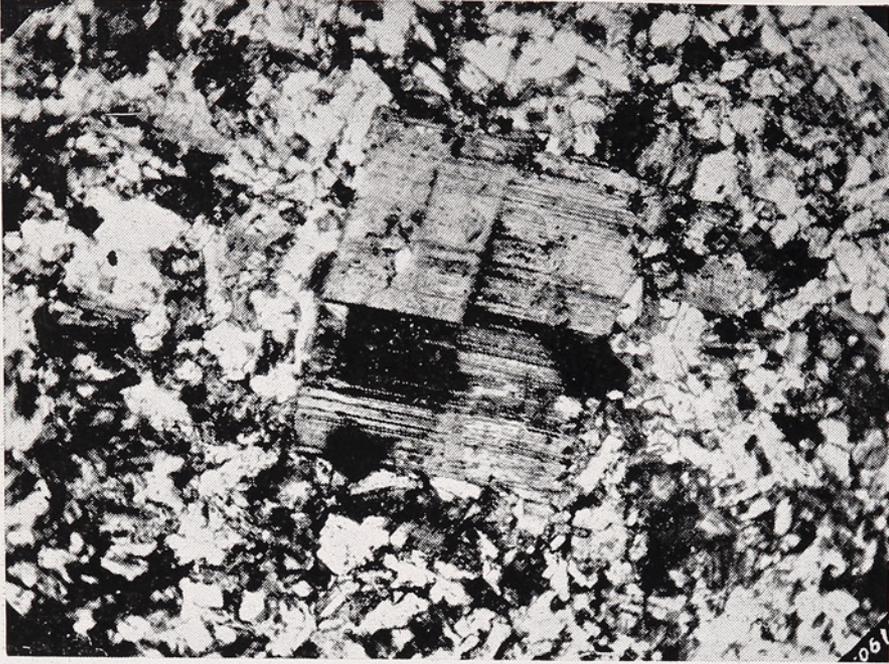


Fig. 7.—Queratófiro cuarcífero. Fenocristal de Albita. Aumento 75 X.

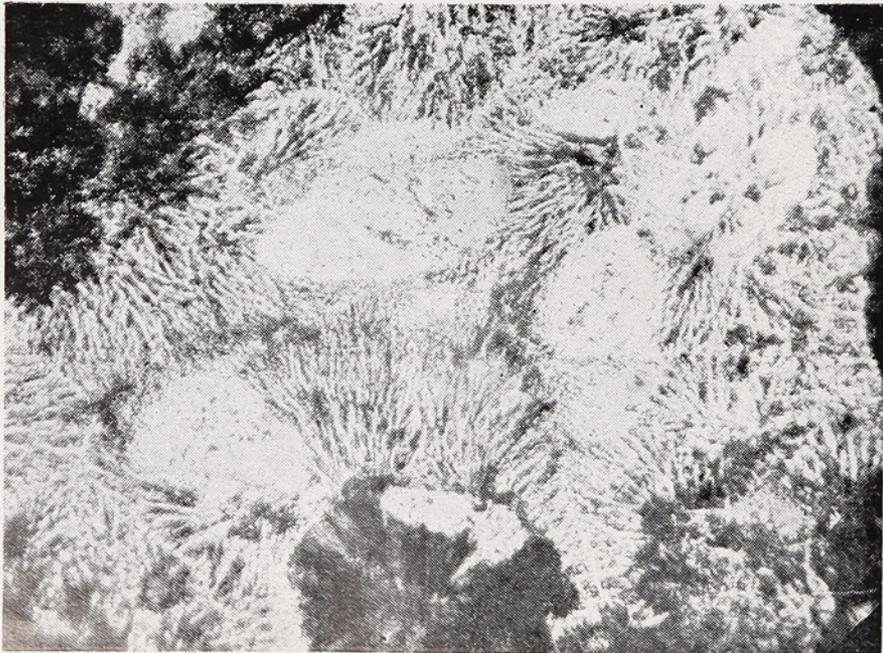


Fig. 8.—Queratófiro cuarcífero, con esferulitas. Filón en los queratófiros brechosos, cerca de la Quebrada «El Peral». Aumento 200 X.

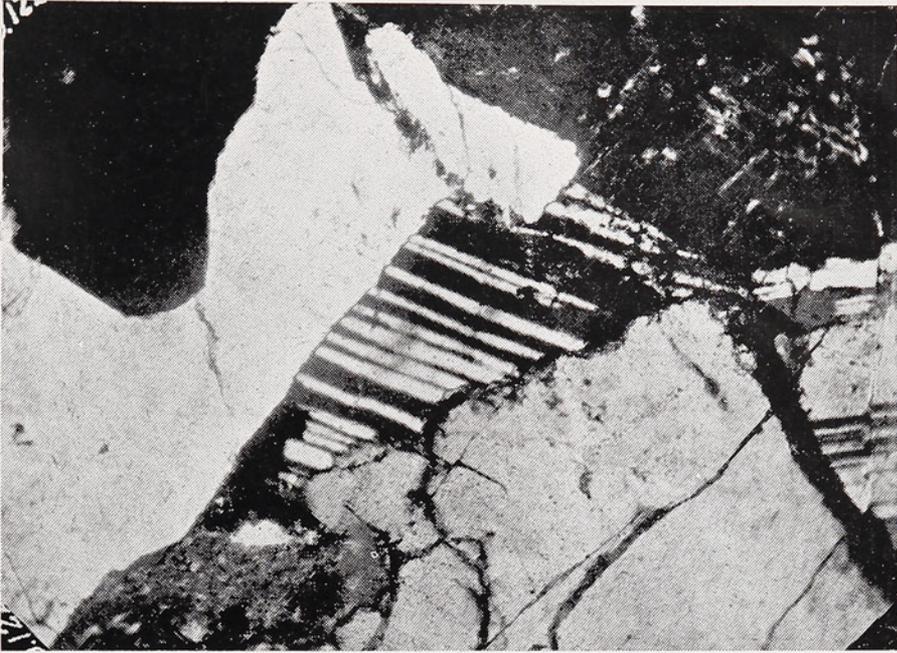


Fig. 9.—Granito sódico. Estero Ballena. Cristal de Albita corroído por Cuarzo. Aumento 70 X.

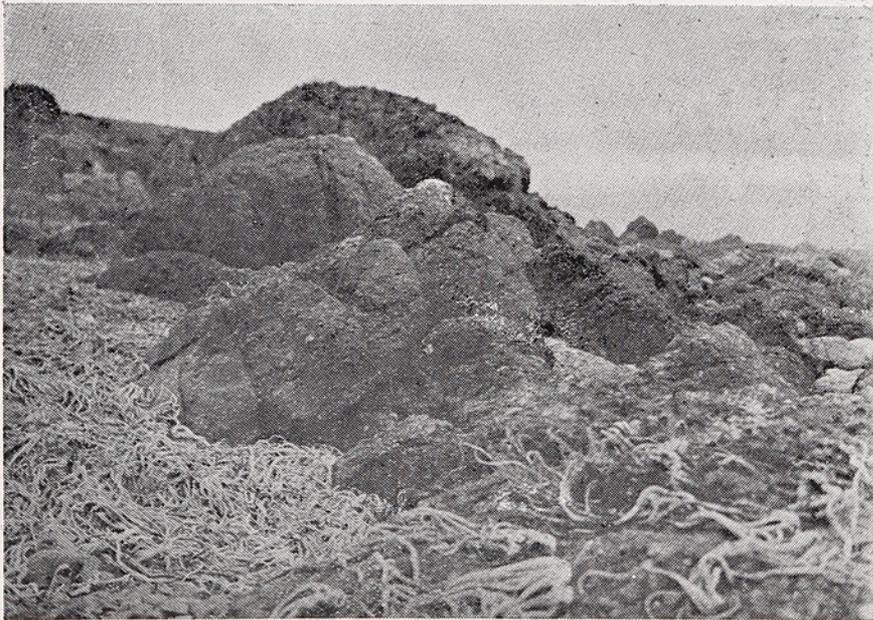


Fig. 10.—Conglomerado basal de los Queratofiros del Triásico superior. En la costa a 800 metros al Norte de la Quebrada Quiquelles.

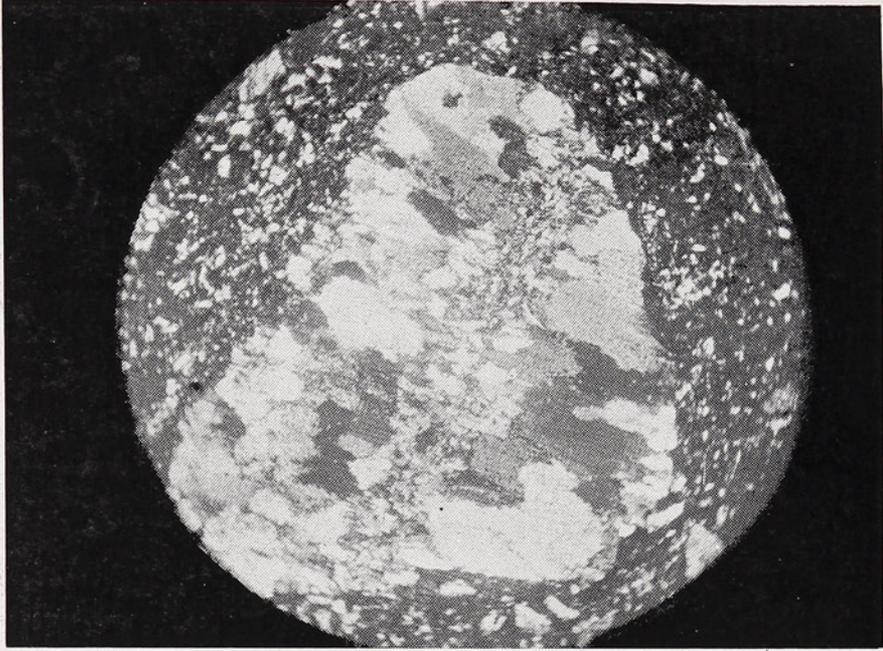


Fig. 11.—Pseudo fenoocristal constituido por Albita y Cuarzo en el proceso de diferenciación. Costa. Quebrada «El Peral». Aumento 40 X.



Fig. 12.—Queratófiro brechoso con fragmentos pequeños. Costa. Quebrada «El Peral».

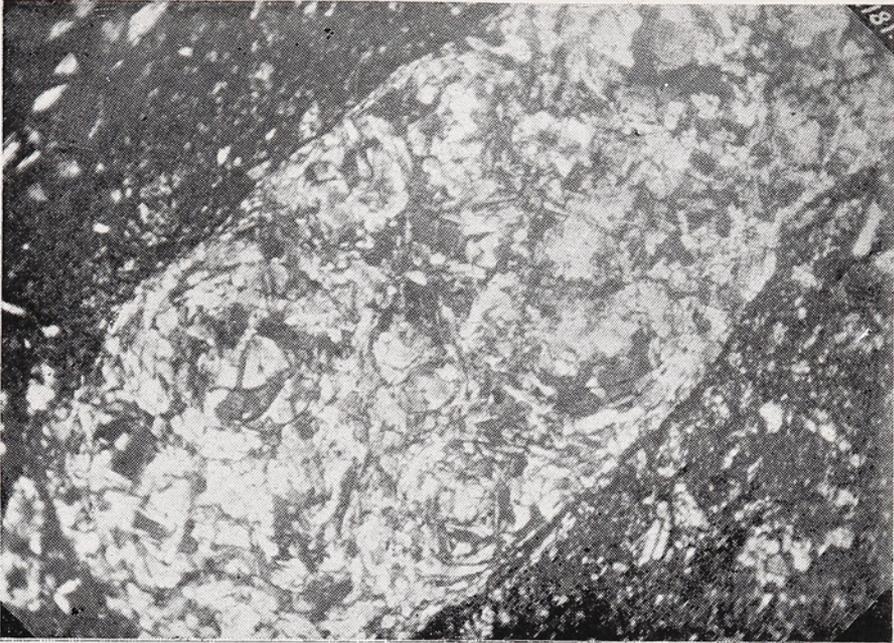


Fig. 13.—Orbiculitas en Queratófiro brechoso. Costa. Quebrada «El Peral». Nicols. Cruzados. Aumento 70 X.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCIÓN CHILENA



Fig. 14.—Id. fig. 11; pero sin analizador. Aumento 75 X.

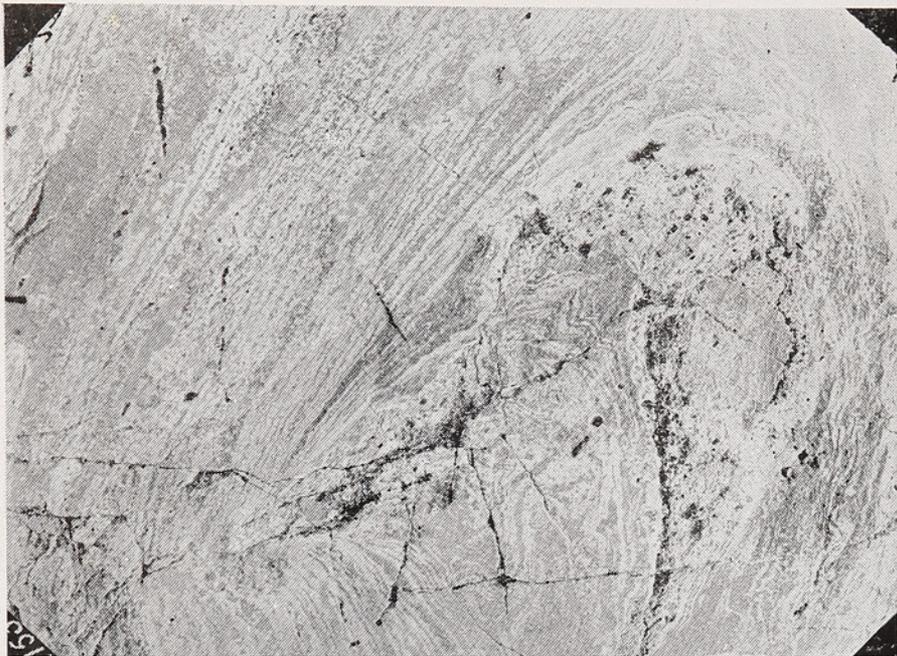


Fig. 15.—Pórfido Cuarífero con estructura fluidal. Costa al norte. Quebrada «El Peral»
Tamaño natural.



Fig. 16.—Queratófiro brechoso estratificado. Bahía Molles

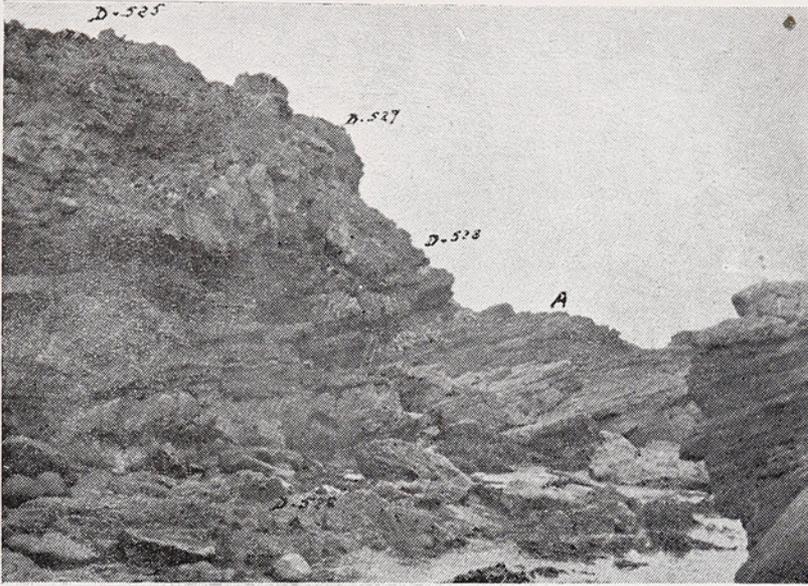


Fig. 17.—Intercalaciones de Pizarras plantíferas entre Queratófros. Punta Puquen.



Fig. 18.—Pizarras de Guaquen con bancos de Arenisca al Norte de la desembocadura del Estero de la Ballena.

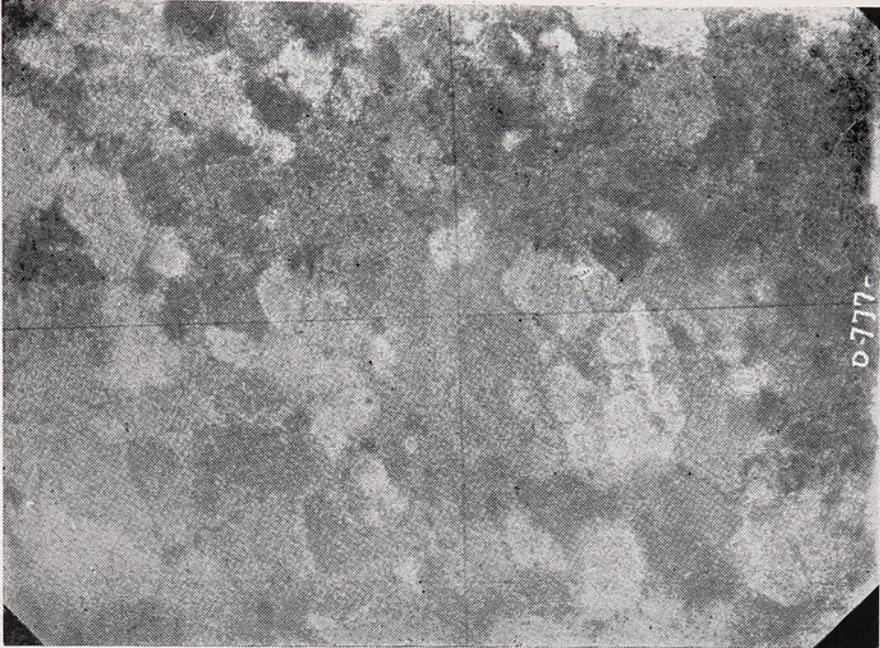


Fig. 19.—Queratófiro poco desvitrificado en Quebrada Colorados. Triásico superior. Aumento 81 X.

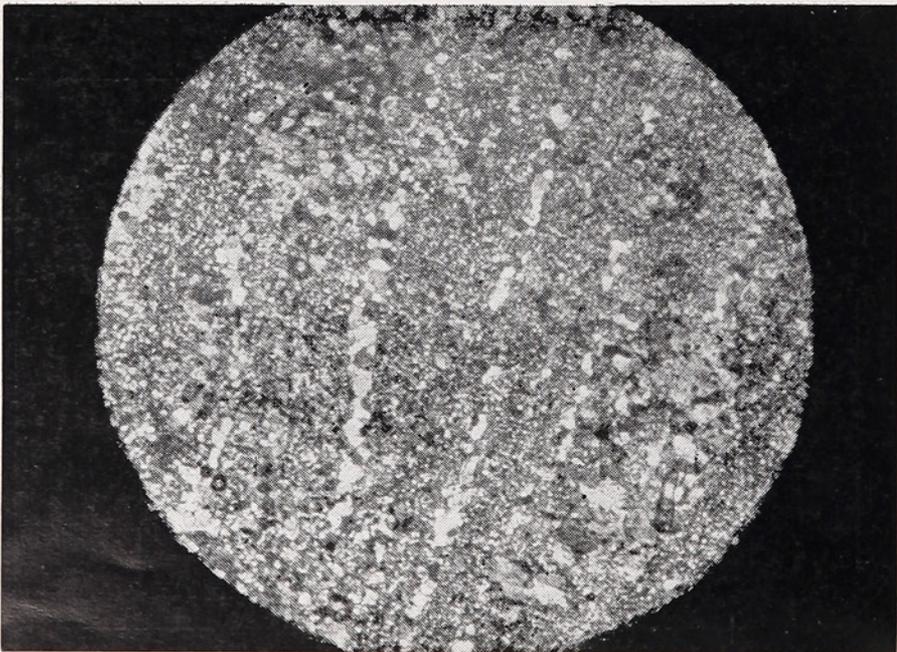


Fig. 20.—Queratófiro jaspeado. Quebrada Colorados. Aumento 25 X.



NACIONAL
CHILENA

Fig. 21.—Queratófiro con metamorfismo hidrotermal, formación de drusas de Antofilita, Cerro Colorado. Longotoma. Aumento 25 X.

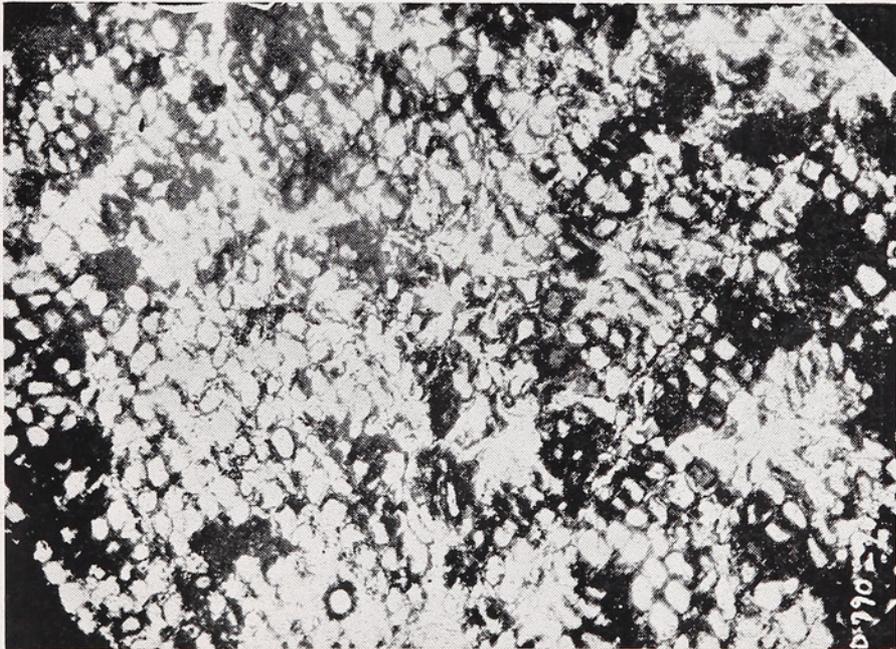


Fig. 22.—Trozo de madera silicificada. Rodado en el conglomerado del cerro Pulmahue. Aumento 90 X.

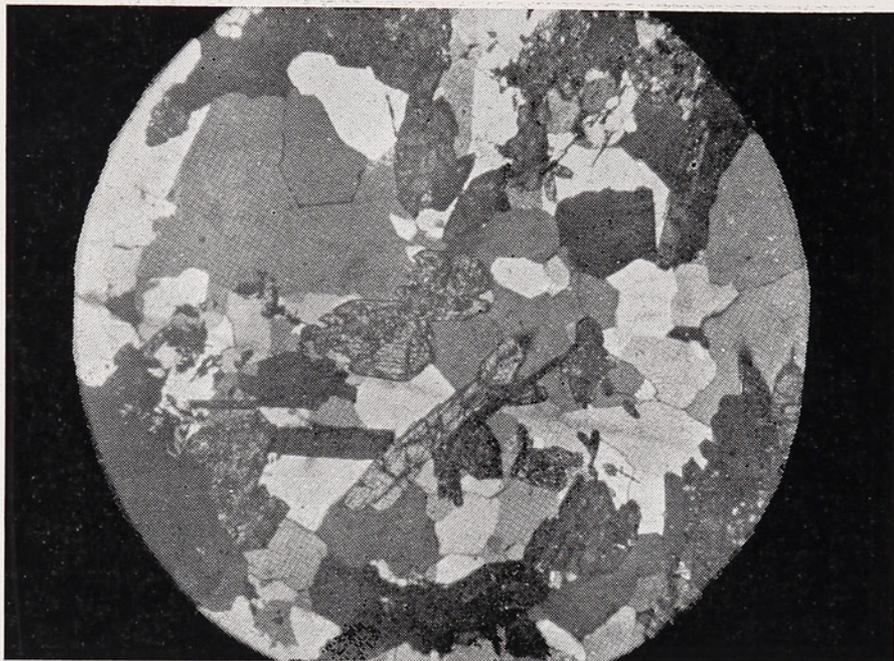


Fig. 23.—Roca de Enstatita. Inclusiones dentro de Granodiorita en el frente Norte del Cerro Pulmahue. Aumento 25 X.

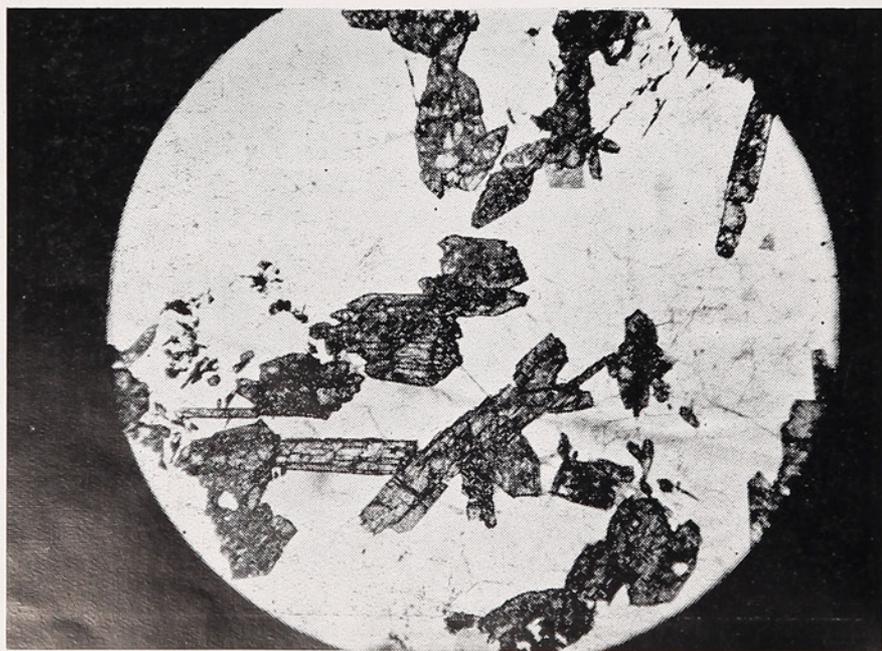


Fig. 24.—La misma roca de la fig. 23 sin analizador. Aumento 25 X.

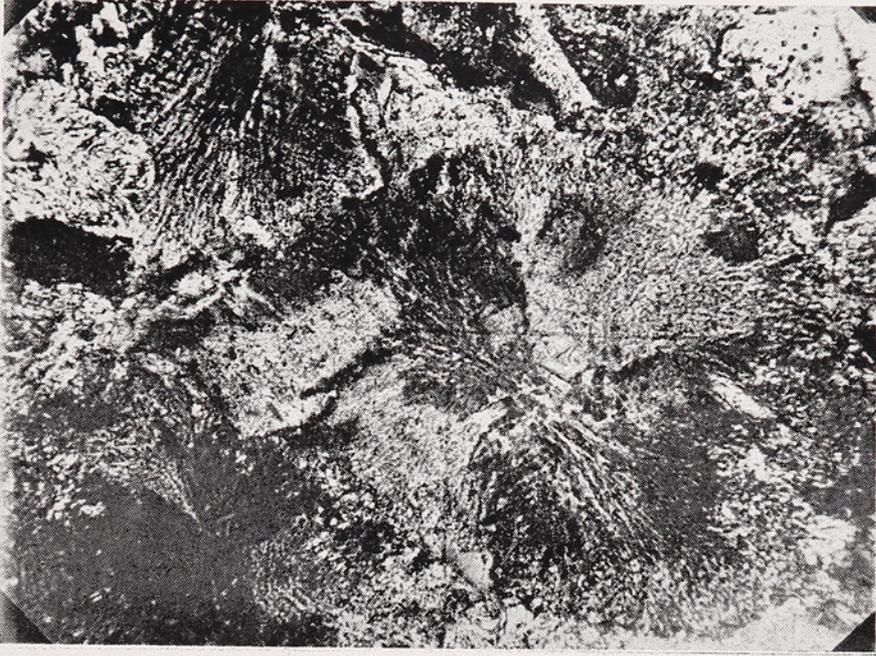


Fig. 25.—Queratófiro con Esferolitas. Falda norte del cerro Pulmahue. Lias. Superior. Aumento 300 X.

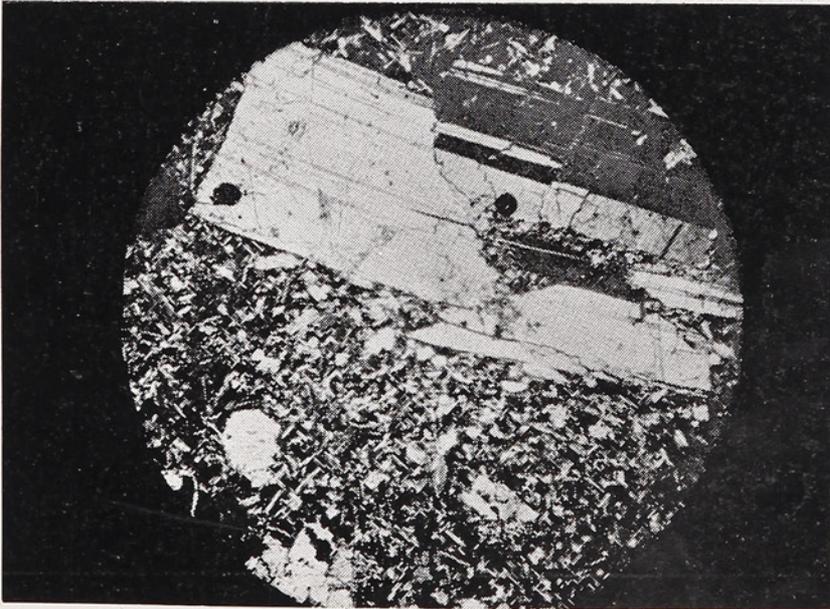


Fig. 26.—Porfírita augítica del Cerro el Imán. Aumento 23 X.

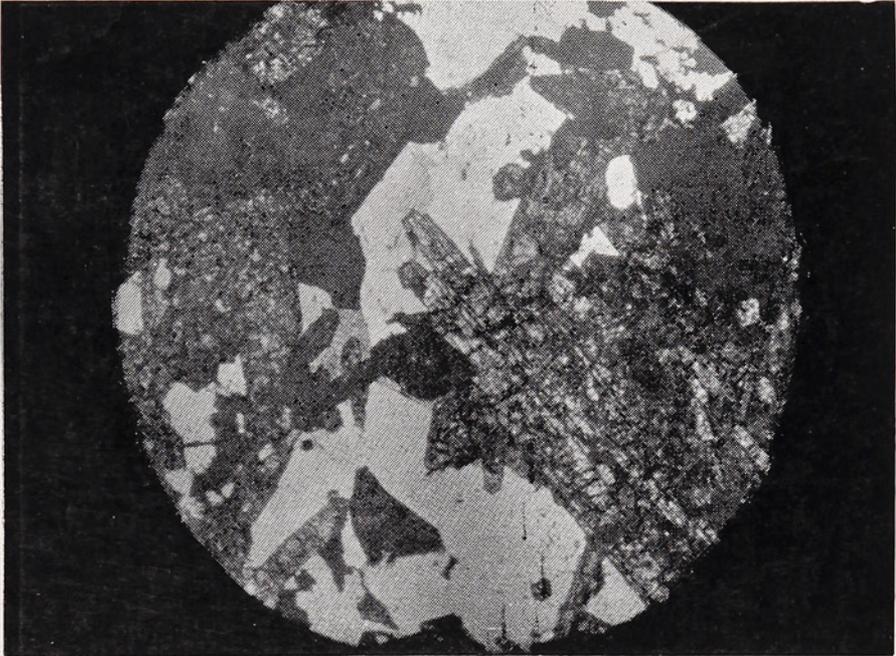


Fig. 27.—Roca de Tremolita producida por metamorfismo de margas. Cajón del Romero. Longotoma. Aumento 25 X.

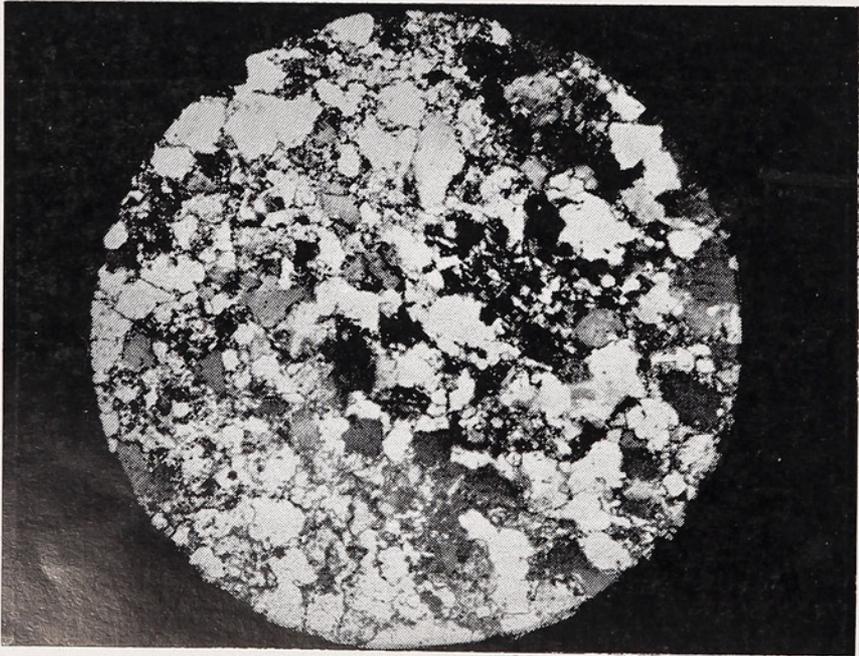


Fig. 28.—Arenisca de la falda Norte del cerro Pulmahue. Lias inferior, algo metamorfoseada por la introducción de dioritas andinas. Aumento 180 X.





